

# Северная и Южная Америка

ДОКЕМБРИИ

КОНТИНЕНТОВ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

В ы п у с к 252

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR  
SIBERIAN BRANCH

TRANSACTIONS OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

I s s u e 252

# PRECAMBRIAN OF CONTINENTS

---

## NORTH AND SOUTH AMERICA



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»  
SIBERIAN BRANCH  
Novosibirsk · 1976

# ДОКЕМБРИЙ КОНТИНЕНТОВ

---

## СЕВЕРНАЯ И ЮЖНАЯ АМЕРИКА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск 1976

Книга состоит из двух самостоятельных разделов, посвященных геологии докембрия Северной и Южной Америки. В каждом разделе дается поэтажная формационная и структурная характеристика докембрия всего континента или его отдельных крупных частей. В качестве элементарных единиц выделяются и описываются структурно-вещественные комплексы. На основании анализа вертикальных и латеральных рядов комплексов выявлены общие закономерности строения каждого этажа и основные черты эволюции докембрийской структуры Северной и Южной Америки.

Книга рассчитана на геологов широкого профиля, специалистов по докембрию, а также на преподавателей и студентов.

Авторы:

*А. К. БАШАРИН, Н. А. БЕРЗИН, Б. Д. ДВОРКИНА,  
В. Н. МОШКИН, В. И. ШУЛЬДИНЕР*

Ответственный редактор

д-р геол.-минер. наук *А. Л. МАТВЕЕВСКАЯ*

In monograph described Precambrian of North and South America. Structural-material complexes are the main tectonic units in the Precambrian. They distinguished by the structural and material characteristics. The complexes grouped in the structural stages, foldbelts (-regions, -systems) and unfolded covers. General features of the evolution Precambrian of North and South America ascertained.

Authors:

*A. K. BASHARIN, N. A. BERZIN, B. D. DVORKINA,  
V. N. MOSHKIN, V. I. SHULDINER*

Responsible editor

D-r of geological and mineralogical sciences *A. L. MATVEEVSKAYA*

*А. К. Башарин, В. И. Шульдинер,  
В. Н. Мошкин, Б. Д. Дворкина*

## ВВЕДЕНИЕ

В 1967—1970 гг. в лаборатории геотектоники Института геологии и геофизики СО АН СССР проводилась работа по составлению «Карты тектоники докембрия континентов» масштаба 1:15 000 000. Эта работа была выполнена большим коллективом исследователей из разных геологических учреждений под руководством академика Ю. А. Косыгина (Карта тектоники ..., 1972). Авторы настоящего очерка составили часть карты, охватывающую Северную Америку. В очерке использован фактический материал, положенный в основу карты, а также большое количество новых данных по геологии докембрия Северной Америки, опубликованных в последние три года после передачи карты в печать.

Докембрийские образования очень широко развиты в пределах Северо-Американского континента. Выходы их на поверхность, если учесть острова Арктического архипелага и Гренландию, занимают около половины его территории. Там, где докембрийские толщи залегают под маломощным чехлом, они вскрыты тысячами скважин. Особенно интенсивно разбурены юго-западные участки Северо-Американской платформы (Bailey, Muehlberger, 1968). Значительные буровые работы проведены в Аппалачском и Кордильерском складчатых поясах; десятки глубоких скважин вскрыли докембрий в прибрежных равнинах, где он погружен на значительные глубины (King, 1970), единичными скважинами он вскрыт в пределах шельфов (Pelletier, 1971). Таким образом, по количеству источников информации, докембрий Северо-Американского континента не имеет, по-видимому, себе равных.

Этот континент в целом является одним из наиболее изученных. Только за последние десять лет по Северной Америке в целом или по отдельным крупным регионам было составлено более десятка мелко-масштабных геологических и тектонических карт. Среди них необходимо отметить «Геологическую карту Северной Америки» масштаба 1:5 000 000 под редакцией Ф. Б. Кинга; «Геологическую карту Канады» масштаба 1:5 000 000, составленную Р. Дугласом; «Тектоническую карту Канады» масштаба 1:5 000 000 под редакцией К. Стоквелла; «Тектоно-геологическую карту Гренландии» масштаба 1:2 500 000 под редакцией К. Еллитсгаард-Расмуссена.

Особый интерес для анализа структуры докембрия представляют «Карта фундамента Северной Америки» масштаба 1:5 000 000 под редакцией П. Флауна, «Карта пород фундамента Соединенных Штатов» масштаба 1:2 500 000 под редакцией В. Бейли и В. Мюльбергера и «Карта изотопных возрастов Канады» масштаба 1:5 000 000 под редакцией Р. Уонлесса.

Кроме мелкомасштабных карт, за последнее десятилетие Геологической Службой Канады были изданы почти для всей страны карты масштаба 1:1 000 000 и 1:506 880 (500 000); значительные территории покрыты геологической съемкой 1:253 440 и более крупных масштабов. К таким районам можно отнести Скалистые горы, о. Ньюфаундленд, центральную и южную части Лабрадорского трога и др. Как правило, эти карты сопровождаются краткими, но исчерпывающими объясни-

тельными записками. Несколько хуже обстоит дело с крупномасштабной геологической съемкой северных территорий Канады: побережий приарктических морей, Баффиновой Земли и островов Канадского архипелага. Геологосъемочные работы здесь, по-видимому, только развешиваются.

На территории США для ряда регионов — Центральных Аппалачей, Южных Скалистых гор, районов Аризоны, Нью-Мексико, Невады и Калифорнии — имеются детальные геологические карты 1:125 000, 1:62 500 и более крупных масштабов. С точки зрения геологического картирования хуже изучены Аляска, северные районы Аппалачей и некоторые другие. Меньше картографических материалов имеется на территории Центральной Америки.

В последнее время появились обобщения по докембрию отдельных крупных регионов Северо-Американского континента. Среди них особенно интересной является серия сборников, опубликованных под редакцией К. Ранкама, а также сводка «Geology and Economic Minerals of Canada» под редакцией Р. Дугласа. Работ, обобщающих данные геологии докембрия по континенту в целом, нет. Кроме указанных монографий информация о докембрии сосредоточена в многочисленных статьях, объяснительных записках к геологическим картам разного масштаба, в монографиях по геологии и тектонике материка в целом, в сборниках статей типа «The Proterozoic in Canada» и других источниках.

Ряд статей и монографий по докембрию Северной Америки опубликован советскими геологами. Среди них особенно ценными являются обобщения М. А. Семихатова (1964, 1974), Б. М. Келлера и М. А. Семихатова (1968), А. И. Тугаринова и Г. В. Войткевич (1970), В. Е. Хаина (1971). Следует отметить, что во избежание перегрузки текста и списка литературы авторы очерка вынуждены указывать далеко не все использованные литературные источники, общее количество которых насчитывает несколько тысяч.

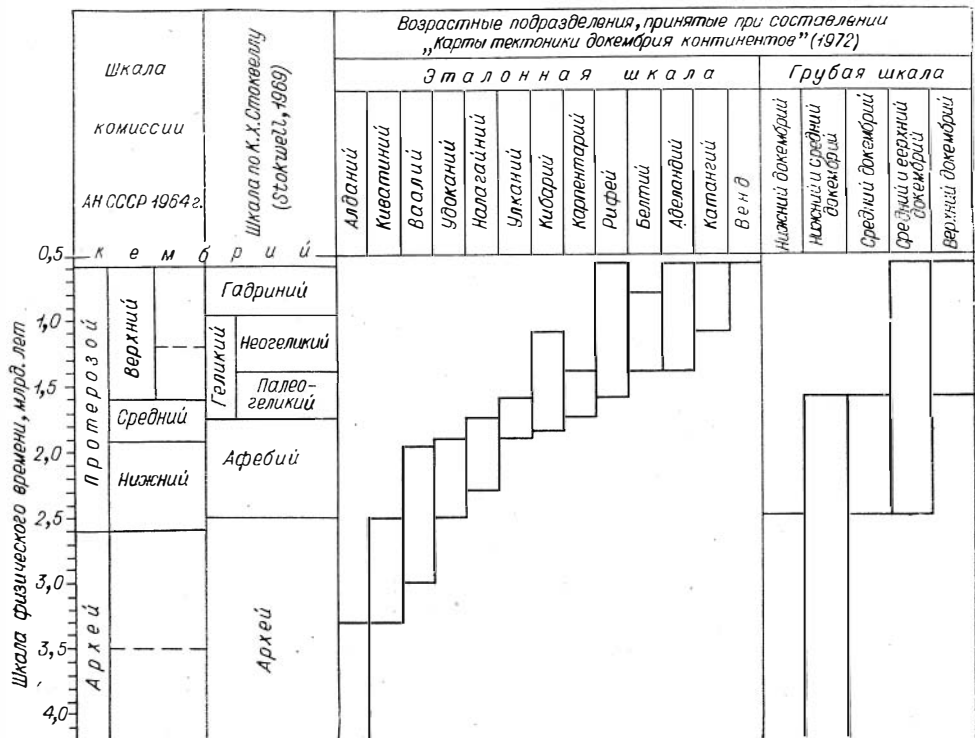
Чтобы не допустить неточности при переводе с английского языка названий пород и стратиграфических терминов, в очерке принята терминология американских и канадских геологов. Существование многочисленных хроностратиграфических шкал по докембрию делает невозможным привязку разнородного материала к какой-либо одной из них. Авторы вынуждены употреблять названия основных стратиграфических подразделений из разных шкал. Соотношения этих шкал, а также соотношения и объемы наиболее крупных подразделений, входящих в них, так как они используются авторами, приведены в табл. 1.

В связи с тем, что часто трудно установить соответствие канадско-американских и русских тектонических терминов, при описании употребляются нейтральные термины (массив, блок, прогиб и т. д.). При окончательной трактовке структуры используется тектоническая номенклатура, разработанная советскими исследователями.

Для лучшей ориентировки в привязке и расположении материала приводится схема геолого-географического районирования (рис. 1). В ее основу положено районирование Северо-Американского континента, предложенное Ф. Кингом (1972).

Собственные географические названия принимались в том написании, которые даны в Атласе Мира (1968).

В работе принято раздельное описание нижне-, средне- и верхне-докембрийского структурных этажей. На их границах происходили резкие перестройки структурных планов, прослеженные в пределах всего континента. Перестройки, отмеченные внутри этажей, как правило, охватывали только отдельные регионы. Это позволило провести независимое тектоническое районирование по каждому этажу в отдельности. Исключением является нижнедокембрийский, в который, по-видимому, входят два самостоятельных этажа с разными структурными планами.



Они условно объединены из-за недостаточной изученности, малого количества данных и невозможности поэтому тектонического районирования внутри них.

Авторы искренне признательны своим коллегам, чьими полезными советами, критическими замечаниями и практической помощью они пользовались в процессе работы над очерком. Среди них хотелось бы отметить Г. Д. Ажгирея, Н. А. Берзина, А. А. Богданова, Н. А. Богданова, Ч. Б. Борукаева, К. В. Боголепова, В. И. Драгунова, М. А. Жаркова, Б. М. Келлера, А. А. Красильщикова, Ф. П. Кренделева, Ю. А. Косыгина, П. Н. Кропоткина, Л. М. Парфенова, Л. И. Салопа, М. А. Семихатова, А. М. Смирнова, Б. С. Соколова, В. Е. Хаина, В. В. Хоментовского, Б. М. Чикова, Н. А. Штрейса, А. Л. Яншина, а также коллектив библиотеки Института геологии и геофизики СО АН СССР во главе с заведующей В. И. Жуковой.

Авторы благодарят У. Гамильтона, П. Фууза, М. Чуркина, В. Барагара и Д. Гопкинса за ценные консультации по докембрию Скалистых Гор, Аляски и Канадского щита.

Оформительские работы проведены Г. Я. Диановой, М. Б. Лимоновой, М. А. Чиковой, Р. И. Теслюк и О. П. Шлыковой, которым авторы также приносят искреннюю благодарность.

## НИЖНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ

Нижний докембрий распространен как на Северо-Американской платформе, так и в обрамляющих ее складчатых поясах. Впервые отложения этого возраста были выделены и расчленены на юге Канадского щита, в провинции Сьюпириор (см. рис. 1). На ее территории обнажены преимущественно plutonические образования — гранитоиды

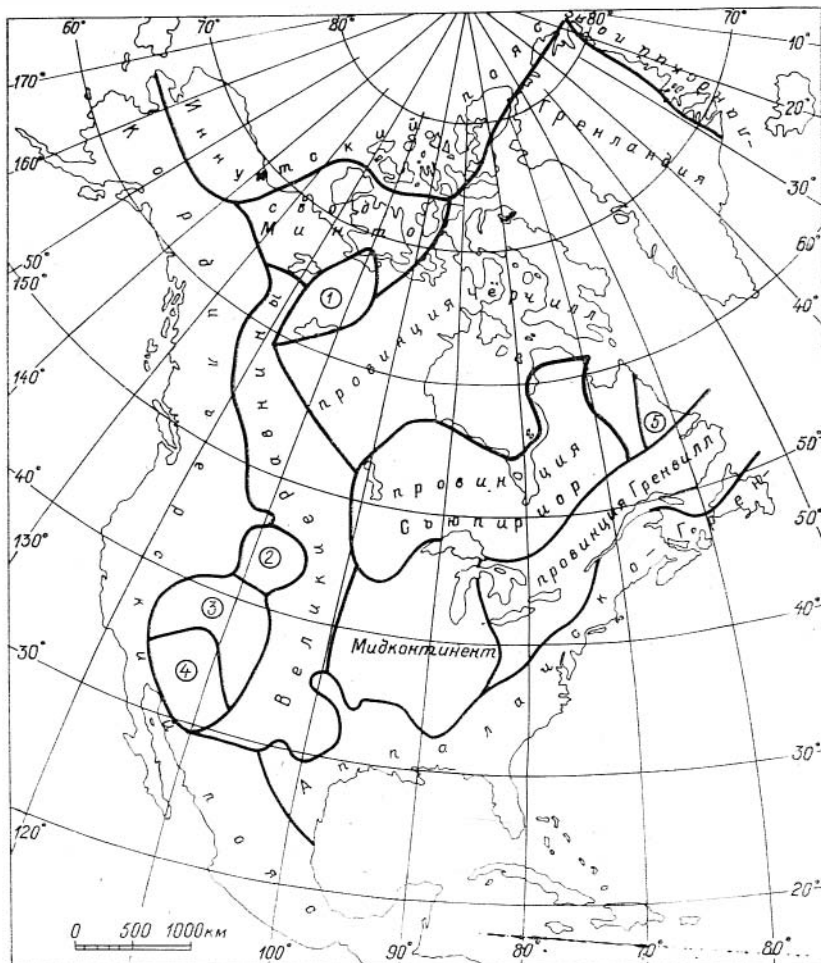


Рис. 1. Схема геолого-географического районирования Северо-Американского континента.

1 — провинция Слейв; 2 — провинция Центральных Скалистых гор; 3 — Большой Бассейн; 4 — плато Колорадо; 5 — провинция Нейн.

и сильно гранитизированные породы, перекристаллизованные в гнейсы и крупнокристаллические сланцы.

Слабо метаморфизованные и неметаморфизованные толщи, сохранившие отчетливые признаки осадочного или вулканогенного происхождения, имеют с плутоническими породами различные соотношения. Часть из них выступает в качестве реликтов, сохранившихся в виде разных по размеру участков среди плутонических пород, часть же имеет более молодой возраст и залегает на интрузивных образованиях в виде покровов. Естественно, что первые характеризуются в целом большей дислоцированностью и более сильным метаморфизмом. Эти признаки уже в конце прошлого столетия были положены в основу выделения на Канадском щите двух больших групп — архея и протерозоя, разделенных крупным несогласием.

Возраст плутонических пород, слагающих фундамент южной части щита, составляет около 2700 млн. лет; эта цифра была принята за верхний рубеж архейской эры. Позднее выяснилось, что фундамент этого региона характеризуется, по крайней мере, двухъярусным строением. Под верхним структурным этажом, сложенным зеленокаменными вулканогенными и, в меньшей мере, обломочными породами, залегает ниж-

ний этаж, представленный гнейсами и гранулитами с возрастом не менее 3500—3800 млн. лет. В схеме Ю. А. Косыгина и др. (Карта тектоники..., 1972) нижний структурный этаж соответствует алданию, верхний — киватинию. Сходное двухъярусное строение имеет и другая древнейшая провинция Канадского щита — Слейв.

За пределами этих двух провинций нижнедокембрийские породы зачастую значительно переработаны среднедокембрийскими и более молодыми складчатыми движениями, гранитизацией и метаморфизмом. Поэтому они с большим трудом и лишь местами поддаются более или менее дробному расчленению. Во многих случаях нижнедокембрийские породы не удается даже отделить от среднедокембрийских, тем более, что изотопный возраст первых оказывается, как правило, омоложенным.

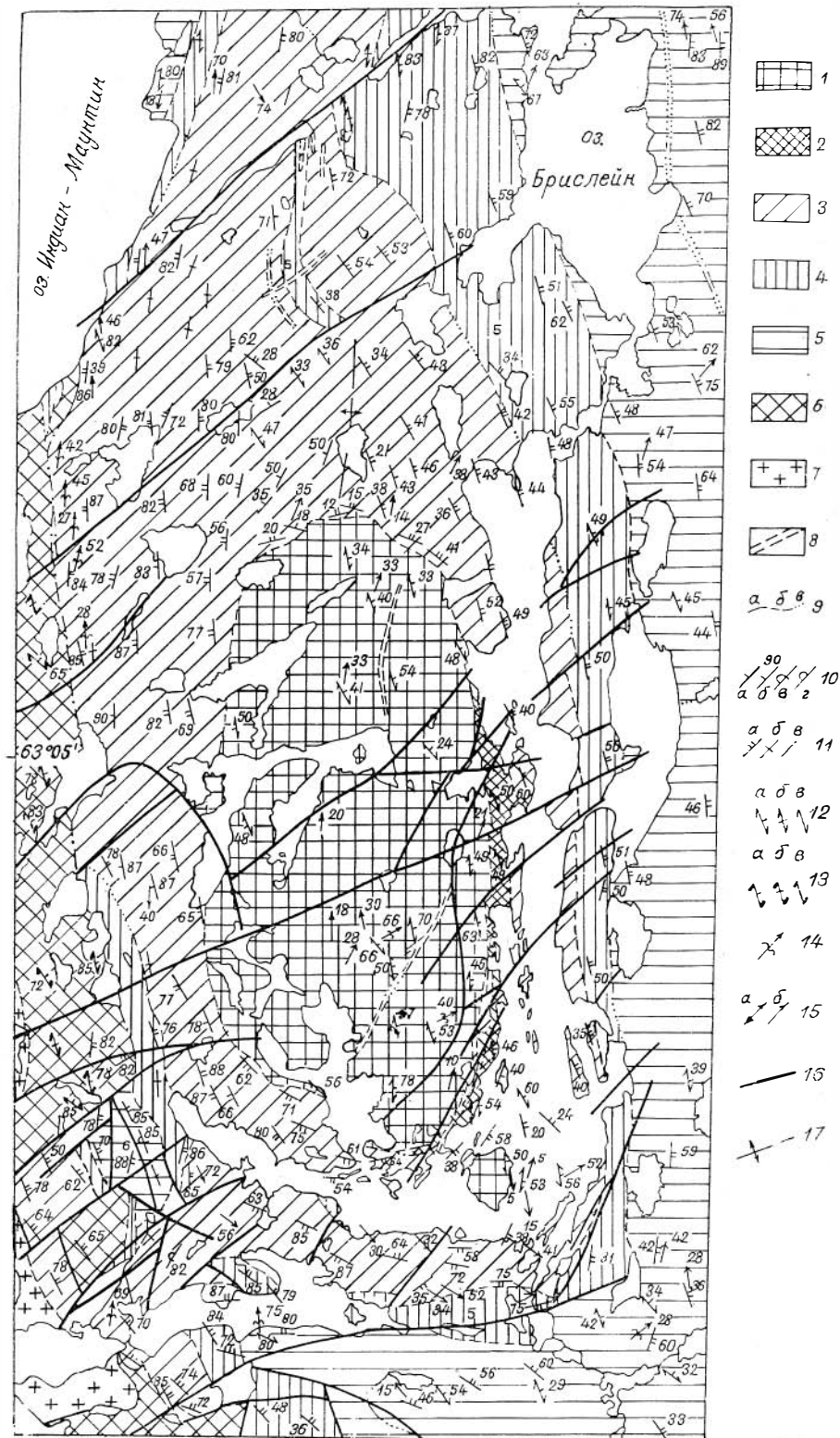
В силу указанных причин и вследствие недостаточной изученности составить сколько-нибудь полное представление об общем тектоническом строении нижнедокембрийских структурных этажей остальной территории Северной Америки пока невозможно. Содержание настоящего раздела поэтому в значительной мере сводится к обоснованию, где это возможно, двухъярусного строения нижнего докембрия и к частным характеристикам сохранившихся в современной структуре континента комплексов.

### Нижний докембрий Канадского щита

*Докиватинский структурный этаж.* К докиватинскому этажу относятся глубоко метаморфизованные — в гранулитовой и амфиболитовой фациях — осадочные и вулканогенные образования и ассоциирующие с ними изверженные породы, возраст которых составляет более 3500 млн. лет. Очень редкие из них сохранили реликтовые соотношения изотопов, соответствующие этой или более высоким цифрам: в подавляющем большинстве случаев изотопный возраст пород оказывается омоложенным до 2700—2400 млн. лет и менее, и выделение древнейших комплексов основывается в основном на различных геологических данных, нередко косвенных.

На западе Канадского щита, в пределах провинции Слейв, докиватинские породы выявлены в окрестностях озер Пойнт, Индиан-Маунтин и Большое Невольничье. В районе оз. Пойнт они представлены гнейсами, кварцитами и гранитоидами, которые подстилают толщу зеленочаменных пород группы Йеллоунайф киватинского возраста и содержатся в гальке базальных конгломератов этой группы. Изотопный возраст гранита из такой гальки соответствует возрасту метаморфизма конгломератов и равен 2660 млн. лет (Bostock, 1967 a, b; Wanless e. a., 1967).

В районе оз. Индиан-Маунтин выявлены древние граниты, составляющие ядро крупной антиклинали меридионального простираения (рис. 2). Крылья складки сложены метавулканитами серии Йеллоунайф, в подошве которых наблюдается базальная пачка кварц-полевошпатово-сланцевых сланцев и метаконгломератов. Граниты в ядре складки метаморфизованы и деформированы, причем поверхности сланцеватости в гранитах на крыльях антиклинали залегают согласно с поверхностью подошвы базальной пачки, но на периклинальном замыкании складки пересекаются этой поверхностью (а также слоистостью и сланцеватостью перекрывающих пород) под прямым углом. Сильный метаморфизм и деформированность гранитов, полное отсутствие признаков их внедрения в контактового воздействия на окружающие породы, структурное несогласие на погружении складки, присутствие в основании перекрывающей серии базального горизонта терригенных пород, наличие в гранитах секущих даек основных пород, комагматичных с метавулканита-



ми перекрывающей серии, дают основание относить граниты к фундаменту серии Йеллоунайф (Heywood, Davidson, 1969).

На юго-востоке Большого Невольничьего озера распространены слоистые гнейсы, частью высокоглиноземистые (с гранатом, кордиеритом, силлиманитом), амфиболиты и мраморы, сильно мигматизированные и инфильтрованные гранитами (Reinhardt, 1969). Непосредственные соотношения этого комплекса с развитыми в том же районе неметаморфизованными терригенными отложениями группы Уилсон — Айленд (аналог Киватина) не изучены, но резкое отличие по составу и степени метаморфизма и отсутствие переходов между ними заставляют предполагать более древний возраст метаморфических пород.

Восточнее, в провинции Чёрчилл, очень древний возраст имеют, по видимому, гнейсы гранулитовой фации, хотя изотопные определения по ним дают типичные для более молодых пород провинции цифры менее 2000 млн. лет. Их соотношения с породами киватинского возраста, метаморфизованными в амфиболитовой фации, изучены севернее оз. Атабаска. Гранулитовые породы этого района представлены гранатовыми, гранат-силлиманитовыми и пироксеновыми гнейсами с подчиненными прослоями пироксен-плагноклазовых сланцев и железистых пород. Среди них почти нет гранитов, в то время как окружающие их породы амфиболитовой фации метаморфизма — биотитовые и роговообманковые гнейсы и амфиболиты — интенсивно гранитизированы и содержат крупные гранитные плутоны. Гранулиты характеризуются северо-западным и широтным простиранием складок, тогда как биотитовые и роговообманковые гнейсы — северо-восточным. Структурные элементы северо-восточного простирания имеются также и в гранулитах, но здесь они возникли при повторном наложении метаморфизма в условиях амфиболитовой фации (Baer, 1969).

Выходы пород гранулитовой фации метаморфизма известны и в других районах провинции Чёрчилл. Юго-восточнее впадины Атабаска, в складчатой зоне Вулластон-Лейк и в прилегающих районах распространены гиперстеновые амфиболиты и чарнокиты. Некоторые из них обнаруживают реликтовые изотопные соотношения, соответствующие возрасту 2700 млн. лет (Moneu, 1968). Западнее Гудзонова залива развиты слоистые двупироксеновые, роговообманковые и гранатовые гнейсы и сланцы, которые перемежаются с чарнокитами. Те и другие встречаются в гальке конгломератов киватинского возраста (Davison, 1966).

На западе провинции Сьюпириор сравнительно крупный выход диафторизованных гнейсов гранулитовой фации изучен в верховьях р. Нельсон (на границе с провинцией Чёрчилл). Здесь установлено, что они перекрыты вулканитами киватинского возраста (Bell, 1971 a, b). Аналогичные породы (преимущественно роговообманково-пироксен-гранатовые гнейсы) известны к югу от Гудзонова залива, где они слагают полосу северо-восточного простирания, ограниченную разломами (Stockwell et al., 1970).

Рис. 2. Фрагмент геологической карты района оз. Индиан-Маунтин масштаба 1 : 50 000 (по Heywood, Davidson, 1969).

1 — дойеллоунайфские образования: метатоналиты, кварц-полевошпатово-слоистые гнейсы и гранулиты; над группа Йеллоунайф: 2 — кварц-полевошпатово-слоистые сланцы и гнейсы, метаконгломераты; 3 — вулканиты и их метаморфические аналоги, 4 — вулканиты и осадочные породы, переслаивающиеся между собой, и их метаморфические аналоги, 5 — осадочные толщи и их метаморфические аналоги, 6 — гнейсы и кристаллические сланцы смешанного состава, 7 — гранитоиды, 8 — дайки диабазов; 9 — геологические границы: а — установленные, б — приближенные, в — предполагаемые; элементы залегания: 10 — по слоистости с установленной кровлей (а — наклонные, б — вертикальные, в — опрокинутые, г — с неизвестным углом падения), 11 — по слоистости с неустановленной кровлей (а — наклонные, б — вертикальные, в — с неизвестным углом падения), 12 — по сланцеватости и кливажу рассланцевания (а — наклонные, б — вертикальные, в — с неизвестным углом падения), 13 — по гнейсоватости (а — наклонные, б — вертикальные, в — с неизвестным углом падения); 14 — ориентировка осей мелких складок, 15 — текстурные ориентировки: а — горизонтальные, б — наклонные; 16 — разрывы, 17 — оси антиклиналей.

В более южных районах провинции Сьюпириор древнейшие образования часто не отделяются от более молодых высоко, метаморфизованных пород, однако присутствие их доказывается изотопными определениями возраста. Так, цифры 3600—3550 млн. лет были получены по циркону из гнейсов Мортон в Юго-Западной Миннесоте. Последние метаморфизованы в гранулитовой фации и интенсивно дислоцированы (Goldich, 1968; Himmelberg, 1969).

Довольно широкое распространение галек и валунов гранитов в киватинских обломочных породах и зафиксированные местами случаи непосредственного налегания пород киватинского возраста на граниты и гранито-гнейсы показывают, что в составе plutonic комплексов юга провинции Сьюпириор имеются весьма древние, докиватинские образования (Салоп, 1970).

Восточная часть Канадского щита — восток провинции Сьюпириор, провинция Гренвилл, острова Баффинова Земля, Сомерсет, Элсмир и Гренландия — характеризуется более глубоким эрозионным срезом и соответственно большим развитием глубоко метаморфизованных докиватинских комплексов. В провинции Гренвилл, испытавшей региональное омоложение 1000—900 млн. лет назад, они в настоящее время не могут быть отделены от более молодых образований (этот вопрос рассмотрен ниже), но в остальных районах, по-видимому, все породы гранулитовой и значительная часть пород амфиболитовой фации метаморфизма принадлежат к древнейшему основанию. Изученность их в настоящее время невелика.

Обширная область развития рассматриваемых образований, выделяемая в субпровинцию Унгава, расположена на северо-востоке провинции Сьюпириор. Здесь преобладают породы гранулитовой фации метаморфизма, представленные отчетливо слоистыми крупнозернистыми плагиогнейсами, содержащими гиперстен, диопсид, роговую обманку, биотит и иногда пранат. Отдельные прослои сильно обогащены биотитом. Широко распространены также биотит-роговообманковые плагиогнейсы и гранито-гнейсы, которые трактуются как результат гранитизации пироксеновых гнейсов в условиях амфиболитовой фации. В отличие от других районов провинции Сьюпириор, субпровинция Унгава характеризуется преобладанием меридиональных структур (Stockwell et al., 1970). Л. И. Салоп (1970, 1971) подчеркивает, что складки этого района группируются в «гнейсовый складчатый овал», подобный развитым в других древнейших регионах мира.

Выходы гранулитовых пород известны также на северном побережье Канады, в частности, к востоку от залива Батерст, на п-ове Бутия и на островах Сомерсет и Баффинова Земля. Они представлены диопсид- и биотит-роговообманково-плагиоклазовыми сланцами, амфиболитами, биотит-, силлиманит-, кордиерит- и гиперстен-гранатовыми гнейсами и мраморами, инъецированными двупироксеновыми или иными гранитоидами. В процессе наложенной складчатости, возраст которой оценивается примерно в 1700 млн. лет, эти гранулитовые породы были частично перекристаллизованы и диафорированы (Blackadar, 1967a, b, c).

В Гренландии древнейшие образования обнажены на западном побережье острова. Здесь они объединяются в метаморфические комплексы Готхоб, Нордланд, Кангамиут и др. (Бертельсен, Нью-Ньюгорд, 1968). Все эти комплексы сложены гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и реже мраморами. Состав гнейсов колеблется от гранодиоритового до кварц-диоритового. Обычными породами являются биотитовые, роговообманковые, гиперстен- и гранатсодержащие гнейсы, гиперстеновые амфиболиты. Эти толщи насыщены пластовыми телами анортозитов, габбро-анортозитов, дунитов, пироксенитов, горнблендитов небольшой мощности и протяженности; реже встречаются диориты.

Какие-либо крупные интрузивные тела типа батолитов отсутствуют.

Описываемые образования первоначально были метаморфизованы в амфиболитовой и гранулитовой фациях, позднее претерпели повторный метаморфизм в амфиболитовой и частично зеленосланцевой фациях. На значительных по площади участках породы гранулитовой и амфиболитовой фаций сохранились в непереработанном виде.

Слои метаморфических пород собраны в сложные системы складок, образующие синформы и антиформы. Обычно складки группируются в сложные план-узлы с горизонтальными или вертикальными положениями шарниров. Местами отложения комплекса Нордланд образуют куполовидные структуры небольших размеров. Преимущественные простирания осей складок северо-восточные и субширотные. Все эти складки образовались в течение, по крайней мере, трех фаз складчатости. Более ранние из них почти нацело уничтожены последующими движениями.

Глубокий метаморфизм отложений Западной Гренландии, полиметаморфические проявления и многократные деформации свидетельствуют о весьма древнем их возрасте. Заключительные стадии формирования этих комплексов обычно связывают с кетилидским орогенезом (примерно 1800 млн. лет назад). По отношению к среднекембрийским отложениям описанные образования выступают в качестве фундамента. О его древности говорит довольно большое число реликтовых датировок гнейсов. Большая часть из них соответствует кеноранской (матурской по местной терминологии) складчатости (2860—2500 млн. лет), с которой связывают формирование синформных структур, в значительной степени видоизмененных последующей кетилидской складчатостью. В то же время целый ряд определений указывает на еще более древний возраст субстрата — более 3200 млн. лет. Особенно большие цифры были получены по гнейсам амфиболитовой фации из района Годхоб, возраст которых, согласно определениям Rb—Sr методом, составляет 3750—3690 млн. лет, а Pb—Pb и U—Pb методами — 3670—3620 млн. лет. Эти цифры связывают с наиболее древним санильским орогенезом, в течение которого породы были смяты в крупные лежащие складки (Berthelsen, 1972; Moor bath, e. a., 1972; Windley, 1969). Все это дает основание думать, что рассмотренные образования в значительной своей части принадлежит к докиватинским. В последнее время доказано присутствие пород и киватинского этажа, однако выделить их из состава древнейших образований не удается.

*Киватинский структурный этаж.* Образования киватинского возраста особенно широко распространены в провинциях Сьюпириор и Слейв, где хорошо изучены и датированы (рис. 3, 4). Они слагают участки различной формы и размеров: от небольших выходов в 20—30 км в поперечнике до обширных зон длиной в сотни километров, протягивающихся среди огромных полей гранитоидов и гранито-гнейсов.

Один из наиболее полных и в то же время самых изученных разрезов киватинского возраста расположен на юге Канадского щита, в складчатой зоне Абитиб, которая протягивается в виде широтного пояса севернее оз. Гурон.

На востоке зоны в составе рассматриваемого комплекса выделены четыре согласно залегающие группы\*:

Малартик (3500—6500 м) — эффузивы и туфы основного (внизу) и кислого (вверху) состава. Содержат многочисленные стратиформные тела габбро, ультраосновных пород и гранитоидов.

Кевагама (до 3000 м) — ритмичное переслаивание граувакк и аргиллитов с подчиненными кварцитами. В низах имеются линзы конгломератов с гальками вулканитов и редко кварца и гранитоидов.

\* Здесь и далее описание разрезов ведется снизу вверх.

Блейк-Ривер (5000—13 000 м) — кислые и средние эффузивы и пирокласты, которые вверх по разрезу сменяются кислыми вулканитами. Многочисленны интрузии габбро, диоритов и фельзитов.

Кадиллак (5000 м) — граувакки с подчиненными конгломератами и с редкими прослоями туфов, кварцитов и железистых кварцитов.

Несколько западнее низы комплекса выделяют в группу Понтиак, которая по составу и положению в разрезе соответствует группе Кевагама, но отличается от нее более интенсивными деформациями и метаморфизмом. В основании группы Кадиллак здесь местами отмечается несогласие.

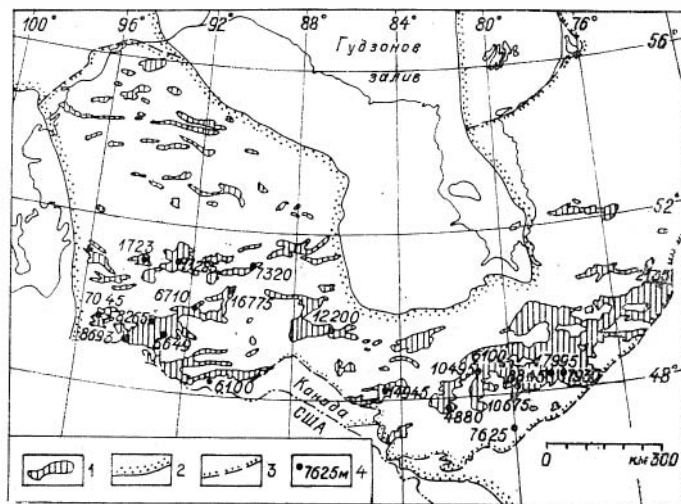


Рис. 3. Распространение и мощности осадочно-вулканогенных толщ Киватина и его аналогов в провинции Сюпириор (по Stockwell e. a., 1970).

1 — области современного распространения осадочно-вулканогенных толщ Киватина и его аналогов; 2 — границы Канадского щита; 3 — границы провинции Сюпириор; 4 — мощности осадочно-вулканогенных толщ Киватина и его аналогов, м.

Еще далее на запад отложения киватинийского комплекса на группы не расчленены. Они представлены нижней частью комплекса и имеют следующий разрез:

1. Основные эффузивы, массивные и подушечные, с прослоями варнолитовых разновидностей, вулканических брекчий и туфов, а также аргиллитов и кремнистых пород (около 1500 м). Содержат силлы габбро, диоритов и диабазов.
2. Кислые пирокласты с подчиненными им лавами (700 м). Содержат интрузии кислых пород.
3. Граувакки и аргиллиты (1000 м).

Эти толщи сопоставляются с группами Малартик и Кевагама. Видимо, более высокое положение в разрезе занимает мощная толща основных эффузивов с прослоями кислых вулканитов, граувакк и глинистых сланцев, которая уверенно коррелируется с группой Блейк-Ривер.

Вулканиты с перерывом, а местами с угловым несогласием перекрыты группой Тимискаминг (более 5000 м). По возрасту она отвечает группе Кадиллак или, может быть, моложе ее. Группа Тимискаминг сложена граувакками, глинистыми сланцами, конгломератами, а также эффузивами и туфами трахитового состава. Наиболее поздние вулканиты имеют резко выраженный щелочной характер и содержат лейцит. Разрез не выдержан по латерали. Конгломераты образуют мощные (более 1000 м) линзы, замещающиеся по простиранию граувакками и эффузивами; галька состоит из трахитов, порфировых интрузивных пород, местами из кремнистых и железистых пород киватин-

ского типа. Также неравномерно распределены по латерали и эффузивные породы. С ними связаны интрузии сиенитов (Cooke, Moorhouse, 1969). Все описанные породы метаморфизованы обычно в фации зеленых сланцев.

В западной части провинции Сьюпириор породы киватинского возраста образуют узкие зоны, протягивающиеся на значительные расстояния в широтном направлении. Это зоны разделены более широкими поясами развития гранитоидов. Южная зона — Куэтико — характеризуется преобладанием метаморфизованных терригенных пород, именуемых Кучичинг. Большей частью это биотитовые гнейсы и плагиогнейсы амфиболитовой фации часто с мусковитом, гранатом, ставролитом, роговой обманкой и куммингтонитом; по химическому составу они соответствуют грауваккам. Метаморфические породы содержат многочисленные гранитоидные тела, окруженные зонами мигматитов. В ряде пунктов установлено, что группу Кучичинг согласно подстилают слабо метаморфизованные

В зоне Куэтико местами развиты эффузивы киватинского типа. ты и грубообломочные породы, напоминающие отложения группы Тимискаминг, но, судя по тому, что они переслаиваются с вулканитами киватинского типа, их следует рассматривать скорее как дотимискамингские. Такова группа Стипрок, которая залегает на гранитах и гранито-гнейсах и имеет в основании 200-метровую толщу конгломератов, состоящих из галек гранитов, диоритов, основных пород и кварца. Выше лежат доломиты (500 м), которые, по некоторым данным, отделены от конгломератов толщей основных вулканитов. Доломиты содержат прослойки кремнистых, железистых и марганцевых пород. Разрез группы венчается толщей пирокластов, содержащих прослойки и силлы основных эффузивов (Stockwell, e. a., 1970).

Расположенная севернее Куэтико зона Инглиш-Ривер сложена в осевой части сильно метаморфизованными осадочными породами, напоминающими гнейсы Кучичинг; по химическому составу они соответствуют грауваккам и глинистым сланцам. Краевые части зоны характеризуются развитием слабо метаморфизованных пород, среди которых преобладают основные эффузивы, местами перемежающиеся с кислыми лавами, туфами, граувакками и глинистыми сланцами. Считается, что основные вулканиты залегают в основании всего разреза, однако во многих случаях они перекрывают метаосадки или переслаиваются с ними. Точно так же изменчиво положение в разрезе и кислых эффузивов.

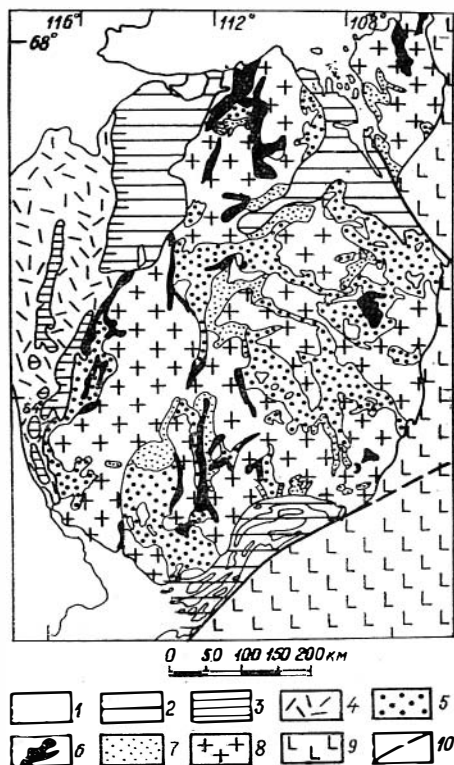


Рис. 4. Генерализованная геологическая карта провинции Слейв (по: McGlynn, Henderson, 1970; Hoffman e. a., 1970).

1 — фанерозойские образования; 2—3 — афебийские осадочно-вулканогенные отложения; 2 — нескладчатые верхнеафебийские; 3 — складчатые нижнеафебийские; 4 — область предполагаемого распространения складчатых афебийских образований; 5—7 — отложения над группы Йеллоунайф: 5 — осадочные, 6 — вулканогенные, 7 — смешанные гранитные, осадочные и вулканогенные; 8 — гранитоиды, 9 — нерасчлененные нижнедокембрийские толщи провинции Чёрчилл, 10 — разрывы.

На крайнем северо-западе провинции Сьюпириор расположено еще несколько узких сближенных зон, аналогичных вышеописанным. Преобладающим развитием здесь пользуются вулканы группы Хейс-Ривер — массивные, подушечные и амигдалоидные эффузивы основного состава, которые в верхах разреза сменяются кислыми породами: дацитами или риолитами и туфами. Они большей частью согласно (хотя местами наблюдаются местные несогласия) перекрыты осадочными породами группы Айленд-Лейк и ее аналогов, состоящих из граувакк, аркозовых песчаников, глинистых сланцев и в верхней части — полевошпатовых кварцитов. Характерна градационная слоистость и обилие ко-сослоистых песчаников. Местами в основании осадочной толщи имеются линзы конгломератов, которые отличаются от конгломератов других зон обилием гранитоидных галек. Тот факт, что эти конгломераты лежат согласно на подстилающих вулканитах, свидетельствует о наличии гранитного фундамента в основании всей серии супракрустальных пород (Stockwell e. a., 1970).

Сравнение описанных зон провинции Сьюпириор выявляет следующие тенденции: 1) в направлении с севера на юг размеры полос (зон) и мощность развитых в них комплексов киватинийского возраста увеличиваются; 2) в том же направлении возрастает количество кислых вулкаников и 3) одновременно возрастает щелочность, на что указывает присутствие трахитовых пород и натровых риолитов в самой южной зоне Абитиб (Goodwin, 1968a, b; и др.). Возрастание мощности и усложнение разрезов с севера на юг объясняется появлением более высоких стратиграфических горизонтов, однако это предположение геохронологическими методами не подтверждено.

На юге провинции Чёрчилл с Киватином сопоставляют вулканогенные и осадочные толщи, разрезы которых весьма напоминают вышеописанные. Здесь они образуют две полосы (зоны) широтного простирания, разделенные гранито-гнейсами и гранитами. В южной полосе основание разреза представлено группой Амиск (около 7000 м), которая сложена массивными и подушечными базальтами и андезитами, в верхах переслаивающимися с дацитами, риолитами и их туфами. Местами они согласно перекрыты или замещаются по простиранию граувакками и глинистыми сланцами. Выше, иногда с небольшим несогласием, залегают граувакки группы Мисси (около 200 м), которые имеют в основании базальный горизонт конгломератов. В северной полосе с таким же строением разреза и такими же соотношениями характеризуются вулканы группы Уаскуан и осадочные породы группы Сикл. Метаморфические аналоги описанных групп объединяют в комплекс Киссинью, который, возможно, включает и более древние докиватинские образования. Осадочные толщи Мисси и Сикл ранее относили к среднему докембрию, однако полученное недавно значение возраста мусковита из метаосадков Сикл, равное 2670 млн. лет, позволяет параллелизовать их с толщами Киватина (Stockwell e. a., 1970).

На западе Гудзонова залива аналогичные по составу толщи выделены в группу Каминак. В ее составе преобладают вулканы, группирующиеся в три последовательных цикла; внутри каждого состав пород меняется от базальтов до риолитов. Ассоциирующиеся с ними осадочные породы представлены конгломератами, аркозовыми песчаниками, граувакками, аргиллитами и алевролитами, а также железистыми породами. Для группы Каминак также получена реликтовая датировка возраста в 2580 млн. лет (Ridler, 1971).

В других районах провинции Чёрчилл породы киватинского возраста выделяются менее уверенно. Здесь они представлены большей частью глубоко метаморфизованными образованиями (серия Тазин и ее аналоги), с трудом отделяемыми от более молодых метаморфичес-

ких пород по геологическим соотношениям и по редким реликтовым значениям изотопного возраста.

В провинции Слейв сходные с Киватином породы объединяют в серию (надгруппу) Йеллоунайф, которая обнажается в виде извилистых полос (зон), разделенных выходами гранитов (см. рис. 4). Серия характеризуется однообразным строением. Ее нижняя часть (13000 м) сложена в основном вулканитами, среди которых преобладают подушечные и вариолитовые слои эффузивов основного состава. В верхах этой вулканической толщи появляются прослои средних и кислых эффузивов и туфов, объем которых невелик. Толща насыщена силами, дайками и мелкозернистыми габбро и диоритами.

Верхняя часть серии Йеллоунайф, также очень мощная, выполнена терригенными породами. С вулканогенной толщей она связана постепенными переходами через переслаивание осадочных пород с эффузивами и туфами, а местами замещает ее верхние горизонты по латерали. Сравнительно маломощные слои вулканитов встречаются и выше по разрезу осадочной толщи. В основном же она представлена ритмичным флишомидным переслаиванием граувакк с глинистыми сланцами или аргиллитами. Мощности ритмов сильно колеблются, но большей частью не превышают 0,2—0,3 м. Иногда аргиллиты и граувакки образуют мощные гомогенные пачки. Такие признаки, как градиционная слоистость, иероглифы, конволютная слоистость и другие позволяют рассматривать эти отложения как турбидиты. Среди описанных пород нередко встречаются известняки и доломиты, а в низах осадочной толщи — полевошпатовые кварциты, а также конгломераты. Последние образуют мощные (до 500 м) линзы и содержат в обломках подстилающие вулканиты, а также граниты и кварц (Green e. a., 1968; Stockwell e. a., 1970).

Несколько отличается от описанной серии группа Уилсон-Айленд, развитая на южной окраине провинции Слейв. Низы ее представлены частым переслаиванием крупнозернистых аркозовых, часто косослоистых песчаников и эффузивов разного состава — от основных до кислых, в которых местами сохранились амигдалоидная и подушечная текстуры. Средняя часть разреза сложена грубозернистыми аркозами и ортокварцитами с многочисленными прослоями конгломератов, галька которых состоит из вулканитов и аркозов нижней части. В верхах переслаиваются аркозы и ортокварциты, содержащие многочисленные прослои доломитов, филлитов и конгломератов. Мощность группы составляет несколько тысяч метров (Reinhardt, 1969).

В восточной половине Канадского щита, где, как указывалось, вскрыты более глубокие части фундамента, породы киватинского возраста не могут быть надежно выделены из состава глубоко метаморфизованного докембрия.

Как видно из материалов по наиболее полно изученным районам, для стратифицированных толщ киватинского структурного этажа характерны приуроченность вулканических пород к низам разреза, а осадочных — к верхним частям. Иногда эта последовательность повторяется в разрезе дважды, чем, возможно, объясняются наблюдаемые случаи присутствия осадочных серий в подошве вулканогенных. Переход от вулканогенных серий к осадочным чаще всего постепенный и осуществляется через переслаивание пород; нередко устанавливается замещение по простираанию верхних частей вулканических серий осадочными образованиями (рис. 5). Эти соотношения, несмотря на наличие в основании осадочных серий местных перерывов и несогласий, свидетельствуют о формировании рассматриваемого комплекса в процессе единого геосинклинального этапа. Мощность всего комплекса очень велика (8000—10 000 м), а местами вдвое превышает указанные цифры (см. рис. 3). При этом на осадочную часть разреза обычно приходится значительно меньше половины общей мощности.

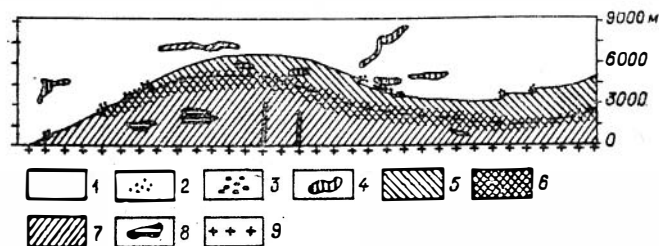


Рис. 5. Диаграмма разреза осадочно-вулканогенного комплекса Киватини и его аналогов (по: Stockwell e. a., 1970).

1 — осадочные образования, главным образом граувакки и сланцы; 2 — переслаивающиеся осадочные и вулканогенные породы; 3 — конгломераты; 4 — интрузии кислого состава; 5 — вулканы, пирокластиты и подчиненно интрузии кислого состава; 6 — вулканы среднего состава; 7 — вулканы и пирокластиты основного состава, подчиненно интрузии кислого состава; 8 — интрузии диоритов и габброидов; 9 — более древние породы.

Наряду с охарактеризованной вертикальной последовательностью наблюдается горизонтальная зональность в распределении вулканогенных и осадочных толщ. Она заключается в том, что вкрест простираения вулканогенных зон, в участках перехода к разделяющим их гранито-гнейсовым поясам, зеленокаменные породы сменяются сильно магматизированными образованиями, в которых преобладают глиноземистые гнейсы первичного терригенного состава. Такая зональность типична для многих полос киватинских отложений особенно в провинции Сьюпириор (Егмапович, 1971). К сожалению, стратиграфические и структурные соотношения собственно киватинских пород с обрамляющими их парагнейсами изучены недостаточны.

Внутри вулканогенных серий преобладают эффузивы основного состава, но к их верхам все более увеличивается количество кислых и иногда щелочных разновидностей. Количественные соотношения тех и других в различных районах изменяются в довольно широких пределах. Кислые разновидности, например, составляют от первых процентов до десятков процентов мощности разреза. Подсчеты показали, что среднее процентное содержание эффузивов для киватинских толщ Канадского щита выражается следующими цифрами: базальты — 48,6; риолиты — 18,6; андезиты и метариодациты — 13; дациты — 1,5; деллениты — 1,7 и трахиты — 0,6. Киватинские вулканы принадлежат, таким образом, к базальт-андезит-риолитовой ассоциации, характерной, по мнению некоторых американских исследователей (Wilson e. a., 1965; Baragar, 1966; Goodwin, 1966, 1968; и др.), для континентальных орогенических поясов и островных дуг. Помимо эффузивов, вулканические серии содержат значительное количество осадочных пород, на долю которых приходится до 1/4 мощности разреза. Осадочные прослои большей частью приурочены к верхам серий.

Основные эффузивы представлены базальтами и андезито-базальтами. Отдельные покровы этих пород достигают мощности 350 м и довольно устойчивы по простираению, прослеживаются на несколько километров. Нередко в них сохраняются первичные текстуры, такие как пиллоу (диаметром до 1 м), амигдалоидные, вариолитовые структуры, порфировые выделения плагиоклаза и реликтовые кристаллы оливина. Андезиты обычно характеризуются порфировыми структурами. Кислые эффузивы — дациты и риолиты — имеют также порфировое строение; нередко они присутствуют в виде пирокластических пенистых, пемзовидных и других интенсивно пузырчатых образований, говорящих о богатых газовыми выделениями эксплозиях. Более распространенные кислые пирокласты — дацито-риолито-дацитовые туфобрекчии и грубо-обломочные агломераты — слагают множество линз в верхах наиболее мощных разрезов (зона Абитиби). Наибольшая величина таких линз 500×1600 м. Иногда в кислых породах отмечаются реликты игнимбритовых структур.

В верхних, осадочных, сериях присутствуют граувакки, глинистые сланцы, полевошпатовые и кварцевые песчаники, субграувакки и конг-

ломераты. Глинистые сланцы и аргиллиты переслаиваются с граувакками, образуя более или менее крупные ритмы. В отдельных случаях они слагают мощные монотонные пачки. Во всех этих породах наблюдаются трещины усыхания и косая слоистость. Конгломераты обычно залегают в виде крупных линз в основании граувакковых пачек, расположенных на разных уровнях разреза. В ложачем боку линз почти всегда находятся вулканические породы. Мощность линз достигает сотен метров, но они быстро выклиниваются по простиранию. Галька обычно крупная, слабо или хорошо окатанная. В ряде мест значительное количество галек, входящих в состав конгломератов, представлено гранитами (Donaldson, Jackson, 1965 a, b).

Относительно источников сноса материала, из которого формировались осадочные толщи Киватина, существуют различные гипотезы. Предполагается, что основная масса терригенного материала, представляющая собой продукт разрушения вулканогенных пород, имеет автохтонную природу. И действительно, больше половины обломков в конгломератах представлено вулканогенными породами, сходными с подстилающими эффузивами (Bass, 1961; Boutcher, e. a., 1966). При этом допускается, что большая часть вулканических образований, особенно кислых, сформировалась в субаэральных условиях и поставляла кварц и полевой шпат для граувакков. Но наличие крупных валунов гранитов и гнейсо-гранитов заставляет предполагать источники сноса, расположенные вне зон развития вулканогенных комплексов. Таковыми, по-видимому, могут служить внутренние поднятия с выведенным на поверхность докиватинским комплексом гнейсо-гранитов. В районе зоны Абитиби, где киватинские образования детально изучены, также можно предполагать два источника сноса.

По степени сортированности терригенного материала, его составу и характеру переслаивания осадочных толщ здесь различают две фации — граувакковую и флишевую. Первая, как правило, грубо- или неяснослоистая с плохо сортированным материалом местных пород. Вторая характеризуется ритмичной, часто тонкой или средней, слоистостью, хорошей сортировкой материала и более тонким гранулометрическим составом. Характерно, что конечные продукты осадочной дифференциации, такие как мраморы и кварциты, широко распространенные в более поздних осадочных формациях, в киватинии встречаются редко. Однако местами они получают значительное развитие.

Особый интерес представляют породы железистой формации, отдельные горизонты которых (в количестве не более 2—3 в разрезе) имеют мощность от 15 до 80 м, редко более. Это обычно тонкополосчатые образования, в которых перемежаются кремнистые и кремнистослюдные породы. В них различают три фации, составляющие латеральный ряд: окисную (магнетитовую), карбонатную (анкерит-доломитовую) и сульфидную (пирит-пирротинтовую). Предполагается, что все они сформировались в мелководной шельфовой зоне (Goodwin, Ridler, 1970).

Как показывают вещественный состав и текстурные особенности пород, палеогеографическая обстановка накопления нижних частей разреза вулканогенно-осадочных серий проходила преимущественно в водных условиях (наличие подушечных текстур, кремнистых прослоев). Остальная часть разреза, по-видимому, накапливалась в субаэральной обстановке, о чем свидетельствуют прослои грубообломочных агломератов, реликты игнимбритовых структур и т. п. (рис. 6). Детальные исследования вулканических толщ киватинии и его аналогов показали, что накопление части разреза связано с аппаратами центрального типа (Goodwin, 1967).

Киватинийский структурный этаж Канадского щита интенсивно и сложно дислоцирован. В целом для него характерен линейный тип

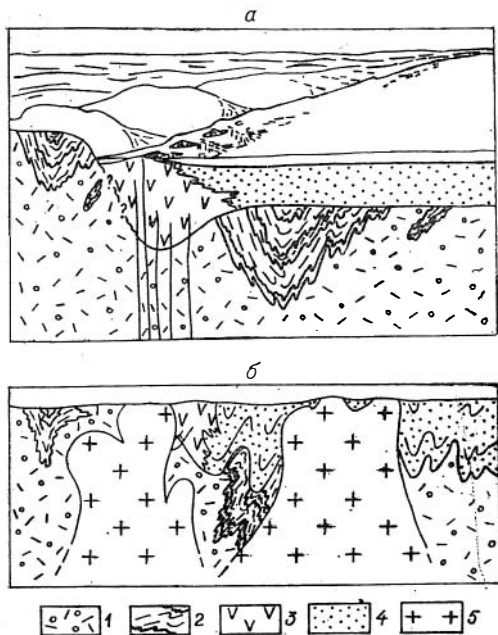


**Рис. 6.** Схема поперечного сечения гипотетического нижнедокембрийского бассейна осадконакопления: а — перед складчатостью, б — после складчатости (по: McGlynn, Henderson, 1970). 1 — ремобилизованная складчатая кора; 2 — дойеллоунайфские метаморфизованные супракrustальные породы; отложения надгруппы Йеллоунайф; 3 — вулканоогенные породы преимущественно основного состава, осадочные, преимущественно турбидитовые граувакки и алевролиты; 5 — интрузии гранитоидов.

ных», пережатых и куполовидных складок, нередко с крутым падением слоев в ядрах и более пологим — на крыльях. Кроме того, киватинские структуры бывают осложнены широким развитием диапироподобных интрузий гранитов и сиенитов.

Киватинские комплексы претерпели сложную метаморфическую эволюцию, подробно изученную на примере провинции Слейв. Региональный метаморфизм проявился почти повсеместно. В породах осадочного происхождения он выразился в перекристаллизации обломков плагиоклаза, кварца и слюды и в новообразовании биотита (редко амфибола). Основные вулканы превращены в зеленые сланцы. В широких ореолах вокруг гранитоидных плутонов на эти породы наложены процессы контактового метаморфизма, выразившегося в образовании «нодулярных» пород с порфиробластами кордиерита, биотита, местами граната, андалузита, силлиманита, ставролита, куммингтонита, актинолита. Обращает на себя внимание широкое развитие кордиерита, тогда как алмадин имеет только локальное распространение. Это свидетельствует о малоглубинных условиях метаморфизма. Метавулканы в окологранитных ореолах зачастую превращены в амфиболиты. В ряде мест породы претерпели метасоматические (мусковитизация, турмалинизация) и более поздние ретроградные (хлоритизация и др.) преобразования (Kretz, 1968).

В провинциях Сьюпириор и Чёрчилл значительная часть киватинских отложений метаморфизована в амфиболитовой фации и интенсивно мигматизирована.

Киватинские породы содержат многочисленные интрузии, наиболее ранние из которых представлены силлами, дайками и штоками диаба-

складчатых структур, группирующихся в узкие синклиновые зоны, которые разделены обширными поясами, сложенными плутоническими породами. Направление складок совпадает в основном с направлением указанных зон, которые имеют широтное простираие в провинции Сьюпириор и северо-восточное и меридиональное — в провинции Слейв. Напряженность складчатых дислокаций неодинакова. В провинции Сьюпириор развиты широкие складки с полого погружающимися в обе стороны шарнирами, причем вулканогенные толщи отличаются более спокойным залеганием, тогда как осадочные деформированы интенсивнее. В провинции Слейв складчатость более напряженная и выражается в сильно сжатых, вплоть до изоклинальных, складках. Для тех и других характерно присутствие наложенных поперечных складок, сильно осложняющих первичную структуру. Возможно, с этим явлением связано развитие «амебовидных», пережатых и куполовидных складок, нередко с крутым падением слоев в ядрах и более пологим — на крыльях. Кроме того, киватинские структуры бывают осложнены широким развитием диапироподобных интрузий гранитов и сиенитов.

зов, диоритов и габбро, а также кислых порфировых пород, которые, судя по ассоциации с вулканитами соответствующего состава, комагматичны с последними. К ранним фазам внедрения относятся также сравнительно редкие тела ультраосновных пород (серпентинизированных перидотитов), которые в виде небольших линз группируются в поясах вдоль разломов в основных вулканитах. Известны также крупные дифференцированные слоистые интрузии, состав которых меняется от серпентинизированных дунитов до габбро, анортозитов и диоритов. Анортозиты, кроме того, местами образуют самостоятельные штоки (Scoates, 1971).

Значительно шире распространены гранитоиды, завершающие развитие киватинского тектоно-магматического цикла. Они образуют крупные плутоны, окруженные зонами ороговикования или мигматизации. Предполагалось, что по крайней мере часть из них имеет предтимискамингский возраст, однако последние данные показывают, что такая фаза внедрения отсутствует. Гранитоиды прорывают весь описанный вулканогенно-осадочный комплекс, включая тимискамингские породы. Особенно широко граниты распространены, по-видимому, в поднятиях, разделяющих киватинские зоны, но в этих структурах расчленить до- и послекиватинские плутонические породы не удастся.

В ряде мест описанные вулканогенно-осадочные образования и прорывающие их гранитоиды перекрыты отложениями среднего докембрия. Многочисленные радиогеохронологические определения возраста киватинских пород дают значительный разброс цифр — большей частью от 2700 до 2300 млн. лет. Однако прецизионные исследования возраста цирконов из метавулканитов и гранитоидов зоны Абитиб, проведенные U — Pb методом, показывают, что указанные цифры, по-видимому, большей частью омоложены, а возраст метаморфизма и проявлений гранитной деятельности близок к 2750 млн. лет (Krogh, Davis, 1971). Еще более древние значения были получены при изучении возраста галенитов из месторождений, залегающих в киватинских вулканитах и, возможно, генетически связанных с последними: на юге провинции Сьюпириор (в вулканитах группы Блейк-Ривер) они составляют 3000—2900 млн. лет (Roscoe, 1965), в провинции Слейв — 2800 млн. лет (Robertson, Cumming, 1968).

### Нижний докембрий Кордильер

За пределами Северо-Американской платформы нижний докембрий выделен из состава более молодых образований только в Кордильерском поясе\*, где местами удалось надежно обосновать его возраст и расчленить, как это сделано на Канадском щите. Наиболее обширные выходы нижний докембрий образует в Центральных и Южных Скалистых горах, рассматриваемых как самостоятельные геологические провинции. Фундамент Центральных Скалистых гор сложен породами докиватинского возраста, Южных — киватинского.

В Центральных Скалистых горах особенно полно изучены древнейшие породы хр. Бэртут, где в течение последних лет проводились детальные систематические исследования. Кристаллические породы хр. Бэртут сильно гранитизированы, так что субстрат их сохранился большей частью только в виде реликтов и главным образом лишь в периферических частях поднятия, в то время как ядро последнего сложено гранито-гнейсами. Породы субстрата представлены в основном параамфиболитами и биотитовыми сланцами. Те и другие претерпели слож-

---

\* В самое последнее время докембрий установлен и в фундаменте Восточно-Гренландских каледонид, где обнаружены сланцы, Rb — Sr возраст которых составляет 3000 млн. лет (Rex, Gledhill, 1974).

ную метаморфическую историю, запечатленную в смене парагенезисов в следующем порядке:

а) основной плагиоклаз, гиперстен ( $\pm$ кварц, роговая обманка, биотит)  $\rightarrow$  основной плагиоклаз, зеленая роговая обманка, биотит ( $\pm$ кварц, гранат, эпидот)  $\rightarrow$  средний плагиоклаз № 30—40, кварц, зеленая роговая обманка, биотит, эпидот  $\rightarrow$  плагиоклаз № 30, кварц, голубовато-зеленая роговая обманка, биотит, эпидот ( $\pm$ хлорит)  $\rightarrow$  плагиоклаз № 30, кварц, биотит, хлорит ( $\pm$ эпидот, калиевый полевой шпат);

б) плагиоклаз, кварц, бурый биотит, кордиерит, силлиманит ( $\pm$ гиперстен)  $\rightarrow$  плагиоклаз, кварц, бурый биотит ( $\pm$ гранат, эпидот)  $\rightarrow$  плагиоклаз, кварц, бурый биотит, эпидот  $\rightarrow$  плагиоклаз, кварц, зелено-бурый биотит, эпидот ( $\pm$ хлорит)  $\rightarrow$  плагиоклаз, кварц, зелено-бурый биотит, хлорит ( $\pm$ эпидот).

Кроме этих сланцев местами отмечается широкое распространение ставролитовых, гранат-ставролитовых и ставролит-антофиллит-кордиеритовых плагиогнейсов и сланцев (Eckelman, Poldervaart, 1957).

Самые ранние метаморфические ассоциации как будто свидетельствуют об их формировании в условиях гранулитовой фации, хотя описавшие их авторы относят эти породы к амфиболитовой фации. По их мнению, наблюдаемая последовательность смены парагенезисов, кажущаяся регрессивной, обусловлена возрастанием концентрации воды; кульминацией этого процесса является метасоматическое образование гранито-гнейсового ядра под воздействием щелочных водных растворов.

Однако смена «сухих» парагенезисов водными вряд ли может быть обусловлена лишь прогрессивным возрастанием концентрации воды в рамках единого метаморфического процесса. Скорее, здесь можно предположить наложение нового, связанного с гранитизацией, более низкотемпературного метаморфизма на породы, ранее метаморфизованные в гранулитовой фации. Такое предположение подтверждается данными структурного анализа древних толщ хр. Бэртут (Larsen, e. a., 1966), показавшими, что близмеридиональные складки, формирование которых совпало с региональной гранитизацией или предшествовало ей, не являются первичными, а были наложены на более древнюю структуру. Последняя при этом была почти полностью разрушена, но в отдельных участках, где преобладающим распространением пользуются устойчивые по отношению к гранитизации амфиболиты и кварциты, можно наблюдать ее реликты, и по ним удалось восстановить характер крупных первичных складок, имевших широтное простирание.

После формирования складок субмеридионального простирания внедрилось пластовое тело Стиллаутер. Оно приурочено к крупному надвигу, который ограничивает выход докембрия хр. Бэртут с северо-востока. Тело пересекают субмеридиональные структуры гнейсов под прямым углом. Длина его достигает 50 км, а мощность превышает 5 км. Нижняя закаленная зона (около 100 м) сложена диабазовыми норитами, которые к всяческому боку переходят в слоистые ультраосновные породы (более 800 м) — бронзовые пироксениты и гарцбургиты с подчиненными дунитами; в гарцбургитах встречаются прослои хромита. Затем следуют ритмично-слоистые нориты, габбро и анортозиты. На контакте с интрузивом Стиллаутер зона ороговикования древних гнейсов и сланцев, а также секущих их ортоамфиболитов достигает почти 1000 м.

Сам интрузив также значительно метаморфизован и пересечен жилами гранитных пегматитов, возраст которых 2660 млн. лет. Такой же или близкий возраст (2750 млн. лет) был получен разными методами и по достиллаутерским гранитам, гнейсам и пегматитам. Эти цифры повторяются в многочисленных пробах. Естественно думать, что они связаны с метаморфизмом, наложившимся на интрузию Стиллаутер (Powell e. a., 1969), тогда как прорываемые им толщи могут быть значительно более древнего возраста. Действительно, возраст циркона из гранито-гнейсов равен 3100 млн. лет, что может быть принято за возраст самого раннего метаморфизма в гранулитовой фации. Правда, не-

которые авторы (Condie, 1967a, b), отмечая обломочный характер анализированного циркона, полагают, что полученная цифра датирует возраст еще более древних образований, за счет разрушения которых образовались рассматриваемые толщи. Кажется, однако, сомнительным, чтобы в цирконе сохранились начальные соотношения изотопов при столь интенсивном метаморфизме.

K — Ag, Rb — Sr и U — Pb определения по породам и минералам самого интрузива Стиллиутер дают довольно большой разброс цифр (Fenton, Faure, 1969; Kistler e. a., 1969). Предполагается, что породы Стиллиутера формировались более 3000 млн. лет назад, а 2600 млн. лет назад претерпели метаморфизм. Это мнение подтверждается тем, что возраст биотита из контактовых роговиков вокруг интрузива Стиллиутер составляет по K — Ag определению 3065 млн. лет. Небольшой шток кварцевого монзонита, пересекающий контактовый ореол, содержит циркон, возраст которого равен 3100 млн. лет. Можно думать, что интрузив Стиллиутер, как и вмещающие его гнейсы, докиватинского возраста.

Другие хребты провинции сложены кристаллическими породами, во многом сходными с образованиями хр. Бэртут. В них также распространены сильно дислоцированные биотитовые и роговообманковые гнейсы, гранито-гнейсы, амфиболиты, метаморфические ультраосновные породы, местами мраморы и известковисто-силикатные породы, железистые кварциты, гранатовые и ставролитовые сланцы, куммингтонитовые сланцы и др. Имеются указания на присутствие здесь пород гранулитовой фации (Perry, 1968). Местами устанавливается по меньшей мере двукратное проявление складчатости (Reed, 1963). Изотопные соотношения дают довольно большой разброс цифр, что связывают с последующим омоложением пород, первоначально метаморфизованных более чем 2700 млн. лет назад (Giletti, 1963; Catanzaro, 1967). Ф. У. Остервальд (Osterwald, 1959; и др.) на примере гнейсов хр. Бигхорн показал, что и эта цифра отражает возраст не самого раннего метаморфизма, а последующей рекристаллизации. Новейшие данные подтверждают такой вывод: возраст кристаллических пород гор Бигхорн 3000 млн. лет и более (Heimlich, Banks, 1968).

Самые северные выходы древнейших пород Центральных Скалистых гор известны в хр. Сноукрест. Развитые здесь метаморфические породы обычно разделяют на две серии (Heinrich, 1953): Пони, представленную биотитовыми, биотит-гранатовыми и роговообманковыми гнейсами, амфиболитами и пироксен-гранат-плаггиоклазовыми сланцами, и Черри-Крик, сложенную гнейсами, амфиболитами, мраморами, кварцитами, слюдяными и силлиманитовыми сланцами, полосчатыми железистыми породами, актинолитовыми и куммингтонитовыми сланцами. Обе серии характеризуются одинаково длительной и сложной метаморфической и структурной эволюцией (Reid, 1963; Burger, 1969). Самые ранние из распознающихся дислокаций привели к образованию сжатых опрокинутых складок; степень метаморфизма этой стадии неизвестна, но, по-видимому, была высокой, и метаморфизм сопровождался мигматизацией пород. Ранние структуры — складки, сланцеватость, мигматитовая полосчатость — пересечены дайками основных вулканитов; вмещающие их породы совместно с дайками были затем повторно дислоцированы в поперечные по отношению к первичным сильно сжатые и изоклинальные складки и повторно метаморфизованы в гранулитовой фации. Не исключено, что эти дайки основных пород, превращенных в пироксен-гранат-плаггиоклазовые сланцы, соответствуют по возрасту интрузиву Стиллиутер в горах Бэртут. Впоследствии все кристаллические породы были диафорированы в условиях амфиболитовой и более низких ступеней метаморфизма. Полученные для пород этого района разными методами значения возраста 1800—1500 млн. лет связаны, как показало специальное исследование (Giletti, 1963,

1966 а, б) с их омоложением под влиянием протерозойских гранитоидов. Были обнаружены и значительно более древние цифры (до 3500—3200 млн. лет), что дает основание рассматривать гранулитовые породы гор Сноукрест и их окрестностей как разновозрастные с гнейсами гор Бэртут.

У южной границы провинции Центральных Скалистых гор развиты породы иного облика, не обнаруживающие признаков метаморфизма в гранулитовой фации; изотопный возраст их не древнее 2700 млн. лет. Эти породы могут быть возрастными аналогами киватина; они известны в ряде выходов.

Вдоль северного подножья гор Юинта в основании верхнего докембрия обнажены кварциты Ред-Крик мощностью около 7000 м. Кварцитам подчинены амфиболиты, слюдяные сланцы и редкие карбонатные слои. Породы метаморфизованы в амфиболитовой фации. Типичными минеральными ассоциациями являются: кварц — слюды — ставролит — альмандин; кварц — слюды — кианит; роговая обманка — плагиоклаз. Rb — Sr определение возраста сланца по мусковиту дало 2720 млн. лет (Hansen, 1965).

Северная часть хр. Медисин-Боу сложена лейкократовыми и биотитовыми гнейсами с редкими прослоями роговообманковых гнейсов и кварцитов. Интрузии представлены небольшими телами гранитов и габбро. Изохронным Rb — Sr методом возраст гнейсов определен в 2400 млн. лет (Armstrong, Hills, 1967; Hills e. a., 1968).

Наименее метаморфизованные нижнедокембрийские породы сохранились на юге хр. Уинд-Ривер. Здесь развиты граувакки с прослоями кварцитов, основных эффузивов с подушечной структурой, большей частью превращенных в зеленые сланцы, и железистых пород. К северу они постепенно переходят в кристаллические сланцы, а затем сменяются секущими их гранитами с возрастом около 2700 млн. лет (Condie, 1967a, b; Naylor e. a., 1970).

В провинции Южных Скалистых гор реликтовые раннедокембрийские датировки отсутствуют и выделение докембрия основывается на сопоставлении с древнейшими толщами Центральных Скалистых гор и Канадского щита.

В Передовом хребте и его отрогах обнажается довольно однообразный комплекс интенсивно магматизированных гнейсов и кристаллических сланцев, содержащих малые и крупные тела гранитоидных пород. Комплекс детально изучался разными исследователями в течение многих лет, особенно в центральной части хребта. Кристаллические толщи этого района расчленены на ряд серий (Boos, Boos, 1957), из которых древнейшей и наиболее распространенной является серия Айдахос-Спрингс общей мощностью в 7000—10000 м. Она состоит из четырех согласных толщ, хорошо прослеживаемых вдоль восточного склона хребта:

1. Биотит-силлиманитовые сланцы (сотни метров); иногда в низах серии выделяют также толщу светлых полосчатых кварц-полевошпатовых гнейсов.
2. Кварц-биотитовые сланцы и биотитовые гнейсы.
3. Кварциты и гнейсы, переслаивающиеся с амфиболитами и слюдяными сланцами (примерно 4000 м).
4. Кварциты, амфиболиты, переслаивающиеся с известковистыми и известково-силикатными породами.

На биотитовых и силлиманитовых гнейсах с угловым несогласием залегают роговообманковые гнейсы и сланцы, называемые гнейсами Суондайк. В Центральной части Передового хребта они характеризуются следующим разрезом:

1. Роговообманково-плагиоклазовые сланцы с прослоями биотитовых плагиогнейсов и биотит-кварцевых сланцев (около 550 м).
2. Роговообманково-плагиоклазовые сланцы с подчиненными прослоями роговообманковых гнейсов (230—260 м).

3. Тонкое переслаивание биотит-роговообманково-плагиоклазовых сланцев и роговообманковых гнейсов (550—650 м).

4. Биотитовые гнейсы, местами тонко переслаивающиеся с биотит-роговообманковыми (до 500 м).

Общая мощность гнейсов Суондайк достигает почти 2000 м; на юге Передового хребта она, однако, значительно меньше.

Местами в сланцах наблюдаются реликты амигдалоидных текстур; кроме того, иногда аналогичные им породы образуют дайки, секущие серию Айдахо-Спрингс; это указывает на изверженное происхождение многих из них.

Гнейсы Суондайк перекрыты посленижнедокембрийскими кварцитами Кол-Крик.

Раннедокембрийские породы Передового хребта метаморфизованы в амфиболитовой фации. Характерные ассоциации: плагиоклаз+роговая обманка±куммингтонит±гранат±кварц; полевые шпаты+кварц+биотит±силлиманит±гранат (с высоким — до 25—35% — содержанием спескартинового компонента); кордиерит+жадеит и другие (Sims, Gable, 1964). Метаморфизм проявлен равномерно, хотя изредка отмечаются переходы в фацию зеленых сланцев (Bird, 1966). Установлены две, а местами три фазы складчатости (Moench e. a., 1962; Wells e. a., 1964; Peterman e. a., 1968). В период ранней деформации породы были смяты в крупные, шириной до 5—6 км, сжатые, нередко изоклиналильные складки северо-западного направления. Метаморфизм этой стадии проявлен в фации зеленых сланцев; возможно, что с этим периодом связаны некоторые интрузии гранодиоритов и кварцевых диоритов. Наложенные складки поздней стадии имеют северо-восточное до субширотного простирание; с ними связаны повторное рассланцевание, мигматизация и метаморфизм более высокой ступени, сопровождавшиеся образованием граната, кордиерита, силлиманита, ставролита.

Этот материал показывает, что полученные здесь сравнительно молодые (1700—1600 млн. лет) цифры изотопного возраста относятся к поздним тектоническим и метаморфическим событиям, затронувшим серию Айдахо-Спрингс уже после того, как она была однажды дислоцирована и метаморфизована. Можно предполагать, что первичная деформация и начальный метаморфизм относятся к предыдущему раннедокембрийскому циклу развития района. Гнейсы Айдахо-Спрингс и Суондайк хорошо сопоставляются с развитыми на юге Центральных Скалистых гор образованиями киватинского возраста, отличаясь от более древних пород хр. Бэртут, Сноукрест и других, представленных диафторированными гранулитами. Преобразование пород происходило в последовательности от низко- к высокотемпературным. Гранулитовая ступень нигде не была достигнута.

В других районах Южных Скалистых гор также обнажены глубоко метаморфизованные осадочные породы и прорывающие их гранитоиды, которые могут быть сопоставлены с описанными образованиями Передового хребта.

К западу от Скалистых гор выходы нижнего докембрия известны в пределах плато Колорадо, а в Большом Бассейне — лишь в окраинных, наиболее эродированных, районах. Северо-западнее Большого Солёного озера, в хребтах Албион и Рафт-Ривер нижний докембрий представлен комплексом Грин-Крик. Комплекс сложен порфиробластическими гнейсами с подчиненными биотитовыми кристаллическими сланцами, амфиболитами и кварцитами, обнажающимися в ядрах окаймленных гнейсовых куполов под верхнедокембрийскими (?) и палеозойскими осадками (Armstrong, 1968). Возраст этих пород составляет по Rb—Sr определению 2400 млн. лет (Armstrong, Hills, 1967; Hills e. a., 1968).

В хр. Уосатч, восточнее Большого Соленого озера, обнажается комплекс метаморфических пород Фармингтон-Каньон. Метаморфизм слагающих его образований меняется от фации зеленых сланцев до гранулитовой (Bell, 1952), однако соотношения между различными фациями в должной мере не изучены. Изотопный возраст пород — более 1700—1600 млн. лет (Джилетти, Гаст, 1963; Condie 1966).

Далее, к югу, в хребтах, отделяющих Большой Бассейн от плато Колорадо, также известны выходы гранулитовых пород. В горах Сербат они представлены гнейсами, амфиболитами и кварцитами, а также двупироксеновыми кристаллическими сланцами (Thomas, 1953). В соседних горах Верджин развиты гранатовые, гранат-кордиерит-силлиманитовые и гиперстеновые гнейсы (Volborth, 1962). Как и комплекс Сербат, они сопоставимы с докиватинскими образованиями Скалистых гор, хотя изотопный возраст их составляет всего 1700—1650 млн. лет (Wasserburg, Lanphere, 1965).

Крупные выходы нижнего докембрия известны также в Поперечных хребтах, пересекающих Центральные Кордильеры на юго-западном фланге. Здесь широко распространены кварцевые диориты и граниты, среди которых в виде многочисленных, но большей частью сравнительно мелких выходов обнажаются и роговообманковые гнейсы, биотитовые сланцы, кварциты, мраморы и другие кристаллические породы (Dibblee, 1966). В горах Сан-Габриель (западная оконечность Поперечных хребтов) среди биотитовых и роговообманковых пород местами сохранились пироксеновые гранулиты. На западе гор они известны под названием гнейсов Менденхолл (Oakeshott, 1958; Silver e. a., 1963). Это темные, несмотря на кислый состав, породы, сложенные голубым кварцем, плагиоклазом — антипертитом, микроклином или микропертитом, диопсидом и гиперстеном. Обычна полосчатая текстура, обусловленная чередованием светлых и обогащенных пироксенами полос. Оба пироксена интенсивно замещены биотитом, хлоритом и роговой обманкой. Помимо этих чарнокитовых пород, комплекс содержит амфиболиты и биотит-роговообманковые гнейсы. Возраст циркона из гнейса был определен в 1440 млн. лет.

На востоке гор Сан-Габриель описана серия Орила-Ридж в составе:

1. Кварц-полевошпатовых гранулитов — гранатовых, гиперстеновых, диопсидовых, биотитовых и силлиманитовых гнейсов.
2. Пироксен-плагиоклазовых гранулитов — диопсид-, двупироксеново- и гранат-гиперстен-плагиоклазовых сланцев.
3. Силлиманит-гранатовых гранулитов — силлиманит-гранат-кварцевых или плагиоклазовых сланцев.
4. Мраморов.

Наблюдаемые парагенезисы, несомненно, относятся к гранулитовой фации. Породы слагают меридиональные складки. Зоны, в которых гранулиты сохранили свой состав и структуру, чередуются с зонами в той или иной мере катаклазированных и диафторированных пород, местами даже нацело утративших реликтовые минералы и структуры вследствие интенсивной милонитизации. Минеральные ассоциации диафторитов соответствуют амфиболитовой фации.

В том же районе присутствуют и метасадочные породы (гнейсы, мраморы, кварциты и др.), отвечающие амфиболитовой фации и лишенные каких-либо признаков гранулитового метаморфизма. В отличие от гранулитов они образуют складки широтного простиранья, но те и другие структуры разобщены выходами интрузивных пород. По-видимому, метаморфизованные в амфиболитовой фации породы первоначально представляли собой осадочный покров на гранулитовом основании (Hsu, 1955).

Гранулиты инъецированы породами габбро-анортозитового комплекса (Higgs, 1954; Oakeshott, 1958; Silver *et al.*, 1963), состоящими из массива Сан-Габриель в западной части гор. Это овальное в плане тело длиной около 30 км, характеризующееся сводообразной поверхностью кровли, конформной с полосчатостью вмещающих гнейсов, хотя местами наблюдаются несогласные соотношения. В составе комплекса участвуют андезитовые анортозиты, габбро-анортозиты, габбро, нориты, диориты, пироксениты и титано-магнетитовые породы; характерно их полосчатое распределение, причем в ядре массива преобладают анортозиты, а в краевых частях — габбро и нориты. Многие из них отличаются гигантскими размерами зерен и широким развитием пойкилитовых структур. Нориты и габбро метаморфизованы в амфиболитовой фации; они очень похожи на те, что наблюдаются во вмещающих гранулитах. Уже после пород, прогрессивно метаморфизованных в амфиболитовой фации, сформировались кварцевые диориты и граниты. Диориты составляют синкинематические, граниты — посткинематические интрузивы; с последними связана рекристаллизация милонитизированных гранулитов.

Восточнее, в горах Сан-Бернардино, обнажается комплекс гнейсов, кварцевых диоритов и гранитов, подобных комплексу гор Сан-Габриель (Müller, 1946; Dibblee, 1966). Гнейсы принадлежат амфиболитовой фации. Не исключено, что некоторые из них, подобно гнейсам Сан-Габриель, являются диафоритами, однако парагенезисы гранулитовой фации здесь пока не известны. Еще восточнее, в горах Орокопия вновь обнажается комплекс гнейсов, а также габбро-анортозитов, очень близких к породам Сан-Габриель. Изучение циркона из мигматизированных гнейсов гор Орокопия, кристаллы которого обладают признаками обломочных, но регенерированных, показало возраст 2400 млн. лет (Bushee *et al.*, 1963).

Можно думать, что эта цифра отражает киватинский возраст сравнительно поздних процессов внедрения кварцевых диоритов и гранитов и связанного с ними метаморфизма вмещающих толщ в амфиболитовой фации. Предшествовавшее им формирование гранулитового комплекса следует, таким образом, относить к докиватинскому этапу, что согласуется с данными по другим частям континента.

### Особенности структурного развития в раннем докембрии

Фрагментарность выходов нижнедокембрийских образований, их глубокая переработка последующими тектоническими процессами и все еще недостаточная изученность позволяют рассмотреть вопрос о тектоническом режиме континента в раннем докембрии лишь в самом общем виде.

По мнению А. М. Гудвина (Goodwin, 1968a, b, 1969), обобщившего большой материал по нижнему докембрию Канадского щита, толщи киватинского структурного этажа формировались в подвижных поясах, у края древнейших синклинальных кратонов или между ними. Многоосинклинальные (шельфовые по А. М. Гудвину) фации либо не характерны, либо плохо сохранились; серия Уилсон-Айленд, отличающаяся развитием кварцитов, аркозов, конгломератов, наличием косої слоистости и знаков ряби, может быть, относится к этому типу. Гораздо полнее изучены эвгеосинклинальные серии, представленные вулканогенными и флишеидными фациями, которые частью замещают друг друга по латерали, частью же последовательно сменяются по вертикали.

Вулканогенные фации, нередко называемые зеленокаменными, имеют очень большую мощность (10 км и более). В типичном случае они представлены базальт-андезит-риолитовыми ассоциациями, несортированными вулканокластическими породами (граувакки, туфы, брекчии),

железистыми формациями и многочисленными интрузиями основного состава. Широко проявлены признаки тектонической нестабильности, выраженные в наличии конседиментационных разломов, местных несогласий и резких фациальных изменений.

Флишоидные фации представлены граувакками и аргиллитами, но чаще их метаморфическими аналогами (кварц-полевошпато-сланцевыми сланцами умеренной мощности — до 1,5—3 тыс. м). Образование осадков связывают с быстрым выветриванием и эрозией поднимавшихся блоков осадочного основания и накоплением обломочного материала по типу классического флиша. Их характерные особенности — литологическое однообразие, наличие градиационной слоистости, конседиментационных оползней, несогласий.

Этот материал показывает, что рассматриваемые структуры киватинийского возраста представляли собой подвижные зоны, характеризовавшиеся геосинклинальным типом развития. Типичные для геосинклиналей вулканогенно-осадочные и флишоидные формации, намечающаяся расчлененность прогибов на эв- и миеосинклинальные зоны (проявившаяся в характере распределения терригенно-вулканогенных и карбонатно-терригенных формаций), линейный тип складчатости, последовательность развития магматизма не оставляют сомнений в геосинклинальной природе рассматриваемых структур.

Стабильные структуры того же возраста в Северной Америке, видимо, не сохранились, будучи переработанными более поздними движениями. Однако анализ состава и распределения фаций в подвижных зонах приводит к выводу о существовании стабильных участков коры, разделявших геосинклинальные прогибы и служивших источником класического материала (Goodwin, 1968a, b, 1969). Эти стабильные структуры представляли собой выступы сформировавшейся в докиватинское время гранитно-метаморфической оболочки, которая характеризовалась достаточно кислым — гранодиоритовым — составом, близким, несмотря на некоторые отличия, к среднему составу современного «гранитно-метаморфического слоя» земной коры (Condie, 1967a, b, c; Ронов, Мигдисов, 1970). Имеющиеся данные позволяют предполагать, что границы распространения этой оболочки, мощность которой на время раннего докембрия по косвенным признакам оценивается в 10—25 км (Condie, Potts, 1969), или в 25—50 км (Condie, 1973) мало отличались от современных границ материка (Wheeler, 1967). Наличие «гранитной» оболочки определило важные особенности киватинийского этапа седиментации: 1) толентовый характер базальтов; 2) широкое развитие кварц-полевошпатовых кластических пород, образовавшихся за счет разрушения гранитоидов или кислых метаморфических пород; 3) высокую степень сортированности некоторых осадков, указывающую на неоднократное переотложение в течение более чем одного орогенического цикла.

### СРЕДНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Образования среднедокембрийского структурного этажа широко распространены на территории континента. Лучше всего они обнажены и доступны изучению на современной эрозионной поверхности Канадского щита, где слагают многочисленные выходы в обрамлении древнейших провинций Сьюпириор и Слейв, а также в разделяющей их провинции Чёрчилл. Через Арктические острова последние соединяется с Гренландией. Среднедокембрийские отложения указанных провинций продолжаются на юг и юго-запад под платформенным чехлом Великих Равнин и Мидконтинента. Но здесь образования среднего докембрия,

как и в Гренвиллской провинции Канадского щита, практически не изучены.

В пределах обрамляющих Северо-Американскую платформу фанерозойских складчатых поясов средний докембрий известен во фрагментарных выходах и в большинстве своем плохо отчленяется от перекрывающих и подстилающих образований докембрия.

### Средний докембрий Северо-Американской платформы

На территории Северо-Американской платформы, и в частности Канадского щита, образования среднего докембрия обнажаются в виде линейно-вытянутых зон, образующих сеть довольно сложной конфигурации. В «ячеях» этой сети расположены массивы, на которых местами сохранились чехольные (плитные) образования. Примерами таких массивов могут служить хорошо известные блоки Сьюпириор и Слейв.

#### *Провинция Сьюпириор и ее обрамление*

Обрамление блока (провинции) Сьюпириор включает в себя прогибы оз. Верхнего, Гуронский, Лабрадорский, Кейп-Смит и Белчерский, которые в совокупности с Гренвиллским и Нельсоновским глубинными разломами составляют естественные границы указанного блока. Неясным остается только его юго-западное ограничение, скрытое под верхнедокембрийско-фанерозойским чехлом.

Прогиб оз. Верхнего сложен надгруппой Анимики, слагающей крупный субширотный синклиниорий. Наиболее полные разрезы надгруппы Анимики известны в Северном Мичигане, где в ее составе выделяются четыре группы (Семихатов, 1964, 1974; Gair, Wier, 1956; James, 1958; Bayley, 1959; Goldich e. a., 1961; James e. a., 1961; Gair, Thaden, 1968, и др.).

Нижняя группа Чоколай с региональным угловым несогласием залегает на нижнедокембрийских толщах и подразделена на формации:

Ферн-Крик (и аналоги Энчантмент-Лейгор, Рини-Крик) — конгломераты перемешанной (от 2 до 180 м) мощности. Иногда их относят к тиллитам (Pettijohn, 1943; Puffett, 1969). Местами в них обнаруживаются маломощные и редкие прослои граувакковых сланцев, вакков, аркозовых и субаркозовых песчаников, а сверху появляются горизонты серицитовых сланцев и кварцитов.

Стерджен (и ее аналоги Мезнард и др.) — светлые массивные кварциты с прослоями серых глинистых сланцев, конгломератов с кварцевой галькой и граувакками. Мощность формации колеблется от 50 до 650 м, хотя обычно составляет 100—150 м.

Рэндвилл (и аналоги Кона, Бед-Ривер и др.) — строматолитовые доломиты, местами окремненные, с прослоями кварцитов, сланцев и единичными потоками кислых эффузивов. Мощность меняется от 50—60 до 750 м.

Группа Миномини залегает с размывом, а местами с небольшим угловым несогласием на отложениях группы Чоколай. Группа Миномини — наиболее широко распространенное подразделение в районе оз. Верхнего. Ее отложения известны в Мичигане, Миннесоте и Южном Онтарио. Мощность этой группы непостоянна: наибольшая отмечается в Мичигане (50—450 м), наименьшая (10—50 м) — в Онтарио и Северной Миннесоте. В составе группы Миномини выделяются нижняя и верхняя части.

Нижняя часть (формации Фелш, Аджибик, Сайамо в Мичигане, Пакегама в Миннесоте) сложена кварцитами, конгломератами и сланцами с лачками кремнистых пород и редкими потоками основных эффузивов. Мощность меняется с севера на юг от 10 до 200 м.

Верхняя часть (формации Вулкан, Айрон-Вуд) представлена переслаивающимися джеспилитами, пестроцветными кремнистыми породами, сланцами, оолитовыми железистыми породами, строматолитовыми доломитами. Мощности изменяются также с севера на юг от 80 до 250 м, причем закономерность изменения мощности здесь такая же, как для нижней части.

Группа Барага характеризуется значительной фациальной изменчивостью. Ее расчленяют в разных частях по-разному; на востоке и юго-западе Мичигана обычно выделяют четыре формации (Семихатов, 1964, 1974; Keroher e. a., 1966, 1970):

Гудрич (около 50 м) — не выдержанные по простиранию кварциты и конгломераты.

Хэмлок — основные эффузивы с пачками слоистых серовато-зеленых до красных риолитовых туфов или фельзитов, а также джеспилитов, кварцитов, кремнистых пород. Общая мощность формации на юге составляет 6000—7000 м; на севере Мичигана формация выклинивается.

Мичигамми — глинистые сланцы, граувакки, кварциты с прослоями основных эффузивов, графитовых сланцев и железистых пород. Последние залегают обычно в основании формации. Литологический состав фациально неустойчив. Мощность меняется от 1600 до 3500 м.

Бэдуютер — преимущественно хлоритизированные базальтовые лавы, местами с амигдалондными структурами. Присутствуют локально пачки туфов, граувакк и железистых пород. Мощность 500—2000 м.

Отложения группы Пайнт-Ривер (до 2000 м), венчающей надгруппу Анимики, сохранились только в ядрах глубоких синклиналей на юге Мичигана. В составе этой группы выделяются формации:

Дан-Крик (150—250 м) — алевролиты и глинистые сланцы с маломощными прослоями сидеритовых и пиритовых железистых пород.

Ривертон (30—180 м) — тонко переслаивающиеся черты и сидериты.

Гайавата (15—150 м) — граувакки со значительным количеством слоев глинистых сланцев. В нижней части разреза содержатся брекчии с обломками чертов в граувакковой основной массе.

Стамбаг (около 100 м) — преимущественно железосодержащие породы, которые меняются от хлоритовых алевролитов и глинистых сланцев до полосчатых сидерит-магнетитовых чертов.

Форчун-Лейк (до 1200—1300 м) — сланцы и граувакки с характерными прослоями (до 3 м) грубых массивных граувакк, а также железистых пород: сидеритовых и окисленных кремнисто-сидеритовых сланцев.

В районе оз. Ниписгон Онтарิโอ в составе надгруппы Анимики выделяются три формации общей мощностью от 600 до 2500 м (Семихатов, 1964; Уилсон, 1968; Moorhouse, 1957):

Кэкабека (10—70 м) — гравелистые конгломераты и кварциты. В составе галек конгломератов присутствуют кварц, черты, джеспилиты и граниты.

Ганфлинт (120—1200 м) — переслаивание чертов, джеспилитов, карбонатных пород, аргиллитов, туфов, кварцитов и конгломератов. Все породы в значительной степени ожелезнены или карбонатизированы.

Роув (500—1700 м) — преимущественно черные тонкослоистые аргиллиты и граувакки.

Характер разрезов надгруппы Анимики существенно меняется вкост простирания прогиба по мере удаления от провинции Сьюпириор к югу. Мощность и полнота разрезов в этом направлении увеличиваются: в северных районах Миннесоты, а также в Южном Онтарии Канады сохранились только подразделения, соответствующие примерно группам Миномини и Барага Северного и Центрального Мичигана. Здесь отсутствуют, по-видимому, аналоги нижней группы Чоколай и самой верхней — Пайнт-Ривер (Семихатов, 1964).

В Онтарии и северных районах Миннесоты слои надгруппы Анимики почти не деформированы, чаще всего они залегают моноклинально с небольшим (до 10°) наклоном к юго-востоку (Кинг, 1961; King, 1951). На территории Мичигана эти образования интенсивно деформированы и собраны в узкие линейные складки субширотного простирания. К тому же складчатая структура здесь осложнена многочисленными субширотными разломами, которые на крайнем юге Мичигана разбивают структуру на серию горстов и грабенов: хр. Миномини, трог Калумет и Фелч, хр. Марквет (рис. 7). Наряду с линейными блоками здесь присутствуют брахиантиклинальные структуры (например, Овал Амаса), в ядрах которых вскрываются нижнедокембрийские образования.

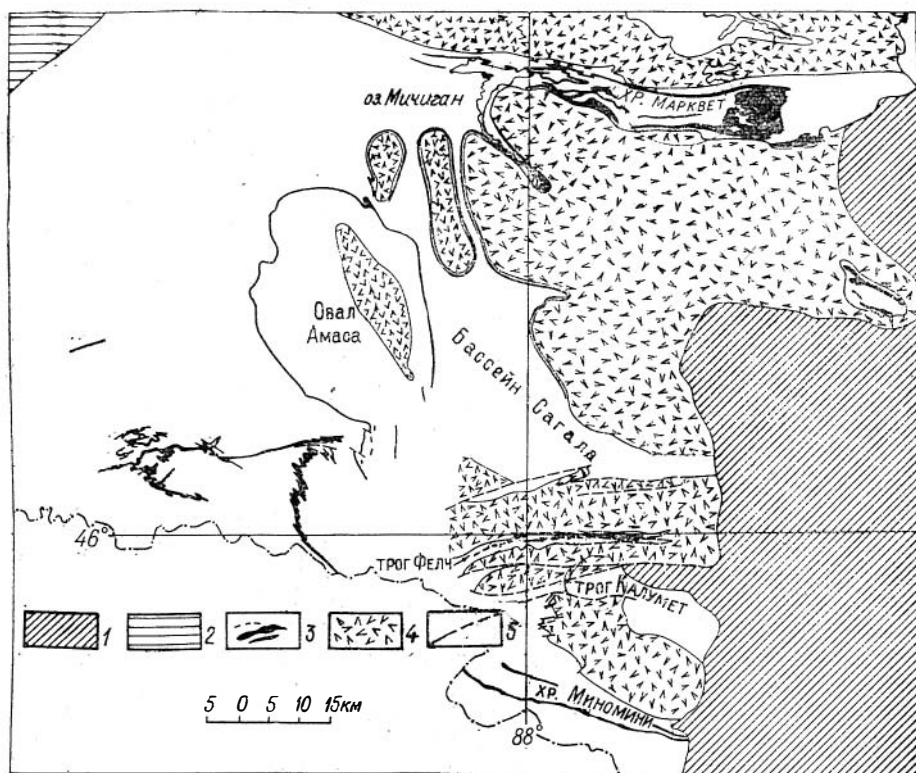


Рис. 7. Генерализованная геологическая карта части Северного Мичигана (по: James e. a., 1961).

1 — палеозойские (кембрийские и ордовикские) отложения; 2 — верхнекембрийские (Кивино) отложения; 3 — среднекембрийские (Анимики) отложения (залиты поля развития железистых пород); 4 — нижнекембрийские вулканогенные и метаморфические породы; 5 — разрывы.

В северных разрезах метаморфизм отложений надгруппы Анимики сравнительно слабый, в южных — доходит до амфиболитовой фации (ставролитовая зона) (James e. a., 1961).

Отложения надгруппы Анимики прорваны многочисленными, но небольшими по размерам интрузиями гранитов, пегматитов, габбро-диоритов и диабазов. Чаще всего это штоки, силлы и дайки.

Нижняя граница надгруппы Анимики геологически определяется наличием подстилающего нижнекембрийского кристаллического фундамента, а верхняя — базальными горизонтами залегающей несогласно верхнекембрийской серии Кивино. Многочисленные радиометрические определения разными методами по различным минералам дают большой разброс цифр (Тугаринов, Войткевич, 1970; Goldich e. a., 1961; Aldrich e. a., 1965; Peterman, 1966; Faure, Kovach, 1969). Rb — Sr датировки по слюдам из метаморфических пород надгруппы Анимики и прорывающих ее гранитов находятся в пределах 1500—1880 млн. лет. K — Ar датировки тех же пород по мусковиту заключены в интервале 1290—1850 млн. лет. K — Ar определения по роговой обманке из гранитов дают 1640 млн. лет, а из габбро — 1600—1870 млн. лет. Rb — Sr определения по полевым шпатам из гранитов составляют 1590—1900 млн. лет, а U — Th — Pb по цирконам — 1890—2130 млн. лет. K — Ar и Rb — Sr датировки по иллитами показывают значения 1620—1660 млн. лет. Изохронные Rb — Sr определения неизмененных пород формаций Миномини дают 1850, а измененных — 1540 млн. лет.

Таким образом, многочисленные радиометрические определения позволяют утверждать, что временной диапазон осадконакопления над-

группы Анимики лежит в изохронах 1500—2200 млн. лет. Необходимо отметить, что иногда интрузии, прорывающие отложения надгруппы Анимики, характеризуются более высокими датировками, чем вмещающие их породы. Несомненно также, что на точности датировок сказывается последующий более молодой метаморфизм. Все эти аномалии породили множество интерпретаций как верхней, так и нижней границ надгруппы. Некоторые из этих интерпретаций недавно рассмотрены М. А. Семихатовым (1974). Не вдаваясь в дискуссию, мы принимаем возраст надгруппы Анимики в объеме афебиа с изохронами 2300—1750 млн. лет (Stockwell, 1963, 1968).

По своим вещественным характеристикам надгруппа Анимики, несомненно, является геосинклинальным комплексом. По структурным свойствам северная ее часть, неполная по объему, значительно меньшая по мощности и почти недислоцированная, может рассматриваться как чехол, сохранившийся на краю блока Сьюпириор. Более широкая интенсивно дислоцированная южная часть составляет складчатую зону оз. Верхнего.

*Гуронский прогиб* расположен восточнее прогиба оз. Верхнего, непосредственно на его продолжении и сложен отложениями надгруппы Гурон (рис. 8—10). Надгруппа Гурон относится к числу наиболее

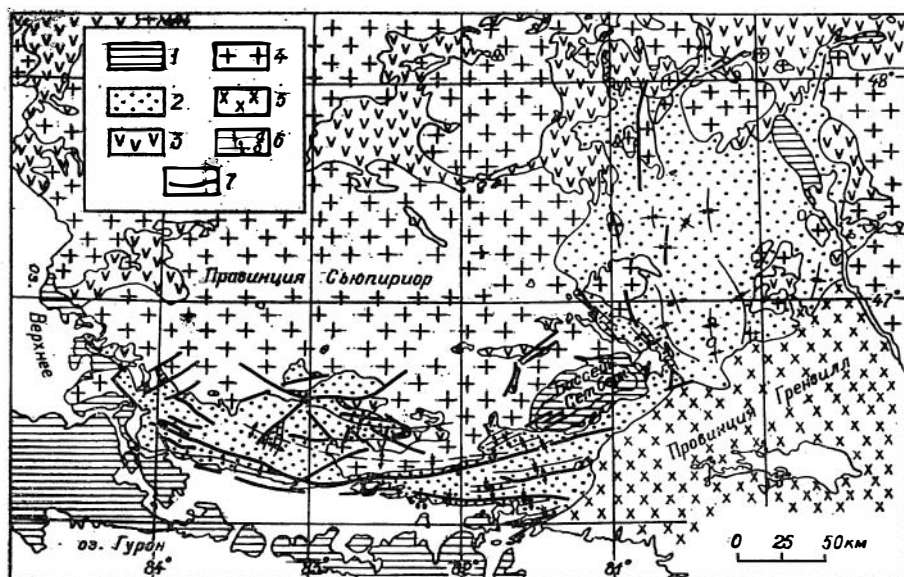


Рис. 8. Генерализованная структурно-геологическая карта Гуронского прогиба (по Roscoe, 1969).

Осадочно-вулканогенные комплексы: 1 — постгуронские, 2 — гуронские, 3 — догуронские; гранитоидные и гнейсовые комплексы: 4 — постгуронские, 5 — догуронские; 6 — оси крупных складок а — синклинальных, б — антиклинальных; 7 — разрывы.

широко известных докембрийских комплексов Северо-Американской платформы, и ее описания неоднократно приводились в советской литературе (Семихатов, 1964, 1974; Келлер, Семихатов, 1967; и др.).

В составе надгруппы в настоящее время выделяются четыре группы, которые представляют собой крупные осадочные тела, увеличивающие мощность и полноту разрезов с севера на юг (Roscoe, 1969; Robertson e. a., 1969). Современные контуры нижних групп почти совпадают между собой, и только верхняя группа Кобальт несколько смещается к северу, где слои ее с угловым несогласием залегают непосредственно на нижнедокембрийских образованиях (см. рис. 9).

Группа Эллиот-Лейк представлена в основном осадочными и вулканогенными породами, которые несогласно залегают на мощной (до 18 м) коре выветривания. В западной части Гуронского прогиба группа подразделена на формации (Frarey, 1966, 1967b; Roscoe, 1969):

Ливингстон-Крик — серые, до телесного цвета, тонко-, до грубозернистых, полевошпатовые кварциты и субаркозы с прослоями алевролитов и пиритсодержащих ураноносных конгломератов. Характерна косяя слоистость. Мощность формации изменяется от 10 до 53 м. Первоначально эта формация включалась в состав формации Миссиссаги (см. ниже).

Тессалон — темно-серые и черные базальты, часто амигдалоидные. Местами присутствуют линзы и прослои подушечных лав и брекчий. Вверху появляются мало-мощные потоки риолитов, а внизу — прослои пиритсодержащих ураноносных конгломератов кварцевого состава. Мощность изменяется от 610 м на севере до 1650 м на юге (см. рис. 9, 10).

На востоке Гуронского прогиба в районе Садбери разрез несколько меняется. Здесь основание группы Эллиот-Лейк не вскрыто и разрез начинается с формации Стоби (около 1000 м), представляющей собой частое переслаивание лавовых потоков со слоями осадочных пород. Последние состоят из аргиллитсодержащих кварцитов, алевролитов, аргиллитовых субаркозов и грубозернистых песчаников, содержащих кварцевую гальку. Вулканисты аналогичны формации Тессалон. Вверх по разрезу увеличивается количество вулканитов и уменьшается количество осадочных пород. Эта часть разреза (до 600 м) выделена под названием формации Коппер-Клиф; по своему строению она очень сходна с формацией Тессалон.

Заканчивается разрез группы Эллиот-Лейк в районе Садбери формацией Мак-Ким (Нордик) общей мощностью около 1600 м (см. рис. 9, 10) и сложенной темными аргиллитами, алевролитами, граувакками и полевошпатовыми кварцитами.

Вышележащая группа Хаф-Лейк (до 1800 м) сравнительно выдержана фациально и представлена толщей сероцветных терригенных пород. В районе Садбери она расчленена на формации:

Рамзай-Лейк — изменчивый по мощности (от 1 до 75 м) слой конгломератов, состоящий из несортированных слабоокатанных и угловатых галек и валунов нижнедокембрийских пород (обычно серых и розовых гранитов до 2 м в поперечнике). Как правило, галька и валуны рассеяны в основной песчаной массе. Отложения формации Рамзай-Лейк рассматривают как тиллиты (McDowell, 1957; Young, 1966, 1970; Roscoe, 1969) или как продукт деятельности суспензионных потоков (Pienaar, 1963).

Пикорс (200—240 м) — переслаивание аргиллитов, субграувакк, полевошпатовых кварцитов и алевролитов с косяй слоистостью. Внизу разреза преобладают массивные и полосчатые темные аргиллиты, в средней части — преимущественно полевошпатовые кварциты, а вверху — переслаивание субграувакк и алевролитов.

Миссиссаги — косослоистые серые грубозернистые субаркозы с прослоями субграувакк, алевролитов, аргиллитов и полимиктовых конгломератов с обломками розовых гранитов. Мощность от 200 до 1200 м, предполагается, что местами она может достигать 3000 м (Roscoe, 1969).

Группа Квирк-Лейк на востоке прогиба, где она представлена наиболее полно, состоит из формаций:

Брюс (5—120 м) — несортированные конгломераты с прослоями песчано-глинистых пород. По составу и происхождению эта формация сходна с формацией Гоуганда (см. ниже) и тоже может рассматриваться как тиллоидная (Pienaar, 1963; Casshyar, 1969; Lindsey, 1969; Young, 1970).

Эспанола (180—300 м) — известковистые алевролиты и субграувакки. В основании, в средней части и вверху прослеживаются пачки известняков с прослоями серых доломитов. Мощность их оценивается в 20—60 м.

Серпент (60—300 м) — светлые и серые косослоистые полевошпатовые кварциты, аргиллиты и алевролиты с прослоями конгломератов.

На отложениях группы Квирк-Лейк залегает толща осадочных образований группы Кобальт, которая по мощности сравнима с нижними тремя группами, вместе взятыми. В силу этого, а также с учетом несогласий, местами наблюдаемых в основании, группа Кобальт



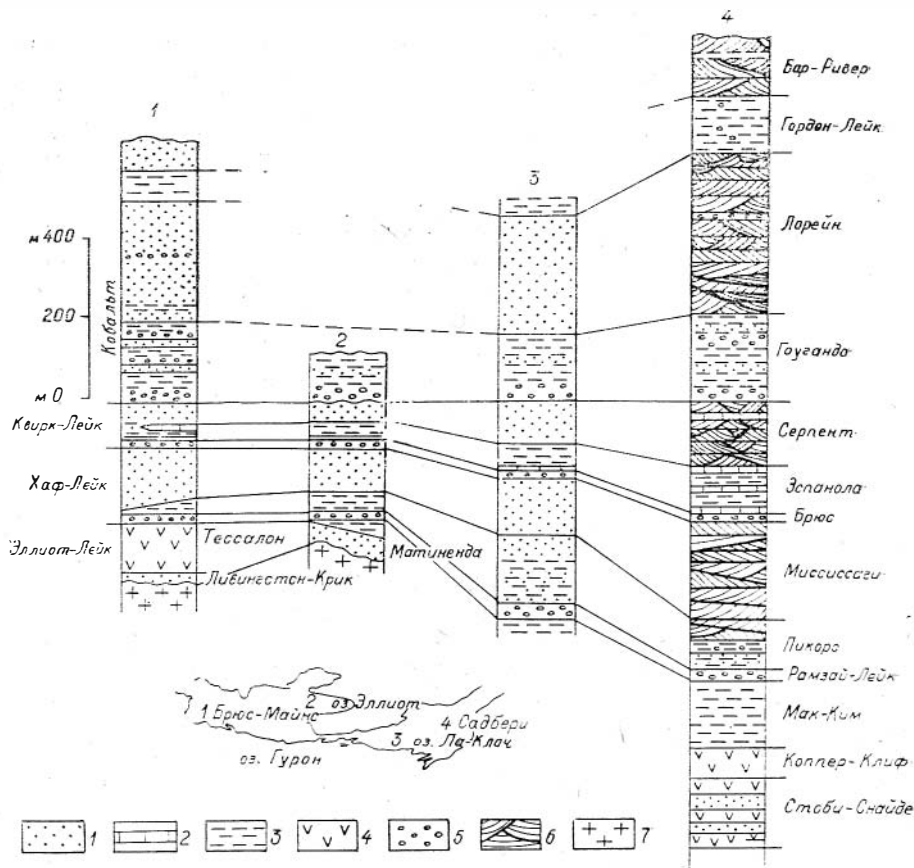


Рис. 10. Стратиграфические колонки надгруппы Гурон (по: Frarey, Roscoe, 1970).

1 — песчаники; 2 — известняки, доломиты; 3 — аргиллиты, алевролиты; 4 — вулканиты, 5 — пара-конгломераты; 6 — терригенные толщи с косой слоистостью; 7 — догуронский фундамент.

часто рассматривается как Верхний Гурон, а нижние три объединяются в Нижний Гурон (Семихатов, 1974).

Наиболее полный разрез образований группы Кобальт развит в районе Садбери (Ovenshine, 1965; Frarey, 1966; Casshuap, 1969; Lindsey, 1969; Young, 1966, 1970; Roscoe, 1969; Frarey, Roscoe, 1970; и др.). В составе этой группы выделяются ф о р м а ц и и:

Гоуганда — гетерогенные конгломератовые граувакки, сортированные аркозо-вые конгломераты, массивные или слоистые граувакки, алевролиты, аргиллиты и аркозы. Большая часть конгломератов, обычно рассматриваемых как тиллиты, сложена угловатыми, до окатанных, обломками — гальками и валунами розовых гранитов и других древних метаморфических пород, «плавающих» в граувакковом субстрате. Мощность формации от 600 до 1200 м, хотя некоторые авторы для южных районов указывают мощности в 1500 и даже 2700 м (Young, 1966; Roscoe, 1969). Некоторые исследователи предполагают, что южная часть формации Гоуганда накапливалась в морских условиях, а северная — в континентальных. Предполагается также, что догоугандская поверхность характеризовалась крутым и горным рельефом с перепадами высот в 950 м на 2 км расстояния и с крутизной склонов до 40°.

Лорейн (более 2000 м) — тонкослоистые, грубозернистые белые мономиктовые кварциты с пачками красных аркозов, железистых и кварцевых конгломератов. Внутри нее различают пять пачек:

1. Массивные красные аркозы. Мощность 600 м.
2. Пурпурные алевролиты и тонкозернистые кварциты до 105 м мощностью.
3. Красные и коричневые косослоистые аркозовые кварциты. Более 600 м.
4. Конгломераты с галькой белого кварцита, а также железистых пород и чертов.

Мощность около 250 м.

5. Толстослоистые белые кварциты с редкими прослоями конгломератов с кварцевой галькой. Около 600 м.

Гордон-Лейк (250—1200 м) — монотонное переслаивание пестроокрашенных кварцитов и аргиллитов с прослоями чертов и известняков.

Бар-Ривер (600, возможно, до 1800 м) — монокристовые белые кварциты с пачками красных гематитовых алевролитов. Последние сохраняются только в ядрах глубоких синклиналей.

Таким образом, три верхние группы Гурона представляют собой три цикла осадконакопления, каждый из которых начинается тиллитоподобными конгломератами и заканчивается сланцево-кварцитовыми пачками.

В районе Садбери описана группа Уайтуотер, соотношения которой с гуронскими образованиями и ее место в разрезе среднекембрийских толщ не совсем ясно (Rousell, 1972; Cation, Walker, 1972). Эта группа залегает в «чаше» лополита Садбери (рис. 11) и начинается с горизонта кварцевых брекчий. Высказываются предположения о принадлежности этого горизонта апикальной части лополита (Roscoe, 1969). Выше описанного горизонта залегают граувакки, глинистые сланцы и туфы, изотопный Rb—Sr возраст по которым определяется в 1670—1720 млн. лет (Fairbairn *et al.*, 1968). Споры вызывают брекчии, обломки в которых достигают гигантских размеров. Зеленоватые серицитизированные грубозернистые полевошпатовые кварциты, местами с сохранившейся косою слоистостью, исключительно схожи с кварцитами, которые широко развиты в разных формациях надгруппы Гурон. Отсюда и предположение, что лополит Садбери, возможно, внедрился в кварцевую толщу и, следовательно, группа Уайтуотер может быть сопоставима с одной из нижележащих групп. Высказываются и другие

гипотезы по поводу происхождения группы Уайтуотер и лополита Садбери (Roscoe, 1969; Rousell, 1972; Cation, Walker, 1972). Некоторые рассматривают эту структуру как астроблему (Dietz, 1964).

Характер метаморфических проявлений и степень дислоцированности гуронских образований подчиняются тем же закономерностям, которые отмечались при описании надгруппы Анимики. Наиболее интенсивная складчатость проявляется в зоне крупного субширотного разлома Меррей и южнее его. Северные части отложений надгруппы Гурона залегают полого или собраны в брахиформные складки.

Гуронские образования прорваны многочисленными штокообразными телами гранитов, силловыми и дайковыми комплексами габбро и габбро-диабазов (Roscoe, 1969). Наиболее известны из комплексов габброидов диабазы Ниписсинг, а из гранитоидов — батолит Катлер.

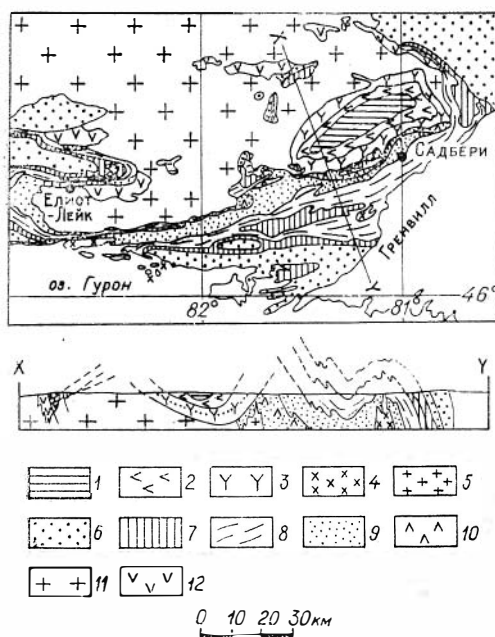


Рис. 11. Распространение группы Уайтуотер и ее соотношение с отложениями Гурона (по: Roscoe, 1969);

1 — группа Уайтуотер; 2 — формация Онапинг; 3 — эруптив Садбери; 4 — гранитоиды Катлер, Вэйви-Лейк и Кронер-Айленд; 5 — гранитоиды Меррей и Крейтон; 6 — группа Кобальт; 7 — группа Квирк-Лейк; 8 — группа Хаф-Лейк; 9, 10 — группа Эллиот-Лейк; 9 — осадочные породы; 10 — вулканиды; 11 — кенорские гранитоиды; 12 — нижнекембрийские метавулканитические и метасадочные породы.

Многочисленные радиометрические датировки показывают, что возрастной диапазон надгруппы Гурон не отличается от такового надгруппы Анимики (Lowdon e. a., 1963; Faure e. a., 1964; Kanasevich, Farquhar, 1965; Van Schmus, 1965; Fairbairn e. a., 1968, 1969; Roscoe, 1969; и др.).

Изохронные Rb — Sr датировки по диабазам Ниписсинг дают 2200 и 2160 млн. лет. Аналогичные цифры получены по слюдам K — Ar и Rb — Sr методами. Граниты типа Катлер и пегматиты характеризуются более молодыми датировками: Rb — Sr методом по мусковиту — 1750—1760 млн. лет, K — Ar по биотиту — 1300—1440 млн. лет. Очень противоречивые цифры получены по постгуронскому лополиту Садбери: изохронные Rb — Sr датировки — 1700 млн. лет, а K — Ar и Rb — Ar по слюдам лежат в широком интервале — 1390—1900 млн. лет. Залегающие выше лополита отложения группы Уайтуотер имеют изохронный Rb — Sr возраст 1670—1720 млн. лет (Rousell, 1972; и др.).

Аномальным оказывается и возраст урановой минерализации группы Хаф-Лейк (Wanless, Trail, 1956; Stieff e. a., 1956; Mair e. a., 1960). Используя некоторые методы графической обработки радиометрических данных, отдельные исследователи оценивают возраст урановой минерализации в 2300 млн. лет (Roscoe, 1969). Датировки же по свинцу показывают, что свинец в свинцово-цинковых и медно-никелевых отложениях лополита Садбери, по крайней мере, на 200 млн. лет моложе диабазов Ниписсинг (Ulrych, Russell, 1964; Kanasevich, Farquhar, 1965).

Таким образом, как и для надгруппы Анимики, точных ограничивающих серию Гурон изохрон установить пока нельзя. Можно утверждать только, что осадочно-вулканогенный комплекс Гурона сформировался не раньше рубежа 2300—2400 млн. лет и не позднее 1700—1600 млн. лет, т. е. в рамках афебии.

По вещественным характеристикам надгруппа Гурон является геосинклинальным комплексом. По структурным свойствам она, как и надгруппа Анимики, подразделяется на две зоны — северную и южную. Северная характеризуется слабой складчатостью, резко сокращенными мощностями осадков и неполнотой разреза, что позволяет вслед за Стоквелом (1967) рассматривать ее как часть плиты, сохранившейся на краю блока Сюпириор. В отличие от прогиба оз. Верхнего, где в составе плиты отсутствуют низы и верхи разреза надгруппы Анимики, здесь в состав плиты входят почти все подразделения надгруппы Гурон. Особенно широко распространены отложения верхней группы Кобальт.

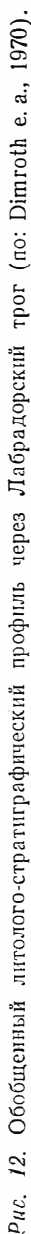
Южная часть надгруппы Гурон интенсивно дислоцирована, метаморфизована, характеризуется значительными мощностями и слагает складчатую зону, простирающуюся в субширотном направлении более чем на 500 км.

Северо-восточнее основного поля распространения Гурона известен ряд мелких выходов среднего докембрия, которые примыкают с северо-запада к Гренвиллскому фронту. Здесь развиты территориально разобщенные группы Шибугамо, Мистассини и Отиш-Маунтин (Roscoe, 1969; Stockwell e. a., 1970).

Группа Шибугамо (около 750 м) по литологии сходна с формацией Гоуганда и сложена внизу конгломератами (210 м), а сверху — аркозами и сланцами (540 м).

Группа Отиш-Маунтин (1450 м) выполняет прогиб около 75 км длины и 20 км ширины (Eade, 1966a). На кристаллическом фундаменте здесь залегают пестроцветные аркозовые и кварцевые песчаники с линзами конгломератов и грубозернистых песчаников и пачками алевролитов. Слои Отиш-Маунтин прорваны sillами диабазов, радиометрический возраст которых определен в 1900 млн. лет (Stockwell e. a., 1970).

Темисками — кварциты с линзами конгломератов, железистые породы и сланцы.



1 — нижнедокембрийский фундамент; 2 — аркозы; грубозернистые песчанки (гриты) и конгломераты; 3 — песчанки; 4 — переставляющиеся песчанки и доломиты; 5 — доломиты; 6 — железные породы; 7 — сланцы с линзами доломитов, 8 — сланцы, алевролиты, подчиненно песчанки; 9 — сланцы и граувакки; 10 — конгломераты; 11 — брекчи; 12 — вулканиты основного состава.

Описанные отложения почти не метаморфизованы и очень слабо складчаты. Чаще всего слои вышеуказанных групп смяты в очень пологие открытые складки или представляют собой моноклинали с углами падения до 10° и наклоном слоев к югу или юго-востоку. Несколько сильнее складчатость проявляется в приразломных зонах Гренвиллского фронта. Подобные выходы продолжаются и далее на северо-восток вплоть до Лабрадорского прогиба (Eade, 1966a; Roscoe, 1969), что говорит в пользу того, что Гуронский прогиб простирался далеко к северо-востоку и смыкался с Лабрадорским. Сохранившиеся маломощные и недислоцированные локально распространенные образования, являются, по-видимому, остатками плиты, некогда перекрывающей значительную часть юго-восточного края блока Сьюпириор.

В восточном обрамлении блока Сюпириур располагается протяженный *Лабрадорский прогиб*, известный в литературе как *Лабрадорский трог*. Образования, которые его выполняют, в последние годы объединены в надгруппу Каниаписко.

В Лабрадорском трого, как правило, различают три сегмента: Южный, Центральный и Северный. Южный расположен южнее Гренвиллского фронта и сложен сильно метаморфизованными эквивалентами надгруппы Каниаписко; он будет охарактеризован ниже при описании провинции Гренвилл.

Центральный сегмент составляет по длине большую часть Лабрадорского трога, который расчленен здесь продольным поднятием на два прогиба: западный и восточный. За последние годы по геологии Центрального сегмента трога получены многочисленные данные, обобщенные в работах Е. Димрота и его соавторов (Dimroth, 1968, 1970, 1971; Dimroth e. a., 1970).

В Центральном сегменте Лабрадорского трога надгруппа Каннаписко подразделена на группы Ноб-Лейк и Доублет. Группа Ноб-Лейк состоит из нескольких подгрупп, которые, в свою очередь, подразделены на формации (рис. 12). Подгруппа Сьювард состоит из формаций:

**Чаконипау** (1100—1000 м) — кварцевые и аркозовые косослонистые песчаники, гравелиты и конгломераты. В виде небольших линз присутствуют агломераты, брекчии и туфы (Baragar, 1966, 1967). Галька и валуны в терригенных породах представлены кварцем, плагиоклазом, гнейсами, андезитами, гранитами. Сортированность и окатанность зерен очень слабая. Цвет пород преимущественно красный за счет рассеянного гематита. Размер валунов достигает более 30 см. Формация несогласно залегает на нижнедокембрийских гнейсах.

Отложения этой формации трансгрессивно, но согласно перекрываются терригенно-карбонатными толщами формаций Ду-Портейдж, Данфи и Миламор, составляющими между собой фаціальный ряд. С запада на восток наблюдается следующая последовательность формаций:

**Ду-Портейдж** (150—250 м) — тонкозернистые красноцветные аркозы и известковистые кварциты с прослоями (до 15 м) розовых строматолитовых доломитов. В основании формации на границе с формацией Чаконипау местами лежит слой (около 60 м) глинистых сланцев.

**Данфи** (до 600 м) — строматолитовые доломиты с прослоями косослонистых аркозов.

**Миламор** (около 300 м) — грубозернистые песчаники и конгломераты.

Выше согласно залегает подгруппа Пистолет, подразделяемая на формации:

**Лейс-Лейк** (около 300 м) — глинистые сланцы и алевролиты с прослоями тонкозернистых песчаников и доломитов.

**Элдер** (150—600 м) — строматолитовые доломиты, известняки, доломитистые песчаники и ортокварциты с прослоями глинистых сланцев.

**Юве** (150—200 м) — в нижней части глинистые сланцы и алевролиты, в верхней массивные коричневатые доломиты. По всему разрезу присутствуют прослои мелкозернистых песчаников.

По-видимому, с конца времени Сьювард начало формироваться продольное поднятие в Лабрадорском троге, которое разделило его на два прогиба: западный и восточный. В западном бассейне в последующее время формировались фаціально пестрые сланцевые толщи, объединенные в подгруппу Аттикамаген I, в составе которой выделяются формации Хоутес-Шутс и Савигни. Сланцы в основном глинистые или черные кремнистые с примесью графита и пирита. В отдельных слоях количество пирита достигает 10%. На востоке западного бассейна, около продольного поднятия, сланцы ритмично переслаиваются с граувакковыми песчаниками, образуя толщу флишoidного облика. Это позволило верхнюю часть формации Савигни (около 900 м) выделить в самостоятельную формацию Стелнук. Максимальная мощность подгруппы Аттикамаген I определяется в 1500 м. От области максимальных мощностей отложения подгруппы быстро выклиниваются к востоку и очень медленно — к западу.

В восточном бассейне аналогом подгруппы Аттикамаген I является подгруппа Свампи-Бей, сложенная различными сланцами и конгломератами. В западной части бассейна, где в разрезе преобладают сланцы, выделяется формация Ду-Чамбои, а в восточной, где в разрезе преобладают конгломераты — формация Романет. По

внешнему облику и внутренней структуре сланцы Свампи-Бей аналогичны сланцам Аттикамаген I. Здесь также присутствуют граувакковые песчаники, ритмично переслаивающиеся со сланцами. Галька, валуны и крупные блоки, которые входят в состав конгломератов, представлены почти целиком доломитами нижележащих толщ.

Сохранность и несортированность обломочного материала доломитовых конгломератов в восточной части Лабрадорского трога позволяют некоторым исследователям предполагать, что блок, ограничивающий трог с востока, был очень быстро поднят по разлому (Dimroth, 1968).

Максимальная мощность отложений подгруппы Свампи-Бей около 1200—1300 м.

Выше подгрупп Аттикамаген I и Свампи-Бей залегает ряд сложных перемежающихся формаций: Аттикамаген II, Аттикамаген III, Денаулт, Флеминг и Аттикамаген IV, соотношения между которыми видны из рис. 12.

Формация Аттикамаген III (750—800 м) сложена преимущественно глинистыми и кремнистыми сланцами с подчиненным количеством песчаников и со слоями доломитов. К востоку сланцы Аттикамаген III замещаются базальтовыми лавами формации Аттикамаген II (около 3000 м). В основании формации и в ее верхней части находятся пачки красных, зеленых и серых глинистых сланцев с прослоями граувакк. Среди лавовых потоков присутствуют как нормальные, так и толентовые разновидности базальтов.

Сланцы и базальты Аттикамаген II и III перекрываются строматолитовыми доломитами Денаулт максимальной мощностью в 140 м. В восточной зоне, где разрез наращивается вверх, мощность увеличивается до 510—520 м. Формация Денаулт, так же как и все другие формации Лабрадорского трога, очень изменчива фациально как по простирацию, так и вкрест простираения слоев.

Формация Аттикамаген IV (около 360 м) сложена черными тонкослоистыми глинистыми сланцами с прослоями песчаников, тонкослоистых доломитов и доломитовых брекчий. В верхней части разреза эти породы приобретают красный и зеленый цвет. К западу породы фациально замещаются кремнистыми брекчиями (окремненными доломитами), объединенными в формацию Флеминг с максимальной мощностью около 350—360 м. На западе формация полностью выклинивается.

К моменту завершения формирования этой сложной фациальной толщи пород перестало существовать поднятие, разделяющее трог на прогибы, так как вышележащие формации четко прослеживаются по всей ширине трога.

Описанные отложения перекрываются формацией Уишарт (150 м), представленной полевошпатовыми кварцитами с подчиненным количеством алевролитов, грубозернистых песчаников и гравелитов с хорошо развитой косой слоистостью и проявлениями знаков ряби. Эта формация хорошо выдерживается фациально во всех зонах Лабрадорского трога.

Выше залегает формация Сокоман, низы которой в центральных и западных районах соответствуют формации Рус. Она сложена глинистыми сланцами с примесью песчаного материала. Предполагается, что эти сланцы туфогенного происхождения (Dimroth e. a., 1970). Формация Сокоман (250—300 м) представлена железистыми, кремнистыми карбонатными породами, яшмами с примесью графита и пирита. Из железистых пород особенно широко развиты гематитовые разновидности.

Вверх по разрезу железистые породы Сокоман сменяются толщей (около 1500 м) глинистых сланцев, алевролитов и граувакк, объединенных в формацию Менихек. В восточных районах в верхах этой формации появляются потоки базальтовых лав.

На крайнем востоке Лабрадорского трога формациям Уишарт, Сокоман и Менихек соответствует мощная толща кристаллических сланцев формации Лепорт. Среди сланцев отмечаются биотитовые, гранатовые, ставролитовые и кианитовые разновидности.

Венчается среднекембрийский разрез Лабрадорского трога группой Даублет (до 7000 м), представленной основными эффузивами.

В основании разреза этой группы залегают пирокластиты основного состава, переслаивающиеся с базальтовыми потоками (формация Мурдах мощностью 600—1800 м). Выше пирокластитов залегают потоки базальтов формации Уилбоб мощностью до 4500 м. Между этими вулканогенными формациями залегает маломощная пачка глинистых сланцев — формация Томпсон-Лейк. Такого же типа терригенные породы в виде прослоев описываются и в разрезе формаций Мурдах и Уилбоб.

Кроме того, среди базальтовых потоков и их туфов присутствуют прослои и линзы риолитов и кислых туфов (Frarey, 1967a; Baragar, 1967; Fahrig, 1967; Dimroth e. a., 1970; и др.).

Общая мощность отложений надгруппы Каниаписко на востоке трога может быть оценена в 9—10 км, а на западе в 2,5—3 км. Кроме того, в разрезе присутствуют силы и пластовые интрузивные тела габброидного состава, суммарная мощность которых достигает 6000 м.

Северный сегмент Лабрадорского трога протягивается по западному побережью залива Унгава. Аналоги нижней части надгруппы Каниаписко здесь отсутствуют. Разрез сложен следующими формациями:

**Аллисон** (150 м) — тонко- и толстослоистые розовые полевошпатовые кварциты, переслаивающиеся с полосчатыми светло-серыми алевролитами и бурыми аргиллитами. В некоторых местах алевролиты и аргиллиты замещаются доломитами и известковистыми сланцами (формация Харвинг). В верхней части разреза указываются повышенные содержания магнетита. Формация Аллисон несогласно залегает на нижнедокембрийских гнейсах и гранитах. Она сопоставляется с формацией Уишарт Центрального сегмента Лабрадорского трога.

**Фенимор** (около 200 м) — хемогенные кремнистые осадки с резко повышенным содержанием железа и карбонатного материала. Соответствует формации Сокоман более южных районов.

**Чикок** (200—250 м) — формация, залегающая или непосредственно на кристаллическом фундаменте, или трансгрессивно, на отложениях формаций Аллисон и Фенимор. Нижняя ее часть сложена ритмично переслаивающимися светло-серыми алевролитами и черными плитчатыми глинистыми сланцами. Верхняя представлена конгломератами, песчаниками и сланцами. Среди конгломератов различаются три типа: 1) аркозовые с гранитными обломками; 2) железосодержащие с обломками пород фундамента и всех нижележащих формаций; 3) преимущественно с галькой чертов в аркозовой основной массе.

**Абнер** (30—160 м) — слоистые тонкозернистые строматолитовые доломиты.

**Ларч-Кивер** — обломочные породы с линзами и прослоями доломитов, красноцветных песчаников и железистых пород, пронизанных силами габброидов.

**Хеланкурт** (1250—1600 м) — преимущественно подушечные и массивные лавы метабазальтов толеитового ряда с подчиненным количеством агломератов и прослоями грубозернистых терригенных пород.

**Тевен** (500—650 м) — переслаивание аргиллитов и кварцитов.

В восточной части сегмента нижняя часть описанного разреза превращена в мощную толщу кристаллических сланцев (формация Беби), очень схожую со сланцами Лепорт.

Как и в Центральном сегменте, наблюдается усложнение пликативных деформаций с запада на восток. Отложения самой западной зоны или совсем не деформированы, или деформированы очень слабо. Наличие складок здесь в большинстве случаев определяется присутствием небольших по размерам надвигов (рис. 13).

В более восточных зонах складчатость усложняется. Антиклинальные складки сильно сжаты по сравнению с синклинальными. Углы падения слоев на крыльях составляет обычно 50—80°. Нередко складки запрокинуты к западу с наклоном осевой поверхности до 40—70° (Vergeon, 1957b; Fahrig, 1967; Frarey, 1967a; и др.). Параллельно с усилением складчатости наблюдается возрастание степени метаморфизма, подобно тому, как это отмечалось для прогибов озер Верхнего и Гуронского. Границы метаморфических зон пересекают стратиграфические границы (см. рис. 13). Складчатость в метаморфических толщах проявлена особенно интенсивно. Здесь во многих случаях наряду с линейными наблюдаются различно ориентированные «петельчатые» системы складок.

Возрастной объем надгруппы Каниаписко тот же, что и для надгрупп Анимики и Гурон, хотя поформационное сопоставление этих разрезов до сих пор является опорным. Нижняя граница формации Каниаписко определяется их залеганием на гранитах и гнейсах нижнедокембрийского возраста. Это подтверждается и тем, что в отложениях Лабрадорского трога в массовом количестве присутствует обломочная фракция

пород фундамента. Геофизические и буровые данные показывают, что кристаллический фундамент лежит под всем полем современного развития пород надгруппы Каниапско и прослеживается далее к востоку, вплоть до побережья Атлантического океана.

Радиометрические данные, полученные разными методами и по разным породам для Лабрадорского трога, дают, по-видимому, заниженные значения (Emslie, 1964; Jackson, 1967; Fahrig, 1967; Wanless e. a., 1968; Stockwell e. a., 1970; Fryer, 1972; и др.). Наиболее древние К—Аг датировки по слюдам определены в 1615 и 1580 млн. лет.

Обилие в разрезе железистых, кремнистых и вулканогенных формаций, их сложное фациальное переслаивание, большие мощности и интенсивный метаморфизм в восточных районах, несомненно, говорят в пользу геосинклинальной природы надгруппы Каниапско.

Разнообразно по трогу поведение структурных характеристик. Северный сегмент целиком интенсивно деформирован. В Центральном западная часть отложений Каниапско деформирована слабо. В этом направлении выклинивается часть формаций и уменьшаются в мощности остальные. Наиболее далеко к западу заходят отложения верхних групп Каниапско, начиная с формации Уишарт. Ширина зоны недислоцированных или слабо дислоцированных образований различна. Наибольшей величины она достигает на юге, в зоне сочленения трога с Гренвиллским фронтом. Здесь слабо дислоцированы не только верхние, но и нижние формации надгруппы. По направлению к северу недислоцированная зона сужается и в конце Центрального сегмента выклинивается. Это объясняется, по-видимому,

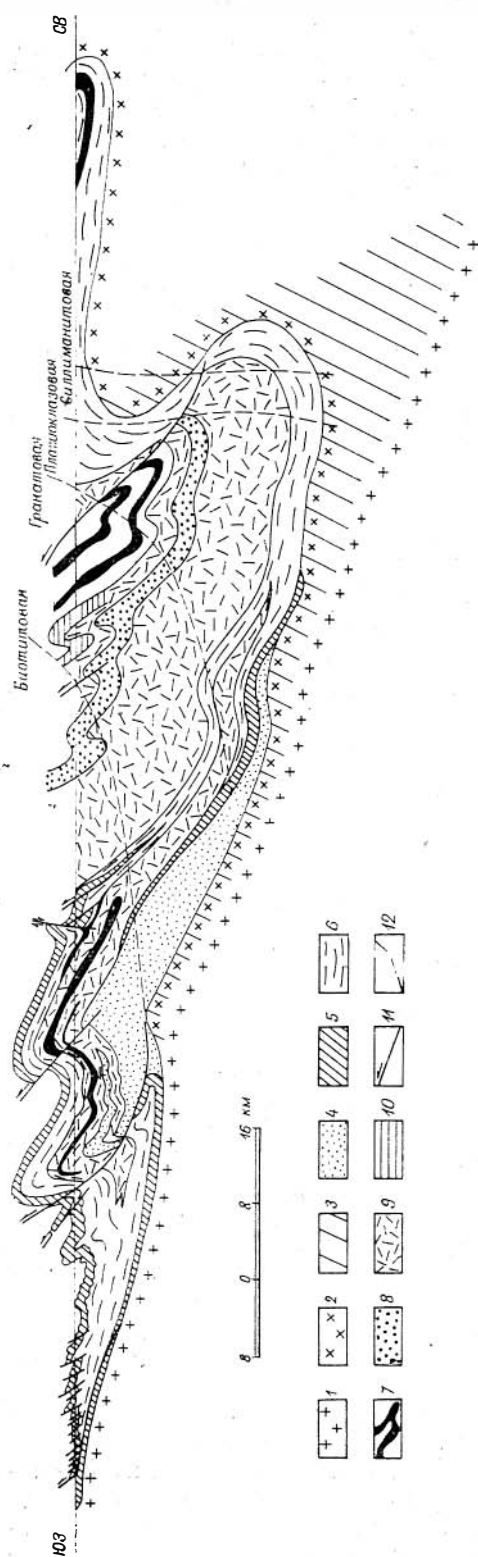


Рис. 13. Обобщенный структурный профиль через Лабрадорский трог (по: Dimroth, 1970).

Нижнедокембрийский фундамент: 1 — не переработанный Гудзонский орогенез; 2 — переработанный Гудзонский орогенез; 3 — ретроградный метаморфизм Гудзонского возраста; 4 — амфиболиты; 5 — доломиты, кварциты и железистые породы; 6 — базальты; 7 — базальты; 8 — пирокластические породы; 9 — габброиды; 10 — ультрабазиты; 11 — разрывы, преимущественно надвинги; 12 — метаморфические изограды.

более высоким поднятием территории Северного сегмента, по сравнению с Центральным и вследствие этого более глубоким эрозионным срезом. Эта часть Лабрадорского трога представляет собой плиту, расположенную на краю блока Сьюпириор.

Восточная большая часть Лабрадорского трога представляет собой складчатую зону, осложненную в процессе развития внутренними поднятиями (антиклиналями) и прогибами (синклиналями).

Прогиб Кейп-Смит является северным обрамлением провинции Сьюпириор (Bergeron, 1957b; Dimroth e. a., 1970; Stockwell e. a., 1970). Прогиб выполняют отложения двух групп: Пувунгнитук и Чукотат. Соотношения между группами спорны. На основании радиометрических определений принимается, что группа Чукотат залегает несогласно на Пувунгнитук (табл. 2).

Группа Пувунгнитук (несколько тысяч метров) сложена преимущественно слюдистыми сланцами с прослоями и пачками хлорит-актинолитовых сланцев, метабазальтов, кварцитов, доломитов, известковистых аркозов, кремнисто-железистых пород и габброидных силлов. Слюдистые сланцы состоят в основном из кварца, хлорита, мусковита, биотита и альбита. Местами они содержат графит и доломит.

Таблица 2

Последовательность пород с юга на север вдоль меридиана 74° (по: Dimroth e. a., 1970)

|            |                       |                                                                                                                                             |                                                                                                                                                                                               |
|------------|-----------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Протерозой | Север                 |                                                                                                                                             |                                                                                                                                                                                               |
|            | 1655—1715<br>млн. лет | Омоложенный архейский фундамент                                                                                                             | Кварц-полевошпатовые гнейсы                                                                                                                                                                   |
|            | Складчатое несогласие |                                                                                                                                             |                                                                                                                                                                                               |
|            |                       | Пувунгнитук группа                                                                                                                          | Кварцевые диориты, серпентиниты, граниты, метагаббро, амфиболиты<br>Хлорит-актинолитовые кристаллические сланцы, метабазальты<br>Доломиты, слюдяные кристаллические сланцы, слюдяные кварциты |
|            | Северный взброс       |                                                                                                                                             |                                                                                                                                                                                               |
|            | 1400—1550<br>млн. лет | Чукотат группа                                                                                                                              | Габбро, метагаббро, перидотиты, серпентиниты, пироксениты<br>Метабазальты, туфы, аргиллиты, кварциты<br>Конгломераты, черты, песчаники                                                        |
|            | Угловое несогласие    |                                                                                                                                             |                                                                                                                                                                                               |
|            | 1700—2200<br>млн. лет | Пувунгнитук группа                                                                                                                          | Габбро, метагаббро<br>Базальты, метабазальты<br>Филлиты, кварц-слюдяные, хлоритовые и актинолитовые кристаллические сланцы, кварциты, доломиты, кремнисто-железистые породы                   |
|            | Главное несогласие    |                                                                                                                                             |                                                                                                                                                                                               |
| Архей      | 2300—2800<br>млн. лет | Главным образом гранодиоритовые гнейсы, некоторое количество гранитов и гранодиоритов, амфиболовых гнейсов, биотитовых гнейсов, амфиболитов |                                                                                                                                                                                               |
|            | Юг                    |                                                                                                                                             |                                                                                                                                                                                               |

Группу Чукотат (4500—5000 м) выполняют преимущественно подушечные базальты. Во многих местах прогиба в основании группы отмечены песчаники, осадочные брекчии, конгломераты, кремнистые сланцы незначительной (3—5 м) мощности. Обломки и галька состоят обычно из массивных базальтов, кварца, гранита и кремнисто-железистых пород в общей аркозовой массе. Базальты представлены двумя типами: оливиновыми и лейкобазальтами.

Отложения обеих групп прослоены пластовыми телами габбро и ультрабазитов. Мощность отдельных тел достигает 250—300 м. Среди ультраосновных пород описаны серпентиниты, перидотиты, дуниты.

Отложения, выполняющие прогиб Кейп-Смит, пересекаются крупным протяженным взбросом Северным. Этот взброс расчленяет прогиб на северную и южную зоны. Предполагается, что севернее взброса развиты только отложения группы Пувунгнитук (см. табл. 2), сложенной хлорит-актинолитовыми и слюдяными кристаллическими сланцами с прослоями и пачками доломитов. Эти толщи пронизаны пластовыми телами, штоками и дайками кварцевых диоритов, серпентинитов, гранитов, метагабброидов и амфиболитов.

Все отложения описанного прогиба интенсивно дислоцированы и метаморфизованы. Как правило, складки узкие, сжатые, с субширотным простиранием осей и опрокидыванием к северу. Формационный состав прогиба Кейп-Смит принципиально не отличается от такового Лабрадорского трога и является геосинклинальным. Краевые части разреза, выполняющего прогиб, в настоящее время отсутствуют. Причина их отсутствия та же, что и в случае Северного сегмента Лабрадорского трога: высокое стояние блока в последокембрийское время и глубокий эрозионный срез. Краевая часть прогиба Кейп-Смит, располагалась, по-видимому, гораздо южнее современной границы среднекембрийских толщ (Dimroth e. a., 1970).

*Прогиб Белчер*, большая часть которого погружена под воды Гудзонова залива, ограничивает блок Сьюпириор с запада. Фрагментарно отложения этого прогиба прослеживаются по побережью залива Ричмонд, на островах Оттава, Белчер, Настапока и др. Бурение на островах зал. Джемс, на его западном побережье, а также на южном побережье Гудзонова залива показало, что под фанерозойскими образованиями этих районов залегают толщи, аналогичные образованиям островов Оттава и Белчер. Непосредственно эти породы выходят в центральной части поднятия Кейп-Хенриетта-Марайя (Sanford e. a., 1968; Dimroth e. a., 1970; Bostock, 1971b).

Среднекембрийские образования прогиба Белчер наиболее хорошо изучены на островах Белчер и островах окрестностей зал. Ричмонд. На островах Белчер описан почти непрерывный разрез мощностью в 6000—10000 м осадочно-вулканогенных толщ, объединенных в группу Белчер, а на островах Настапока и в окрестностях залива Ричмонд — в надгруппу Манитунук (Bergeron, 1957b; Jackson, 1960; Eade, 1966a, b; Stevenson, 1968; Sanford e. a., 1968; Hofman, Jackson, 1969; Dimroth e. a., 1970; Stockwell e. a., 1970).

Поформационная корреляция разрезов указанных регионов, а также разрезов островов Кинг-Джордж, Оттава и западного окончания складчатой зоны Кейп-Смит несет в себе много разногласий. Так, имеются, по крайней мере, три разных схемы корреляции группы Белчер с группой Манитунук через острова Настапока. Мы здесь будем придерживаться схемы сопоставления (рис. 14) Е. Димрота и его соавторов (Dimroth e. a., 1970).

Отложения группы Белчер подразделены на формации:

Казегалик (более 1200 м) — тонко- и толстослоистые афанитовые и тонкокристаллические строматолитовые доломиты и кремнистые доломиты светлых, розовых и серых цветов. В нижней части присутствуют слои красных известковых аргиллитов

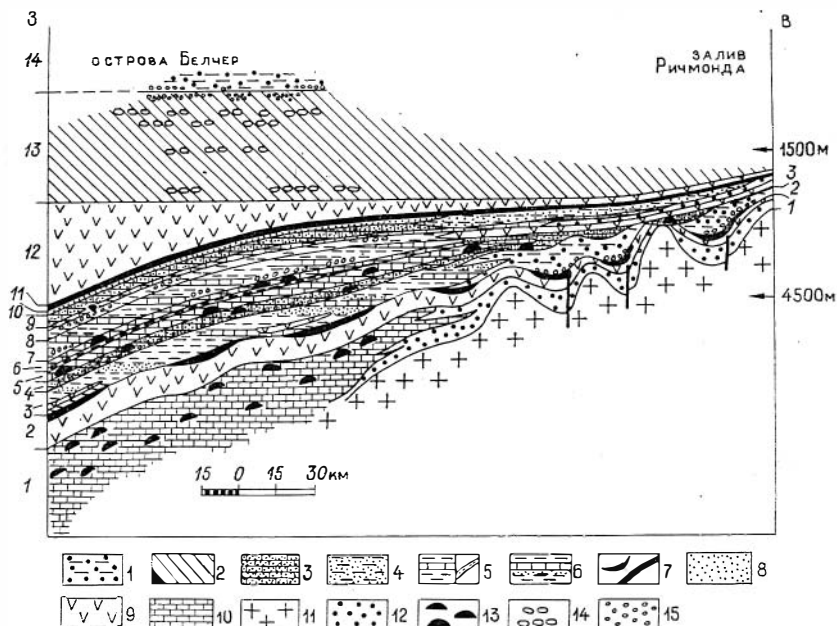


Рис. 14. Обобщенный литолого-стратиграфический профиль через Белчерский прогиб (по: Dimroth e. a., 1970).

1 — аркозы, грубозернистые песчаники (гриты), аргиллиты, граувакки; 2 — переслаивающиеся граувакки, аргиллиты, песчаники; 3 — переслаивающиеся доломиты и песчаники; 4 — переслаивающиеся песчаники и сланцы; 5 — переслаивающиеся аргиллиты, доломиты, известняки; 6 — переслаивающиеся аргиллиты, граувакки, туфы, аркозы и доломиты; 7 — железистые породы; 8 — песчаники; 9 — базальты; 10 — доломиты и известняки; 11 — гранито-гнейсы фундамента; 12 — аркозы, песчаники; 13 — строматолиты; 14 — конкрекции; 15 — конгломераты.

Цифры по левой стороне рисунка — формации на Белчерских островах: 1 — Казегалк, 2 — Эскимо, 3 — Файевезе, 4 — Мак-Лери, 5 — Тукарак, 6 — Мавор, 7 — Костелло, 8 — Лади, 9 — Роватт, 10 — Макролло, 11 — Кипалу-Айрон, 12 — Флаэрти, 13 — Омароллук, 14 — Лоаф.

Цифры по правой стороне рисунка: 1 — формация Ричмонд, 2 — группа Пачи, 3 — группа Настапока.

и светло-серых среднезернистых доломитистых кварцевых песчаников, а в верхней — пласты туфов, красных глинистых сланцев и зеленых хлоритовых аргиллитов. В районе залива Ричмонд ей соответствуют низы группы Пачи (150—300 м), представленные розовыми, до светло-серых, аркозовыми и кварцевыми песчаниками и конгломератами.

Эскимо (0—910 м) — преимущественно массивные темно-зеленые спилитовые базальты, частично амгдалоидные или подушечные; базальты содержат тела средние и грубозернистых полевошпатовых порфиров и габбро. В этой толще насчитывается до двенадцати лавовых потоков. В виде прослоев и пачек присутствуют зеленые и красные аргиллиты, агломераты, риолиты, аркозовые песчаники и кремнисто-железистые породы. Мощность формации изменчива. Она выклинивается на западе и юге и увеличивается к северу (до 910 м) и северо-востоку (до 300 м). Аналогичные эффузивы описаны в районе залива Ричмонд в составе группы Пачи, где мощность их уменьшается до 105—110 м. Здесь отмечено до четырех-пяти лавовых потоков темно-зеленых андезитовых порфиров и базальтов, переслаивающихся с серыми, зелеными и розовыми аркозами. Местами, по-видимому, в ядрах синклиналий структур, сохранились пачки (до 160 м) кремнисто-железистых пород, переслаивающихся с граувакками, аргиллитами и аркозами.

Файевезе (360—610 м) — пестроцветные аргиллиты, переслаивающиеся с граувакками в нижней части разреза и с кварцитами в верхней. Близ основания присутствует несколько маломощных горизонтов амгдалоидных базальтов. Местами встречаются пачки (до 40 м) доломитов и туфов. Наличие в низах разреза базальтовых лав, а в верхах нижележащей формации прослоев терригенных пород говорит в пользу постепенного перехода между формациями Файевезе и Эскимо. В районе залива Ричмонд аналогом формации Файевезе считается формация Ричмонд (150—450 м), сложенная пестроцветными грубозернистыми полимиктовыми и аркозовыми песчаниками с многочисленными проявлениями следов ряби, волноприбойных знаков, косой слоистости и трещин усыхания. Она залегает несогласно на нижележащих слабо деформированных толщах. В окрестностях эродированных поднятий нижней толщи развиваются пачки валунных конгломератов в аркозовой основной массе. В этих же участках наблюдаются небольшие разрывы Предричмондского заложения.

Мак-Лери (360—450 м) — внизу (210 м) — тонко- и толстослонистые светло-серые, розовые строматолитовые доломиты, алевролитистые доломиты и белые ортокварциты с линзами халькопирита и черных кремнистых сланцев; в средней части (90 м) палево-красные афанитовые кремнистые доломиты с прослоями ортокварцитов и серых строматолитовых доломитов; сверху (130 м) — тонкослонистые серые тонкокристаллические строматолитовые доломиты с прослоями кремнистых сланцев. Для кварцитов всего разреза характерна косая слонистость. В восточных разрезах прогиба осадочные толщи, лежащие выше формации Ричмонд, объединяются в группу Настапока и на формации не подразделены. В этих разрезах формации Мак-Лери соответствует нижняя часть группы Настапока. В основании этой группы залегает горизонт (9—10 м) аркозовых брекчий с доломитовым цементом, перекрываемый пачкой (45—72 м) строматолитовых доломитистых известняков. В других местах восточного разреза этим отложениям соответствует толща (120 м) строматолитовых доломитов и известняков. Эти карбонатные толщи и являются, по-видимому, эквивалентами формации Мак-Лери.

Тукарак (30—60 м) — тонкослонистые пестроцветные аргиллиты, кварциты, доломиты и подчиненно кремнистые сланцы, ритмично переслаивающиеся между собой. Формация является маркирующей. В районе залива Ричмонд описанным пестроцветам соответствует фациально изменчивая толща (12—135 м) песчаников с подчиненным количеством карбонатных песчаников, сланцев и конгломератов.

Мавор (135—170 м) — грубозернистые серые, розовые и бурые афанитовые доломиты с тонкими прослоями аргиллитов. В районе залива Ричмонд аналогом этой формации является пачка переменной мощности (30—100 м) доломитов и известняков с прослоями кремнистых строматолитовых известняков, песчаников и сланцев.

Костелло (238—370 м) — внизу (25—35 м) — темно-серые, до черных, сланцы и аргиллиты; сверху (213—335 м) — переслаивание пестроцветных известняков, доломитов и известково-кремнистых сланцев. На востоке этой формации соответствует горизонт (10—25 м) кварцевых, аркозовых и полимиктовых песчаников.

Ладн (330—460 м) — внизу — красноцветные аргиллиты, известняки и доломиты; сверху — тонко переслаивающиеся пестроцветные аргиллиты с подчиненным количеством кварцитов. В районе залива Ричмонд формации Лади соответствует формация Кеп-Рок (15—225 м), сложенная амигдалоидными спилитовыми базальтами, базальтовыми брекчиями и пирокластитами.

Роватт (180—350 м) — внизу (85 м) — главным образом толстослонистые и массивные пестрых расцветок доломиты с подчиненным количеством кварцитов и конгломератов; сверху — тонко- и толстослонистые пестроцветные кварциты, доломиты, доломитистые кварциты и аргиллитовые доломиты, переслаивающиеся между собой. Для большинства пород характерны косая слонистость и трещины усыхания. Строматолитовые известняки и доломиты прослеживаются дальше на восток, в район залива Ричмонд, уменьшаясь в мощности до 40—60 м.

Макролло (около 150 м) — преимущественно светлые ортокварциты и полевошпатовые кварциты, местами косослонистые. В районе островов Настапока кварциты замещаются зеленовато-серыми песчаниками и сланцами общей мощностью до 90 м.

Кипалу-Айрон (100—1200 м) — главным образом железистые (гематитовые, иногда магнетитовые) тонкослонистые сланцы и аргиллиты бурых и красных цветов. С небольшим уменьшением в мощности она прослеживается от островов Белчер вплоть до залива Ричмонд.

Флаэрти — преимущественно эффузивы и подчиненно осадочные терригенные образования. Мощность этой формации достигает 2000 м на западе островов Белчер и уменьшается до 30—35 м в районе залива Ричмонд. Соответственно меняются количество и мощность лавовых потоков в разрезе. Если на западе количество потоков около 24 и мощность некоторых из них около 100—120 м, то на востоке их всего три и мощность каждого из них не превышает 5—8 м. В основании лавовых потоков, как правило, присутствуют горизонты туфов, а сами потоки разделены горизонтами пирокластов или осадочных пород. Лавы представлены обычно массивными амигдалоидными спилитовыми базальтами и диабазами, а осадочные породы — черными глинистыми сланцами, граувакками, известняками и яшмами. Аналогичные образования широко распространены не только на островах Белчер, Настапока и в окрестностях залива Ричмонд, но и на всех более северных островах восточной части Гудзонова залива, вплоть до островов Оттава. На некоторых из них, а также в районе залива Ричмонд среди базальт-диабазовых эффузивов встречаются потоки риолитов небольшой мощности.

Омаролук (до 2200 м) — как на островах Белчер, так и в районе залива Ричмонд в низах темно-зеленые, до серых, граувакки с пачками тонко переслаивающихся между собой лиственных сланцев и аргиллитов и пластами туфов; в верхах преимущественно алевролиты и песчаники, в обломочном материале которых преобладают кварцевые и полевошпатовые компоненты. Как правило, песчаники тонко- или среднезернистые. Для верхней части формации характерны крупные «шаровидные» включения аргиллитов и доломитов, а также линзовидные прослои аргиллит-кварцевых и доломит-обломочных конгломератов, в которых размер обломков достигает 4 м в диаметре. Для отдельных пачек формации Омаролук характерны косая слонистость, следы подводного оползания и седиментационные деформации. В районе островов Настапока и островов залива Ричмонд большая часть формации уничтожена денудацией, и здесь мощность ее резко уменьшается.

Лоаф (210 м) — обнажена только на трех островах в центральной части архипелага Белчер и сложена тонко- и толстослонстыми красноцветными аркозами и субаркозами с линзовидными прослоями железистых известняков, аргиллитов и конгломератов с галькой до 20 см в диаметре. Очень характерны косая слоистость и оползневые структуры.

Аналогичные вышеописанным отложения среднего докембрия развиты в районе Кейп-Хенриетта-Марая (Bostock, 1971a, b). Здесь развит маломощный (290 м) разрез вулканогенно-осадочных толщ, несогласно залегающих на нижнедокембрийском фундаменте.

В основании разреза выделена формация Ноувас (76 м), сложенная доломитами, кремнистыми доломитами, строматолитовыми доломитами, кремнисто-карбонатными аргиллитами, известняками и доломитистыми известняками. Условно коррелируется с формациями Мавор и Костелло архипелага Белчер.

На карбонатных отложениях с предполагаемым несогласием залегают породы формации Саттон-Ренджес (123 м), в которой выделено четыре горизонта:

1. Кремнистые брекчиевые и конгломератовые кварциты с подчиненным количеством сланцев; коррелируется с формацией Роватт архипелага Белчер. Мощность 25 м.

2. Граувакки, алевролиты, аргиллиты с подчиненным количеством конгломератов; коррелируется с формацией Макролло архипелага Белчер. 70 м.

3. Джеспилиты и сланцево-железистые породы с прослоями миннесотитсодержащих кремнистых сланцев, рибекитсодержащих железистых пород, сидеритов и конгломератов. 20 м.

4. Джеспилиты и сланцево-железистые породы с подчиненным количеством конгломератов и граувакковых песчаников. 18 м.

Третий и четвертый горизонты коррелируются с формацией Кипалу-Айрон архипелага Белчер. Эти осадочные образования перекрываются базальтами и габброндами, сходными с формацией Флэхерти архипелага Белчер. Мощность ее здесь около 90 м.

На западном побережье Гудзонова залива в бассейне рек Чёрчилл и Найф изучен разрез среднедокембрийских образований, сходных с разрезом поднятия Кейп-Хенриетта-Марая (Sanford et al., 1968; Bostock, 1969a, b; и др.). Но возраст этих образований и их корреляция через закрытую фанерозойским чехлом территорию нижнего течения р. Нельсон с восточными разрезами Гудзонова залива далеко не ясны. Не исключена возможность, что глубинные разломы фронта Нельсон, простирающиеся в северо-восточном направлении, территориально разобщают эти районы. Это тем более вероятно, что, как мы видели выше, в зоне фронта Нельсон края примыкающих к нему блоков подняты настолько высоко, что вывели на поверхность образования нижнеархейского возраста. Следовательно, образования бассейнов Чёрчилл и Найф могут принадлежать уже другой структурной зоне, а не Белчерскому прогибу.

Слои, слагающие Белчерский прогиб, деформированы по-разному. В зонах, примыкающих к блоку Сьюпириор, деформации не проявляются вообще или проявляются в виде прерывистых куполовидных складок, слабо осложненных небольшими разрывами. При движении в сторону внутренних частей прогиба степень деформаций значительно возрастает. На островах архипелага Белчер слои собраны в линейную систему узких антиклиналей и широких синклиналей (рис. 15). Углы падения слоев в сводовых частях антиклиналей обычно или вертикальные или близкие к ним. Оси складок ориентированы в северо-северо-восточном направлении, но на юге заметно отклоняются к западу, а на севере — к северу и северо-западу, образуя, таким образом, дугообразную систему, конформную восточному побережью Гудзонова залива.

Среди интрузивных образований, прорывающих образования группы Белчер и ее аналогов, известны только силлы и дайки основного состава, объединенные в интрузивный комплекс Хейг. Эти тела не встречаются в разрезе выше формации Флэхерти и считаются доамароллуковскими. Силлы и дайки, как правило, по составу не отличаются от эффузивов формации Флэхерти и представлены диабазами от афанитовых до среднезернистых.

Возраст отложений группы Белчер геологически определяется залеганием с угловым несогласием на гнейсо-гранитном фундаменте и

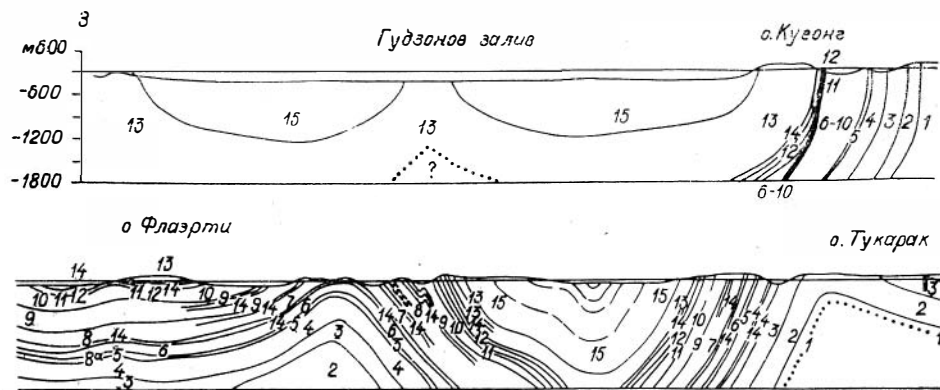


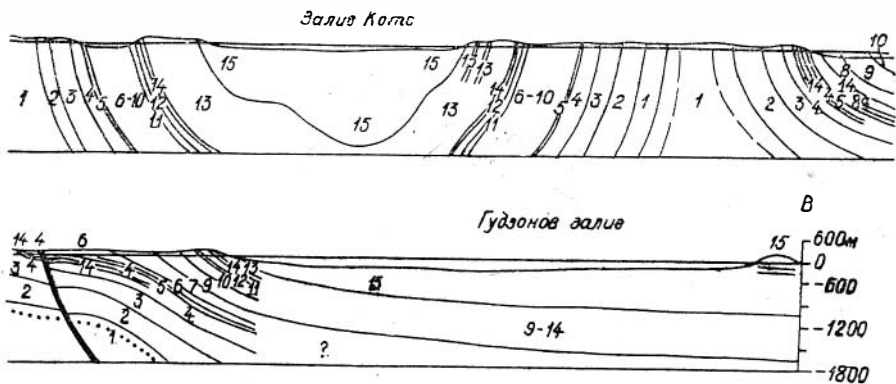
Рис. 15. Структурный профиль через  
 Цифры на профиле — формации: 1 — Казегалик; 2 — Эскимо; 3 — Файевезе; 4 — Мак-Ле-  
 ные 6—7; 9 — Ладн; 10 — Роватт; 11 — Макролло; 12 — Кипалу-Айрон;

перекрытием ордовикскими слоями. Радиометрические определения помогают сузить указанные возрастные интервалы и рассматривать группу Белчер как среднедокембрийскую (Fryer, 1972). Из диабазовых даек, которые прорывают формацию Саттон в одноименном хребте, К—Аг методом по валовым пробам получены цифры 1050 и 1455 млн. лет (Bostock, 1971a, b). Этим же методом из силлов и вулканических пород группы Белчер получены две группы цифр: одна укладывается в интервал 830—1054 млн. лет, а вторая — в интервал 1620—1693 млн. лет (Jackson, 1967; Hofman, Jackson, 1969; Fryer, 1972). Х. Х. Джексон высказана мысль, что более древние датировки отражают период слабого метаморфизма, совпадающего по времени с проявлением гудзонской орогении, а более молодые цифры связаны со становлением трапповых молодых даек, по составу трудно отличимых от более древних. Отнесение группы Белчер к афебию подтверждается результатами изучения водорослей, насыщающих некоторые формации группы (Hofman, Jackson, 1969).

По вещественным характеристикам отложения группы Белчер и ее аналогов, несомненно, являются геосинклинальными. По структурным характеристикам ее северо-западные части отвечают складчатому комплексу, а южные и восточные — нескладчатому. Последний образует чехол, расположенный на фундаменте блока Сьюпириор. В отличие от южных и восточных прогибов, ограничивающих блок Сьюпириор, чехольный комплекс здесь развит гораздо шире. В районе зал. Ричмонд в его состав входит почти полный набор формаций, характерных для складчатого комплекса; поднятия Кейп-Хенриетта-Марайя — только верхняя половина в районе Белчер.

Таким образом, почти по всему обрамлению блока Сьюпириор отложения среднего докембрия представлены геосинклинальным рядом формаций. В пользу этого говорит широкое развитие основных эффузивов часто спилитового состава, джеспилитов, яшм, кремнистых сланцев. Об этом же свидетельствуют распределение мощностей, складчатость и метаморфизм.

Там, где сохранились от денудации «накратонные» части разреза, метаморфизм и дислокации или не проявляются вовсе, или проявляются, но очень слабо. Мощности здесь уменьшены в 3—5 раз по сравнению с центральными частями соответствующих прогибов при сохранении геосинклинального облика формационных рядов. Обычно эти краевые зоны прогибов определяются или как многогеосинклинали (Dimroth e. a., 1970), или как «кратонные чехлы» (Stockwell, 1969; Stockwell e. a., 1970). Так как выклинивание слоев в сторону блока Сьюпириор опреде-



о-ва Белчер (по: Jackson, 1960).

ри; 5 — Тукарак; 6 — Мавор; 7 — Костелло; 8 — неподразделенные 4—7, 8а — неподразделен-  
13 — Флаэрти; 14 — интрузии диабазов; 15 — Омароллук; 16 — Лоаф.

ляется преимущественно срезанием их современной денудационной поверхностью, то можно предполагать, что в момент осадконакопления эти чехлы распространялись дальше в глубь блока Сьюпириор, образуя плиты, сходные с плитами более поздних «древних» платформ. Сохранившиеся до настоящего времени края геосинклинальных бассейнов по многим признакам напоминают перикратонные опускания. Отсюда следует, что жесткий блок Сьюпириор можно рассматривать или как эоплатформу (Ханн, 1954), или как крупный срединный массив.

А. Л. Яншин (1965) и Б. М. Чиков (1971) показали, что отличать эти категории структур друг от друга очень трудно, и предложили некоторые методы их распознавания. Б. М. Чиков, прежде чем классифицировать срединные массивы, предлагает отделить древние платформы от окружающих складчатых сооружений. При этом жесткие глыбы, попавшие в поле распространения складчатых сооружений, и будут считаться срединными массивами. В нашем случае операцию по разделению складчатых систем и древних платформ провести невозможно, ибо к тому времени еще не было «древних» платформ, если таковой не считать сам блок Сьюпириор. Не подходит к блоку Сьюпириор и понятие срединного массива, ибо некоторые его части несогласно срезаны складчатостями более молодого возраста (Гренвиллский пояс). В соответствии с предложениями А. Л. Яншина (1965) такие блоки считать срединными массивами нельзя. Кроме того, блок Сьюпириор в настоящее время почти полностью лишен чехла. Учитывая сказанное, логичнее его рассматривать как бесчехольную эоплатформу, а точнее, как щит (Ханн, 1971).

Для складчатых зон, обрамляющих щит Сьюпириор, характерны два этапа вулканической деятельности. Как правило, первый проявлен значительно слабее, чем второй. На втором этапе формировались мощные толщи эффузивов, интрузивных силлов и даек преимущественно основного и среднего состава. В подчиненном количестве присутствовали кислые эффузивы.

Для всех прогибов, входящих в описываемую систему, характерны значительные фациальные изменения, происходящие как вкрест, так и по простиранию прогибов. Изменения по простиранию вызывают значительные разногласия в корреляции толщ между отдельными прогибами. Эти разногласия особенно сильно проявляются при корреляции надгрупп Анимики и Гурон между собой и обоих — с надгруппой Каниаписко. Смысл этих разногласий сформулирован Ф. Петтиджоном. По его мнению (Pettijohn, 1970), Лабрадорский трог более схож с классическими альпийскими геосинклиналями, в то время как прогибы

оз. Верхнего и Гуронский резко отличаются от последних. Дело в том, что, как и в альпийских геосинклиналях, Лабрадорский трог имеет две группы источников сноса обломочного материала: внешний (кратонный) и внутренний (внутригеосинклинальный). Для южных же прогибов в результате детальных исследований выявлен только один (кратонный) источник сноса (James, 1958; Bass, 1961; Frarey, 1966; Young, 1966; Morteу, 1967; Roscoe, 1969; Anhaeusser e. a., 1969; Puffett, 1969; и др.).

### *Провинция Слейв и ее обрамление*

Таким же прерывистым кольцом среднедокембрийских прогибов окружена и другая нижнедокембрийская провинция Канадского щита — Слейв (см. рис. 4). В канадской литературе эта система прогибов получила общее название *геосинклинали Коронейшен* (Hoffman e. a., 1970).

Южным ограничением провинции Слейв является *прогиб Ист-Арм* (см. рис. 4), выполненный двумя разновозрастными комплексами. Нижний представлен группой Юнион-Айленд, в состав которой выделены пять толщ (Hoffman, 1968a, b, 1969):

1. Массивные и слоистые доломиты с подчиненными красными аргиллитами, аркозами и конгломератами в основании.
2. Черные известковистые и графитистые сланцы и темно-серые доломиты.
3. Серые глинистые сланцы с подчиненными граувакками.
4. Основные вулканические породы с подушечной текстурой, коричневые массивные подчиненно глинистые сланцы.
5. Доломиты.

Мощность группы не менее 1000—1500 м. Отложения ее распространены локально и известны только на о. Юнион и соседних с ним небольших островах (Stockwell e. a., 1970). Группа перекрывает нижнедокембрийские толщи с угловым несогласием и с предполагаемым угловым же несогласием перекрывается терригенно-карбонатными отложениями над группы Грейт-Слейв (около 7000 м). Последняя (рис. 16) широко развита в прогибе Ист-Арм и залегает преимущественно на нижнедокембрийских толщах с угловым несогласием, за исключением указанного выше о. Юнион. Надгруппа Грейт-Слейв подразделена на четыре группы, которые, в свою очередь, подразделяются на формации (Hoffman e. a., 1970; Reinhardt, 1969, 1972). Группа Сосэн состоит из формаций:

Хорнби — Чаннел (до 1700 м) — косослоистые грубозернистые серые кварц-полевошпатовые песчаники; подчиненно конгломераты; строматолитовые доломиты и алевролиты.

Духамел (до 305 м) — строматолитовые и оолитовые доломиты, прослои внутриформационных конгломератов, кремнистых сланцев, косослоистых известковистых ортокварцитов со следами ряби и трещин усыхания.

Обе описанные формации трансгрессивно перекрыты вышележащей формацией и выклиниваются в северо-восточном и северном направлении.

Клюэнай (около 500 м) — красноцветные косослоистые среднезернистые песчаники со слоями конгломератов из сланцевой гальки.

Экейтч-Ривер (300 м) — красноцветные слюдяные тонкослоистые алевролиты и аргиллиты, белые косослоистые глауконитовые песчаники и подчиненно оолитовые гематиты и конгломераты. К юго-востоку отложения этой формации, частично верхи нижележащей и низы вышележащей, фациально замещаются формацией Ситон (до 1300 м), представленной массивными, столбчатыми или брекчированными андезитами, основными туфами и вулканогенными конгломератами. Подчиненно присутствуют столбчатые риолиты, песчаники, гематитовые алевролиты и оолитовые гематитовые породы. Наблюдаются также гипсовые включения.

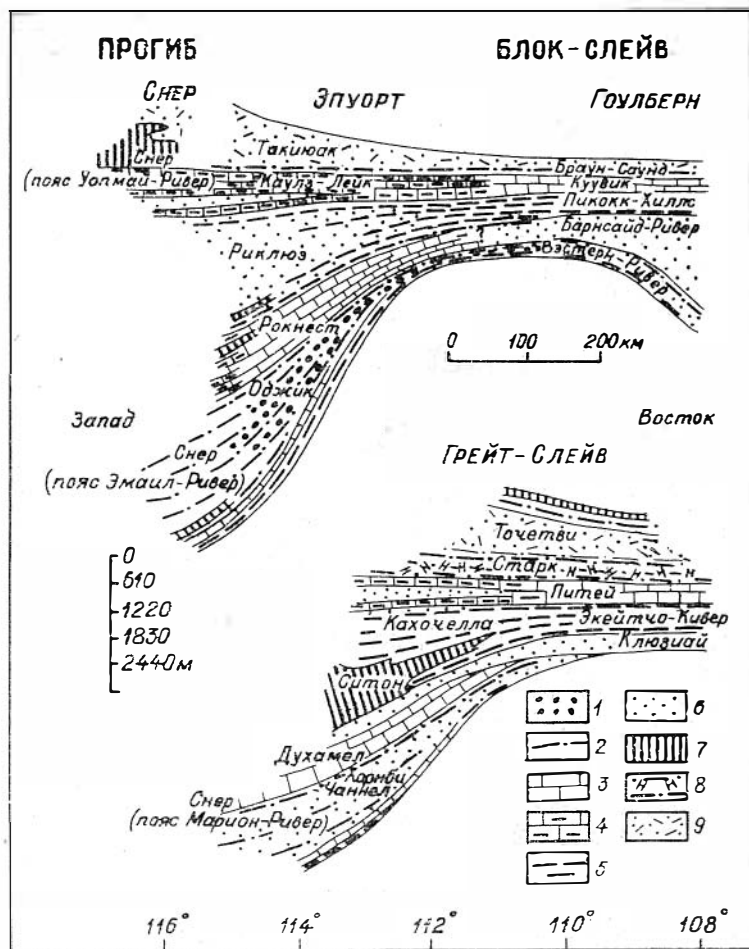


Рис. 16. Обобщенные литолого-стратиграфические профили через провинцию Слейв (по: Hoffma e. a., 1970).

1 — косослонистые ортокварциты, субаркозы, подчиненно конгломераты; 2 — пересланенные алевролиты, сланцев и песчаников; 3 — строматолитовые и оолитовые доломиты, известняки и алевролитистые карбонатные породы; 4 — бесстроматолитовые слонистые известняки и сланцы; 5 — сланцы, конкреционные сланцы, подчиненно алевролиты; 6 — ритмичные переслаивающиеся граувакки и сланцы; 7 — вулканиты, их брекчии и туфы; 8 — карбонатные метабрекчии с красноцветно-алевролитовой основной массой; 9 — косослонистые разноцветные песчаники.

В вышележащей группе Кахочелла\* выделяются формации:

Джибролтар (185—1050 м) — монотонные красноцветные сланцы с подчиненным количеством оолитовых гематитовых пород, внутриформационных конгломератов и строматолитовых мергелей. Все породы насыщены вкрапленниками гипса.

Мак-Лауд-Бей (135—315 м) — красноцветные глинистые сланцы с обилием известковистых конкреций. Местами последние образуют целые слои «конкреционных конгломератов». Подчиненно присутствуют темно-зеленые аргиллиты.

Чарлтон-Бей (9—150 м) — темно-зеленые аргиллиты с известковистыми конкрециями и подчиненно алевролиты и бентониты.

Группа Питей (545—488 м), перекрывающая отложения Кахочелла, фациально изменчива. По литологическим признакам в ней

\* На рис. 16 группы Кахочелла и Питей не расчленены, а в группе Кристи-Бей указаны только две нижние формации.

выделено восемь формаций, сложно соотносящихся между собой (рис. 17). В южных районах в группе различаются формации:

Дуглас-Пенинсула (16—34 м) — полосчатые красно-бурые мергели, насыщенные гипсовыми включениями, с прослоями аргиллитов, с желваками гематита, карбоната и кремней.

Мак-Лин (0—120 м) — темнослоистые красно-бурые аргиллиты с прослоями известняков, местами интенсивно доломитизированных.

Бланчет (0—305 м) — тонкослоистые красно-коричневые и темно-зеленые граувакки с прослоями аргиллитов и известняков. Для аргиллитов характерны известковистые стяжения.

Пикенетуи-Пойнт (0—104 м) — белые очень тонкослоистые афанитовые известняки с прослоями аргиллитов, граувакков и мергелей. Для известняков характерны брекчированность и доломитизация.

В северных районах группа Питей подразделена на формации:

Талзейлей (0—120 м) — средне- и тонкослоистые коричневые строматолитовые доломиты и известняки.

Утсинги (0—270 м) — средне- и тонкослоистые серые известняки и строматолитовые известняки.

Уайлдбред (0—180 м) — серые и белые оолитовые и строматолитовые известняки, подчиненно строматолитовые доломиты.

Хирн (0—90 м) — серые и белые тонкослоистые известняки, иногда массивные, кристаллические, местами со строматолитами.

Предположительно с разрывом группа Питей перекрыта отложениями группы Кристи-Бей, подразделенной на формации:

Старк (около 600 м) — красные брекчированные гематитовые с включениями галита алевролиты с прослоями известняков и доломитов. Карбонатные породы часто косослоистые, со следами ряби, содержащие строматолиты.

Точетви (570—795 м) — красно-коричневые тонкозернистые косослоистые кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники со следами ряби и трещинами усыхания. Подчиненно конгломераты и глинистые сланцы.

Портейдж-Инлет (215 м) — красные и бурые глинистые сланцы с включениями гипса и галита и с тонкими прослоями алевролитов и песчаников.

Пирсон (170 м) — черные столбчатые базальты с прослоями темно-серых аргиллитов и конгломератов с галькой аргиллитов.

Прогиб Ист-Арм имеет северо-восточное направление и асимметричное строение. Его северное крыло наклонено очень слабо (5—10°) к юго-востоку, образуя пологую «гомоклиналь» (Stockwell, 1965), залегающую на отложениях нижнего докембрия провинции Слейв. Южное крыло, оборванное серией разломов системы Мак-Дональд, смято в крутые складки с углами падения на крыльях в 30—70°. Простирание этих структур параллельно границе блока Слейв.

Серия сечется многочисленными телами диабазов, иногда диоритов. К—Аг возраст биотита из диоритов определяется в 1695—1915 млн. лет (Lowdon e. a., 1963; Hoffman, 1968a, b). В отдельных случаях радиометрический возраст секущих нижние свиты даек достигает 2170 млн. лет (Leech e. a., 1963).

Исключительно близкие вещественные характеристики отложений групп Юнион-Айленд и Грейт-Слейв позволяют рассматривать их несмотря на наличие возможного несогласия между ними, как формационно единый миогеосинклинальный комплекс. Южная его часть интенсивно деформирована и составляет собственно складчатую зону Ист-Арм; северная же «гомоклиналь»

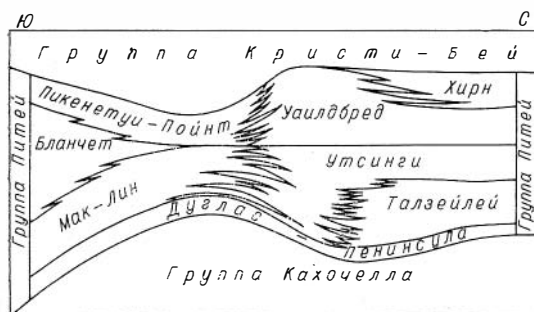


Рис. 17. Латеральные и вертикальные соотношения формаций в группе Питей (по: Hoffman, 1968).

отвечает чехлу, перекрывающему южную часть блока Слейв. По-видимому, породы группы Юнион-Айленд могут рассматриваться как раннегеосинклинальный, а породы надруппы Грейт-Слейв — позднегеосинклинальный подкомплекс. Следовательно, чехол складывается только позднегеосинклинальными отложениями, в то время как примыкающая к блоку Слейв складчатая зона — и теми, и другими.

*Прогиб Бэр* ограничивает блок Слейв с запада, и среднекембрийские толщи, выполняющие его, обнажены в ряде хребтов, тянущихся от зал. Норт-Арм Большого Невольничьего озера до Большого Медвежьего озера (см. рис. 4).

Низы среднекембрийского разреза развиты локально и представлены здесь группами Эхо-Бей и Камерон-Бей общей мощностью от нескольких сотен до 3000 м (McGlynn, 1970; Balkwill, 1971).

Нижняя часть группы Эхо-Бей состоит из массивных туфов, тонкослоистых кремнистых пород, в меньшей мере известняков и конгломератов и содержит послойные интрузии порфиров. Верхняя часть сложена амигдалондными андезитами с прослоями туфов, брекчий, агломератов. Кремнистые породы содержат водорослевые структуры.

Группа Камерон-Бей сложена аркозами, песчаниками, аргиллитами и туфами с прослоями трахитов и андезитов, в основании которых залегают конгломераты с галькой преимущественно эффузивных пород, характерных для группы Эхо-Бей. На этом основании допускается, что отложения Камерон-Бей моложе группы Эхо-Бей (Stockwell e. a., 1970).

Отложения, слагающие описанные группы, собраны в широкие открытые складки; углы падения слоев на их крыльях не превышают обычно 45°.

Слои групп Эхо-Бей и Камерон-Бей прорваны гранитоидами и порфирами. Полевошпатовые и кварц-полевошпатовые интрузивные порфиры слагают небольшие по размерам тела линейной или округлой формы. Их состав меняется от дацитов до кварцевых латитов. Гранитоиды большей частью представлены лейкократовыми биотитовыми гранитами с порфировидной структурой; местами состав их меняется до гранодиоритов и кварцевых диоритов. Радиометрически возраст андезитов из группы Эхо-Бей определен U—Pb и Rb—Sr методами примерно в 1800 млн. лет (Robinson, Morton, 1972). В то же время возраст гранитов, прорывающих группу Камерон-Бей, K—Ar методом по слюдам установлен в 1800—1850 млн. лет (Lowdon e. a., 1963).

Стратиграфически выше образований Камерон-Бей и Эхо-Бей на юге прогиба Бэр распространена группа Снер, на севере — группа Эпуорт.

Группа Снер слагает несколько меридиональных хребтов, тянувшихся от залива Норт-Арм Большого Невольничьего озера до Большого Медвежьего озера (см. рис. 4).

Базальные слои ее представлены грубозернистыми аркозами, кварцитами, конгломератами, несогласно залегающими на нижнекембрийских толщах и гранитах блока Слейв. Местами, например в поясе Эмэйл-Ривер, в этой толще появляются пачки карбонатных пород и потоки основных лав (Hoffman e. a., 1970). Терригенные толщи перекрыты либо доломитами (часто водорослевыми), либо постепенно переходят в переслаивание аргиллитов, граувакк, кварцитов и доломитов или известняков. В северных поясах (Уопмай-Ривер) развиты массивные подушечные андезиты, базальты и дациты, частью подстилающие, частью перекрывающие осадочные породы (Wanless e. a., 1968; Hoffman e. a., 1970). Общая мощность образований группы Снер достигает 5000 м.

Толща смята в широкие открытые складки с углами падения на крыльях до 20° или менее; местами, однако, дислокации проявлены бо-

лее интенсивно и породы интродуцированы гранитами, а также диабазами, габбро и диоритами. Так, в районе оз. Меса установлено наличие двух этапов деформации группы Снер (Ross, 1966). Ранняя, более интенсивная, фаза привела к образованию северо-восточных складок; она сопровождалась значительным метаморфизмом, выразившимся, в частности, в развитии андалузита и кордиерита, иногда силлиманита. Со вторым этапом связаны образование наложенных поперечных складок северо-западного простираения и внедрение белых микрогранитов. Деформация затронула также подстилающие породы серии Йеллоунайф, что выразилось в возникновении круто погружающихся складок, осложняющих крылья более древних структур.

Прорывающие группу Снер граниты имеют возраст 1700—1800 млн. лет; примерно такие же значения были получены и по эффузивам, ассоциирующим с осадками Снер (Wanless *et al.*, 1966).

Группа Эпуорт развита на северо-западе прогиба, состоит из ряда формаций (Fraser, Tremblay, 1969; Hoffman *et al.*, 1970; Hoffman, 1970):

Оджик (470—2300 м) — кварциты и аргиллиты, прослои конгломератов с кварцевой галькой, а также карбонатных пород.

Рокнест (700—1700 м) — строматолитовые доломиты, прослои аргиллитов, редко известняков и чертов.

Риклюз (600—1800 м) — аргиллиты, алевролиты, граувакки с подчиненными кварцитами и известняками.

Каулз-Лейк (800 м) — известняки, переслаивающиеся с серыми и красными аргиллитами.

Такнюак (400 м) — косослонистые красноцветные известковистые и полевошпатовые песчаники и алевролиты.

Местами в нижних формациях содержатся прослои андезитов с подушечной и амигдалондной текстурами. Группа смята в меридиональные складки. В центральных частях блока Слейв, где она несогласно перекрывает йеллоунайфские зеленокаменные породы и гранитонды, складчатость пологая, но по мере удаления от центральных частей блока интенсивность деформаций нарастает. Одновременно с увеличением деформации нарастает степень метаморфизма: неметаморфизованные породы сменяются филлитами и биотитовыми сланцами с андалузитом и гранатом. Возраст слюд из метаморфических сланцев определен К—Аг методом в 1815—1835 млн. лет (Wanless *et al.*, 1966, 1968).

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что формационно и структурно прогиб Бэр близок прогибу Ист-Арм. Поэтому нет необходимости давать ему подробную структурно-вещественную характеристику.

*Прогиб Батерст* ограничивает блок Слейв с северо-востока и выполнен осадками группы Гоулберн мощностью около 5000 м (Bostock, 1967a, b; Fraser, Tremblay, 1969; Hoffman *et al.*, 1970; и др.). Эти образования заходят далеко внутрь провинции Слейв; здесь их мощность сокращается до 750—900 м. Характер разрезов этой группы показан в табл. 3, а сопоставления ее с группой Эпуорт — на рис. 16.

Слои группы Гоулберн собраны в пологие складки северо-восточного простираения, углы падения на крыльях которых лишь местами превышают 15°, ближе к центральному частям блока Слейв они залегают практически горизонтально. Более напряженная складчатость наблюдается в зоне разлома Батерст.

Радиометрические определения отложений группы или прорывающих ее интрузивных тел почти отсутствуют. Известны цифры 1200 и 1550 млн. лет, полученные К—Аг методом из диабазового силла, залегающего в низах группы (Wanless *et al.*, 1967; Bostock, 1967a, b). Из диабазовых силлов, секущих все слои группы, получена цифра в 1050 млн. лет (Tremblay, 1968a).

Помимо радиометрических определений имеются убедительные геологические данные, которые позволяют скоррелировать образования всей «геосинклинали» Коронейшен. Учитывая вышеприведенные данные, допускается, что группы Гоулберн, Эпуорт и Снер являются эквивалентами надгруппы Грейт-Слейв и отвечают верхам афебня или эталону улкания (Карта тектоники. . ., 1972).

Таким образом, ограничивающие блок Слейв складчатые зоны Ист-Арм, Бэр и Батерст образовались на месте среднедокембрийских миогеосинклинальных прогибов. Несмотря на наличие внутри описанных толщ несогласий, формационно они представляют единый вещественный комплекс, верхние части которого в качестве чехла перекрывали, по-видимому, целиком блок Слейв (см. рис. 16). Последний, судя по некоторым реконструкциям (King, 1969), представляет по форме узкий клин, ориентированный острием к юго-западу. С учетом рекомендаций А. Л. Яншина (1965) блок Слейв является, вероятно, срединным массивом.

### *Провинция Чёрчилл*

Провинция Чёрчилл рассматривается обычно как тектонически однородная область, подвергнутая Гудзонской складчатости 1600—1700 млн. лет назад (Stockwell, 1964a, b, 1969; Stockwell e. a., 1970; и др.).

Структурному расчленению ее на отдельные элементы препятствовали, по-видимому, слабая изученность этой территории, а также интенсивный региональный метаморфизм и складчатость Гудзонской орогении. Широкое проявление метаморфизма привело к большим трудностям в отделении среднедокембрийских комплексов пород от неоднократно метаморфизованных, но минералогически схожих отложений нижнего докембрия. Средний докембрий (серии Ноначо, Хурвитц и т. д.) устойчиво распознавался только там, где процессы метаморфизма проявлялись слабее. Толщи высоких степеней метаморфизма, особенно осложненные многочисленными и крупными батолитовыми гранитоидами, обычно относились к архею или к нижнему докембрию.

Однако в последнее время при проведении детальных картировочных работ и прямым прослеживанием отдельных горизонтов выявились постепенные переходы между слабо и интенсивно метаморфизованными комплексами, что позволило в ряде районов южной половины провинции расчленить единые до этого гнейсово-сланцевые образования и выделить из них толщи среднего докембрия.

В результате стало возможным выделение отдельных структурных элементов типа складчатых зон и разделяющих их блоков. В восточной части провинции Чёрчилл, например, выделены «складчатый пояс» Вулластон (Money, 1968; Money e. a., 1970), «пояс» Виктори-Маккензи (Bell, 1970) и намечена «Гудзонская платформа» (Bell, 1970).

Хуже изучены северные области провинции Чёрчилл, охватывающие прибрежные участки Канады и южные острова Арктического архипелага. Учитывая это, опишем сначала среднедокембрийские толщи южной половины провинции, а затем северной.

Значительная по размерам *складчатая зона Вулластон* (Money, 1968; Money e. a., 1970) наиболее отчетливо выделена в окрестностях оз. Вулластон и прослежена к юго-западу и северо-востоку от него (рис. 18). Юго-западнее оз. Ньюэлтин зона расщепляется на две ветви: Никлин (широтную) и Касмер (меридиональную). Ветвь Никлин, отклоняясь почти под прямым углом к востоку от основного пояса, прослеживается вплоть до устьевой части р. Чёрчилл. Ветвь Касмер, отклоняясь сначала резко к северу, затем снова к северо-востоку, прослеживается до оз. Имикула. Таким образом, своим положением и

Т а б л и ц а 3

## Схема сопоставления образованной группы (по: Tremblay, 1968a)

| Формация       | Запад зал. Батерст                                                            |                     |                                                         |                |                                                                                 |                     |
|----------------|-------------------------------------------------------------------------------|---------------------|---------------------------------------------------------|----------------|---------------------------------------------------------------------------------|---------------------|
|                | оз. Роккинг-Хорс                                                              | мощ-<br>ность,<br>м | оз. Контуйто                                            | мощность,<br>м | оз. Куувик                                                                      | мощ-<br>ность,<br>м |
| Браун-Саунд    | Отложения отсутствуют                                                         |                     |                                                         |                |                                                                                 |                     |
| Куувик         |                                                                               |                     | Доломиты, известняки, подчиненно аргиллиты              | 43             | Доломиты, известняки                                                            | ?                   |
| Пикокк-Хилс    |                                                                               |                     | Аргиллиты, алевролиты, розовые кварциты                 | 49             | Аргиллиты с прослоями известняков                                               | 915                 |
| Барнсайд-Ривер |                                                                               |                     | Розовые до красных кварциты, подчиненно конгломераты    | 183            | Кварциты, подчиненно конгломераты                                               | 915                 |
| Вэстери-Ривер  | Граувакки                                                                     | 39                  | Серые аргиллиты и граувакки, красные аргиллиты          | 38             | Аргиллиты, конкреционные аргиллиты, доломиты, кварциты, подчиненно конгломераты | ?                   |
|                | Розовые кварциты, конгломераты, известковые слои                              | 94,5                | Розовые и белые кварциты и такие же конгломераты        | 137            |                                                                                 |                     |
|                | Аргиллиты серые, бурые, зеленые, 6-метровый горизонт известковистых конкреций | 91,5                | Красные и серые аргиллиты с известковистыми конкрециями | ?              |                                                                                 |                     |
|                | Желтые, зеленые кварциты, аргиллиты и карбонаты                               | 52                  | Аргиллиты, кварциты с прослоями карбонатов              | 87             |                                                                                 |                     |
|                | Конгломераты, локально с карбонатным цементом                                 | ?                   | Конгломераты (локально)                                 | 0—0,6          |                                                                                 |                     |

| Формация       | Запад зал. Батерст                                                       |                     |                                             |                     | Восток зал. Батерст                                                                          |                     |                                                                              |                     |
|----------------|--------------------------------------------------------------------------|---------------------|---------------------------------------------|---------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------|------------------------------------------------------------------------------|---------------------|
|                | оз. Биичей                                                               |                     |                                             |                     | оз. Тинней-Коув                                                                              | мощ-<br>ность,<br>м | объединенный разрез                                                          | мощ-<br>ность,<br>м |
|                | запад                                                                    | мощ-<br>ность,<br>м | восток                                      | мощ-<br>ность,<br>м |                                                                                              |                     |                                                                              |                     |
| Браун-Саунд    |                                                                          |                     |                                             |                     | Аргиллиты, алевроли-<br>ты песчаники                                                         | ?                   | Алевролиты, аргиллиты,<br>песчаники, конгломераты                            | 305                 |
| Куувик         |                                                                          |                     |                                             |                     | Доломиты, известня-<br>ки                                                                    | ?                   | Доломиты, известняки                                                         | 244                 |
| Пикокк-Хилс    |                                                                          |                     |                                             |                     | Аргиллиты с про-<br>слоями известняков                                                       | ?                   | Аргиллиты с прослоями<br>известняков                                         | 610                 |
| Барнсайд-Ривер | Розовые и красные<br>кварциты, подчиненно<br>конгломераты                | 2754                |                                             |                     | Розовые и красные<br>кварциты; подчиненно<br>конгломераты                                    | ?                   | Кварциты, ортокварциты<br>подчиненно аркозы, кон-<br>гломераты               | 2287                |
| Вэстерн-Ривер  | Серые и красные ар-<br>гиллиты, кварциты                                 | 49                  | Аргиллиты и<br>кварциты                     | 518.5               | Преимущественно ар-<br>гиллиты и кварциты                                                    | 915                 | Аргиллиты, конкрецион-<br>ные аргиллиты, доломиты,<br>кварциты, конгломераты | 1068                |
|                | Белые кварциты, стро-<br>матолитовые доломиты                            | 40                  | Строматолито-<br>вые доломиты и<br>кварциты | 168                 | Красные, пурпурные,<br>серые и белые кварци-<br>ты                                           | 275                 |                                                                              |                     |
|                | Красные аргиллиты и<br>алевролиты, серые ар-<br>гиллиты и доломиты       | 91,5                | Красные аргил-<br>литы и алевро-<br>литы    | 137                 | Красные, серые и зе-<br>леные аргиллиты. В ос-<br>новании прослой и кон-<br>креции доломитов | 459                 |                                                                              |                     |
|                | Аргиллиты, белые квар-<br>циты, подчиненно стро-<br>матолитовые доломиты | 91,5                | Белые кварциты                              | 244                 | Аргиллиты, кварци-<br>ты, строматолитовые<br>доломиты                                        | 580                 |                                                                              |                     |
|                | Реголиты и такие же<br>по составу конгломераты                           | 0—6                 | Конгломераты                                | 6                   |                                                                                              |                     |                                                                              |                     |

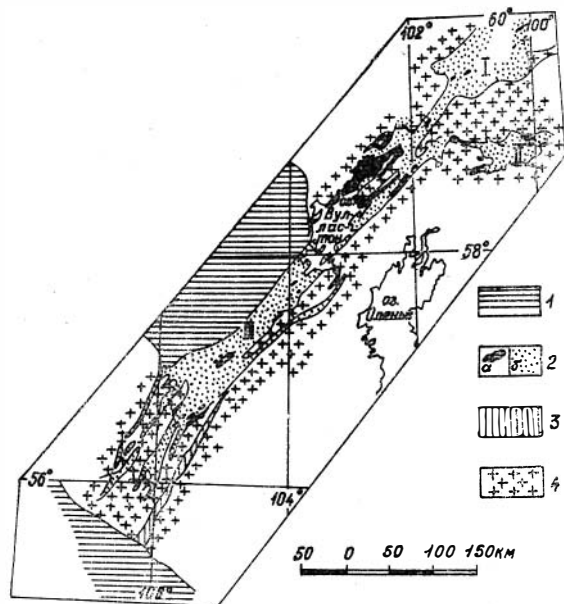


Рис. 18. Схематизированная геологическая карта пояса Вулластон (по: Money, 1968).

1 — формация Атабаска и палеозойские отложения; 2 — преимущественное развитие группы Дейли-Лейк и сходных с ней пород (а — главным образом кордиеритсодержащие биотитовые гнейсы и гранулиты, б — главным образом метааркозы, биотитовые гнейсы и гранулиты); 3 — преимущественное развитие пород группы Санфли-Лейк и сходных с ней пород; 4 — гранитоиды и нерасчлененные метаморфические породы.  
I — пояс Касмер, II — пояс Никлин, III — пояс Вулластон.

тами, доломитами и различного рода сланцами. Более метаморфизованные образования представлены кварцитовыми, биотит-кварц-полевошпатовыми, биотитовыми и кордиеритовыми, гранат-биотитовыми и другого состава гнейсами и кристаллическими сланцами. В подчиненном количестве присутствуют графитовые сланцы, амфиболиты, мраморы. Очень редко встречаются прослои железистых пород. Мощность этих образований оценивается от 1000 до 2500 м. Повсеместно отмечаются постепенные переходы (табл. 4) от слабо метаморфизованных пород к сильно метаморфизованным (Davison, 1962; 1963; Money, 1968; Money e. a., 1970).

Среди этих осадочных образований выделяются гранитоидные массивы, хотя соотношения между ними чаще всего остаются невыясненными. Предполагается, что имеются гранитные массивы нескольких возрастов — как доосадочные, так и прорывающие осадочные комплексы. Предполагается также, что часть амфиболитов могла образоваться за счет эффузивных толщ. Радиометрические определения К—Аг методом по слюдам и роговым обманкам из пегматитов, гранитов, метааркозов, кристаллических сланцев и гнейсов дают возраст в интервале 1570—1880 млн. лет (Money, 1968; Money e. a., 1970). Все осадочные толщи интенсивно дислоцированы и собраны в узкие линейные складки северо-восточного простирания.

Зона Никлин по составу осадков и структуре аналогична поясу Вулластон (см. табл. 4), кроме приустьевой части р. Чёрчилл, где развит комплекс терригенных пород в основном кварцевого состава (Bostock, 1969a, b; Davison, 1966; и др.).

В бассейне р. Найф-Ривер и низовьях р. Чёрчилл в виде разобщенных полей сохранились субграуваки, кварциты, конгломераты, аркозо-

ориентировкой в пространстве указанные складчатые зоны обтекают два крупных массива. Один расположен в пространстве между собственной зоной Вулластон, зоной Никлин и глубинным швом Нельсон и занимает юго-восточный угол провинции Чёрчилл. Южное его ограничение скрыто под фанерозойским чехлом. Второй — Гудзонский — расположен между расщепляющимися зонами Никлин на юге и Касмер на западе.

Отложения зоны Вулластон залегают несогласно на гранито-гнейсовом фундаменте (Money e. a., 1970). Центральная часть зоны Вулластон сложена породами разных степеней метаморфизма, объединенных в группы Дейли-Лейк, Санфли-Лейк и др. Слабо метаморфизованные отложения представлены кварцитами, граувакками, алевролитами, конгломератами, известняками, филли-

вые песчаники, сланцы и алевролиты общей мощностью около 750 м. Эти толщи залегают на гранитоидах, гнейсах и метавулканогенных породах нижнего докембрия и собраны в брахиформные складки, осложненные разрывами. В приразрывных частях складчатость усложняется до линейной.

*Меридиональная Касмерская ветвь, или «пояс Виктори-Маккензи»* (Bell, 1970), сложена отложениями, объединенными в группу Хурвитц (Wright, 1955, 1967; Fraser, 1962; Taylor, 1963; Eade, 1964, 1966b, 1970, 1971; Davison, 1965, 1966; Heywood, Roscoe, 1967; Bell, 1968a, b, 1969). В современной структуре отложения группы Хурвитц выполняют отдельные пространственно разобщенные прогибы и трог (рис. 19).

В различных районах «пояса Виктори-Маккензи» описано от трех до шести литолого-стратиграфических подразделений, входящих в состав группы Хурвитц (см. табл. 4). Как правило, на гранитах и зелено-каменных нижнекембрийских образованиях залегает толща (400—1600 м) полевошпатовых серых и зелено-серых конгломератов с прослоями алевролитов. Вверх по разрезу количество алевролитов увеличивается. Выше выделяется толща (900—1500 м) более тонких терригенных пород: белых и розовых тонкослоистых кварцитов, железистых песчаников с подчиненными прослоями грубозернистых песчаников и кварцево-галечных конгломератов. Эти отложения сменяются толщей (700—800 м) черных и серых алевролитов и аргиллитов с пачками доломитов и известняков.

В некоторых районах среди этих образований появляются толщи (до 300—700 м) кислых и средних зеленовато-серых массивных, иногда подушечных эффузивов и туфов с тонкими прослоями алевролитов. На них залегает толща (до 1800 м) терригенных пород: серых, розовых и зеленых кварцитов, полевошпатовых и литических песчаников с прослоями и линзами алевролитов, конгломератов.

Во многих прогибах отложения группы Хурвитц прослоены силлами диабазов, достигающих мощности первых сотен метров (Bell, 1968a, b; Taylor, 1963). Таким образом, общая мощность образований Хурвитц достигает в отдельных прогибах 4500—5000 м. Сводный разрез дан в табл. 5.

В сторону Гудзонова залива образования группы Хурвитц сохранились только в отдельных трогах. Здесь кроме терригенных пород в разрезе появляются эффузивы и пластовые тела, хотя общая мощность отложений сокращается до 1000 м. Складчатость в этих трогах, как правило, слабая. Слои собраны в простые открытые линейные или брахиформные складки. Интенсивно проявлена разрывная тектоника, осложняющая отдельные складки. В области развития этих трогов особенно в межтроговых поднятиях развиты штоки сиенитов и диоритов, местами прорывающие отложения Хурвитц (Wright, 1967).

В западных прогибах, входящих в зону Касмер, складчатость, как правило, линейная, с крутыми угла-

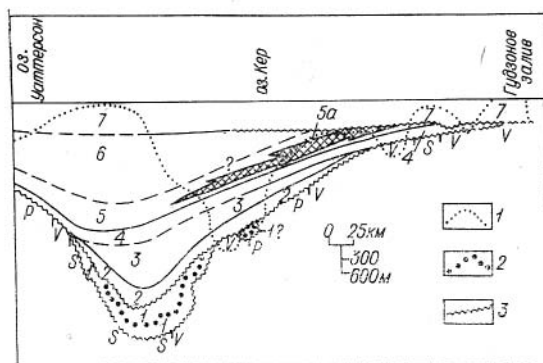


Рис. 19. Обобщенный палеогеологический профиль через бассейн Хурвитц (по: Bell, 1970).

1 — современная поверхность; 2 — внутриформационные контакты (размыты); 3 — несогласия. Буквы на схеме: V — нижнедокембрийские вулканогенные породы, S — нижнедокембрийские осадочные породы, P — нижнедокембрийские plutонические породы. Цифры на схеме: 1 — формация Монтгомери-Лейк, 2 — формация Падли; 3, 4 — формация Кинга; 3 — слой Магус, 4 — слой Уайтрок; 5a — вулканиты Гаппотайк; 5 — формация Амето; 6 — комплекс Пост-Амето; 7 — отложения «Хурвитц-Г».

Таблица 4

Схема корреляции супракрустальных пород складчатой зоны Вулластон (по: Money е. а, 1970, с некоторыми сокращениями)

| Район            | Породы, относимые или, вероятно, коррелируемые с                                                                                                     |                                                                                                                                |                                                                                               | Породы, не коррелируемые с указанными группами или стратиграфическое положение которых неясно                     |
|------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                  | группой Дейли-Лейк                                                                                                                                   | группой Санфли-Лейк                                                                                                            | группой Мейерс-Лейк                                                                           |                                                                                                                   |
| Ли-А-Ля-Гросс    | Гранат-кварц-биотитовые гнейсы                                                                                                                       | Роговообманково-плагиноклазовые гнейсы                                                                                         | Роговообманково-плагиноклазовые гнейсы                                                        |                                                                                                                   |
| Ниндл-Фаллс      | Биотит-кордиерит-силлиманитовые породы                                                                                                               | Кислые метавулканические породы, биотитовые, биотит-плагиноклазовые, роговообманково-биотитовые породы, амфиболиты, метааркозы | Кварциты, биотит-мусковит-кварцевые кристаллические сланцы, кварцевогалечные метаконгломераты | Гиперстеновые амфиболиты, клинопроксеновые амфиболиты, биотитовые, роговообманково-биотитовые породы и амфиболиты |
| Оз. Дейли        | Кальцит-силикатные породы, роговообманково-биотитовые, биотитовые, биотит-кордиеритовые породы, амфиболиты, метааркозы и кварц-полевошпатовые породы |                                                                                                                                |                                                                                               | Плагиноклазовые и гиперстеновые амфиболиты                                                                        |
| Оз. Барнетт      | Биотит (гранат)-кордиерит-силлиманитовые породы                                                                                                      | Роговообманково-биотитовые и биотитовые породы, амфиболиты, аркозы, метаконгломераты, метааркозы                               |                                                                                               | Биотитовые породы                                                                                                 |
| Оз. Мидлл-Фостер | Биотитовые гранулиты, гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы, метаконгломераты, очковые гнейсы, ленточные гранитные гнейсы                           |                                                                                                                                |                                                                                               |                                                                                                                   |
| Оз. Джанайк      |                                                                                                                                                      | Метавулканические (?) породы, пересланвающиеся с роговообманково-биотитовыми гнейсами                                          |                                                                                               | Биотитовые и роговообманково-биотитовые гнейсы, метааркозы                                                        |

|              |                                                                                                                                                                                                                                       |                                                                                            |                                                                                 |                                                               |
|--------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------|
| Р. Гайки     | Биотитовые и роговообманковые гнейсы, метааркозы                                                                                                                                                                                      | Роговообманково-биотитовые гнейсы и метааркозы                                             |                                                                                 | Роговообманково-биотитовые гнейсы                             |
| Оз. Баккетт  | Кальцит-силикатные породы, биотит-кордиеритовые гнейсы, метааркозы, частично биотитовые гнейсы и гранулиты                                                                                                                            | Метааркозы, роговообманково-биотитовые породы, амфиболиты                                  |                                                                                 | Роговообманково-биотитовые гранулиты, метааркозы и амфиболиты |
| Оз. Қомб     | Метааркозы, метаосадочные формации сложного состава                                                                                                                                                                                   | Метавулканические амфиболиты, метааркозы и метаконгломераты, биотитовые гранулиты и гнейсы | Биотит-серпидит-андалузит-кварцевые кристаллические сланцы, аргиллиты, кварциты | Кварц-полевошпатовые породы, роговообманковые гранулиты       |
| Оз. Морелл   | Метаосадочные формации сложного состава, роговообманково-биотитовые и биотитовые гнейсы, метааркозы, аркозовые метаконгломераты                                                                                                       |                                                                                            |                                                                                 |                                                               |
| Р. Компулшин | Глинистые сланцы, аркозы, аргиллиты, кристаллические сланцы (группа Джордж-Лейк)                                                                                                                                                      | Аркозы, амфиболитовые гнейсы (группа Джордж-Лейк)                                          | Полевошпатовые кварциты, кварциты (группа Джордж-Лейк)                          |                                                               |
| Зал. Неквита | Пироксеновые породы, роговообманково-биотитовые гнейсы, биотитовые, кордиерит-биотитовые парагнейсы, метааркозы                                                                                                                       |                                                                                            |                                                                                 |                                                               |
| Зал. Хидден  | Мигматизированные биотитовые гранулиты, биотитовые парагнейсы, биотит-плагноклаз-кварцевые гранулиты, полевошпатовые кварциты, метааркозы, амфиболитовые метааркозы, гранат-актинолитовые породы, мраморы и кальцит-силикатные породы |                                                                                            |                                                                                 |                                                               |

| Район                                                                     | Породы, относимые или, вероятно, коррелируемые с                                                    |                     |                     | Породы, не коррелируемые с указанными группами или стратиграфическое положение которых неясно  |
|---------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------|---------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                                                                           | группой Дейли-Лейк                                                                                  | группой Санфли-Лейк | группой Мейерс-Лейк |                                                                                                |
| Оз. Вуластон                                                              | Метаосадочные породы, их мигматизированные эквиваленты, рогово-обманковые породы                    |                     |                     |                                                                                                |
| Оз. Виски-Джек                                                            | Разнообразные биотитовые породы иногда с кордьеритом                                                |                     |                     | Полевошпатовые кварциты                                                                        |
| Оз. Филпс                                                                 | Кварц-полевошпат-биотитовые гнейсы                                                                  |                     |                     | (Хурвитц группа). Аргиллиты, граувакки, кварциты, известняки                                   |
| Оз. Касмер                                                                | Биотит-кварц-плагноклазовые кристаллические сланцы иногда с кордьеритом, гранито-гнейсы, метааркозы |                     |                     | (Хурвитц группа). Аргиллиты, граувакки, кварциты и известняки                                  |
| Юго-восток «Бесплодной Земли» (окрестности озер Еннадл, Нью-Элтин, Геник) | Нерасчлененные супракрустальные породы                                                              |                     |                     | (Хурвитц группа). Граувакки, кварциты, алевролиты, конгломераты, филлиты, известняки, доломиты |

## Литостратиграфическая номенклатура группы Хурвитц

| Формация                                     | Состав                                                                                                                                                                                                                                                         |
|----------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Пост-Амето комплекс                          | Светло-коричневые полевошпатовые кремнистые доломитистые кварцевые песчаники, подчиненно пестроцветные алевролиты и сланцы (305—710 м)<br>Серые и зеленые граувакки, алевролиты, аргиллиты и доломиты. Последние в некоторых разрезах отсутствуют (710—1500 м) |
| Амето. Горизонт Гаппотайк; нижний горизонт   | Массивные, до подушечных, вулканиты; подчиненно туфы и черты (25—305 м)<br>Серые, черные и зеленые сланцы, алевролиты и тонкозернистые граувакки; подчиненно красные сланцы и доломиты (710 м)                                                                 |
| Кинга: горизонт Уайтрок-Лейк; горизонт Магус | Тонкослонистые белые, серые и розовые тонкозернистые ортокварциты со следами ряби (185—340 м)<br>Толстослонистые белые, серые и розовые средне- и грубозернистые ортокварциты и кварц-полевошпатовые песчаники (300—1200 м)                                    |
| Падли                                        | Серые и зеленые сланцы, полимиктовые валунные и галечные конгломераты, алевролиты и песчаники с рассеянной галькой (около 450 м)                                                                                                                               |
| Монтгомери-Лейк                              | Зеленые, серые полевошпатовые, до хлоритовые, кварцевые песчаники, алевролиты, пиритизированные конгломераты с кварцевой галькой, базальные полимиктовые валунные конгломераты (около 900 м)                                                                   |
| Архейский комплекс                           | Группа Камниак: вулканогенные и осадочные породы, прорванные гранитами и диоритовыми плутонами                                                                                                                                                                 |

ми падения слоев на крыльях. Здесь наряду с дацитовыми интрузиями широко развиты массивные биотитовые граниты.

Многочисленные радиометрические (полученные в основном К—Аг методом) данные по гранитам, аплитам, кварц-серицитовым сланцам заключены в интервале 1500—1700 млн. лет (Wanless *et al.*, 1966, 1968; Wright, 1967; Bell, 1968a, b, 1970; Eade, 1970, 1971; и др.).

Таким образом, учитывая расщепление на юге складчатой зоны Вулластон на две ветви, значительное уменьшение мощностей образований Хурвитц и его аналогов в сторону Гудзонова залива, заметные изменения в складчатости и формационном составе, можно сделать вывод о том, что западное побережье Гудзонова залива представляет собой Гудзонский блок, обтекаемый среднедокембрийскими складчатыми зонами.

Складчатые зоны Касмер и Никлин, так же как и пояс Вулластон, образовались, по-видимому, на месте крупных миогеосинклиналей, разделявшихся, возможно, на геосинклинали и геантиклинали. Об этом свидетельствуют изменяющиеся в пределах указанных зон мощности и появление местами эффузивных толщ, тяготеющих, как мы видели выше, к поднятиям.

Северо-восточную и часть северо-западной границы Гудзонского блока наметить в настоящее время трудно. Выше мы видели, что в складчатой зоне Вулластон метаморфизм среднедокембрийских отложений настолько высок, что в некоторых случаях сланцево-гнейсовые толщи этого возраста трудно отделить от более древних образований. Переходы от слабо к сильно метаморфизованным образованиям наблюда-

даются и в поле развития пород группы Хурвитц. Поэтому не исключена возможность, что в гнейсовых комплексах, развитых на северо-западном побережье Гудзона залива и слабо изученных, присутствуют среднедокембрийские комплексы, являющиеся аналогами группы Хурвитц. Наличие образований этого возраста в виде небольших по размерам полей отмечается еще в окрестностях зал. Честерфилд и восточнее оз. Бейкер. Здесь они представлены слоистыми гранатосодержащими кварц-полевошпат-биотитовыми парагнейсами с лачками ставролитовых гнейсов, амфиболитов и местами мраморов или кристаллических известняков (Wright, 1967). Не исключено, что значительная часть среднедокембрийских толщ уничтожена здесь денудационными процессами.

Среднедокембрийские образования известны и в более северных районах (Heuwood, 1961, 1967). Здесь между бухтами Дейли и Уэйджер откартированы линейные зоны складчатости, сложенные слоистыми парагнейсами и кристаллическими сланцами различного состава и содержащими пачки кварцитов. Ниже них по разрезу залегает комплекс гнейсов Дейли-Бей, интенсивно мигматизированный. Среди этих гнейсов значительное место занимают гранулиты, чарнокиты и амфиболиты. Возможно, гнейсовый комплекс Дейли-Бей является нижнедокембрийским и слагает северное окончание Гудзонского блока. Это тем более вероятно, что верхний гнейсовый комплекс залегает на комплексе Дейли-Бей с азимутальным несогласием (рис. 20) и прорван диоритами и дайками габброидов, очень сходными с таковыми в зоне Вулластон. Из диоритовых массивов К—Аг методом получены цифры 1580—1690 млн. лет (Heuwood, 1967).

Восточная граница Гудзонского блока скрыта водами Гудзона залива. Магнитные данные показывают, что с поясом Вулластон и его ветвями совпадают зоны отрицательных магнитных аномалий (Morley e. a., 1968). В районе приустьевой части р. Чёрчилл зона отрицательных магнитных аномалий, совпадающая с зоной Никлин, резко поворачивает к северу и протягивается параллельно берегу Гудзона залива, по крайней мере до залива Дейли. По-видимому, этой зоной и может ограничиваться с востока Гудзонский блок.

Между озерами Атабаска и Большое Невольничье к среднему докембрию относится серия Ноначо, которая слагает длинную узкую

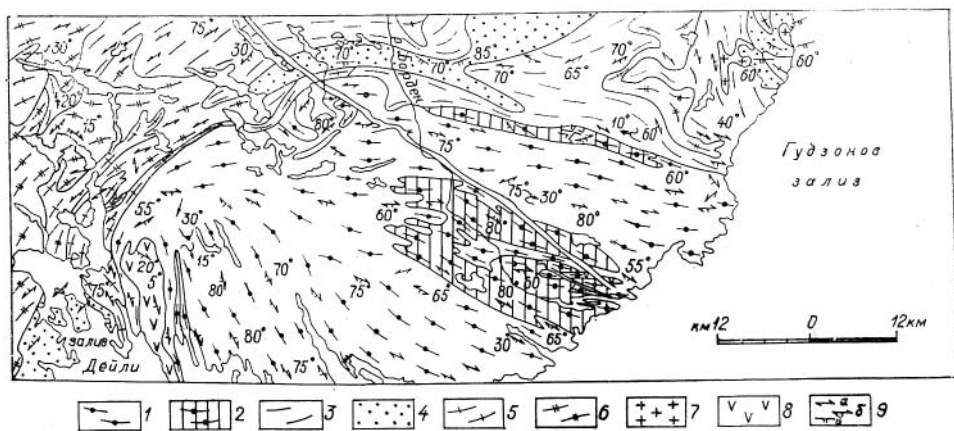


Рис. 20. Фрагмент геологической карты масштаба 1 : 506 880 участка севернее зал. Дейли (по: Heuwood, 1967).

Комплекс Дейли-Бей: 1 — слоистые гнейсы, амфиболиты, гранулиты, чарнокиты; 2 — те же отложения, сильно мигматизированные. Отложения афебийского или более древнего возраста: 3 — слоистые гнейсы; 4 — парагнейсы, кристаллические сланцы, кварциты; 5 — гнейсы гранитного состава; 6 — те же породы, сильно мигматизированные; 7 — гранитоиды; 8 — анортозиты и габбро; 9 — элементы залегания по сланцеватости и гнейсоватости: а — угол падения неизвестен, б — наклонные, в — наклонные по слоистости.

складчатую зону северо-западного направления (Wright, 1967; Stockwell e. a., 1968a, b; Mulligan, Taylor, 1969). Она состоит из конгломератов, грубозернистых песчаников, глинистых сланцев, граувакк, аркозовых песчаников и кварцитов. Конгломераты приурочены в основном к низам разреза, где слагают толщу мощностью до 600—700 м. Породы сматы в складки меридионального простирания, погружающиеся к северу. Серия Ноначо с отчетливым несогласием перекрывает архейскую серию Тазин и инъецирующие ее граниты, галька которых содержится в ноначинских конгломератах и базальных брекчиях (McGlynn, 1966). Возраст залегающей в отложениях Ноначо диабазовой дайки определен в 1550 млн. лет.

Южнее описанного разреза установлен комплекс пара- и ортогнейсов, залегающих на более древнем гранито-гнейсовом комплексе (Douglas, 1969a, b). Можно допустить, что этот комплекс является метаморфическим аналогом серии Ноначо. Таким образом, складчатая зона Ноначо продолжается к югу до оз. Атабаска, образуя дугу, выпуклую в сторону оз. Большого Невольничьего.

На севере зона Ноначо почти сливается с зоной Ист-Арм геосинклинали Коронейшен и образует единую складчатую систему, разделенную, возможно, узкой геоантиклиналью.

От восточного побережья оз. Атабаска в северо-восточном направлении простирается другая зона, которую мы назовем зоной Скотт (по одноименному озеру).

Типичными представителями отложений, слагающих указанную зону, могут служить отложения серии Биверлодж и формации Мартин (Tremblay, 1968b; и др.).

Серия Биверлодж сложена главным образом белыми, реже красными кварцитами, местами косослонстыми. Мощность их измеряется сотнями метров. В низах залегают конгломераты (до 15 м), которые несогласно перекрывают нижнедокембрийские сланцы серии Тазин и инъецирующие их гранитоиды, а вверх по разрезу постепенно переходят в кварциты. Галька конгломератов представлена гранитами, зелеными сланцами и метаморфизованными породами серии Тазин. Слои серии Биверлодж интенсивно дислоцированы в складки с северо-восточными простираниями осей. В ней, как и в подстилающих сланцах Тазин, залегают согласные пластовые интрузии основного состава.

Нужно отметить, что более поздние исследователи не нашли возможным выделить эти отложения в качестве самостоятельного подразделения, а включили их в серию Тазин (Tremblay, 1968b). Однако, учитывая литологический состав, состав галек в конгломератах, степень дислоцированности слоев и характер соотношения с вышележащей формацией Мартин, имеются основания считать серию Биверлодж эквивалентом нижних горизонтов серии Хурвитц, с одной стороны, и сериями Эхо-Бей и Камерон-Бей — с другой.

Формация Мартин, развитая севернее оз. Атабаска в окрестностях Биверлодж и Тазин, с несогласием залегает на сериях Тазин и Биверлодж. Отложения Мартин заключены в узких прогибах, приуроченных к крупным разломам. Характерна значительная расчлененность рельефа фундамента, подстилающего свиту. Разрез формации мощностью более 5000 м (Stockwell e. a., 1970) характеризуется следующим строением:

1. Базальная конгломератовая толща. Местами включает мощные пачки алевролитов (800 м).
2. Нижняя аркозовая толща — красноцветные аркозы, местами с прослоями алевролитов и с линзами конгломератов (1000—2700 м).
3. Переслаивание амигдалоидных базальтов с аркозами; в низах содержатся сланцы габбро (до 1200 м).
4. Верхняя аркозовая толща аналогична по составу нижней, местами включает мощные пачки конгломератов (300—2300 м).

5. Алевролитовая толща — тонкослоистые красноцветные алевролиты с тонкими прослоями аркозов и конгломератов (300—2000 м).

Источником сноса, как показывает анализ распределения осадков и кривой слоистости в аркозах, являются породы серии Тазин, расположенные к северу и северо-западу от области накопления мартинских осадков. Плохая сортировка последних, их незрелость, слабая окатанность обломочного материала свидетельствуют о преимущественно механическом характере выветривания, близости источника сноса и быстром накоплении кластических осадков.

Формация Мартин смята в открытые складки северо-восточного простирания, углы падения на крыльях которых превышают 30°. Породы не метаморфизованы; лишь в узких зонах катаклаза проявлены гематитизация, хлоритизация, карбонатизация, окремнение и нередко урановая минерализация главным образом в виде урановых смолков. Определение их возраста дало цифры порядка 1800—1900 млн. лет (Eckelmann, Kulr, 1956a, b; Koerpel, 1968); такой же возраст (1835 млн. лет) был получен К—Аг методом по секущей дайке габбро (Wanless *et al.*, 1966).

По простиранию серия Биверлодж и формация Мартин сливаются с отложениями группы Хурвитц, описанной выше и образуют таким образом складчатую зону, протягивающуюся от оз. Атабаска на север (Douglas, 1969a, b).

Учитывая расположение складчатых зон Вулластон и Скотт, допускаем, что между ними расположена геоантиклинальная зона, в ядре которой обнажаются нижнедокембрийские образования.

Магнитные данные показывают, что складчатые зоны Ноначо и Скотт, возможно, сливаются под чехлом Атабаска (Mogley *et al.*, 1968), образуя таким образом кольцевую зону, очень сходную с кольцевой зоной Коронейшен. Неясным остается замыкание этой зоны на севере, где она либо теряется в нерасчлененном гранито-гнейсовом комплексе, либо срезана современной эрозийной поверхностью.

В бассейне р. Телон, озер Дубонит, Абердин и их окрестностях среднедокембрийские образования развиты сравнительно широко и известны под названием серии Хурвитц и Дубонт (Eade, 1964; Wright, 1967; Bell, 1968a, b, 1969, 1970; Goodwin, 1968b; Davidson, 1970a, b; Money *et al.*, 1970).

Выделяемые здесь прогибы Амер, Шульц, Бек-Ривер (Bell, 1970) принципиально не отличаются от прогиба Хурвитц, но в отличие от Гудзонского блока и его обрамления на дислоцированных образованиях серии Хурвитц залегает слабо дислоцированная, местами горизонтально залегающая серия Дубонт.

В разрезе серии Дубонт различают обычно три части: нижнюю, среднюю и верхнюю (Fraser *et al.*, 1970).

В нижней выделяются две формации: Саус-Чаннел и Казан. Первая сложена целиком конгломератами мощностью до 1700 м, а вторая (до 4000 м) — хорошо сортированными полевошпатовыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Для нижней части характерны косая слоистость, трещины усыхания, слои ряби красной и бурой окраски. Эти формации сохранились на востоке территории в окрестностях оз. Бейкер и слабо дислоцированы.

В средней части выделяются формации Кристофер-Айленд (70 м) и Питч (70 м). Первая сложена андезитами, трахитами, латитами и реже риолитами с агломератовыми туфами и туфопесчаниками в основании, а вторая — исключительно порфирами с вкрапленниками плагиоклаза и реже кварца. В поле развития пород серии Дубонт присутствуют небольшие по размерам интрузии сиенитов (формации Мартелл), которые считаются интрузивными аналогами средней части серии Дубонт.

Верхняя часть серии, несогласно залегающая на нижележащих образованиях, сложена сероцветными грубозернистыми песчаниками с прослоями конгломератов и алевролитов. Эти образования, объединенные в формацию Телон, имеют мощность не более 300 м, но сохранились на значительных пространствах.

Возраст и корреляция серии Дубонт с отложениями соседних районов спорны. Радиометрические определения из вулканогенных пород

по биотиту и флогопиту K — Ag и Rb — Sr изохронным методом показали хорошую сходимость и лежат в интервале 1515—1770 млн. лет (Wapless e. a., 1966, 1967; Fraser e. a., 1970). Существуют и отклонения от указанной группы цифр. Так, радиометрический возраст некоторых даек определяется в 1100—1500 млн. лет. Получена цифра и 2240 млн. лет (Wright, 1967). Некоторые исследователи считают, что средняя и верхняя части Дубонт относятся уже к верхнему докембрию и сопоставляются с серией Атабаска (Donaldson, 1968). Нам представляется, что к верхнему докембрию относится только формация Телон. Остальная же часть разреза является, по-видимому, средним докембрием и может рассматриваться как улканий. Это подтверждают радиометрические определения и большое литологическое сходство с формацией Мартин и некоторыми разрезами серии Хурвитц.

Таким образом, среднедокембрийские отложения, слагающие бассейны р. Телон и оз. Бейкер, образуют складчатую зону, смыкающуюся на востоке с «поясом Виктори-Маккензи», а на западе являющуюся, возможно, северным продолжением складчатой зоны Ноначо. Внутри этих складчатых зон располагается блок, аналогичный Гудзонскому. При этом нескладчатые или слабоскладчатые среднедокембрийские части серии Дубонт могут рассматриваться как чехол, перекрывающий северную погруженную часть блока. Реальность такой трактовки подтверждается тем, что если по периферии указанного блока образования Хурвитц и нижней части серии Дубонт слагают широкие линейного плана прогибы, ориентированные в северо-восточном направлении, то в центральных частях блока они выполняют трогги типа трогов Гудзонского блока. В этом же направлении, как указывалось, уменьшается и степень дислоцированности отложений нижних частей серии Дубонт.

Таким образом, в южной половине провинции Чёрчилл отчетливо проявляется «ячеистая» структура, состоящая из складчатых зон и массивов. Таких массивов можно наметить три: Юго-Восточный, Гудзонский и Атабаско-Телонский. Фундамент их сложен нижнедокембрийскими складчатыми комплексами преимущественно восточного или северо-восточного простирания. В наиболее поднятых участках этих массивов на поверхность выступают раннеархейские (алданйские) образования, и сохраняются слабо метаморфизованные толщи киватина. Особенно четко эти закономерности наблюдаются в фундаменте Гудзонского блока.

На фундаменте массивов местами сохранились чехольные образования, представленные, как правило, только верхами среднедокембрийских толщ.

Складчатые зоны, обрамляющие массивы, сложены преимущественно терригенно-карбонатными образованиями многоэосинклинального типа. Редко среди них появляются эффузивы среднего и кислого состава. Несмотря на наличие внутри среднедокембрийских толщ несогласий, они формационно отвечают единому вещественному комплексу.

Менее отчетливо «ячеистая» структура среднедокембрийского этажа проступает в северной и северо-восточной частях провинции Чёрчилл, на островах Канадского архипелага.

Благодаря многолетним исследованиям Р. Г. Блэккадара, породы среднего докембрия изучены на юге Баффиновой Земли (Blackadar, 1961, 1962, 1967a, b; Douglas, 1969a). Отложения этого возраста образуют здесь две складчатые зоны. Одна, ориентированная строго меридионально, пересекает п-ов Холл от залива Фробишер до залива Камберленд. Вторая, ориентированная в северо-западном направлении, протягивается по южному побережью полуостровов Фокс и Мета-Инкогнита. К сожалению, ни п-ов Камберленд, ни северная территория Баффиновой Земли не изучены.

Обе складчатые зоны сложены сходными по составу метаморфизованными породами. Наиболее широко представлены биотитовые, биотит-кварц-полевошпатовые, гранат-биотит-кварц-полевошпатовые и кварц-полевошпатовые гнейсы. Подчиненно по отношению к ним присутствуют силлиманитовые гнейсы и кристаллические сланцы, графитовые сланцы, кварциты и кристаллические известняки. Мощность этих образований неизвестна. Все они интенсивно дислоцированы. При сохранении генеральных направлений наблюдаются отклонения в ориентировке отдельных лучков складок.

Предполагается, что большая часть этих гнейсов образовалась за счет первичноосадочных образований. Значительное количество вулканогенных пород присутствовало, по-видимому, только на крайнем юго-западе п-ова Фокс, где в разрезе появляются толщи амфиболитов и комплекс приобретает в целом черты, сходные с чертами комплексов, слагающих прогиб Кейп-Смит п-ова Унгава.

Территория между складчатыми зонами сложена гранитоидами и разнообразными мигматизированными гнейсами, среди которых широко развиты гранулиты и чарнокиты. Отдельные, как правило, линейные выходы этих гнейсов отмечаются и в зонах среднедокембрийской складчатости. Радиометрические K—Ar данные по различным минералам и породам, в том числе и по гранитам, обычно не превышают 1740 млн. лет (Blackadar, 1967a, b, c), т.е. отражают процессы гудзонского диастрофизма и метаморфизма. В последнее время предполагается, что гранитоиды, чарнокиты и гранулиты, расположенные между среднедокембрийскими складчатыми зонами, гораздо древнее пород, слагающих эти зоны, а радиометрические K—Ar данные, полученные по ним, омоложены (Douglas, 1969b).

Если это так, то центр южной части Баффиновой Земли представляет собой нижнедокембрийский массив, обтекаемый среднедокембрийскими складчатыми зонами. О размерах и форме Южно-Баффинового массива судить трудно. Заметим только, что в районе мыса Кейп-Дорсет простирается юго-западной складчатой зоны становятся широтными и уходят под воды пролива Фокс. Такими же простирающимися характеризуется складчатая зона, окаймляющая северное окончание Гудзонского блока. Отсюда можно предположить, что эти зоны являются частями единой структуры, продолжающейся под водами Гудзонова залива и палеозойскими образованиями о. Саутгемптон. Некоторые исследователи допускают и такой вариант, что Белчерская зона складчатости продолжается к северу от мыса Кейп-Смит (Dimroth e. a., 1970). В этом случае может оказаться, что в районе пролива Фокс эти зоны стыкуются, обтекая еще два массива. Один из них может быть расположен в центральной части Гудзонова залива, а второй может занимать северное окончание п-ова Унгава и западную часть Гудзонова пролива. Выходы нижнедокембрийских гранито-гнейсовых комплексов на северной части п-ова Унгава и на островах Ноттингем, Солсбери и других, расположенных в Гудзоновом проливе, подтверждают высказанную мысль. Ее может подтвердить и то обстоятельство, что отложения среднего докембрия известны на юге п-ова Мелвилл, расположенного севернее описанных районов (Heywood, 1961, 1967). Здесь на гранитах и гнейсах залегает толща осадочных пород, объединенных в группу Пенрин. В составе этой группы выделяются три литологических комплекса:

1. Кристаллические известняки от тонко- до грубозернистых, чаще слоистые, иногда массивные, с прослоями кварцитов. В известняках встречаются скопления кварца, диопсида, тремолита, флогопита, полевого шпата и эпидота. В некоторых слоях содержится от 3 до 5% графита.
2. Кварциты светло-серых, зеленоватых, темно-серых и розовых цветов, среднезернистые и хорошо слоистые. Встречаются прослои (до 15 м) кристаллических известняков. Местами отмечается косая слоистость.

3. Парагнейсы и кристаллические сланцы с пачками кристаллических известняков и кварцитов. В некоторых разновидностях гнейсов, особенно обогащенных биотитом, отмечается косая слонистость.

Слои группы Пенрин собраны в узкие линейные складки северо-восточного простирания. В ядрах многих антиклиналей присутствуют породы фундамента.

Несомненно, что Южно-Мелвиллская зона складчатости является продолжением складчатой зоны Хурвитц. Учитывая северо-западное простирание складчатой зоны южного побережья Баффиновой Земли, можно предположить, что они соединяются под водами бассейна Фокс.

Таким образом, и для северной половины провинции Чёрчилл намечается «ячеистая» структура, состоящая из складчатых зон и разделяющих их массивов. Судя по отрывочным данным, приведенным выше, основные характеристики этих структурных элементов аналогичны характеристикам структурных элементов южной половины провинции Чёрчилл. Особенно отчетливо проявляется сходство формационных рядов. Как и на юге провинции, здесь среднедокембрийские отложения представлены преимущественно терригенно-карбонатными толщами многоэпиклинального облика. Исключением являются толщи п-ова Фокс, которые, возможно, тяготеют уже к эпигеосинклинальным складчатым зонам Кейп-Смит и Белчер, обрамляющим с севера и северо-запада блок Сьюпириор.

### *Гренландия*

Несмотря на сравнительно слабую изученность докембрия Гренландии, превосходная сводка А. Бертельсена и А. Нью-Нюгорда (1968) показывает, что отложения среднего докембрия здесь развиты сравнительно широко.

На западном побережье Гренландии, в районе Карратс-Фьорда и п-ова Свартенхук, развита мощная (более 4000 м) однотонная толща кварц-актинолит-биотитовых, кварц-серицитовых, кварц-актинолит-кальцитовых, кварц-биотит-мусковитовых и кварц-биотитовых сланцев, объединенных в комплекс «филлитов». Цвет этих пород желтый, но чаще коричневый, обусловленный выветриванием пирротина, сильно обогащающего некоторые слои.

«Филлиты» интенсивно дислоцированы с преимущественным простиранием к юго-востоку. Юго-западная граница их распространения совпадает с многочисленными крутыми надвигами. Такой же представляется и северо-восточная граница «филлитовой» зоны. В глубине фьордов, в основании ледников, на поверхность выступают уже гнейсовые комплексы, на которых, по-видимому, залегают «филлиты». В районе пос. Упернавик «филлиты» прорваны гранитами. На тектоно-геологической карте Гренландии и «филлиты», и прорывающие их граниты показаны как среднедокембрийские.

Судя по положению «филлитового» комплекса и по ограничению его сходящимися разломами, он, по-видимому, представляет собой структуру типа грабена, вклинивающегося в Гренландский кристаллический массив.

Такого же типа породы в небольших выходах известны на побережье восточнее о. Диско и в районе юго-восточнее пос. Эгедесминне.

Лучше изучены среднедокембрийские образования (кетилидские) в Южной Гренландии, в районах Гренсланда, Нанорталик, Синерут и зал. Кобермине (Бертельсен, Нью-Нюгорд, 1968).

В районе Гренсланд развит комплекс вулканогенно-терригенных пород мощностью около 4500 м. В качестве прослоев присутствуют доломиты, известняки, пиритовые сланцы. Несколько южнее в районе

Синерут и Кобермине разрез почти не меняется. Мощность около 3000 м. В районе Нанорталик в разрезе увеличивается количество песчаников и кварцитов по сравнению со сланцевыми толщами, а общая мощность уменьшается до 2000—2500 м. Все эти толщи несогласно залегают на гранитах и гнейсах нижнего докембрия и прорваны синкинематическими и посткинематическими гранитами, аналогичными гранитам Уперनावик. Немногочисленные радиометрические измерения  $K - Ar$  и  $Rb - Sr$  методами биотитов из этих гранитов показали возраст 1500—1600 млн. лет. Учитывая эти цифры, а также значительное литологическое сходство описанных разрезов с разрезами Лабрадорского трога и складчатой зоны Кейп-Смит, их среднедокембрийский возраст можно считать установленным.

Описанные породы дислоцированы по-разному. В районе Гренсланда они строят моноклинали, осложненные надвигами и взбросами с наклонами плоскостей сместителей к востоку. Более южные выходы дислоцированы значительно, вплоть до появления интенсивной линейной складчатости. Ориентировка систем складок разнообразная, но в целом северо-восточная. Слои района Гренсланд и залива Кобермине в целом образуют крупную дугу, окаймляющую так называемую Кетилидскую инфраструктуру. В то же время среднедокембрийские толщи повсеместно ограничены разломами, нередко сходящимися друг с другом под острыми углами. Например, основные выходы пород Гренсланда располагаются в пределах широтного блока Ивигтут-Игалико. Судя по тому, что на его продолжении на восточном побережье Гренландии известны единичные выходы сходных осадочно-вулканогенных и гранитных пород, можно предположить, что образования типа Гренсланд развиты и под ледовым покровом в пределах Ивигтут-Игалико.

Учитывая вышесказанное, структура среднего докембрия Южной Гренландии представляется в виде жестких блоков (типа Кетилидской инфраструктуры), «обтекаемых» складчатыми зонами. Некоторые из этих зон в виде небольших клиньев врезаются в основной кристаллический блок Гренландии, где быстро выклиниваются. Если правомерна гипотеза отодвигания Гренландии от Канадского щита в последокембрийское время, то продолжение этих поясов следует искать в пределах Восточной Канады и скорее всего на восточной окраине провинций Гренвилл и Нейн. В районе Баффиновой Земли или Унгавы могут быть и аналоги клина Свартенхук, расположенного севернее о. Диско.

Среднедокембрийские толщи известны в Северо-Восточной Гренландии, где они вскрываются в западном обрамлении и в «кульминациях» поднятий восточно-гренландских каледонид. Здесь согласно «Тектоно-геологической карте Гренландии» (Ellitsgaard-Rasmussen, 1970) к среднему докембрию можно отнести толщи докаролинской орогенции: песчаники Норсемандал, серию Трекант, серию оз. Британия, пелиты и псаммиты Земли Кронпринца Христиана. Не исключено, что среднедокембрийской является группа зал. Элеоноры или хотя бы нижняя ее часть; она развита на Земле Гесе и в зоне «Центрального метаморфического пояса».

В районе Земли Королевы Луизы различают две зоны: западную и центральную. Последняя сложена мощными (до 3000 м) толщами полупелитовых сланцев, гнейсов, кварцитов и кварц-мусковитовых сланцев с прослоями мраморов и кристаллических известняков. В отдельных районах, например, в окрестностях оз. Британия, количество карбонатов несколько увеличивается при уменьшении общей мощности разреза. Для карбонатов характерна сульфидная минерализация.

Аналогичные породы широко развиты на Земле Кронпринца Христиана (мощность более 6000 м), в центральных и восточных районах складчатой зоны Восточной Гренландии. Все эти породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев или низких степеней амфиболитовой

фации. На юге, севернее зал. Скорсби, они образуют «Центральный метаморфический комплекс». По наличию зеленых сланцев и небольших прослоев амфиболитов предполагается, что в терригенном разрезе присутствовали эффузивы.

Описанные толщи собраны в складки северо-северо-восточного простирания и прорваны дайками и силлами долеритовых пород. Несогласно на этом комплексе залегают верхнедокембрийские толщи.

В западной зоне Земли Королевы Луизы, в районах фьордов Дажского и Индепенденс, а также на юге Земли Пири развит комплекс терригенных, в основном песчано-кварцевых пород максимальной мощностью до 1000 м (юг Земли Пири). Эти образования не деформированы и образуют чехол, занимающий весь северо-восточный угол Гренландского блока. Чехол прорван долеритовыми дайками и по литологии ничем не отличается от соседних складчатых зон. Чехольные образования аналогичного состава известны и южнее Земли Королевы Луизы, в районе гор Петермана.

Описанные среднедокембрийские толщи Гренландии в общем виде отвечают двум структурно-формационным зонам. Южная и Юго-Западная Гренландия имеет значительное сходство с юго-восточными окраинами Канадского щита. Северо-Восточная и Восточная Гренландия очень сходна с провинцией Чёрчилл. Так же, как и там, разрезы преимущественно карбонатно-терригенные и прорваны долеритами.

Ввиду слабой изученности Гренландии вообще и среднедокембрийских комплексов в частности, о ее структуре на этом этапе развития судить очень трудно. Предположительно можно высказать следующие соображения.

В целом Гренландский блок представляет собой массив, сходный по размерам и структурному положению с массивом Сьюпириор. По-видимому, с севера и востока он окаймляется миогеосинклинальными складчатыми зонами, которые в настоящее время местами погружены под воды Атлантического и Ледовитого океанов. В пользу последнего предположения говорит тот факт, что на самых восточных островах Восточной Гренландии присутствуют среднедокембрийские толщи (Ellitsgaard-Rasmussen, 1970). Северо-восточный угол этого блока покрыт чехлом, состав отложений которого очень сходен с составом примыкающей складчатой зоны. Местами в блок вклинивались геосинклинальные прогибы, быстро затухающие по простиранию. Причем некоторые части геосинклинальных формаций ввиду их слабой дислоцированности (район Гренланда) можно рассматривать как остатки плит, подобных краевым плитам блока Сьюпириор.

Южная часть Гренландии представляет собой, вероятно, сочетание узких геосинклинальных складчатых зон с блоками типа Кетилидской инфраструктуры, расположенными в зонах их расщепления. По своим размерам, строению и положению они напоминают блоки провинции Чёрчилл.

В Северной и Северо-Западной Гренландии среднедокембрийские образования пока не установлены.

### *Провинция Гренвилл*

Среднедокембрийские отложения провинции Гренвилл характеризуются глубоким метаморфизмом, что затрудняет их изучение и отделение от кристаллических образований нижнего, а местами, возможно, и верхнего докембрия. В настоящее время вопрос об этажном расчленении провинции может быть только поставлен. Тем не менее ряд исследователей находит возможным подразделить кристаллические толщи ее на нижне- и среднедокембрийские комплексы (Wynne-Edwards, 1965, 1966, 1967; Stockwell, 1964a, b; Clark, 1965; и др.). К среднедокембрий-

скому комплексу здесь относится, по-видимому, собственно серия Гренвилл.

Наличие пород более древних, чем гренвиллская серия, подтверждается следующими данными:

1. В юго-западной части провинции при проведении детальной структурно-геологической съемки по проекту «Гренвилл» (Wynne-Edwards, 1966) установлен фундамент, сложенный гнейсами и гранулитами, на котором залегает серия Гренвилл. Датируя эти породы, автор относит их к архею условно.

2. В северо-восточной части Гренвиллской провинции к юго-западу от Лабрадорского трога метаморфизованные аналоги серии Каниаписко с железистой формацией в основании группы Гаггон, сопоставляемые с серией Гренвилл, несогласно залегают на гранулитовом фундаменте (Clark, 1965; Dimroth e. a., 1970).

3. Неоднократно описан постепенный переход через Гренвиллский фронт от гранито-гнейсов с зеленокаменными породами провинции Сьюпириор с возрастом 2500 млн. лет до гранито-гнейсов с включенными амфиболитовыми гнейсами провинции Гренвилл в ее юго-западной части. Так, в районе Абитиби в Квебеке описан контакт между провинциями Сьюпириор и Гренвилл. Осадочные и вулканические породы киватинского типа переходят постепенно к востоку в биотитовые и роговообманковые гнейсы и амфиболиты, т. е. в породы гренвиллского типа. Зона перехода, которая разделяет породы киватинского и гренвиллского типа, имеет ширину 4—5 км и пересекает район по диагонали в северо-восточном направлении. Таким образом, гнейсы гренвиллского типа являются более высоко метаморфизованными аналогами лав и метосадков киватиния (Deland, 1956). Большая часть гнейсов гренвиллского типа слагает продолжающиеся широтные структуры пород киватинского типа; отклонение простираний к северо-востоку происходит постепенно.

Однако вопрос о догренвиллском фундаменте остается спорным. Многие исследователи считают древнейшими образованиями провинции Гренвилл гренвиллскую серию. Вместе с тем, на геологической карте Канады (Douglas, 1969a) догренвиллские образования показаны очень широко и составляют более 60% всей Гренвиллской провинции.

Как правило, предполагаемые догренвиллские образования сильно метаморфизованы и очень сильно дислоцированы; их расчленение производится главным образом на основании петрографического состава пород. Временные и пространственные соотношения между толщами однозначно не решены, поэтому последние представляют собой скорее наборы пород, нежели стратиграфические подразделения. Среди этих наборов чаще всего присутствуют гранито-гнейсы, роговообманковые и пироксен-роговообманковые гнейсы, лейкократовые и мафические гранулиты, чарнокитовые гнейсы.

Гранито-гнейсы наиболее широко распространены и слагают крупные поля в юго-западной и северо-восточной частях провинции Гренвилл. Среди них выделяются лейкократовые среднезернистые розовые, серые биотитовые и роговообманково-биотитовые гнейсы и лейкократовые серые биотит-роговообманково-олигоклазовые гнейсы. Возможно, в составе этих пород широко распространены и значительно более молодые образования.

Роговообманковые гнейсы, как правило, слагают вытянутые тела, иногда небольшие включения среди полей гранито-гнейсов и представлены темными среднезернистыми роговообманково-плагноклазовыми породами, иногда содержащими гранат и биотит. Они трудно отличимы от подобных гнейсов серии Гренвилл.

Двупироксен-роговообманковые гнейсы пользуются локальным распространением и ассоциируются с чарнокитовыми гнейсами. Возможно, они являются более высоко метаморфизованными аналогами роговообманковых гнейсов, образование которых связано непосредственно с формированием чарнокитовых гнейсов.

Чарнокитовые гнейсы и гранулиты образуют широкий северо-восточный пояс в центральной части провинции Гренвилл и, как правило, ассоциируют с породами анортозит-мангеритового комплекса. Это лейкократовые среднезернистые породы, состоящие

из коричневатого-зеленого пертита, биотита, гиперстена и небольшого количества роговой обманки, клинопироксена или граната. Зачастую эти породы трудно отделимы от мангеритов, связанных с анортозитами, что приводит к их различной интерпретации: ряд авторов считает их выходами догренивиллского фундамента (Wynne-Edwards, 1964, 1966; Douglas, 1969a), другие связывают с анортозит-мангеритовым комплексом.

Контакт этих образований с породами гренивиллской серии с трудом поддается расшифровке. В некоторых участках (Wynne-Edwards, 1964), по-видимому, эта граница совпадает с зонами разрывных нарушений. Нередко она очень извилистая. В районах преимущественного развития «фундамента» картируются линейные или неправильные участки развития гренивиллских пород, а среди них — неправильные выступы «фундамента» (Wynne-Edwards, 1964, 1965, 1967). Иногда устанавливается довольно тонкая перемежаемость пород двух типов (Katz, 1969), что еще более затрудняет интерпретацию взаимоотношений. Кроме того, породы «фундамента» и гренивиллской серии часто метаморфизованы в одной фации (гранулитовой или амфиболитовой).

Разрез мраморов, кварцитов и гнейсов собственно серии Гренивилл был впервые описан Логаном в 1865 г. в Квебеке, у дер. Гренивилл. Более поздними работами аналогичные отложения с перерывами были прослежены на сопредельных территориях от залива Джорджиян оз. Гурон вплоть до продолжения Лабрадорского трога и, возможно, еще далее к северо-востоку. Кроме того, с серией Гренивилл сопоставляются метаосадочные, в том числе карбонатные, породы Адирондакских гор.

В составе серии установлены мраморы, кварциты, разнообразные гнейсы и амфиболиты. Обобщенный разрез ее в юго-западной части провинции Гренивилл выглядит следующим образом:

1. В основании залегает толща переслаивающихся биотитовых, пироксеновых, роговообманковых гнейсов с прослоями мраморов и кварцитов; мощность не известна.
2. Толща (1200 м) мраморов, кварцитов, биотитовых, пироксеновых и других гнейсов.
3. Толща (1000 м) мраморов с прослоями кварцитов и различных гнейсов.
4. Толща (850 м) кварц-биотитовых гнейсов, частично мигматизированных с прослоями гранатовых, силлиманитовых гнейсов, а также мраморов и амфиболитов.
5. Толща (1200 м) мраморов, доломитов с прослоями графитовых, пиритсодержащих сланцев и гнейсов.
6. Толща (250—300 м) кварц-микроклин-биотитовых, роговообманковых и пироксеновых гнейсов.

Разрез серии Гренивилл характеризуется не только пестротой состава, но также изменчивостью по простиранию и неустойчивостью по мощности.

К северо-востоку от стратотипической местности существенную роль приобретают пироксеновые и роговообманковые гнейсы и разрез принимает двучленное строение. В районе Шоунган в низах разреза отмечена толща пироксен-роговообманковых и роговообманковых гнейсов. Выше залегает горизонт биотитовых гнейсов, которые, в свою очередь, перекрываются биотит-микроклиновыми парагнейсами. Для последних характерно присутствие граната, реже силлиманита. Это так называемые силлиманитовые парагнейсы или силлиманит-гранатовые парагнейсы, часто описываемые в составе Гренивилл. Кристаллические, кремнистые карбонатные породы и метакварциты слагают тонкие прослои среди кварц-биотит-микроклиновых парагнейсов и составляют вместе с ними верхнюю часть разреза. Однако несколько прослоев кремнистых карбонатных пород и метакварцитов установлено также среди базальных пироксеновых и роговообманковых гнейсов. Общая мощность разреза определяется здесь в 2000 м. Граница между пироксеновыми и (или) роговообманковыми гнейсами и парагнейсами, по-видимому, согласная, а во многих участках — постепенная.

Мощность серии Гренвилл крайне не выдержана. В стратотипическом районе она оценивается в 1800—3300 м, в районе Банкрофт-Халибертон — более 600 м, в Адирондакских горах — 5000—6000 м, в районе Шоуинган в Квебеке — 1000—1800 м. Сильные деформации и недостаточно четкие границы серии затрудняют оценку истинной мощности.

Наиболее характерными членами серии являются мраморы, по которым часто производится корреляция. В юго-западной части провинции в районе Банкрофт-Халибертон, в западной части Квебека и в Адирондаке они слагают до 2/3 разрезов, имеющих мощность от 2,5 до 6000 м. В стратотипическом разрезе суммарная мощность мраморов — от 1,5 до 3000 м. В Адирондаке общая мощность трех наиболее значительных горизонтов мраморов составляет около 2500 м. Однако мраморы являются неустойчивым членом разреза. Так, в Юго-Восточном Адирондаке при разрезе, достигающем около 1500 м, мраморы имеют мощность менее 250 м. По сравнению со стратотипическим разрезом количество мраморов уменьшается в северо-восточном направлении, в этом же направлении возрастает количество амфиболитов; карбонатные горизонты развиты либо локально, либо представляют собой тонкие прослои в верхах разреза.

Мраморы гренвиллской серии варьируют по структуре, цвету и содержанию магния. При удалении от интрузий крупнозернистые существенно магнезиальные разности изменяются до средне- или мелкозернистых существенно кальциевых пород голубовато-синего цвета.

Значительный интерес представляют эвапориты гренвиллской серии. J. С. Броун (Brown, 1932), впервые обнаруживший присутствие кальциевых сульфатов в мраморах, первоначально считал, что гипс имеет вторичное происхождение, но позднее пришел к выводу, что гипс является продуктом изменения прослоев ангидрита в известняках. Позднейшие детальные исследования в районах Сильвил-Лейк и Нью-Йорк подтвердили эти данные. Часто ангидрит и гипс отмечаются в ассоциации с сульфидными рудными месторождениями. Это привело Ф. Ф. Осборна (Osborne, 1936) к заключению об их вторичном происхождении совместно с сульфидными телами или после их формирования.

Таким образом, представляется, что в гренвиллской серии имеется гипс как осадочного, так и гидротермального происхождения.

Наличие эвапоритовых пород важно для косвенного определения возраста гренвиллской серии. Выше указывались загипсованность, метаморфизм по калийной соли и пиритизация отложений, слагающих складчатую зону Коронейшен. Если отвлечься от различий в метаморфизме, то первичные составы серий Гренвилл и Грейт-Слейв очень близки. При этом эвапориты в гренвиллской серии распространены только на юге провинции в удалении от фронта Гренвилл. Эти обстоятельства могут свидетельствовать в пользу позднеафебийского (улканского) возраста серии и сходства ее по структурному положению с надгруппой Грейт-Слейв.

Широко распространены в составе серии Гренвилл парагнейсы. Это преимущественно кварц-микроклиновые, биотитовые, гранатовые или силлиманитовые породы. Иногда парагнейсы образуют мощные относительно монотонные толщи, переслаивающиеся с маломощными прослоями амфиболитов, кварцитов и мраморов. На юго-западе, где преобладают мраморы, парагнейсы являются вторыми по значимости породами серии. По мере уменьшения количества мраморов или их выклинивания по направлению к северо-востоку роль парагнейсов возрастает и они преобладают в разрезе. В связи с этим общая мощность парагнейсов варьирует. Наиболее мощные пачки, сложенные относительно монотонными гнейсами, наблюдаются в Адирондаке и самой южной части оз. Онтарио, а также в районе Банкрофт-Халибертон, где они до-

стигают 1000 м. Наименее измененные парагнейсы диагностируются как граувакки или туфы.

Широким распространением пользуются кварциты. Местами, например, к северо-востоку от р. Сагино, они являются доминирующим типом метасадков. Обычно кварциты образуют прослои, не превышающие 3—4 м, но иногда слагают горизонты до 150 м мощности. Прослои большей частью располагаются среди парагнейсов в верхней части серии и реже пироксен-амфиболитовых гнейсов. Кварцитовые породы представлены как в виде относительно чистых пород, так и переходными разностями между кварцитами и гнейсами, амфиболитами и мраморами. Такие кварцито-гнейсы на 60—80% состоят из кварца и в переменных количествах содержат пироксен, роговую обманку, биотит, полевой шпат, гранат.

К северо-востоку от р. Сагино роговообманковые, слюдяные или полевошпатовые кварциты более распространены, чем их мономинеральные разности. Полевошпатовые кварциты на востоке Адирондака, по предположению Баддингтона, представляют собой метаморфизованные иллитовые песчаники. Некоторые геологи предполагают, что это метаркозы. В пачках мраморов отмечаются диопсидовые, тремолитовые и флогопитовые кварциты.

Амфиболиты — обязательная составляющая часть гренвиллского разреза. Их происхождение является предметом дискуссии.

Некоторые исследователи полагают, что амфиболиты района к югу от Банкрофта являются продуктами метасоматического замещения мраморов во время внедрения гранитоидов. Подобные предположения высказываются и в отношении большинства амфиболитов, слагающих от 1/4 до 1/2 видимой части серии Гренвилл в северо-восточной части провинции (Greeg, 1945). Однако до сих пор не решен вопрос, почему в этом случае не сохранились продукты промежуточных стадий метасоматоза и сами исходные породы. Также существуют предположения, что некоторые амфиболиты представляют собой метаморфизованные аргиллитовые доломиты с небольшими вариациями состава.

В некоторых участках установлены ортоамфиболиты — продукты перекристаллизации габброидных интрузий, а также лавовых покровов и туфов. Ортоамфиболиты, метасоматические амфиболиты и предполагаемые параамфиболиты имеют очень сходный химический и минералогический состав и физические свойства, и вопрос о происхождении амфиболитов не может быть решен однозначно. Большая часть этих пород сложена роговой обманкой и андезином. Кроме того, могут присутствовать в качестве породообразующих авгит, диопсид, биотит, хлорит, скаполит, кварц, калишпат и эпидот, а в качестве аксессуаров кальцит, апатит, магнетит, ильменит, кварц-калишпат и пирит.

Пироксеновые и роговообманковые гнейсы распространены в основном в восточной части провинции. Как правило, они слагают низы разреза гренвиллской серии. Это темные мелко-, до крупнозернистых, заметно полосчатые породы, состоящие существенно из андезина, пироксена и (или) роговой обманки. В незначительных количествах присутствуют биотит, кварц и гранат.

Часто гнейсы образуют довольно однообразные толщи, состоящие из чередования пачек, обогащенных темноцветными минералами, с пачками, обогащенными плагиоклазом. Иногда в них отмечаются довольно мощные пластовые тела гранитов.

Достоверно установленные вулканы играют значительную роль в пределах гренвиллской серии только к западу от стратотипического района, в Юго-Восточном Онтарио, где они ассоциируют с граувакками, аркозами и конгломератами. Отмечается, что вулканы либо слагают низы разреза гренвиллской серии, переслаиваясь с метасадками, либо входят в состав ее фундамента.

Исходя из вариаций состава, строения и мощности гренвиллской серии, можно предполагать, что район Гренвиллской провинции представлял собой сочетание прогибов, возможно, трогового характера с разделяющими их массивами или внутренними поднятиями. В целом среднедокембрийская структура провинции Гренвилл (включая, возможно, значительную часть, занятую в настоящее время Аппалачами) была аналогична структуре провинции Чёрчилл.

Дислокации гренвиллской серии отличаются исключительной сложностью. Это объясняется прежде всего многократным наложением складчатости и метаморфизма.

Региональными исследованиями (Stockwell, 1964a, b) и детальной геолого-структурной съемкой отдельных участков (Wynne-Edwards, 1964, 1965, 1966) установлено до трех крупных деформаций, которым подверглась гренвиллская серия. Образования южнее Гренвиллского фронта были сильно метаморфизованы и смяты в складки около 1700 млн. лет назад. Затем они были повторно смяты в складки при внедрении крупных габбро-анортозитовых массивов. И наконец, подверглись интенсивной гранитизации и складчатости гренвиллского возраста в интервале 1110—850 млн. лет назад (Krogh, Davis, 1969; Snelling, 1962; и др.).

Неоднократное проявление складчатости и метаморфизма привело к созданию сложного структурного плана. Широко распространенные гранитные и гнейсовые купола затушевывают общее простирание структур. Слои гренвиллской серии в контакте с гранитными куполами простираются согласно с их очертаниями, причем падение слоев изменяется по мере удаления от ядра купола от более пологого до очень крутого в разделяющих купола поясах, где породы смяты в узкие сжатые складки. Изменения залегания слоев в структурах такого типа затушеваны региональными разломами, так что выделяются только самые крупные простиранья. Общее направление структур первого порядка северо-восточное, иногда отмечается северо-северо-западное простирание. В Адирондакских горах простирание структур близко к широтному.

Другой особенностью тектонического строения является неравномерное проявление складчатых деформаций в различных участках, что обусловлено, по-видимому, гетерогенностью и различной степенью консолидированности фундамента к началу отложения гренвиллской серии. Так, в районе Монт-Лаури отмечаются широкие складки субмеридионального простиранья с умеренными углами падения, так называемые «квазиплато структуры» (Osborne, 1936). Они установлены также в других районах провинции Гренвилл и, по-видимому, аналогичны массивам провинции Чёрчилл.

Большая часть пород, относимых к гренвиллской серии, преобразована в условиях амфиболитовой или более высоких фаций, обусловленных взаимодействием процессов контактового и регионального динамотермального метаморфизма (Engel, Engel, 1953; Buddington, 1956, 1957).

Разнообразные интрузивные образования Гренвиллской провинции могут быть сгруппированы в отдельные комплексы. Широко распространенные комплексы габбро, анортозитов, пироксеновых мангеритов известны в канадской литературе под названием серий Морин, Бакин-гем, Локаст и др. Это тесно связанная ассоциация плутонических пород, изменяющихся от анортозитов или габбро через промежуточные разновидности до сиенитов и гранитоидов. Массивы этих пород слагают пояс, который простирается от побережья Ньюфаундленд через всю провинцию Гренвилл в Адирондакские горы. Общая площадь, занятая ими, превышает 200 000 км<sup>2</sup>. По своим размерам массивы соизмеримы с батолитами гранитоидов. Один из крупнейших массивов анортозитов — Сент-Джин — обнажается на площади более 60 000 км<sup>2</sup>. Формы массивов неправильные, иногда куполовидные. В Адирондаке на основании гравиметрических данных устанавливается мощность такого массива в 3—4,5 км; он

имеет два трубообразных подводящих канала диаметром в несколько километров, уходящих на глубину более чем в 10 км. Большая часть этих интрузий имеет в различной степени выраженное расслоенное строение. Весь комплекс в целом сходен с анортозит-чарнокитовыми сериями, установленными во многих районах мира.

Большинство исследователей, работающих в разных областях Гренвиллской провинции, пришло к заключению, что плутонические породы внедрялись в порядке возрастания кислотности и что анортозиты и габбро являются, по-видимому, древнейшими интрузивными породами, прорывающими Гренвиллскую серию (Buddington, 1948; Wynne-Edwards 1965, 1966).

Однако уже в течение многих лет дискутируется вопрос о существовании гранитоидов более древних, чем анортозитовый комплекс (Katz, 1969). Существование таких гранитоидов достоверно не установлено, однако в пределах гнейсовой части гренвиллской серии довольно часто отмечаются пластовые согласные тела гранитоидов, возможно более древних, чем анортозиты.

Габбро и диабазы слагают самостоятельные тела или встречаются совместно с анортозитами. В последнем случае они большей частью представляют собой более ранние дифференциаты, залегающие в периферических частях массивов.

Анортозиты и габбро-анортозиты слагают обычно большую часть крупных, иногда многофазных интрузий. Примером такого массива, где анортозиты играют преобладающую роль, является детально описанная интрузия Мичикамау, занимающая площадь около 800 км<sup>2</sup>. Массив имеет зональное строение; краевая зона сложена оливиновым габбро и пироксеновыми троктолитами, а центральная — анортозитами и габбро-анортозитовыми троктолитами (Emslie, 1965, 1966, 1969).

Кварцевые и пироксеновые мангериты и сиениты пользуются широким распространением, слагая, как правило, оторочки анортозитовых массивов, реже образуя самостоятельные плутоны. Эти породы сильно варьируют по составу, структуре, цвету. Они включают очень широкий набор фациальных разновидностей. Некоторые из них, хотя и относятся к той же группе пород, не отличимы от гранулитов, входящих в состав фундамента. Они часто описываются как чарнокитовые гранулиты и чарнокиты, а весь комплекс в ряде работ называется анортозит-чарнокитовым.

Однако при детальных исследованиях отмечались интрузивные взаимоотношения этих пород с породами гренвиллской серии, что и обусловило отнесение их к анортозитовому комплексу. Эти породы рассматриваются как пример минералогической конвергенции. Интенсивный метаморфизм маскирует разницу между породами различного происхождения, имеющими сходный химический состав (Deland, Sater, 1967).

Кислые породы, относимые к этому комплексу, представлены кварцевыми монцонитами, гранитами, адамеллитами и сиенитами. Как правило, они слагают штокообразные тела, ассоциирующиеся с другими породами анортозит-мангеритового комплекса, реже — самостоятельные тела. К ним относятся, например, интрузии адамеллитов в районах оз. Мисстасин и бухты Девис в провинции Западный Нейн. Типичными представителями этой группы пород являются так называемые граниты типа Пайн-Хилл (Katz, 1969), включающие в себя розовые или коричневые порфириовидные граниты, сиениты, очковые гнейсы. Некоторые исследователи рассматривают их как рапакиви (Krapack, 1967).

Возраст анортозит-мангеритового комплекса дискуссионен. На основании многочисленных радиологических определений, выполненных различными методами как по породам комплекса, так и по вмещающим и секущим их образованиям, он укладывается в интервале 1400—1110 млн. лет. Породы анортозит-мангеритового комплекса, по много-

численным наблюдениям, прорывают гренвиллскую серию. Но поскольку возраст гренвиллской серии является предметом дискуссии, остается открытым и вопрос о возрасте комплекса. К тому же в работах по адирондакским анортозитам (Waard, 1967; Romey, Waard, 1966) выдвигается предположение об их догренвиллском возрасте, а следовательно, о возможности существования на Канадском щите двух анортозитовых комплексов.

Ряд геологов связывает внедрение анортозит-мангеритового комплекса с проявлением элсонской орогении 1350—1440 млн. лет назад (Stockwell, 1964a, b; Wynne-Edwards, 1966). Вместе с тем имеются сведения о том, что внедрение части анортозитов произошло до складчатости в так называемый «квазиплатформенный этап», т.е. в недеформированные, пологозалегающие породы (Engel, Engel, 1953; Buddington, 1939).

Возраст гренвиллской серии является одним из наиболее дискуссионных вопросов геологии Канадского щита. Только в течение последнего десятилетия он пересматривался неоднократно. Это объясняется высоким метаморфизмом пород серии, пестротой и сложностью ее состава и в связи с этим крайней сложностью выделения фундамента, на котором отлагались породы серии. Многие исследователи при крупномасштабной геологической съемке считают эти породы древнейшими образованиями района. Наложенные гренвиллские орогенения и метаморфизм, кульминация которых происходила в интервале 900—1100 млн. лет, в значительной мере затушевывали первичные соотношения и усложнили определение геологического возраста радиогеологическими методами.

Детальные работы по изучению соотношения гренвиллской серии и сопоставляемых с ней комплексов с образованиями Лабрадорского трога, Гурона и Анимики показали, что, возможно, эти образования являются стратиграфическими коррелятами.

Детальное исследование гуронских образований свидетельствует о том, что они не срезаются Гренвиллским фронтом, а прослеживаются южнее его в виде метаморфизованных образований и могут быть сопоставлены с гренвиллской серией (Quirke, 1924, 1926). Подобные же наблюдения существуют по району юго-восточнее Садбери (Phemister, 1960). В северо-восточной части провинции Гренвилл установлено, что породы гренвиллской серии являются стратиграфическим аналогом богатых железом пород Лабрадорского трога, которые были прослежены на протяжении около 400 км в пределах этой провинции. Существуют попытки поспитной корреляции Центрального и Южного сегментов трога (табл. 6). К таким же выводам пришел К. Х. Стоквелл (Stockwell, 1965), прослеживая горизонты мраморов и кварцитов, характерные для гренвиллской серии от Гурона до Лабрадорского трога.

Независимо от этого при детальной структурно-геологической съемке района Монт-Лаури (Wynne-Edwards, 1966) серия Гренвилл, как и серия Гурон, отнесена к нижнему протерозою.

Тем не менее необходимо отметить, что и сейчас это решение далеко не однозначно. В последние годы появились данные о возрасте фундамента гренвиллской серии порядка 1700 млн. лет. На Геологической карте Канады (Douglas, 1969a) образования гренвиллской серии, вернее, ее верхней части, сложенной в основном карбонатно-кремнистыми породами, по-видимому, на этом основании отнесены к среднему протерозою (палеогеликию).

Верхней границей гренвиллской серии является комплекс рвущих ее анортозитов, который датируется в интервале 1400—1100 млн. лет.

Учитывая все вышесказанное, принимается, что гренвиллская серия сформировалась, по-видимому, одновременно с надгруппами Гурона, Анимики и Каннаписко и может считаться их метаморфизованным аналогом.

## Формации Южного сегмента Лабрадорского трога (по: Dimroth e. a., 1970)

|                     |               |                                |           |                                                                                                                                                                                                           |
|---------------------|---------------|--------------------------------|-----------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Надгруппа Каниапско |               | Интрузивный комплекс Собилл    | —         | Граниты, кварцевые монцитониты, гранодиориты, снейт-диориты, пегматиты                                                                                                                                    |
|                     |               | Интрузивный комплекс Чибогамо  | —         | Габбро-диориты, диабазы, анортозиты, амфиболиты±гранат, ультрабазиты                                                                                                                                      |
|                     | Группа Гагнот | Формация Наулт (Меннхек)       | 150—300 м | Филлиты; кварц-слюдисто-полевошпатовые кристаллические сланцы и гнейсы — местами с силлманитом, ксанитом, роговой обманкой, гранатом; роговообманково-гранитовые амфиболиты, графитовые сланцы; мигматиты |
|                     |               | Формация Уабуш-Айрон (Сокоман) | 0—300 м   | Кварц-железистые карбонаты; оливин-пироксен-карбонатные, кварц-магнетитовые породы; кварциты, кварц-магнетит-железистые силикаты, кварц-железистые силикаты                                               |
|                     |               | Формация Хагуст (Рус)          | 0—30 м    | Кварц-слюдисто-полевошпатовые кристаллические сланцы; амфиболиты; кварц-железистые карбонаты; черты                                                                                                       |
|                     |               | Формация Вапсакату (Уншарт)    | 0—185 м   | Мета- и ортокварциты, метачерты, железосодержащие кварциты, гранатосодержащие кварциты, гриты, конгломераты                                                                                               |
|                     |               | Н е с о г л а с и е            |           |                                                                                                                                                                                                           |
|                     |               | Формация Дулей (Денаулт)       | 0—180 м   | Мраморы, содержащие иногда кварц, флогопит, амфиболы, пироксены; конгломераты                                                                                                                             |
|                     |               | Формация Катсао (Аттикамаген)  | 0—300 м   | Кварц-слюдисто-полевошпатовые кристаллические сланцы и гнейсы иногда с гранатом, ксанитом, роговой обманкой; графитовые сланцы, мигматиты                                                                 |
| Архей               |               | Комплекс Ашунипи               |           | Гнейсы, гранулиты, чарнокиты и интрузивы фундамента                                                                                                                                                       |

На Геологической карте Канады масштаба 1:5 000 000 (Douglas, 1969a) отложения, предположительно эквивалентные по возрасту породам надгруппы Каниапско, показаны в Северном Лабрадоре в горах Торргат, протягивающихся по побережью Лабрадорского моря. Степень метаморфизма этих пород очень разнообразна — от почти неметаморфизованных до глубоко переработанных (Taylor, 1969, 1970; Wheeler, 1964).

Глубоко метаморфизованные породы представлены обычно гиперстен-кварц-полевошпатовыми, биотит-гиперстен-кварц-полевошпатовыми, гранат-полевошпатовыми гнейсами иногда с примесью графита или роговой обманки. Наряду с гнейсами в разрезе присутствуют гранито-гнейсы, амфиболиты, кварциты, известково-кремнистые породы, мраморы. Из набора пород видно, что разрез очень схож с гренвиллской серией. Эти образования прорваны интрузивными комплексами, аналогичными комплексам, развитым в Гренвиллской провинции: адамеллитами, гранодиоритами, анортозитами, гранитами, диабазами, перидотитами, серпентинитами и т. д.

Описанные слои слагают крупные складки субмеридионального простирания. Углы падения слоев лежат обычно в пределах 70—85°.

К востоку от интенсивно метаморфизованных образований, в районе Саглек-Фьорда, лежит поле пород с меньшим метаморфизмом. Эти

породы объединены в формацию Рама и представлены ортокварцитами и слюдястыми кристаллическими сланцами.

В районе островов Кад, Гримингтон и более северных выделена группа Магфорд, сложенная глинистыми, кремнистыми сланцами, карбонатами и эффузивами основного состава. Породы эти очень слабо метаморфизованы. Образуют широкие протяженные мульды с пологими (до 20°) бортами.

Радиометрические определения, в основном К—Аг методом по слюдам, дают очень противоречивые данные. Так, в высоко метаморфизованных породах цифры не превышают обычно величин 1265, 1300, 1550 млн. лет (Taylor, 1970). Из образований групп Магфорд и Рама есть в 2225—2045 и 948 млн. лет. Порядка 1200—1600 млн. лет получены цифры и из прорывающих описанные образования интрузий. Таким образом, радиометрические определения на современном этапе не могут быть использованы достаточно объективно для определения возраста пород побережья Лабрадорского моря. Тем не менее, учитывая литологическое сходство наборов пород с таковыми Гренвиллской провинции и Лабрадорского трога, можно считать их среднедокембрийскими.

### *Великие Равнины и Мидконтинент*

Под территориями Великих Равнин и Мидконтинента понимают обычно западную и южную части древней Северо-Американской платформы, где ее фундамент погребен под фанерозойским чехлом. Большинство исследователей предполагается, что вышеописанные докембрийские провинции Канадского щита прослеживаются под этим чехлом вплоть до складчатых обрамлений платформы (Engel, 1963; Muehlberger e. a., 1966, 1967; Douglas e. a., 1970; и др.).

Докембрийские породы Великих Равнин и Мидконтинента изучены многочисленными скважинами. На юго-западном продолжении провинций Слейв и Бер (Burwash e. a., 1966; Douglas e. a., 1970) погребенные склоны щита сложены метаморфическими и изверженными породами с изотопным возрастом 2000—1600 млн. лет; подобные породы развиты на непосредственном продолжении провинции Чёрчилл. Южнее, на продолжении провинции Сьюпириор, кристаллические сланцы и гранитоиды имеют возраст 2000 млн. лет. Столь же древние образования выступают на поверхность в Скалистых горах. Некоторые авторы (Engel, 1963; Muehlberger e. a., 1967; Hills e. a., 1968) полагают, что эти две области соединяются в единую провинцию под чехлом Великих Равнин, но эта трактовка не доказана.

На юге Великих Равнин фундамент сложен кристаллическими породами, изотопный возраст которых оказывается меньше 1400—1500 млн. лет. Здесь широко распространены гнейсы и кристаллические сланцы, по-видимому, ранне- и, может быть отчасти, среднедокембрийского возраста, переработанные и «омоложенные» под влиянием позднедокембрийских гранитов. Об этом свидетельствуют «реликтовые» датировки в 1800—1600 млн. лет (Muehlberger e. a., 1966; Edwards, 1966) в пределах широкой зоны на севере провинции. Эти кристаллические породы как будто не отличаются от развитых в древних провинциях на севере платформы. В поднятии Льяно, например, обнажены гнейсы и сланцы, разделенные на две формации общей мощностью более 7000 м (Lidiak e. a., 1961; Zartman, 1964).

Нижняя формация Балли-Спринг состоит из мелкозернистых полосчатых гнейсов с редкими прослоями кварцитов, известково-силикатных пород и основных сланцев. Верхняя формация Паксадл имеет следующий разрез:

- 1) мраморы и известково-силикатные породы, переслаивающиеся с графитовыми и амфиболитовыми сланцами и лептитами, 1000 м;
- 2) амфиболитовые, реже графитовые сланцы, 500 м;
- 3) преобладание лептитов, 1000 м.

Породы метаморфизованы в высоко-, местами в низкотемпературной областях амфиболитовой фации. Для многих сланцев характерно присутствие силлиманита, граната, кордиерита, андалузита, волластонита, тогда как ставролит и кианит отсутствуют. Породы смяты в широкие открытые складки северо-западного простирания.

Подобные сланцы и гнейсы широко распространены под чехлом и в других районах на юге Великих Равнин (Flawn, 1956), однако преимущественным развитием пользуются разнообразные гранитоиды, многие из которых, вероятно, также относятся к среднему докембрию.

## **Средний докембрий в складчатых поясах**

### *Аппалачский и Южно-Кордильерский пояса*

В Аппалачах докембрийские толщи четко подразделяются на два разделенные угловым несогласием комплекса — нижний и верхний. Нижний повсеместно представлен высоко метаморфизованными, гранитизированными и интенсивно складчатыми отложениями; верхний сложен осадочно-вулканогенными дислоцированными, но не метаморфизованными породами.

В Южных Кордильерах все отложения, относящиеся к докембрию, интенсивно метаморфизованы и дислоцированы.

И в Аппалачах, и в Южных Кордильерах радиометрические определения группируются в интервале 800—1000 млн. лет, т. е. отражают возраст гренвиллского диастрофизма (King, 1970; Cserna, 1970; и др.). Это создает значительные трудности в расчленении докембрия, развитого на указанных территориях, ибо не исключено, что в метаморфическом комплексе Аппалачей присутствуют отложения большей половины верхнего докембрия, а в Южных Кордильерах — весь верхний докембрий.

В Канадской части Аппалачей докембрий слагает западную часть о. Ньюфаундленд (Riley, 1962; Poole e. a., 1970) и представлен двумя комплексами.

Комплекс Лонг-Рейндж сложен кристаллическими сланцами, гнейсами и кварцитами. Считается, что все толщи образовались из осадочных пород: псаммитов и пелитов, которые претерпели метаморфизм альмандин-амфиболитовой субфации.

Комплекс Индиан-Хед-Рейндж слагает несколько небольших выходов и представлен дериватами интрузивных пород, от основных до кислых. Значительное место занимают анортозиты.

Мощности и взаимоотношения между комплексами не известны. Они интенсивно дислоцированы. Простирание осей складок северо-восточное.

По биотиту из гранитов, прорывающих отложения комплекса Лонг-Рейндж, К—Аг методом получены цифры 945 и 960 млн. лет. От серии Гренвилл их отличает отсутствие карбонатов в разрезе.

В Аппалачских горах метаморфический комплекс слагает осевую зону поднятия Блу-Ридж и гнейсовые купола Балтиморы (King, 1970; Bryant, Reed, 1970; Rankin e. a., 1969).

Здесь наиболее широко представлены различные гранитоиды, выделяющиеся под разными местными названиями. В них присутствуют ксенолиты, иногда довольно крупных размеров, сложенные кристаллическими сланцами и гнейсами, образовавшимися за счет переработки осадочных и вулканогенных пород. Предполагается, что среди последних значительное место занимали кислые эффузивы. Первичными осадочными породами, как полагает ряд исследователей, являлись аргиллиты, аркозовые песчаники, мергели, доломиты, туфы. Некоторые исследова-

тели допускают, что значительное количество кислых «плутонических» пород образовалось из аркозовых песчаников (Eckelmann, Kulp, 1956a).

Радиометрические определения по гнейсам и гранитам дают возраст в пределах 800—1100 млн. лет (Eckelmann, Kulp, 1957; Tilton e. a., 1958, 1960; Long e. a., 1959; Rankin e. a., 1969; King, 1970). Так, изотопный U—Pb возраст гранитов и гнейсов определен в 1070—1150 млн. лет, Rb—Sr — 880 млн. лет, K—Ar — 800 млн. лет. Эти датировки показывают, что метаморфические комплексы Блу-Ридж и Балтиморских куполов являются, по-видимому, среднедокембрийскими, хотя в них, возможно, присутствуют и низы верхнего докембрия.

Докембрий Южных Кордильер изучен очень слабо, хотя в последние годы выяснено, что он слагает значительные площади на юге Мексики, в Гватемале и Гондурасе (King, 1969; Cserna, 1970).

На территории Гватемалы и Гондураса широко развиты гранат-слюдяные гнейсы и гнейсы гранитного состава, переслаивающиеся с мраморами, амфиболитами, слюдяными, графитистыми сланцами и филлитами (серия Чуакус). Эти толщи прорваны гранитоидными интрузиями, объединенными в комплекс Рабинал (Gomberg e. a., 1968). Радиометрический возраст циркона из гнейсов 970—1020 млн. лет, а из гранитов, их прорывающих, — 490—505 млн. лет.

Простираения складчатых структур, как правило, северо-восточные. На юго-западе они резко срезаны береговой линией, что указывает на возможное продолжение докембрийских структур на территорию шельфа. Аналогичная картина наблюдается и на восточном побережье. Уже в центральных районах Гватемалы северо-восточные простираения докембрийских структур сменяются на широтные, и докембрийские структуры параллельно хр. Сьерра-де-лас-Минас прослеживаются в Гондурас, где обрезаются береговой линией Карибского моря.

Близкие по составу кристаллические толщи распространены и в Мексике. На крайнем северо-западе они, как указывалось, относятся, по изотопным датировкам, к среднему докембрию. В восточных районах Мексики — в центральных и южных частях, Восточной Сьерра-Мадре и на юге страны, в хр. Южная Сьерра-Мадре — они характеризуются меньшими значениями изотопного возраста (King, 1969; Cserna, 1970, 1971a, b).

На восточном окончании хр. Сьерра-Мадре известны два выхода докембрийских пород. В одном (окрестности Ла-Хойа) вскрыты переслаивающиеся слюдяные сланцы, кварциты, мраморы, пироксениты, графитовые сланцы и разнообразные по составу гнейсы, обильно пропитанные гранитными пегматитами и гранитными интрузиями. K—Ar определения по биотиту из пегматитов показали возраст 920 млн. лет. Во втором выходе (окрестности Саачилла) преобладают гнейсовые толщи, рассеченные флогопитовыми пегматитами. В целом породы очень сходны с отложениями окрестностей Ла-Хойа. По флогопиту K—Ar методом возраст пегматитов определен в 940 млн. лет.

Выходы аналогичных по составу, степени метаморфизма и характеру дислокаций толщ прослеживаются в виде широкого пояса вдоль южного побережья Мексики и далее на запад, вплоть до залива Бандерас. Их возраст долгое время оставался дискуссионным и обычно определялся как палеозойский (Carta Geologica..., 1956), но в свете современных радиометрических данных пересмотрен в сторону удревнения (King, 1969).

В осевой зоне хр. Восточная Сьерра-Мадре (окрестности Сьюдад-Виктории) докембрийские породы разделяют на два комплекса. Нижний сложен различными по составу гнейсами, иногда очковыми. Они интенсивно деформированы и, судя по сланцеватости, образуют круглые линейные складки, шарниры которых погружаются в северо-восточном направлении. Гнейсы секутся досилурийскими дайками слабо метамор-

физованных диабазов. Возраст гнейсов по К—Аг определениям составляет около 740 млн. лет.

Верхний комплекс представлен сланцами Граньяно — хлоритовыми, серицитовыми и слюдистыми, обильно насыщенными кварцевыми жилами. Сланцы Граньяно отличаются от большинства пород Мексики меньшей степенью метаморфизма. Их соотношения с нижним комплексом затושеваны разрывными нарушениями.

На остальной территории хр. Восточная Сьерра-Мадре метаморфические образования не охарактеризованы радиометрически, но с той или иной вероятностью могут быть сопоставлены с одним из вышеописанных комплексов. На юге и в средней части хребта имеются выходы разнообразных гнейсов, аргиллитов, слюдяных, тальковых и графитовых сланцев. В более северных районах встречаются риолиты и их туфы, метаморфизованные в фации зеленых сланцев; они интенсивно деформированы и с угловым несогласием перекрыты фанерозойскими отложениями разного возраста.

Глубоко метаморфизованные отложения южных и центральных частей Мексики и юга территории США сходны с гнейсами и кристаллическими сланцами Северо-Западной Мексики, где их возраст определен как среднедокембрийский. С другой стороны, эти породы аналогичны породам кристаллического фундамента юго-востока Северо-Американской платформы и древнейших комплексов Аппалачей, которые, как указывалось, также представляют собой доверхнедокембрийские образования, подвергшиеся плутонической регенерации около 900—1100 млн. лет назад. Все это позволяет предполагать, что выходы глубоко метаморфизованных пород в Южных Кордильерах некогда принадлежали к описанной выше зоне верхнедокембрийской магматической активизации, протягивавшейся единым поясом от провинции Гренвилл через юго-восточную окраину платформы и Аппалачей до стран Центральной Америки; здесь она обрывается современной береговой линией Тихого океана.

Слабо метаморфизованные комплексы Мексики, может быть, следует сопоставлять со складчатыми комплексами верхов верхнего докембрия в Аппалачах и Уошито.

### *Кордильерский пояс*

В Кордильерском поясе средний докембрий пользуется широким распространением, слагая выступы фундамента и ядра поднятий. Однако выделение его из состава ниже-, а местами, возможно, и верхнедокембрийских образований представляет большую трудность. Это удалось сделать только в Центральном Скалистом горах и на плато Колорадо.

В Центральном Скалистом горах средний докембрий представлен сравнительно слабо метаморфизованными породами, приуроченными к юго-восточной области. В горах Медисин-Боу мощный (8000 м) разрез среднего докембрия начинается формацией Дип-Лейк (650 м), залегающей на нижнедокембрийских гнейсах и сложенной метакварцитами с прослоями мелкогалечных конгломератов (Cloud, 1971). Она постепенно переходит в группу Либби-Крик, подразделенную на следующие формации:

Сланцы Хедквартерс (около 950 м) — тонкополосчатые кварц-хлоритовые зеленые сланцы с прослоями метакварцитов, метадоломитов и рассланцованных тиллитов.

Метаграувакки Херт (500 м) — метаграувакки и хлоритовые филлиты, большей частью косослоистые.

Метакварциты Медисин-Пик (1850 м) — в нижней части кианитовые, в верхах прослой конгломератов.

Сланцы Лукаут (400 м) — слюдяные сланцы и филлиты с тонкими прослоями метакварцитов, мраморов, магнетитовых сланцев.

Метакварциты Сагарлоф (650 м).

Формация Наш (800 м) — органогенные карбонатные породы с прослоями графитовых и известковистых филлитов, темных мусковит-хлоритовых сланцев, яшм. Преобладают строматолитовые биогермные, иногда рифовые известняки.

Филлиты Андерсон (550 м) — с прослоями метадоломитов и тальковых сланцев.

Мраморы Рейндж (750 м) — с редкими прослоями сланцев и яшм.

Зеленокаменные породы Таунер (300 м).

Сланцы Френч (650 м) — глинистые сланцы и филлиты с тонкими прослоями метакварцитов.

Возможно, охарактеризованный разрез представлен мелководными, частью континентальными фациями. Они сильно дислоцированы, будучи смяты в крутые складки северо-восточного простирания, и интродуцированы силлами габбро, небольшими штоками и дайками гранитных и сиенитовых пород, а также габбро и диабазов.

Описанные породы ранее относили к верхнему докембрию, однако изотопные определения неожиданно показали их древний возраст (Hills *et al.*, 1968). Возраст метаморфизма нижней свиты Дип-Лейк равен 1840 млн. лет; метаморфизм группы Либби-Крик также датируется в 1700—1800 млн. лет (Cloud, 1971).

Вероятно, с этим разрезом могут быть сопоставлены сравнительно слабо метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы, развитые в соседнем хр. Ларами. Здесь они слагают следующий разрез 750-метровой мощности (Short, 1958):

1) роговообманковые сланцы; 2) доломиты; 3) кристаллические сланцы; 4) переслаивание кварцитов и филлитов; 5) амфиболиты; 6) гранатовые сланцы; 7) конгломераты и эффузивы.

По-видимому, подобные же породы имеются в составе докембрия и в поднятии Хартвилл (McGrew, 1963).

Похожие образования общей мощностью свыше 6000 м развиты на севере поднятия Блэк-Хилс, где расчленены на формации (Noble, Hawder, 1948):

Пурман (около 700 м) — преобладают серые филлиты.

Хомстейк (70—100 м) — сидероплезит-кварцевые сланцы.

Эллисон (1300—1600 м) — филлиты и кварциты.

Нортуэстерн (более 1300 м) — главным образом филлиты.

Флаг-Рок (до 1700 м) — серые и черные (пиритовые) филлиты и кварциты; маломощные пласты сидероплезитовых сланцев, песчанистых сланцев, яшм; породы залегают на разных толщах свиты Эллисон и Нортуэстерн с географическим несогласием.

Гриэли (1000 м) — филлиты; формация несогласно перекрыта верхним кембрием.

К востоку от описанного разреза метаморфизм пород довольно быстро усиливается, так что филлитовым породам здесь соответствуют гранатовые и ставролитовые, а сидероплезитовым — кумингтонитовые разновидности (альмандин-ставролитовая субфация). Метаморфизм связывают с влиянием не вскрытых эрозией гранитов. Выведенные на поверхность интрузивы представлены небольшими телами основных пород, превращенных в амфиболиты.

В южной части поднятия Блэк-Хилс породы метаморфизованы в целом более интенсивно. Как и на севере, метаморфизм зональный, причем закартированная здесь силлиманитовая изографа пересекает стратиграфические границы. В разрезе метаморфических пород, изученном на одном из участков (Redden, 1968), выделены следующие формации:

Вандерлер (до 750 м) — амфиболитовые и гранатовые сланцы и гнейсы, кварциты.

Лоус (200—270 м) — биотит-гранатовые и мусковитовые, иногда ставролитовые, кордиеритовые сланцы.

Багтаун (до 2300 м) — кварц-слюдяные, часто гранатсодержащие сланцы с прослоями гранат-биотитовых и ставролитовых сланцев и железистых пород (магнетит-гюбнерит-кварцевых сланцев).

Кроу (до 300 м) — роговообманковые, кальцит-роговообманковые, актинолитовые, диопсидовые, скаполитовые сланцы, кварциты (часто кванитовые).

Майо (2700 м) — кварц-слюдяные сланцы, нередко богатые гранатом и ставролитом, местами с прослоями метаконгломератов и грубозернистых метапесчаников.

Все эти толщи содержат силлы и дайки основных пород, превращенных в амфиболиты.

Отмечается сложное строение области. Основной структуры служат крупные и сингенетичные с ними малые складки северо-северо-западного направления, на которые наложены более поздние структурные элементы: мелкие складки северо-восточного простирания и более поздние куполовидные поднятия разных масштабов.

Местами распространены крупные выходы гранитов. Широко развиты также пегматиты, образующие два крупных рудоносных узла: в подняттии Ниггер-Хил на севере района и в подняттии Харней-Пик на юге. С конца прошлого века они служат поставщиками олова, тантала, лития, бериллия, а также ряда нерудных ископаемых, в первую очередь слюд.

Возраст метаморфических и гранитных пород определен К—Аг и Rb—Sr методами в 1700—1800 млн. лет (Peterman, Hedge, 1964), хотя известны и более древние цифры — до 2000 млн. лет (Wetherill *et al.*, 1956). Последние исследования (Zartman *et al.*, 1964, 1967) показали, что некоторые гнейсовидные граниты имеют возраст более 2500 млн. лет (Rb—Sr определения по разным минералам и породам в целом и U—Th определения по цирконам без признаков обломочного происхождения). Но соотношения этих гранитов с осадочно-метаморфическими образованиями дискуссионны, и хотя в последних работах граниты трактуются как самые древние образования, это мнение не является строго аргументированным. Если граниты моложе описанных осадочных пород, то, вопреки принятому здесь представлению, эти породы следует рассматривать как нижнедокембрийские и сопоставлять с породами типа серии Тазин на Канадском щите.

В других районах Скалистых гор отложения среднего докембрия выделяются с большим трудом и менее уверенно, так как изотопные датировки этого возраста (1600—1800 млн. лет) оказываются здесь в равной мере присущими и нижнедокембрийским породам, подвергшимся омоложению. В северных районах (горы Сноукрест, Литл-Белт) первично-осадочные отложения среднего докембрия, по-видимому, отсутствуют, образования этого возраста представлены только интрузивными породами. Это, прежде всего, гранито-гнейсы Диллон с возрастом 1600 млн. лет, которые мигматизируют нижнедокембрийские серии Пони и Шерри-Крик и с которыми, по крайней мере отчасти, связан диафторез этих серий в амфиболитовой фации (Gilletti, 1963, 1966a, b). К среднему же докембрию здесь, вероятно, относятся прорывающие гранито-гнейсы Диллон перидотиты и другие ультраосновные породы, а также более молодые граниты и многочисленные диабазовые дайки, которые секут все перечисленные породы, но не встречаются в позднедокембрийских породах нагруппы Белт.

В Южных Скалистых горах среднедокембрийский возраст, возможно, имеют некоторые менее метаморфизованные по сравнению с нижнедокембрийской серией Айдахо-Спрингс осадочные и вулканогенно-осадочные образования. С большей уверенностью выделяются среднедокембрийские гранитоиды, которые связываются во времени с наложенной складчатостью и повторным метаморфизмом серии Айдахо-Спрингс; их возраст изохронным методом определен в 1650—1750 млн. лет (Peterman, Hedge, 1968). Эти гнейсовидные гранитоиды слагают глубинные синтетектонические конкордантные массивы типа батолита Боулдер-Крик (Peterman *et al.*, 1968), которые рассматриваются как древнейшие в

сложной последовательности гранитных интрузий, проявившихся в южных районах Соединенных Штатов Америки.

В пределах плато Колорадо средний докембрий обнажен на значительных площадях на юго-западной окраине и, судя по более мелким выходам в подошве верхнедокембрийских отложений в других участках плато, образует фундамент всего Колорадского массива (Bayley, Muchlberger, 1968).

На юго-западной окраине плато средний докембрий представлен очень мощными (14—18 тыс. м) сериями гнейсов и кристаллических сланцев, известных под названиями Явапай и Пинал (Anderson, Creasey, 1958). В разных соотношениях и в разной стратиграфической последовательности в их составе участвуют: амфиболиты и зеленые сланцы, нередко с сохранившимися амигдалоидными и подушечными текстурами, слюдяно-кварцевые и хлорит-слюдяно-кварцевые, часто гранатосодержащие сланцы, филлиты, метариолиты и метатUFFы, кварциты, иногда железистые породы. Стрoение разреза изучено недостаточно. Обычно считают, что в нижней половине разреза (подсерия Аш-Крик) резко преобладают породы вулканического происхождения, главным образом основные, а в кровле подсерии — кислые; верхние же 7—10 тыс. м (подсерия Олдер) характеризуются преобладанием терригенных пород (Anderson, 1951).

Последние исследования поставили под сомнение принадлежность терригенных отложений Олдер к серии Явапай, ввиду их неясного стратиграфического положения (Anderson e. a., 1971). Вулканогенные же образования разделены на подсерии Аш-Крик и Биг-Баг. Более сильная деформация и метаморфизм подсерии Биг-Баг и некоторые другие данные как будто указывают на ее более низкое стратиграфическое положение, но изотопные определения возраста противоречат этому, так что соотношения подсерий остаются спорными.

Подсерия Аш-Крик расчленена на:

- 1) подушечные базальты Гаддес, основание которых не обнаружено;
- 2) риолиты Баззард, включающие также кислые туфы и брекчии;
- 3) базальты Ши, местами замещаемые андезитами и дацитами;
- 4) риолиты Десепшен с прослоями туфов и брекчий;
- 5) дацитовые лавы, туфы и брекчии формации Грейпвайн-Галч.

Возраст циркона из риолитов Десепшен — 1820 млн. лет.

В составе подсерии Биг-Баг выделены вулканисты:

- 1) Грин-Галч — подушечные базальты с прослоями риолитов и туфов;
- 2) Спад-Маунтин — главным образом андезитовые и риолитовые туфы и брекчии с прослоями базальтов;
- 3) Айрон-Кинг — переслаивание риолитов и кислых туфов внизу и подушечные базальты сверху.

Возраст циркона из риолитов Спад-Маунтин 1775 млн. лет.

Мощности обеих подсерий в сумме составляют около 1400 м. Среднедокембрийские сланцы интенсивно дислоцированы и инъецированы интрузиями габбро, диоритов и гранитондов, возраст которых определен в 1650—1770 млн. лет (Livingston, Damon, 1968). Вулканисты подсерии Биг-Баг смяты в сильно сжатые, изоклинальные складки и рассланцованы, тогда как для подсерии Аш-Крик характерны открытые складки и отсутствие сланцеватости. Наиболее типично северо-восточное простирание складок (Деймон, Джилетти, 1963); судя по геофизическим данным, оно является региональным и характеризует фундамент всего плато Колорадо.

В центре плато сланцам Явапай соответствуют похожие на них сланцы Вишну (Кинг, 1961; и др.). Их изотопный возраст несколько омоложен и составляет 1550—1350 млн. лет; однако недавно были получены обычные для среднего докембрия цифры — 1700—1850 млн. лет (Cloud, 1971).

На северо-восточном фланге плато Колорадо докембрий слагает небольшой кристаллический массив Нидл-Маунтинс (в горах Сан-Хуан) и другие выходы (Baars, See, 1968; Barker, 1969). Самые древние образования района представлены конгломератами Вальесито и согласно перекрывающей их формацией Эрунг. Первые состоят из галек кварца и кварцитов, реже зеленых сланцев, сцементированных кварц-серицитовой массой, мощность их не менее 800 м. В формации Эрунг преобладают зеленокаменные породы, состав которых укладывается в рамки магматической дифференциации (от толентов до риодацитов), а мощность измеряется тысячами метров. Возраст метаморфизма определен изохронным Rb—Sr методом в 1805 млн. лет (Barker *et al.*, 1969). Породы интенсивно дислоцированы и содержат тела различных по составу гранитоидов, возраст которых колеблется в интервале 1780—1670 млн. лет (Hedge *et al.*, 1968; Bickford *et al.*, 1969). Такой же, вероятно, состав и возраст имеют докембрийские выходы в расположенных южнее горах Зунни.

На юге Большого Бассейна известны метаморфические и изверженные породы, слагающие многочисленные, но мелкие выходы среди более молодых отложений. Они представлены различными гнейсами, кристаллическими сланцами, в меньшей мере — кварцитами и мраморами, а также разнообразными гранитоидами (Miller, 1946; Grose, 1959; Dreyes, 1963).

Древний возраст этих пород определяется налеганием на них верхнедокембрийской серии Парамп (Kupfer, 1960) и данными радиогеохронологии, согласно которым верхняя возрастная граница их составляет 1700—1800 млн. лет; имеющиеся меньшие значения изотопного возраста являются, видимо, омоложенными (Lanphere, 1964; Wasserburg, Lanphere, 1965). Нижняя граница рассматриваемых образований не определена. Возможно, что они заключают в себе разновозрастные комплексы, разделенные крупными перерывами и несогласиями. Косвенным свидетельством тому может служить присутствие в их составе метаконгломератов с галькой гнейсов и кварцитов, а также признаки двух стадий метаморфизма (Kupfer, 1960).

О наличии докембрийских отложений в западных зонах Кордильер можно судить только по косвенным признакам. Развитые здесь гранитоидные массивы, включая такие гигантские батолиты, как Кламатский, Сьерра-Невадский и Южно-Калифорнийский, на основе геологических и радиологических данных относят к мезозою. Между тем не исключено, что часть этих гранитов, как и заключенных в них ксенолитов метаморфических пород, имеет более древний, докембрийский возраст. Отдельные цифры изотопного возраста как будто подтверждают это. Например, в Южно-Калифорнийском батолите были обнаружены граниты, содержащие циркон с возрастом 1700 млн. лет (Banks, Silver, 1963). Для некоторых ксенолитов устанавливается длительная и сложная история развития, включающая до трех фаз складчатости догранитного возраста (Kistler, Batleman, 1966), что также может служить указателем на древний возраст пород.

В северных районах Мексики, в частности в штате Сонора среднедокембрийские образования известны в небольших выходах недалеко от побережья Калифорнийского залива (Cserna, 1970). В районе города Каборка вскрываются кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты и метавулканические породы, прорванные гранитоидами. Алибо и несогласно перекрытые позднедокембрийскими осадочными толщами. В соседних отложениях присутствуют кварц-мусковитовые, хлоритовые и амфиболитовые сланцы, рассланцованные кварциты и амфиболиты. Они устойчиво коррелируются со сланцами Пинал Аризоны. Радиометрические K—Ar определения по слюдам из сланцев и прорывающих их гранитов дают возраст около 1650 млн. лет.

Таким образом, среднедокембрийские комплексы достоверно установлены на юге и юго-западе США. Детали их строения показывают, что здесь были развиты геосинклинальные прогибы, сходные по формационному выполнению с прогибами Центрально-Канадской системы. Учитывая северо-восточные и юго-западные простирания складок в сериях Явапай, Пинал и Вишну, северные и северо-западные простирания слоев в поднятии Блек-Хиллс, можно предположить, что эти складчатые зоны обтекали крупный блок Центральных Скалистых гор, внутренняя часть которого сложена нижнедокембрийскими образованиями.

Не исключено, что южнее этого блока существовали и более мелкие массивы. В пользу этого говорят некоторые изменения фаций мощностей толщ среднего докембрия в более южных районах. Но интенсивная переработка более молодыми процессами не позволяет в настоящее время провести здесь детальное тектоническое районирование.

Ряд небольших выходов метаморфизованного и потому нерасчлененного докембрия известен и в других районах Скалистых гор (Gabrielse, 1963). Наиболее крупные выходы метаморфические сланцы образуют на севере Канадских Кордильер, в Юкон-Тананском междуречье. Эти породы слагают Юконский кристаллический массив, протягивающийся в северо-западном направлении вдоль крупных линейментов — рва Тинтина и разлома Денали (Gates, Gryc, 1963; Roddick e. a., 1967). На Аляске, где они именуются сланцами Берч-Крик (Mertie, 1937), преобладают кварц-слюдяные сланцы и кварциты, подчиненную роль играют графитовые сланцы, биотитовые, роговообманковые, гранитовые гнейсы, амфиболиты (Holmes, 1965; Foster, 1967). Породы нацело перекристаллизованы, и лишь в единичных случаях в них можно наблюдать реликты исходных осадочных текстур. В верхах разреза появляются кристаллические известняки; значительную роль приобретают также кварц-хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы, образовавшиеся, возможно, за счет кислых эффузивов. Магматическое происхождение приписывается также гнейсам (гнейсы Пелли), залегающим в разрезе сланцев Берч-Крик.

Толща сланцев характеризуется сложной структурой при общем преобладающем северо-восточном простирании. Полная мощность их неизвестна, по приближенной оценке она измеряется тысячами метров.

По некоторым данным (Wahrhaftig, 1968), сланцы Берч-Крик несогласно перекрыты кварц-серицитовыми сланцами и рассланцованными конгломератами свиты Киви-Пик, которые, возможно, также относятся к докембрию.

На канадской территории сланцы, подобные Берч-Крик, выделяют под названием «юконских» либо под разными местными названиями. Так, в районе Клондайка (Bostock e. a., 1957) они известны как серия Нейсин, в которую включают мощные толщи грубозернистых кристаллических сланцев, кварцитов и парагнейсов, в верхах сменяющихся менее метаморфизованными породами, возможно, палеозойского возраста. Комплекс включает также кварц-слюдяные, серицитовые и хлоритовые сланцы (сланцы Клондайк) и гранито-гнейсы (гнейсы Пелли) интрузивного происхождения. На юге Юконского массива выделен комплекс Биг-Салмон, который включает метаосадочные и метавулканические породы, в разной степени метаморфизованные (Mulligan, 1963). Сложная структура не позволила расчленить комплекс. Преобладающим развитием пользуются слюдяные кварциты, кварц-слюдяные сланцы и биотитовые гнейсы, которым подчинены мраморы, амфиболиты и роговообманковые и гранат-роговообманковые гнейсы. К верхам разреза приурочены зеленые сланцы, которые подстилают миссисипий без видимого несогласия. Возможно, эти зеленосланцевые образования относятся к палеозою.

Некоторые авторы (Muller, 1967) указывают на зональный характер метаморфизма, отмечая приуроченность более интенсивно метаморфизованных пород (ставролит-альмандиновая субфация) к границам с крупными интрузивными телами.

Резкое отличие в литологии и значительно более высокий метаморфизм сланцев Берч-Крик по сравнению с верхнедокембрийской серией Тиндир, с которой они почти соприкасаются по р. Юкону, дало основание предположить раннедокембрийский возраст сланцев Берч-Крик (Mertie, 1937). Проведенные позднее изотопные определения дали сильно заниженные цифры — 140—220 млн. лет (Lowdon, 1960, 1961; Lowdon e. a., 1963), что, по мнению некоторых геологов (Muller, 1967), указывает на мезозойский возраст метаморфизма. Другие исследователи (Wasserburg e. a., 1963) полагают, что возраст метаморфизма может быть определен в 660—1170 млн. лет с последующим омоложением 120—180 млн. лет. С другой стороны, в некоторых метаморфических сланцах, похожих на Берч-Крик (например, в сланцах Тотатлантика), в последние годы была обнаружена палеозойская фауна (Wahrhaftig, 1968).

Интересную попытку установить историю древних кристаллических сланцев путем реконструкции последовательной смены минеральных ассоциаций предприняли Д. М. Раган и Дж. У. Хокинс (Ragan, Hawkins, 1966). В сланцах Берч-Крик в горах Рейнбоу (северные склоны Аляскинского хребта) ими было выявлено четыре цикла преобразований: 1) метаморфизм в условиях гранулитовой фации (докембрий); 2) метаморфизм в амфиболитовой фации (докембрий — ранний палеозой?); 3) синкинематический зеленосланцевый метаморфизм (преддевонский); 4) мезозойская син- или постинтрузивная рекристаллизация в фации зеленых сланцев на контактах мезозойских интрузивов.

Подобный характер метаморфических явлений установлен и в других участках. Там, где детали изучены, указывают Д. М. Раган и Дж. У. Хокинс, выяснено, что сланцы Берч-Крик являются полиметаморфическими образованиями. В окрестностях Фэрбенкса низкотемпературная рекристаллизация наложена на сланцы кванитовой зоны (Forbes, Brown, 1961). С диафторитами ассоциируют сланцы, филлиты и мраморы, не обнаруживающие следов более раннего высокотемпературного метаморфизма, что свидетельствует о двух разобщенных во времени этапах седиментации и метаморфизма. Такие же соотношения известны в Кантишна-Хилс, а также вдоль шоссе Ричардсон. Имеющиеся данные указывают на досреднепалеозойский, вероятно, доордовикский возраст метаморфизма амфиболитовой фации; возраст же гранулитового метаморфизма, несомненно, докембрийский.

Породы гранулитовой фации известны и в других районах Аляски, в частности, у северного подножья хр. Рейнбоу. В восточной части Юкон-Тананского нагорья включения гранулитовых пород обнаружены в лавах современного вулкана Пиндл. Эти и другие данные, полагают упомянутые авторы, свидетельствуют о наличии докембрийского основания, подстилающего большую часть п-ова Аляска.

Крайним северо-западным выступом докембрия в Кордильерах являются метаморфические толщи п-ова Сьюард. В поле развития этих пород в ряде участков была обнаружена палеозойская фауна, так что в последние годы многие исследователи склонны рассматривать весь метаморфический комплекс в качестве палеозойского. Значительная часть пород относится, вероятно, к докембрию.

Метаморфический комплекс состоит из двух различающихся по литологии и степени метаморфизма серий, соотношения между которыми точно не установлены (Moffit, 1913). Нижняя серия Киглуайк расчленена на три толщи: 1) биотитовые гнейсы, интенсивно инъецированные гранитами; 2) крупнокристаллические мраморы мощностью 250—

300 м и 3) биотитовые сланцы Тигараха (более 2000 м), в средней части разреза сильно обогащенные кварцем, а в верхах переслаивающиеся со ставролит-биотитовыми сланцами, черными графитовыми кремнистыми породами и силикатными мраморами, образующими не выдержанные по простиранию прослои.

К верхней серии Ном относят хлоритовые сланцы и ассоциирующие с ними графитовые кремнистые сланцы и метаморфизованные известняки. Последние образуют самостоятельную толщу в средней части разреза; в этих известняках в разных местах обнаружена фауна среднего палеозоя, а также верхнего кембрия. Можно думать, что значительно более метаморфизованные породы серии Киглуайк имеют, таким образом, докембрийский возраст, тогда как серия Ном в основном относится к палеозою, хотя не исключается присутствие в ее составе и верхнего докембрия.

Обращает на себя внимание значительное сходство серии Киглуайк, особенно сланцев Тигараха, со сланцами Берч-Крик на востоке Аляски (Mertie, 1937). С другой стороны, они очень близки к кристаллическим сланцам Восточной Чукотки, возраст которых не моложе среднедокембрийского, а, скорее, позднеархейский.

Можно думать, что докембрийские образования присутствуют в виде фрагментов и в береговой зоне Кордильер. Здесь широко распространены молодые гранитоиды и осадочные породы — преимущественно мезозойские. Хотя соотношения гранитоидов с вмещающими толщами, как и изотопные данные, свидетельствуют о меловом возрасте plutonov, галька гранитоидов нередко встречается и в прорываемых гранитными же интрузиями конгломератах юрского и более древнего, возможно палеозойского, возраста, что говорит о проявлениях плутонической деятельности в более древние эпохи (Roddick, 1965). В многочисленных останках кровли, сложенных ороговикованными осадочными породами, встречаются также кристаллические породы, метаморфизованные в амфиболитовой фации: амфиболиты, диопсидовые породы, биотитовые и гранатовые гнейсы, диопсидовые и слюдяные кварциты и др.; иногда их удается выделить из состава менее метаморфизованных толщ (Condon, 1961; Lathram e. a., 1965). С вмещающими толщами они граничат через зоны мигматизации. Имеются также данные о присутствии здесь пород, метаморфизованных, по-видимому, в гранулитовой фации. Контраст между такими кристаллическими сланцами и ороговикованными мезозойскими породами заставляет считать первые более древними образованиями. Чаще всего их относят к палеозою, хотя нет существенных аргументов против их докембрийского, может быть даже, раннедокембрийского возраста.

Наиболее определенные данные в пользу докембрийского возраста некоторых метаморфических пород береговой зоны Кордильер получены на севере Каскадных гор, у границы Канады и США (см. рис. 19). Строе-ние этого района рассмотрено в ряде работ (Yeats, 1962, 1964; Stout, 1964; Menzer, 1966; Hawkins, 1968), и особенно подробно — в работе П. Миша (Misch, 1966). По его данным, метаморфические породы могут быть объединены в два комплекса, из которых более молодой назван метаморфической свитой Каскейд. Она сложена филлитами, зелеными и голубыми сланцами, местами гнейсами и амфиболитами, по-видимому, досреднедевонского возраста. Более древний комплекс Йеллоу-Астер образует фундамент, обнажающийся в кульминациях складок тектонических чешуй. Комплекс претерпел сложную метаморфическую историю, свидетельствующую о его древнем возрасте. Ранние стадии характеризовались образованием пироксеновых (местами гиперстенсодержащих) плагиогнейсов, указывающих на гранулитовую фацию метаморфизма. Гранулитовые ассоциации большей частью замещены парагнейсами амфиболитовой фации, образование которых, в свою оче-

редь, предшествовало более низкотемпературному метаморфизму Каскейд. Подобные же полиметаморфические породы отмечаются и на о-вах Сан-Хуан.

### Особенности структурного развития в среднем докембрии

Как видно из вышеприведенного фактического материала, в структуре среднедокембрийского этажа Северо-Американского континента выделяются геосинклинальные складчатые зоны и разделяющие их блоки (Башарин и др., 1973). В общем виде эти крупные элементы структуры под разными названиями и с различных позиций выделялись и ранее (Хайн, 1971; Stockwell e. a., 1970). Ниже попытаемся конкретизировать эти представления.

Геосинклинальные складчатые зоны среднедокембрийского этажа Северо-Американского континента, как представляется, не группируются в складчатые пояса, подобные фанерозойским, а образуют сложную сеть, отдельные «нити» которой имеют разную ширину и разную ориентировку в пространстве (рис. 21). Примерами, подтверждающими данное высказывание, могут служить складчатые зоны, окружающие блоки Слейв и Сьюпириор, складчатые зоны Вулластон, Ноначо, Смит и т. д. Выше было показано, что в результате виргации и расщепления последних отчетливо намечаются Гудзонский и другие блоки. Наличие их подтверждается геофизическими данными (Mogley e. a., 1968).

В силу слабой изученности труднее говорить о расположении и ориентировке таких складчатых зон в пределах других частей континента — территорий, занятых фанерозойскими геосинклинальными склад-

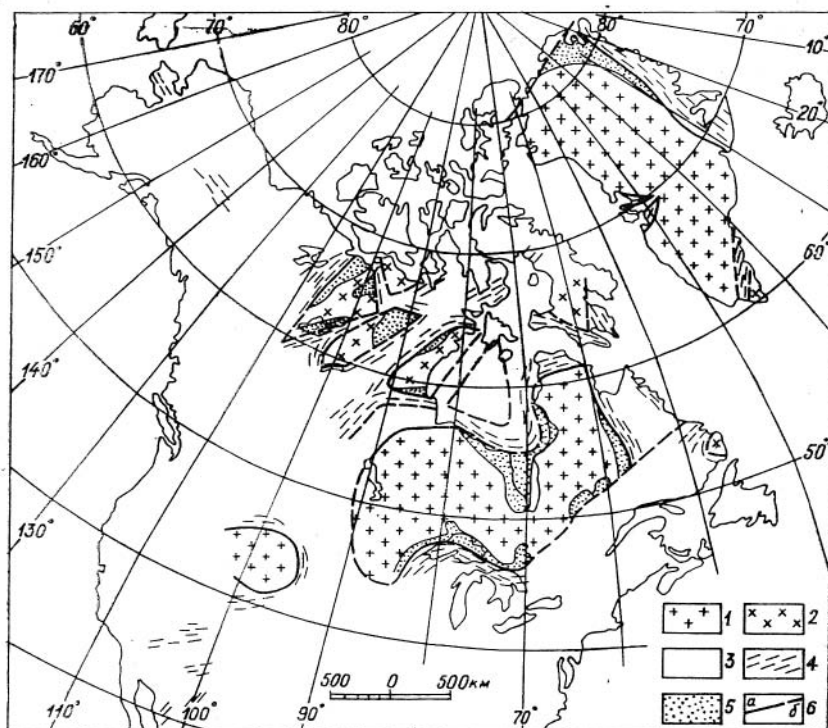


Рис. 21. Структурная схема среднедокембрийского этажа (составлена А. К. Башариным).

Нижнедокембрийский фундамент: 1 — массивы I типа, 2 — массивы II типа; 3 — нижне-среднедокембрийские комплексы нерасчлененные; среднедокембрийские комплексы: 4 — складчатые, 5 — нескладчатые (плитные); 6 — границы массивов: а — установленные, б — предполагаемые.

чатыми поясами и перекрытых мощными чехольными комплексами более молодых образований. Но и для этих областей, как показывают сохранившиеся фрагменты — древние разнонаправленные ориентировки в комплексах Вишну, Явапай, Шерри-Крик и др., расщепление пучков складок в среднедокембрийских образованиях на Баффиновой Земле и островах Канадского архипелага — и целый ряд косвенных геологических и геофизических данных, обычно «сетевая» структура складчатых зон.

В системе складчатых зон выделяются геоантиклинальные поднятия и геосинклинальные прогибы. Наиболее ярким примером является Центральное геоантиклинальное поднятие Лабрадорской складчатой зоны. Существование его фиксируется не только изменением мощностей и фаций надгруппы Каниапско, но и наличием кристаллического нижнедокембрийского выступа на юге этой зоны. Некоторое изменение фаций и мощностей и даже выклинивание отдельных формаций в западном направлении отмечалось выше для Белчерской геосинклинальной складчатой системы. Эти факты говорят в пользу того, что в центральной части Гудзонова залива существует или геоантиклинальное поднятие, или блок типа Гудзонского. Судя по тому, что в складчатой зоне Коронейшен некоторые положительные кульминации сложены более древними среднедокембрийскими комплексами (Юнион-Айленд, Камерон-Бай и т.д.), нет сомнения в том, что и эта зона дифференцировалась на геоантиклинали и геосинклинали.

Спорным остается вопрос о наличии геоантиклинальных поднятий в складчатой зоне Анимики — Гурон (Pettijon, 1970). Но здесь следует отметить несколько обстоятельств. Во-первых, в настоящее время совершенно неизвестны положение и характер южного ограничения Анимики-Гуронской зоны складчатости (Хаин, 1971). Более молодые процессы метаморфизма и наложенные (в частности, Гренвиллская) складчатости настолько затушевывали здесь среднедокембрийскую структуру, что восстановить формационный состав и распределение мощностей южнее озер Верхнего и Гурон современными методами не представляется возможным. Напомним, что такая же ситуация отмечается для восточного ограничения Лабрадорской зоны, для северного ограничения зоны Кейп-Смит и других мест. Так, по мнению В. Р. А. Барагера (личное сообщение), в восточной части Лабрадорской зоны метаморфизм отложений надгруппы Каниапско достигает такой степени, что они не могут быть отделены от нижнедокембрийских гнейсов и сланцев и, следовательно, восстановить здесь среднедокембрийские структурные элементы пока невозможно. Некоторые геологи предполагали наличие крупного разлома, отделяющего Лабрадорский трог от восточных гнейсовых провинций. «Но ничего похожего не было обнаружено в тщательно откартированном районе, расположенном непосредственно к югу от залива Унгава» (Гастил и др., 1963, с. 333). Таким образом, пока не представляется возможным утверждать (или отрицать!) наличие геоантиклинальных поднятий в зоне Анимики-Гуронской складчатости. Ряд косвенных данных позволяет высказать предположение, что массивы (или геоантиклинальные поднятия) южнее озер Верхнего и Гурона существовали. На это указывают анализ геологического строения одновозрастной гренвиллской серии (см. выше) и резкое уменьшение мощностей и изменение фаций в пределах южного сегмента Лабрадорского трога, расположенного целиком в более молодой Гренвиллской провинции. Не исключено, что этот сегмент является геоантиклинальным поднятием и протягивается, судя по ориентировке Анимики-Гуронской зоны, в юго-западном направлении южнее современного положения Гренвиллского фронта.

Во-вторых, даже достаточно широкие складчатые зоны не всегда имеют геоантиклинальные поднятия и представляют собой единый гео-

синклинальный прогиб. Типичным примером может служить складчатая зона Южного Верхоянья, лишенная отчетливо выраженных внутренних поднятий и расположенная между Алданским и Охотским жесткими массивами.

Поэтому вряд ли можно противопоставить Лабрадорский трог Анимики-Гурунскому прогибу только на основании недоказанности наличия (или отсутствия) в последнем внутренних поднятий, являющихся источниками сноса.

В ячеях сети, образованной геосинклинальными складчатыми зонами, располагаются массивы типа Слейв, Сьюпириор, Гудзонского и др. По целому ряду признаков блоки отличаются друг от друга и могут быть сгруппированы в два класса (Башарин и др., 1973).

Типичным блоком, относящимся к первому классу, является блок Сьюпириор. Форма его в плане сложная, многоугольная. Отдельные отрезки периметра резко стыкаются друг с другом либо образуют плавно изгибающиеся кривые. Примером торцового сочленения пограничных складчатых зон является сочленение Лабрадорской **складчатой зоны** с зоной Кейп-Смит на северо-востоке и, по-видимому, с Южной зоной на юго-востоке. Северо-западная же, Белчерская, складчатая зона плавно обтекает блок Сьюпириор, образуя вогнутую с большим радиусом полудугу. Площадь блока Сьюпириор определяется примерно в 2,5 млн. км<sup>2</sup>.

Большая часть периметра блока Сьюпириор ограничивается одно-возрастными ему складчатыми зонами. На остальной части ограничения или не совсем ясны (юго-западный угол блока), или представлены крупными швами типа Нельсон или Гренвилл, по которым с блоком сочленяются более молодые складчатые системы. Примером последнего типа ограничений является Гренвиллская провинция, которая, по-видимому, была частично наложена на юго-восточный угол блока Сьюпириор. Таким образом, блок Сьюпириор ограничивают разновозрастные системы складчатости: Гудзонская и Гренвиллская.

Как мы видели выше и как отмечалось ранее рядом канадских и американских исследователей (Кинг, 1961; Стоквелл, 1967; King, 1951; Stockwell, 1964a, b, 1969; Dimroth et al., 1970), части среднекембрийского комплекса, расположенные на краях блока Сьюпириор, имеют резко пониженные мощности, слабый метаморфизм и складчатость брахиформного типа. Эти характеристики позволяют рассматривать «наблочные» части надгрупп Анимики, Гуруна, Каннаписко и Белчер как сохранившиеся участки плит, хотя по вещественному выполнению они относятся к геосинклинальному ряду формаций.

К этому же классу структур, несомненно, относятся Гренландский блок, размеры которого не менее 1,6 млн. км<sup>2</sup>, и с большей долей условности — блок Центральных Скалистых гор. О размерах и форме последнего в настоящее время судить трудно. Для обоих элементов ограничения не совсем ясны, так как они перекрыты или более молодыми образованиями, или скрыты под водами окружающих морей\*. Гренландский блок на востоке и северо-востоке окаймлен Восточно-Гренландским и Иннуитским складчатыми поясами. Для блока Центральных Скалистых гор ограничениями, по-видимому, служили зеленокаменно-сланцевые геосинклинальные зоны, выполненные толщами типа Вишну, Явалай, Шерри-Крик и т. д. Как мы видели выше, по формационному составу они исключительно близки комплексам, ограничивающим блок Сьюпириор.

---

\* Возможно, что для юго-восточной части Гренландского блока ограничивающие его складчатые зоны расположены в настоящее время в Европе, если учитывать гипотезу дрейфа континентов.

В литературе блоки, подобные отнесенным к первому классу, описывались под разными названиями: эоплатформы (Хаин, 1954), прото-платформы (Павловский, Марков, 1963); структурные провинции (Стоквелл, 1967; Stockwell, 1964a, b), архейские ядра, области поднятий, или щиты (Хаин, 1971), микрократоны (Хаин, 1964) и др. Выше мы видели, что эти блоки почти полностью лишены чехла. Ч. Б. Борукаевым было предложено называть их щитовыми массивами (Башарин и др., 1973).

Второй класс блоков по целому ряду характеристик отличается от щитов. По форме они чаще всего трех- или четырехугольные. Иногда их границы изгибаются, и угловатость форм оглаживается до овалов. Размеры этих блоков гораздо меньше блоков первого класса и обычно не превышают нескольких сотен тысяч квадратных километров. Как правило, они обтекаются разновозрастными складчатыми зонами и в большинстве случаев ограничены или крупными разрывами, или крутыми флексурами (Слейв, Гудзонский и др.). Чехольные образования сохранились не только в их периферических частях, но и в центральных (Слейв). Эти чехольные образования представлены обычно или платформенными рядами формаций, или формациями, отвечающими поздним (орогенным) стадиям развития соседних геосинклиналей. Нижние комплексы на таких массивах обычно отсутствуют. Это хорошо видно на примере блока Слейв, где под верхним терригенно-карбонатным комплексом, сохранившимся в центральных частях блока, при приближении к геосинклинальному обрамлению устанавливается нижний комплекс. Более того, во многих случаях эти комплексы разделены в прибортовых частях несогласиями. Учитывая большое сходство в формационном составе верхнедокембрийских толщ провинций Гренвилл и Чёрчилл, предполагается наличие таких массивов и на юге Северо-Американского континента.

Чехольные комплексы на блоках второго класса или образуют небольшие размеры прибортовые прогибы, форма которых полностью определяется ограничивающими разломами (Слейв, южная часть Гудзонского), или сохраняются в узких протяженных грабенах (северная часть Гудзонского). При этом толщи, слагающие грабены и прогибы, в значительной степени дислоцированы и иногда собраны в линейные складки. Последние особенно четко проявляются в приразломных зонах. Все эти признаки показывают, что блоки второго класса по своим характеристикам сходны со срединными массивами (Яншин, 1965).

Интересно отметить, что в общем виде для среднедокембрийской структуры Северо-Американского континента намечается отчетливая диагональная зональность. Блоки первого класса — Центральные Скалистые горы, Сьюпириор и Гренландский — составляют цепочку крупных поднятий, вытянутую с юго-запада на северо-восток. Обрамляющие их геосинклинальные складчатые зоны сложены преимущественно эвгеосинклинальными комплексами с широким проявлением основного вулканизма, кремнистых сланцев и железистых пород. Сохранившиеся на блоках прибортовые плиты по формационному выполнению близки к при-мыкающим геосинклиналям.

К северо-западу от пояса крупных поднятий расположена область, характеризующаяся широким развитием многогеосинклинальных прогибов и разделяющих их массивов типа срединных. Судя по выходам терригенно-карбонатных сланцевых комплексов в выступах Юкона и Аляски, эта область не ограничивалась границами современного Канадского щита, а простиралась далеко к северо-западу от него. Массивы типа срединных, расположенные в пределах этой области, отличаются друг от друга своей «жесткостью». Наиболее «жестким» из них является массив Слейв. В его фундаменте остались слабо переработанными терригенно-карбонатные толщи надгруппы Иеллоунайф. Эту «жесткость» отражают и радиометрические данные. По этим характеристикам мас-

сив Слейв сходен с блоками Сьюпириор и Гренландским. Другие массивы (Гудзонский и т. д.) переработаны гораздо сильнее.

Как было показано на примере Гренвиллской провинции, такая же область располагалась, по-видимому, и юго-восточнее пояса поднятий.

## ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

### Верхний докембрий на Северо-Американской платформе

В пределах Северо-Американской платформы (в ее современных границах) верхний докембрий представлен в основном нескладчатыми или слабо деформированными комплексами, состоящими из нижних части платформенного чехла. Выходы верхнедокембрийских образований, сохранившиеся на современной эрозионной поверхности Канадского щита и под фанерозойским чехлом плиты, имеют вид сравнительно небольших разобренных полей, которые не дают полного представления о былом распространении и строении позднедокембрийских структур. Тем не менее общая картина строения платформенных комплексов вырисовывается достаточно отчетливо. Она свидетельствует о гетерогенном характере платформы, разные части которой существенно различаются по типу верхнедокембрийских структурно-вещественных комплексов.

В северо-западной части платформы выходы верхнего докембрия образуют в совокупности обширную зону, охватывающую расположенную западнее Гудзона залива часть материка (до Кордильер), острова Канадского, Арктического архипелага и север Гренландии (рис. 22). Крайний на юго-западе выход расположен в районе оз. Атабаска, где отложения верхнего докембрия выполняют обширную впадину. Они представлены мощной (тысячи метров?) *формацией Атабаска*, сложенной в основном песчаниками и конгломератами, которым подчинены алевриты и граувакки. Преобладают песчаники — зрелые породы с низким содержанием тяжелых минералов. В целом это речные отложения, сформировавшиеся в условиях прибрежной долины (Fahrig, 1971).

Формация Атабаска не дислоцирована и залегает на нижнедокембрийских породах с угловым несогласием. Со среднедокембрийскими отложениями, включая *формацию Мартин*, она не соприкасается, но косвенные данные свидетельствуют о значительном эрозионном перерыве в формировании этих двух формаций. Формация Атабаска пересечена дайками с изотопным возрастом 1200 млн. лет, что указывает на ее принадлежность к низам верхнего докембрия. На песчаниках Атабаска согласно лежит 150-метровая толща доломитов (*формация Карсуэл*).

Северо-восточнее, между Большим Невольничьим озером и Гудзоновым заливом, довольно обширные площади закрыты горизонтальным чехлом, который образован отложениями *формации Телон* (до 130 м). Формация представляет собой верхнюю часть группы Дубонт и отделена от подстилающих пород, относимых к среднему докембрию, эрозионным перерывом. В ее составе преобладают сероцветные грубокластические отложения — песчаники с подчиненными конгломератами. Песчаники в основном кварцевые, хотя нередки и полевошпатовые разности. Положение в разрезе и сходство формаций Телон и Атабаска позволяют сопоставлять их по возрасту (Fraser e. a., 1970).

На юге Большого Невольничьего озера развиты грубообломочные породы группы Эт-Тен, выполняющие грабенообразный прогиб. Они почти горизонтально залегают на эродированной поверхности среднедокембрийских отложений Грейт-Слейв и Юнион-Айленд.

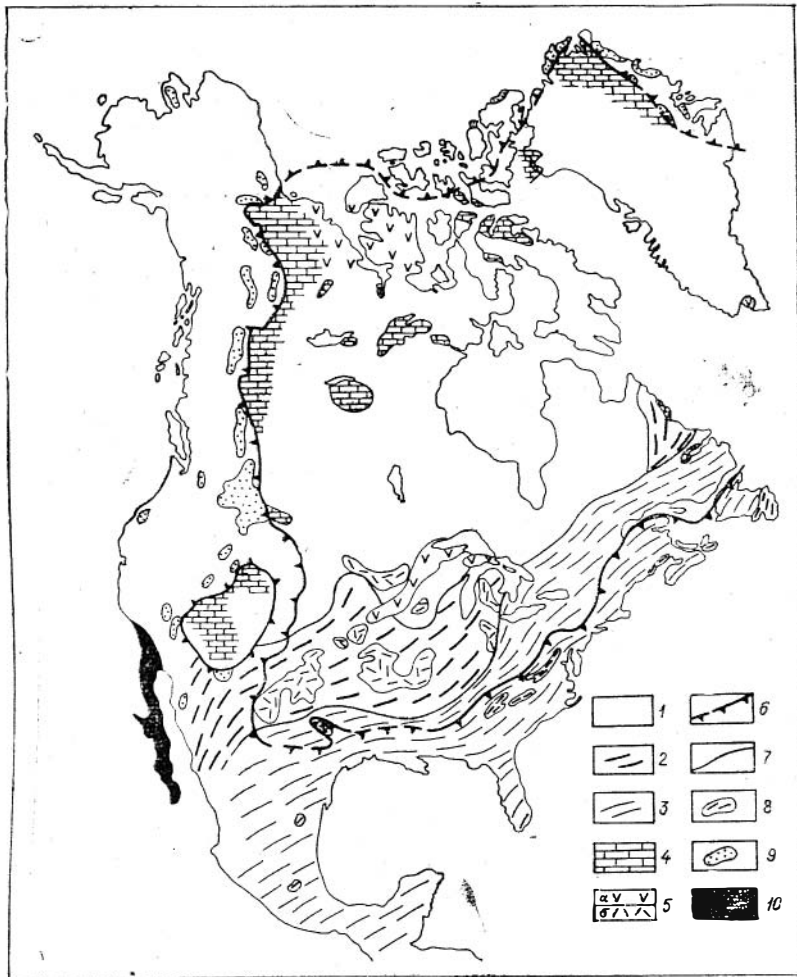


Рис. 22. Схема структурных элементов верхнего докембрия Северо-Американского материка (по Ф. Кингу, 1972, с изменениями).

1 — установленное и предполагаемое распространение ниже, среднекембрийского кристаллического фундамента; области магматической активизации фундамента в позднем докембрии: 2 — зона Эльсонского омоложения (1450—1350 млн. лет), 3 — зона Гренвиллского омоложения (1000—900 млн. лет); нескладчатые платформенные комплексы верхнего докембрия; 4 — преимущественно терригенно-карбонатные, 5 — преимущественно терригенно-вулканогенные (а — с основными, б — с кислыми вулканами); 6 — граница фанерозойских складчатых поясов; 7 — границы зон активизации; складчатые комплексы верхнего докембрия: 8 — преимущественно терригенно-вулканогенные, 9 — преимущественно терригенно-карбонатные; 10 — области глубокой переработки или возможного отсутствия докембрийских комплексов.

Низы Эт-Тен представлены формацией Марки (до 1000 м), сложенной слабо сцементированными конгломератами с прослоями песчаников, алевролитов, глинистых и известковистых сланцев и амфиболитов. Выше лежащая формация Прибл (3000 м) образована речными аркозовыми песчаниками. Дайки диабазов в серии Эт-Тен имеют возраст 1300 млн. лет (Hoffman, 1968a, b).

Близкие по возрасту отложения в окрестностях Большого Медвежьего озера представлены группой Хорнби-Бей, почти горизонтально перекрывающей среднекембрийскую группу Эпуорт. Это мощная (около 3000 м) толща мелководных терригенных и карбонатных отложений, в низах которой преобладают кварциты, постепенно сменяющиеся по вертикали черными алевролитами (те и другие с косою слоистостью и знаками ряби), а затем — красными аргиллитами (с трещи-

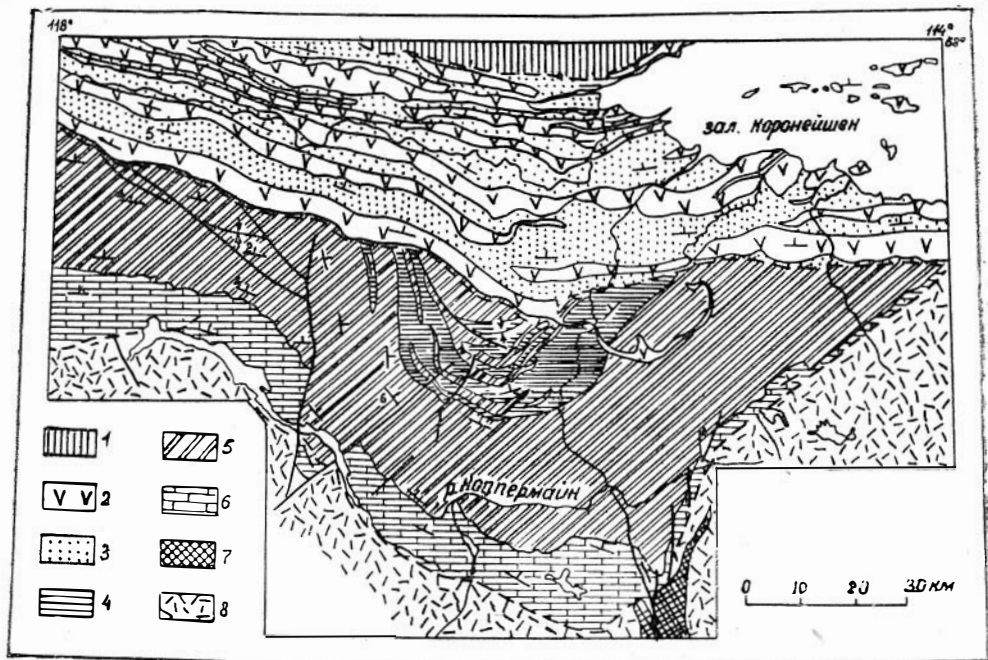


Рис. 23. Геологическая карта приустьевой части р. Коппермайн (по: Robertson, Baragar, 1972).

1 — палеозойские известняки; 2 — долеритовые силлы Коронейшен; 3 — осадочные толщи группы Рей; группа Коппермайн-Ривер: 4 — красноцветные песчаники и алевролиты, 5 — базальты; 6 — группа Дисмал-Лейк, преимущественно доломиты; 7 — интрузивный комплекс Маскок; 8 — афебийские породы.

нами усыхания и отпечатками галита и гипса). Верхняя половина группы (1300 м) сложена преимущественно доломитами, нередко строматолитовыми (Donaldson, 1969a, b, c).

Восточнее, в окрестностях зал. Батерст, мощность подобных отложений резко снижается. Здесь они подразделены на формации:

Тинни-Коув (60 м) — косослоистые песчаники с базальными конгломератами.

Перри-Бей (160 м) — строматолитовые доломиты.

Канюак (60 м), переслаивание красных доломитов, глинистых сланцев и песчаников (Fraser, Tremblay, 1969).

На северо-западном побережье Канады и на прилегающих островах верхний докембрий имеет более широкое распространение (рис. 23). К северо-востоку от оз. Большого Медвежьего изучен наиболее полный для этого района разрез. Здесь на отложениях нижнего и среднего докембрия с угловым несогласием залегают доломиты с подчиненным количеством песчаников, алевролитов, и сланцев, которые объединены в группу Дисмал-Лейк (аналог Хорнби-Бей). Они согласно перекрыты толстыми базальтами группы Коппермайн (3700 м), часто амигдалоидными, которые в верхах переслаиваются с красноцветными песчаниками и алевролитами. Разрез венчается группой Рей (около 5000 м), представленной переслаиванием доломитов, песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, которые залегают на нижележащих толщах с географическим несогласием. Группа содержит многочисленные силлы долеритов, мощность которых достигает 100 м, а в сумме превышает 1500 м. К—Аг возраст базальтов Коппермайн составляет 1300—1200 млн. лет, а долеритов из группы Рей — 700—600 млн. лет (Robertson, Baragar, 1972).

На о. Виктория большую часть верхнедокембрийского разреза относят к группе Шалер (более 3500 м), которая состоит из формаций:

Гленелг (1200 м) — красные песчаники и конгломераты (с кварцовой галькой), которые вверх по разрезу сменяются пестроцветными песчаниками и кварцитами с прослоями алевролитов, глинистых сланцев и строматолитовых доломитов.

Рейнольдс-Пойнт (около 800 м) — известняки, местами строматолитовые с прослоями песчаников и сланцев.

Минто-Инлет (до 400 м) — гипсы и ангидриты с прослоями песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, доломитов и известняков.

Уинниатт (900 м) — темные известняки с подчиненными прослоями гипсов, доломитов и известковистых сланцев и песчаников.

Килиен (более 500 м) — гипсы, ангидриты и гипсовые сланцы, перекрытые толщей переслаивающихся песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и строматолитовых известняков. Характерны силлы долеритов.

Группа Шалер несогласно перекрыта формацией Наткусак (300 м), сложенной эффузивами и пирокластами преимущественно базальтового состава, которые сопоставляются с группой Коппермайн.

Описанные отложения слагают очень пологую синклиналь близшнротного направления и с угловым несогласием перекрыты кембрийскими (?) и более молодыми отложениями. Возраст одной из диабазовых даек, секущих формацию Наткусак, составляет, по К—Аг определению, 640 млн. лет (Thorsteinsson, Tozer, 1962).

На островах Сомерсет и Принца Уэльского верхний докембрий представлен формацией Астон (2100 м), сложенной красными кварцитами, глинистыми сланцами, строматолитовыми доломитами, известняками и конгломератами, и перекрывающей ее формацией Хантинг (700 м), преимущественно доломитовой. В нижней формации содержатся силлы габброидов. Более полный разрез изучен на севере Баффиновой Земли, где в составе верхнего докембрия выделены две группы.

Группа Иквалулик (около 1600 м) состоит из базальной толщи оранжевых кварцитов (15—30 м), подстилаемых древними кристаллическими породами, вулканогенной толщи базальтов, андезитов и их туфов (300 м) и красноцветной терригенной толщи кварцитов, глинистых сланцев и конгломератов (более 1200 м); терригенным отложениям группы присущи косая слоистость и волноприбойные знаки.

Группа Улуксан (около 2300 м) разделена на формации:

Арктик-Бей (300 м) — черные известковистые глинистые сланцы, глинистые известняки и доломиты.

Сосайети-Клиффс (300 м) — слоистые и массивные доломиты.

Виктор-Бей (180 м) — доломиты с прослоями известняков, алевролитов и конгломератов.

Стреткона-Саунд (750 м) — алевролиты и аргиллиты с прослоями карбонатных пород.

Элвин (750 м) — песчаники, алевролиты и аргиллиты.

Толщи смяты в брахиформные складки с пологими (10—20°) крыльями. Группа Улуксан несогласно перекрыта средним ордовиком. Пересекающие ее диабазовые дайки имеют возраст до 1140 млн. лет (Fortier e. a., 1963; Stockwell e. a., 1970).

На севере Гренландии платформенные отложения верхнего докембрия образуют два разобщенных поля — на северо-западном (Земля Инглфилда, мыс Йорк) и на северо-восточном (окрестности Хаген-фьорда) побережье. В обоих районах они несогласно залегают на нижне- и среднедокембрийских комплексах и, в свою очередь, с перерывом перекрыты нижним кембрием.

На северо-западном побережье верхний докембрий представлен группой Туле (около 2300 м), состоящей из формаций:

Вулстенхолм (500 м) — косослоистые кварцевые песчаники с прослоями конгломератов.

Дундас (650 м) — черные глинистые сланцы, переслаивающиеся внизу с кварцевыми,верху — с известковистыми песчаниками и конгломератами.

Парсарсук (900 м) — чередование доломитов, частью оолитовых с алевролитами (внизу) и песчаниками (вверху); местами в доломитах наблюдаются отпечатки кристаллов галита и прослойки гипса.

Сходный характер имеют платформенные отложения и на северо-востоке Гренландии, но здесь в основании разреза наблюдается пачка тиллитов мощностью до 100 м (Бертельсен, Нью-Йорк, 1968).

Как видно из описания, верхнедокембрийские отложения северо-западной части Северо-Американской платформы могут быть разделены по формационному признаку на два существенно различающихся комплекса: терригенно-карбонатный (формации Атабаска, Телон, группы Эт-Тен, Хорнби-Бей, Дисмал-Лейк, Шалер, верхний докембрий Сомерсета, Баффиновой Земли и Северной Гренландии) и терригенно-вулканогенный (группа Коппермайн, формация Наткусак). Там, где породы этих комплексов соприкасаются или где надежно определены их возрастные рамки, установлено, что они разновозрастны. Терригенно-карбонатный комплекс залегает на фундаменте, возраст которого древнее 1700—1600 млн. лет, и пересекается дайками с возрастом 1300—1200 млн. лет, т. е. соответствует низам верхнего докембрия. Нижние толщи вулканогенно-терригенного комплекса, сложенные в основном вулканитами, имеют возраст 1300—1200 млн. лет. Верхние, терригенные, толщи (группа Рей) датированы не столь точно; не исключено, что они значительно древнее залегающих в них долеритов, возраст которых составляет 700—600 млн. лет.

В латеральном распределении различных формаций также отмечаются определенные закономерности. В направлении с северо-запада к юго-востоку состав платформенных отложений нижнего комплекса заметно изменяется в сторону уменьшения роли карбонатных и возрастания грубообломочных, в значительной мере континентальных образований. К юго-востоку от линии, соединяющей выходы нижнего комплекса в районах озер Атабаска, Телон, о. Баффинова Земля, образования этого комплекса отсутствуют. Можно думать, что юго-восточнее указанной линии в начале позднего докембрия существовала обширная область поднятия и размытия, у края которой накапливались обломочные отложения. Распространения верхнего комплекса имело, вероятно, локальный характер, будучи ограниченным сравнительно узким прогибом на северо-западе Канадского щита.

Юго-восточная часть платформы, включающая области юга Великих Равнин, Мидконтинента и провинцию Гренвилл на Канадском щите, имеют иное строение. Важным отличием этого региона является сравнительно молодой радиометрический возраст кристаллических пород фундамента, который соответствует ранним и средним этапам позднего докембрия — от 1540—1300 до 1100—950 млн. лет. Считалось, что указанные цифры характеризуют возраст соответствующих складчатостей: более древний — эльсонской на юге Великих Равнин и на западе Мидконтинента и молодой — гренвиллской в провинции Гренвилл и на ее юго-западном продолжении под фанерозоем юго-восточной окраины платформы (см. рис. 22). В настоящее время становится все более очевидным, что возраст развитых здесь кристаллических пород не моложе, чем среднедокембрийский (об этом свидетельствуют их сходство с кристаллическими породами древних провинций Канадского щита и все увеличивающееся число реликтовых датировок, укладывающихся в рамки от 1500—1700 до 1800 млн. лет). Изотопное омоложение кристаллического фундамента связано, очевидно, с магматической активизацией в позднем докембрии. Эта активизация проявлялась во внедрении гранитов умеренной и малой глубинности и в излияниях кислых лав. Намечается определенная зональность в распределении изотопных датировок фундамента, меняющихся в сторону все более молодых по мере приближения к атлантическому побережью. На юго-востоке, непосредственно

примыкая к складчатым системам Аппалачей и Уошито, протягивается сравнительно узкая зона гренвиллского омоложения (1100—950 млн. лет). От этой зоны глубоко на северо-запад вдается область эльсонского омоложения, внешняя граница которой протягивается от южных отрогов Скалистых гор до Великих озер. Внутри этой области изотопные датировки колеблются в широких пределах, но большей частью укладываются в рамки 1450—1300 млн. лет. Подобная же область эльсонского омоложения вдается в глубь платформы вдоль северо-восточного побережья п-ова Ньюфаундленд (провинция Нейн).

В соответствии с отмеченной зональностью наблюдаются и определенные закономерности в распределении на площади различных по возрасту и составу верхнедокембрийских изверженных и осадочных пород.

Вдоль внешней границы зоны эльсонского омоложения расположен крупный рифтогенный (Ocola, Meyer, 1973) *прогиб Кивино*, выполненный вулканитами основного состава и сопровождающими их терригенными породами, объединенными в надгруппу Кивино (рис. 24). Прогиб протягивается от оз. Верхнего на юго-запад на расстояние около 1000 км. В Канаде, на северо-западном побережье оз. Верхнего, в составе надгруппы различают ф о р м а ц и и:

Сиблей (до 150 м) — конгломераты с маломощными прослоями известняков, глинистых и кремнистых сланцев и железистых пород.

Ослер (3000, местами до 5000—6000 м) — базальты с прослоями терригенных пород и кислых эффузивов, в основании — пачка переслаивания конгломератов, песчаников и алевритов (20 м).

Южнее, в штатах Мичиган и Миннесота, этот разрез сохраняется, но наращивается вверх еще, по крайней мере, двумя группами:

Оронто (500—600 м) — аркозовые песчаники и конгломераты.

Бейфилд (около 1500 м) — песчаники и глинистые сланцы.

Породы надгруппы Кивино слагают широкие складки, углы падения на крыльях которых обычно не превышают 5—10°. К северо-западу от оз. Верхнее они содержат мощное пластовое тело габброидов (комплекс Дулут), а южнее озера прорваны небольшим гранитным штоком (Семихатов, 1964; Fraser, Tremblay, 1969; Stockwell e. a., 1970).

Возраст эффузивных и интрузивных пород в верхах вулканогенной толщи составляет по K—Ar и Rb—Sr определениям 1200—1100 млн. лет (Faure e. a., 1969). Эти цифры определяют верхний возрастной предел пород Кивино. Более древними породами, по-видимому, являются разбитые в том же районе кварциты Су, возраст которых составляет 1470 млн. лет (Lidiak, 1971). Возраст верхних групп Оронто и Бейфилд оценивается по-разному, вплоть до эокембрия.

Сходное строение имеет сравнительно небольшой выход верхнедокембрийских пород на самом юге Гренландии. Они слагают ф о р м а ц и ю Эрикс-фьорд (около 3000 м), которая подразделена на толщи:

Майют (340—400 м) — белые и красные песчаники с косой слоистостью, волно-прибойными знаками и трещинами усыхания. В основании — базальные брекчии выветривания и конгломераты, залегающие на среднедокембрийских гранитах.

Муссартут (590 м) — базальты, перемежающиеся в низах с эксплозивными брекчиями и туфами, в верхах — с песчаниками.

Науйярсуит (600 м) — красные (внизу) и белые кварцитовидные (вверху) песчаники с горизонтами конгломератов в основании.

Улукасик (140 м) — переслаивание базальтов и песчаников.

Нунасартак (400 м) — золотые песчаники с прослоями базальтов.

Илимаусак (800 м) — базальты с прослоями туфов, песчаников и конгломератов.

Формация Эрикс-фьорд залегает горизонтально. Она прорвана дайками габбро-сиенитового и центральными интрузиями сиенит-гранитового состава, которые объединяются в Гардарский щелочной комплекс

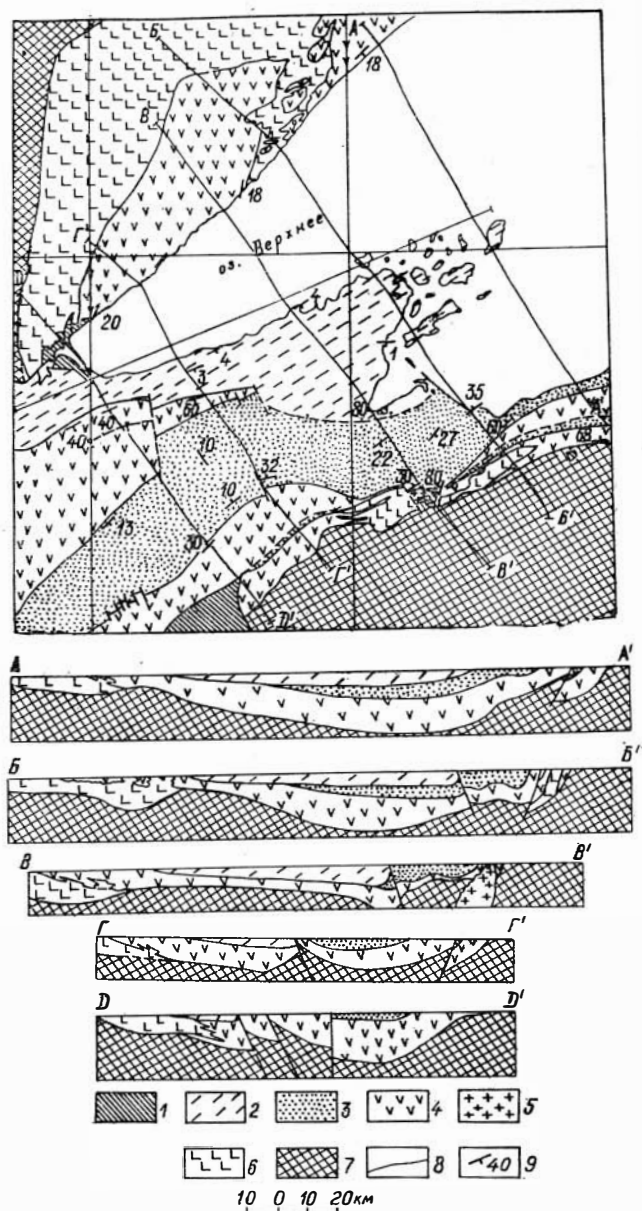


Рис. 24. Схематизированная геологическая карта и профили юго-западного побережья оз. Верхнее (по White, 1966). 1 — верхний кембрий; надгруппа Кивино: 2 — группа Бейфилд, 3 — группа Оронто, 4 — вулканогенный комплекс, 5 — гранитонды, 6 — габбро и гранитонды (комплекс Дулут); 7 — доквивинские отложения; 8 — разрывы; 9 — элементы залегания.

(«провинцию»). Возраст формации по единичным изотопным датировкам из пород фундамента и прорывающих интрузивов определяется в рамках 1400—1070 млн. лет (Бертельсен, Нью-Йорк, 1968).

По мере перехода в глубь зоны эльсонского омоложения основные эффузивы в составе верхнего докембрия уступают место кислым. Последние особенно широко распространены на юге Великих Равнин, где они слагают обширные покровы под фанерозойским чехлом; обычно их объединяют в толщу Панхандл. В ее разрезе преобладают риолиты, которым подчинены риодациты, латиты и андезиты, а также местами туфы, доломиты и глинистые сланцы (Zimmerman, Amstutz, 1968). Возраст эффузивов колеблется от 1350—1150 млн. лет в более северных районах (штаты Канзас, Миссури, Оклахома) до 1200—1100 млн. лет на юге (север Техаса). С эффузивами связывают крупные гранитные плутоны, которые, однако, часто имеют более древний возраст (1450—1350 млн. лет).

В зоне грениллского омоложения также присутствуют покровы кислых эффузивов. Они известны на ее юго-западном окончании, где обнажаются в поднятии Льяно, на крайнем юге Великих Равнин. Здесь с эффузивами ассоциируют экструзии гранит-порфиров и гранофилов, а также, по-видимому, более крупные плутоны мезозоны преимущественно гранитного состава. Изотопный возраст эффузивов и гранитов, как и вмещающих последние кристаллических пород фундамента, составляет 1100—1000 млн. лет (Zartman, 1964, 1965).

В собственно Грениллской провинции на Канадском щите, где обнажены глубинные уровни фундамента, подобные эффузивы не сохранились или не могут быть достоверно отделены от более древних пород, хотя их существование как будто не вызывает сомнений.

Терригенная и карбонатно-терригенная толщи осадочного чехла на юго-востоке платформы имеют молодой возраст — менее 1100—950 млн. лет, что определяется их налеганием на активизированный в это время фундамент. Подобные отложения развиты незначительно. К ним относят, в частности, формацию Дабл-Мер (около 200 м), которая образует небольшие выходы на северо-восточном побережье п-ова Лабрадор и представлена недеформированной толщей красноцветных аркозовых песчаников с прослоями конгломератов и бурых сланцев (Eade, 1962). Сходный характер имеет формация Райс, вскрытая бурением в Мидконтиненте (штат Канзас), — толща аркозовых песчаников и песчанистых сланцев с редкими прослоями доломитов и известняков, несогласно перекрытая верхним кембрием (Scott, 1966).

\*

\*                      \*

Изложенный материал по верхнему докембрию Северо-Американской платформы позволяет в общих чертах восстановить палеотектонический режим на ранней стадии ее существования.

К началу позднего докембрия (1600—1300 млн. лет назад) приурочено начало накопления осадочного платформенного чехла. Накопление осадочных толщ ограничивалось, однако, только северо-западной частью платформы, в то время как центральная и юго-восточная части, судя по отсутствию здесь соответствующих отложений и по распределению платформенных фаций на северо-западе, находились в приподнятом состоянии и подвергались размыву; местами, однако, и здесь отлагались кварцевые песчаники (типа кварцитов Су), которые выполняли изолированные прогибы. Воздымание юго-восточной окраины платформы было, очевидно, связано с процессами магматической активизации фунда-

мента, выразившимися во внедрении крупных гранитных plutонов 1540—1350 млн. лет назад.

В середине позднего докембрия (1300—950 млн. лет назад) процессы магматической активизации получили дальнейшее развитие, но фронт их проявления постепенно смещался к юго-востоку. Плутоническая деятельность сопровождалась формированием значительных по площади покровов кислых эффузивов. Судя по малой роли осадочных пород в составе покровов, эффузивы изливались в субаэральной обстановке на фоне продолжавшегося поднятия. По-видимому, в поднятие была вовлечена и остальная часть платформы, которая, однако, не подвергалась сколь-нибудь существенной тектонической активизации, если не считать заложившихся в это время сравнительно узких протяженных прогибов типа Коппермайн и Кивино, выполненных мощными толщами основных вулканитов и подчиненных им терригенных пород. С этим же периодом связано формирование одного из комплексов щелочных карбонатитов Канадского щита (Gittins *et al.*, 1967; Ferguson, Currie, 1972).

Для конца позднего докембрия (950—570 млн. лет назад) признаки тектонической нестабильности в пределах платформы отсутствуют. На юго-востоке после периода эрозии и денудации началось формирование осадочного чехла. Судя по наличию его реликтов в штате Канзас, погружение юго-восточной окраины платформы охватило значительную площадь. Однако мощность накопившихся осадков была, по-видимому, невелика, и уже к концу докембрия они оказались почти полностью эродированными. Менее ясна обстановка на северо-западе платформы, где осадки, венчающие верхнедокембрийский разрез, точно не датированы. Специфической для конца докембрия особенностью северо-западной части платформы является широкое развитие даек и силлов основных пород с возрастом 700—600 млн. лет. Подобные дайки известны, в частности, в подошве кембрийских отложений, что указывает на предшествовавший накоплению последних разрыв.

## Верхний докембрий в складчатых поясах

### *Аппалачско-Гренландский пояс*

Аппалачско-Гренландский пояс, обрамляющий континент со стороны Атлантического океана, имеет неоднородное строение и состоит из трех крупных сегментов, выделяемых в самостоятельные складчатые системы: Восточно-Гренландскую, Аппалачскую и Уошито. Верхний докембрий каждой системы характеризуется своеобразным строением.

*Восточно-Гренландская складчатая система.* Система раннепалеозойских складчатых сооружений Гренландии протягивается в меридиональном направлении вдоль ее восточного побережья от северо-восточного угла острова до зал. Скорсби на юго-востоке. Основной объем слагающих ее отложений представлен верхним докембрием, который обнажен на обширных пространствах. Фундаментом этих отложений являются интенсивно дислоцированные и метаморфизованные породы нижнего и среднего докембрия.

На крайнем севере рассматриваемой области, на Земле Кронпринца Христиана, верхний докембрий объединен в группу Хаген-Фьорд (3500—4500 м), которая перекрывает средний докембрий с угловым несогласием. Группа подразделена на ф о р м а ц и и:

Стенеркен (более 1000 м) — ржавые филлиты с прослоями песчаников.

Сюдвейдалъ (100—400 м) — мраморы с прослоями хлоритовых сланцев.

Тогельфельдене (более 700 м) — чередование темных глинистых сланцев, песчаных сланцев и граувакк, имеются единичные прослои конгломератов с галькой среднедокембрийских долеритов.

Ривьерададь (1000—2000 м) — чередование темных аргиллитов и светлых песчаников.

Ульвабьерг (25—35 м) — аркозовые, местами галечниковые песчаники с прослоями тиллитов, глинистых сланцев и доломитов.

Кампанулададь (130 м) — красные тонкослоистые известняки.

Доломиты оз. Фюн (300 м).

Выше с небольшим угловым несогласием залегают песчаники мыса Холбек, условно относимые к нижнему кембрию (Бертельсен, Нью-Нюгорд, 1968).

Южнее, на Земле Королевы Луизы, развиты сильно метаморфизованные толщи. Они считаются доверхнедокембрийскими, хотя не исключено, что некоторые образования этого района имеют более молодой, позднедокембрийский, возраст (Ellitsgaard-Rasmussen, 1970). Такие же метаморфические толщи прослеживаются и далее на юг в центральную часть Восточной Гренландии, где они слагают так называемый Центральный метаморфический комплекс, обнажающийся в виде протяженной меридиональной полосы. На ее обоих флангах распространены неметаморфизованные или слабо метаморфизованные осадки верхнего докембрия.

Отложения восточного фланга, именуемого «зоной фьордов», объединены в группу Элеонора-Бей (до 10000 м) и перекрывающую ее формацию Меркебьерг. Первая расчленена на формации:

Альпе-фьорд (более 6600 м) — переслаивание кварцитов и аргиллитов; в верхней части разреза имеется толща (150 м) окремненных известняков.

Агардсбьерг (1800—2000 м) — песчаники, кварциты, глинистые и песчано-глинистые сланцы; характерны косая слоистость и трещины усыхания.

Брогетдадь (900 м) — пестроцветные аргиллиты, алевролиты и известняки.

Неккефоссен (1100 м) — строматолитовые известняки и доломиты с прослоями аргиллитов и глинистых сланцев, иногда с линзами конгломератов.

В основании формации Неккефоссен предполагается перерыв. Отчетливый перерыв наблюдается обычно и в подошве вышележащей формации Меркебьерг, хотя местами она связана с формацией Неккефоссен постепенным переходом.

Формация Меркебьерг (500—1000 м) характеризуется следующим разрезом:

1. Тиллиты, конгломераты, аркозовые и кварцевые песчаники, аргиллиты и глинистые сланцы. Фациально толща очень изменчива. В разрезе насчитывается до шести горизонтов тиллитов. В нижних тиллитовых горизонтах нештрихованные гальки и валуны представлены обычно подстилающими породами группы Элеонора-Бей, тогда как в верхних преобладают кристаллические породы фундамента. В цементе пород обычно примесь туфогенного материала. 250—630 м.

2. Тонкополосчатые доломиты, глинистые сланцы и аргиллиты. Полосчатость напоявляет текстуру ленточных глин и считается ледниковой по происхождению. 25—70 м.

3. Черные мергелистые глинистые сланцы и аргиллиты. 130—200 м.

4. Темные тонкослоистые известняки и доломиты. 30—70 м.

5. Известняковые гипсосодержащие брекчии, красные песчаники, аргиллиты и доломиты с отпечатками галита. 30—35 м.

Разрез на западном фланге Центрального метаморфического пояса — зоны Нунатак — несколько отличается от описанного. Нижняя его часть выделена в мощную (более 6000 м) серию Петерман, которая перекрывает средний докембрий с угловым несогласием.

Серию слагают следующие толщи:

- 1) кварциты Мистери; 2) филлиты; 3) переслаивание кварцитов, глинистых сланцев и доломитов; 4) переслаивание кварцитов и глинистых сланцев; 5) кварциты; 6) переслаивание кварцевых сланцев и песчаников.

Четыре нижние толщи (3800 м) объединены в серию Эримитдадь и сопоставляются с формацией Альпе-фьорд зоны фьордов, а две верхние — кварцитовая серия — с формацией Агардсбьерг.

Вышележащий комплекс верхнего докембрия зоны Нунатак расчленен на толщи;

1. Пестроцветные глинистые известняки, аргиллиты и песчаники — аналоги формации Брогетдаль.

2. Известковистые глинистые сланцы, известняки, черные пиритизированные глинистые сланцы — аналоги формации Неккефоссен.

3. Зеленокаменно измененные эффузивы, зеленые сланцы, мраморы.

По положению в разрезе эта толща соответствует формации Меркебьерг, присутствие туфогенного материала в последней подтверждает такую корреляцию.

Выше с перерывом залегают нижнедокембрийские песчаники (Бертельсен, Нью-Йорд, 1968).

Верхний докембрий Восточно-Гренландской системы интенсивно дислоцирован с образованием линейных складок меридионального простирания, осложненных крупными сбросами и надвигами. Местами верхнедокембрийские породы сильно метаморфизованы и гранитизированы и совместно с ремобилизованными породами фундамента формируют сложную инфраструктуру складчатого пояса, характеризующуюся развитием крупных куполов, грибообразных и лежащих складок. За пределами мигматитовой зоны метаморфизм в верхнедокембрийских отложениях, однако, почти не проявлен; отсутствуют также и интрузивные породы, за исключением даек кварцевых порфиров и диабазов.

Судя по отсутствию сколько-нибудь существенных несогласий внутри верхнего докембрия и в основании нижнего палеозоя, складчатость имеет последокембрийский возраст. Считается, что осадочные серии верхнего докембрия образуют вместе с перекрывающими их сравнительно маломощными толщами нижнего палеозоя миогеосинклинальный комплекс, дислоцированный в преддевонское время (Кинг, 1972).

Нельзя, однако, не отметить, что по формационному облику верхнедокембрийские отложения Восточной Гренландии напоминают скорее платформенные, нежели геосинклинальные, образования. По составу эти отложения очень близки к недислоцированным толщам на севере Канады и Гренландии, слагающим низы платформенного чехла, хотя и отличаются от них гораздо большей мощностью. Характерны терригенно-карбонатный состав отложений при почти полном отсутствии вулканогенных, широкое распространение мелководных, нередко континентальных красноцветных образований, присутствие эвапоритов, преобладание в терригенной части разреза хорошо сортированных осадков, отсутствие существенных фациальных изменений как по простиранию складчатой системы, так и в поперечном направлении, сравнительно небольшое число перерывов и отсутствие заметных угловых несогласий. Все это свидетельствует о стабильном тектоническом режиме длительного равномерного прогибания обширной области на краю платформы, свойственного перикратонным прогибам. Признаки тектонической расчлененности и неустойчивости — резкие фациальные изменения по латерали, появление грубообломочных несортированных фаций и продуктов вулканической деятельности — начинают появляться лишь в самых верхних частях докембрийского комплекса (формация Меркебьерг и ее аналоги), которые, по-видимому, знаменуют собой переход к собственно геосинклинальной стадии развития.

*Аппалачская складчатая система.* Палеозойские складчатые сооружения Аппалачей прослеживаются в виде единой полосы северо-восточного простирания вдоль Атлантического побережья Северной Америки. Слагающие их отложения представлены верхним докембрием и палеозоем, причем мощности тех и других соизмеримы. Однако докембрийские образования на большей части территории скрыты под более молодыми отложениями и обнажаются на поверхности лишь в виде сравнительно небольших разобренных выходов. Фундаментом Аппалачской системы служит ниже-, среднедокембрийский кристаллический комплекс, сопоставляемый с комплексом провинции Гренвилл на Канадском щите; его изотопный возраст, отражающий предшествовавшие на-

коплению верхнедокембрийских толщ процессы магматической активизации, составляет, как и в провинции Гренвилл, 1100—950 млн. лет, что и определяет нижнюю возрастную границу рассматриваемых отложений.

Выходы верхнего докембрия в Аппалачах группируются в две протяженные зоны, одна из которых прослеживается вдоль восточной окраины Северных Аппалачей в Канаде, другая же приурочена к осевой зоне Аппалачей в США. Строение докембрия в этих зонах существенно различается.

В Северных Аппалачах выходы верхнего докембрия образуют полосу северо-восточного простирания, протягивающуюся от восточной окраины о. Ньюфаундленд, через о. Кейп-Бретон в Новой Шотландии на юг провинции Нью-Брансуик. Эта полоса известна под названием зоны Тринити. Верхний докембрий в ее пределах расчленен на три комплекса, разделенные перерывами и, местами, небольшими угловыми несогласиями (Poole *et al.*, 1970).

Нижний комплекс на северо-востоке зоны (о. Ньюфаундленд) представлен преимущественно вулканитами, а на юго-западе — осадочными породами. Вулканиты о. Ньюфаундленд в самых восточных выходах зоны выделены в группу Харбор-Мейн (2000 м), в составе которой преобладают андезиты и риолиты субаэрального происхождения, переслаивающиеся с красноцветными песчаниками; лишь в низах разреза распространены пачки зеленых и серых алевролитов и глинистых сланцев, по-видимому, морского происхождения (McCartney, 1967). В более западных районах аналогичные образования объединены в группу Лов-Ков; она отличается большей мощностью (до 5000 м), меньшей сортированностью осадочных пород, среди которых преобладают полевошпатовые граувакки и конгломераты, а также большей дислоцированностью и заметной метаморфизованностью отложений.

В южных районах зоны Тринити с описанными отложениями коррелируют метаморфизованные осадочные породы группы Джордж-Ривер (на о. Кейп-Бретон) и Грин-Хед (на юге Нью-Брансуика). Первая сложена кварц-полевошпатовыми и мусковит-кварцевыми породами обломочного происхождения, переслаивающимися с кварцитами, кристаллическими известняками и доломитами и, реже с метаграувакками и амфиболитами (Jenness, 1966; Kelley, 1967). В группе Грин-Хед преобладают карбонатные отложения, содержащие пачки терригенных пород, а также кислых и основных эффузивов, (Alcock, 1938).

Отложения нижнего комплекса дислоцированы и метаморфизованы, причем складчатость и метаморфизм проявлены неравномерно, нарастая от юго-восточной окраины пояса к северо-западу, а также по его простиранию в юго-западном направлении. Особенно сильно метаморфизованы породы групп Джордж-Ривер и Грин-Хед. На значительных пространствах они превращены в гнейсы и кристаллические сланцы. Местами породы комплекса прорваны гранитоидами, а также дайками габбро, в том числе и наименее дислоцированные и метаморфизованные образования группы Харбор-Мейн. Единичные Rb—Sr определения возраста вулканитов этой группы и залегающих в них интрузивных пород колеблются в пределах 597—568 млн. лет.

Вышележащий комплекс зоны Тринити сложен двумя фациально различными сериями, из которых нижняя представлена глубоководными сланцами и граувакками, перекрытыми вулканитами, а верхняя — мелководными аркозами и красноцветными конгломератами.

Наиболее полно разрез этого комплекса представлен на о. Ньюфаундленд. Здесь нижние его части сложены группами Консепшен (2500 м) и Коннектинг-Пойнт (3000—10000 м), которые являются стратиграфическими аналогами. В обеих группах преобладают глинистые сланцы, алевролиты и граувакки с прослоями кремнистых

сланцев и вулканитов (главным образом, андезитов). В группе Концепшен местами выделяется базальная пачка конгломератов и песчаников (до 30 м) с линзами андезитов. Некоторые конгломераты имеют ледниковое происхождение (Bruckner, Anderson, 1971). В верхах группы появляются красноцветные осадки.

Соотношение группы Концепшен с подстилающей группой Харбор-Мейн большей частью согласное, но там, где последняя прорвана гранитоидами, отмечается небольшое угловое несогласие; присутствие обломков этих гранитов в базальных породах Концепшен свидетельствует о существенном эрозионном перерыве.

Группы Концепшен и Коннектинг-Пойнт перекрыты формацией Булл-Арм (до 2700 м), которая состоит из базальтов, андезитов, кислых вулканических брекчий и туфов, кислых эффузивов, а также красных и зеленых туфогенных сланцев, алевролитов, песчаников и конгломератов. Кислые вулканиты составляют до 1/4 мощности разреза, а иногда и значительно больше. Туфогенно-осадочные породы приурочены в основном к низам формации и связаны постепенным переходом с подстилающими осадками группы Коннектинг-Пойнт. Местами, однако, осадки и вулканиты Булл-Арм замещаются в основании мощной (свыше 700 м) толщей красных и зеленых конгломератов и песчаников (формация Каннингс-Ков), которые перекрывают группу Коннектинг-Пойнт с угловым несогласием.

Верхняя, осадочная, серия рассматриваемого комплекса известна в разных частях о. Ньюфаундленд под разными названиями, но везде характеризуется сходным типом разреза, мощность которого составляет 3000—6000 м. Типичным представителем является группа Магстейвтаун (McCartney, 1967). Ее нижняя часть сложена описанной формацией Булл-Арм; выше согласно залегают следующие формации:

Биг-Хед (500—2300 м) — массивные красноцветные аркозовые и граувакковые песчаники и конгломераты, зеленые и серые алевролиты, белые глинистые сланцы. Красноцветные породы в основном приурочены к нижней части разреза (до 450 м), что указывает на трансгрессивный характер залегания формации на эффузивах Булл-Арм. Отмечаются хорошая сортировка и окатанность зерен в аркозовых песчаниках.

Матюрин-Пондс (500—700 м) — массивные и слоистые красноцветные аркозовые конгломераты, песчаники и алевролиты.

Тринни-Ков (650 м) — зеленые и красные аркозовые конгломераты, грубозернистые песчаники, алевролиты со следами волновой ряби.

Краун-Хилл (300—600 м) — бурые, реже зеленые конгломераты с редкими прослоями зеленых аргиллитов.

На о. Кейп-Бретон с описываемым комплексом сопоставляют группу Фуршю и согласно залегающую на ней формацию Моррисон-Ривер, а также их стратиграфические аналоги (Weeks, 1954; Jenness, 1966; Kelley, 1967; и др.). Группа Фуршю (1800 м) сложена метаморфизованными в фации зеленых сланцев эффузивами и пирокластами основного и кислого состава; часть зеленых сланцев образовалась, возможно, за счет терригенных пород. Формация Моррисон-Ривер (до 600 м) представлена внизу плохо сортированными красноцветными конгломератами и песчаниками, а ее верхняя половина — переслаиванием песчаных сланцев и кварцитов.

На юге Нью-Брансуика тот же комплекс представлен группой Колдбрук (6000—11000 м), сложенной в основном эффузивами и пирокластами. Кислые и средние вулканиты преобладают над основными. Осадочные породы — конгломераты и филлитизированные песчаники и сланцы сравнительно редки. Конгломераты содержат хорошо окатанную гальку кварцитов и гранитов; присутствие подобных конгломератов в основании группы трактуется как признак ее возможного несогласного налегания на группу Грин-Хед (Alcock, 1938). Выше лежат красноцветные тонкозернистые слюдястые песчаники формации

Ратклифф-Брук (до 700 м); в ее основании также имеются конгломераты с эффузивной и гранитной галькой, указывающей на наличие перерыва.

К верхнему комплексу относят сравнительно тонкозернистые хорошо сортированные кластические осадки платформенного типа, которые согласно (иногда с перерывом, местами же с постепенными переходами) перекрывают отложения среднего комплекса и так же согласно подстилают толщи с фауной нижнего кембрия. На востоке о. Ньюфаундленд верхний комплекс представлен формацией Рандом (70—100 м), сложенной чистыми белыми кварцитами с прослоями красноватых сланцев в низах разреза, на о. Кейп-Бретон — верхами охарактеризованной ранее формации Моррисон-Ривер, на юге Нью-Брансуика — кварцевыми песчаниками формации Глен-Фолз (до 60 м). Местами эти формации из разреза выпадают, так что более древние толщи верхнего докембрия перекрываются непосредственно нижним и средним кембрием.

Слоистые толщи среднего и верхнего комплексов собраны в линейные складки, осложненные разрывами. Оси складок, за некоторыми отклонениями, ориентированы в северо-восточном направлении, соответственно простиранию всей зоны Тринити. Степень деформации различна, наблюдаются как простые широкие складки с пологими (10—20°) крыльями, так и сильно сжатые, вплоть до изоклинальных. Метаморфизм лишь местами достигает фации зеленых сланцев. Некоторые толщи, в частности Колдбрук, прорваны небольшими массивами гранитов.

Подобная верхнедокембрийского разреза в Северных Аппалачах не обнажена, однако континентальный характер многих толщ, в том числе и самых нижних (группа Харбор-Мейн), свидетельствует о наличии кристаллического фундамента, подстилающего эти толщи. Выходы такого фундамента известны в ряде пунктов на о. Ньюфаундленд; судя по составу и изотопному возрасту (945—960 млн. лет), они, как указывалось, могут коррелироваться с кристаллическими комплексами провинции Гренвилл. Предполагается, что указанные цифры определяют нижнюю границу описанных верхнедокембрийских образований, тогда как верхняя определяется залеганием на них фаунистически охарактеризованного кембрия.

Отсутствие признаков существенного несогласия в основании кембрия и внутри верхнедокембрийского разреза показывает, что возраст интенсивных складчатых движений является палеозойским. С этим согласуются значения изотопного возраста верхнедокембрийских пород региона, которые большей частью сильно омоложены и группируются в рамках 450—250 млн. лет, лишь изредка опускаясь до 540—500 млн. лет (Poole, 1971; и др.).

Примечательно, что на восточном продолжении зоны Тринити в Атлантическом океане, примерно в 500 км от восточного побережья о. Ньюфаундленд (банка Флеминг-Кап), скважиной были вскрыты гранодиориты с K—Ar возрастом 592 млн. лет (Pelletier, 1971). Эти данные, а также сходство пробуренных отложений с докембрийскими породами побережья указывают на широкое распространение докембрия в шельфовой зоне о. Ньюфаундленд.

В Южных Аппалачах докембрий обнажается в осевой зоне складчатой системы, северо-западная часть которой известна под названием структурной провинции Блу-Ридж, а юго-восточная — Пьемонт (рис. 25).

Провинция Блу-Ридж представляет собой крупный антиклинорий, ядро которого сложено кристаллическими породами среднего докембрия, а на крыльях развиты верхнедокембрийские и палеозойские отложения. Наиболее полно разрезы докембрия изучены на северо-восточном и юго-западном погружении антиклинория (King, 1950, 1970; Bloomer, Werner, 1955).

Основанием верхнедокембрийского разреза на северном замыкании антиклинория Блу-Ридж служит формация Суифт-Ран, которая залегает на кристаллическом фундаменте в виде цепочки маломощных (до 30 м) быстро выклинивающихся линз. В составе формации преобладают грубокластические отложения — конгломераты, аркозовые и кварцевые песчаники, которым подчинены туфогенные сланцы и известняки. На северо-восточном фланге антиклинория мощность базальной толщи заметно увеличивается. Здесь она выделена в формацию Линчбург (более 3000 м), сложенную глиноземистыми породами с прослоями конгломератов, мощность которых в основании формации местами достигает 300 м. Как и для формации Суифт-Ран, характерны прослои туфогенных сланцев и аркозовых песчаников. Породы формации Линчбург неравномерно метаморфизованы в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях и представлены большей частью филлитами, биотитовыми и гранат-биотитовыми сланцами и гнейсами.

На отложениях Суифт-Ран и Линчберг, а местами непосредственно на кристаллическом фундаменте залегает толща вулканитов, называемых зеленокаменными породами Катоктин. Мощность вулканитов сильно меняется — от первых сотен до 9000 м. Это оливин-содержащие базальты с прослоями андезитов и риолитов, подвергшиеся интенсивному зеленокаменному перерождению; в формационном отношении их определяют иногда как платобазальты (Reed, 1955), иногда как спилиты (Brown, 1958).

Те же толщи протягиваются вдоль антиклинория Блу-Ридж на юго-западе, но здесь они изучены недостаточно и часто не отделяются от метаморфических пород фундамента. В юго-западной половине антиклинория их стратиграфические аналоги объединены в серию Окои. Состав серии постепенно меняется, характеризуясь уменьшением роли вулканитов в юго-западном направлении.

Крайний на северо-востоке (окрестности горы Роджерс) выход серии Окои сложен вулканогенными и терригенными породами группы Маунт-Роджерс (около 3000 м). Среди вулканитов преобладают массивные риолиты и их туфы, обладающие специфической красной или бурой окраской. Лавы и туфы основного состава концентрируются в основном в низах группы. Характерны прослои агломератов. Осадочные породы представлены конгломератами, аркозовыми песчаниками, туфогенными алевролитами и глинистыми сланцами. Конгломераты в низах группы состоят из крупных валунов гранитоидов и гнейсов фундамента, выше же по разрезу — из окатанных галек кварца.

Южнее, в автохтоне тектонического окна горы Грандфатер (см. рис. 25), обнажена формация Грандфатер-Маунтин (3000 м и более). В низах ее распространены аркозовые песчаники, алевролиты, филлиты с прослоями граувакк и конгломератов, состоящих из плохо-окатанных галек гранитов, вулканических пород и кварца. Верхи формации представлены монотонной толщей (Монтезума) базальтовых лав, превращенных в зеленокаменные породы. Лишь местами базальты ассоциируют с потоками кордиеритовых кварцевых латитов.

Юго-западная оконечность антиклинория Блу-Ридж характеризуется почти непрерывным распространением серии Окои. Ее нижняя часть в этом районе выделена в группу Сноуберд (до 5100 м), которая повсеместно несогласно залегает на кристаллических породах фундамента. Группа подразделена на формации:

Вадинг-Бренч (450 м) — темноцветные песчаники. Местами в основании свиты имеются филлиты — возможный продукт метаморфизма коры выветривания (King e. a., 1968).

Кварциты Лонгарм (1500 м) — грубозернистые аркозовые песчаники, в верхах с прослоями более тонкозернистых обломочных пород.

Песчаники Ролинг-Форк (810—2100 м) — ритмично переслаивающиеся с аргиллитами, алевролитами и филлитами.

Алевролиты Пиджен (1300 м).

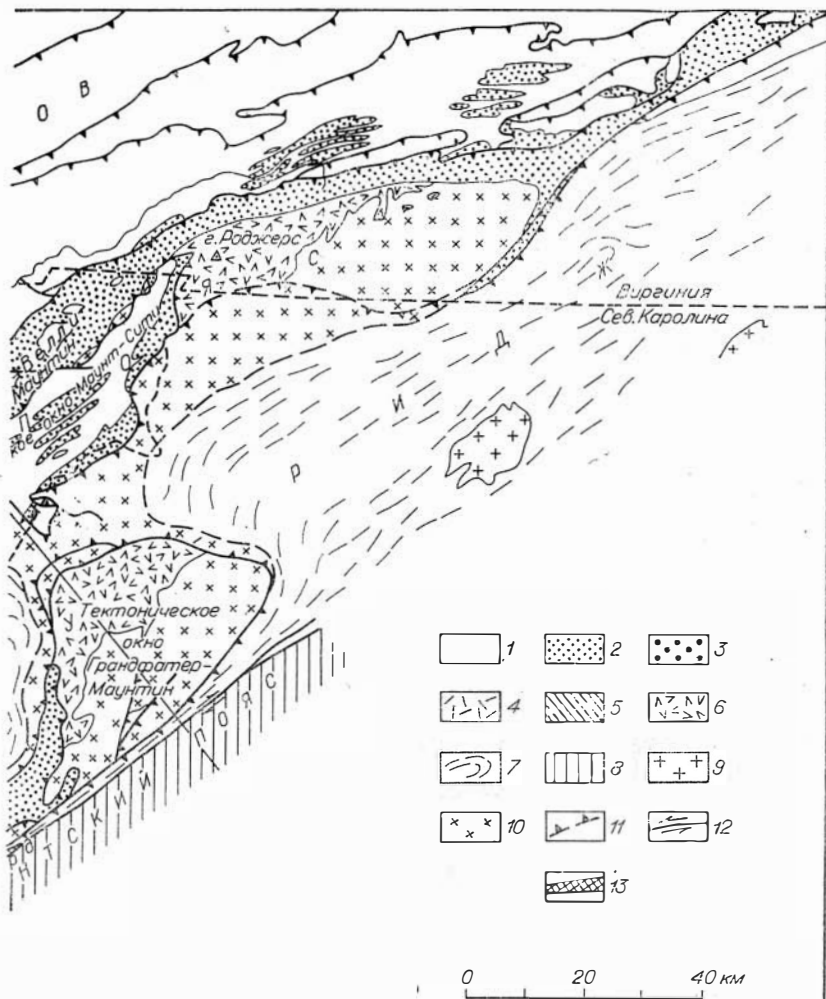
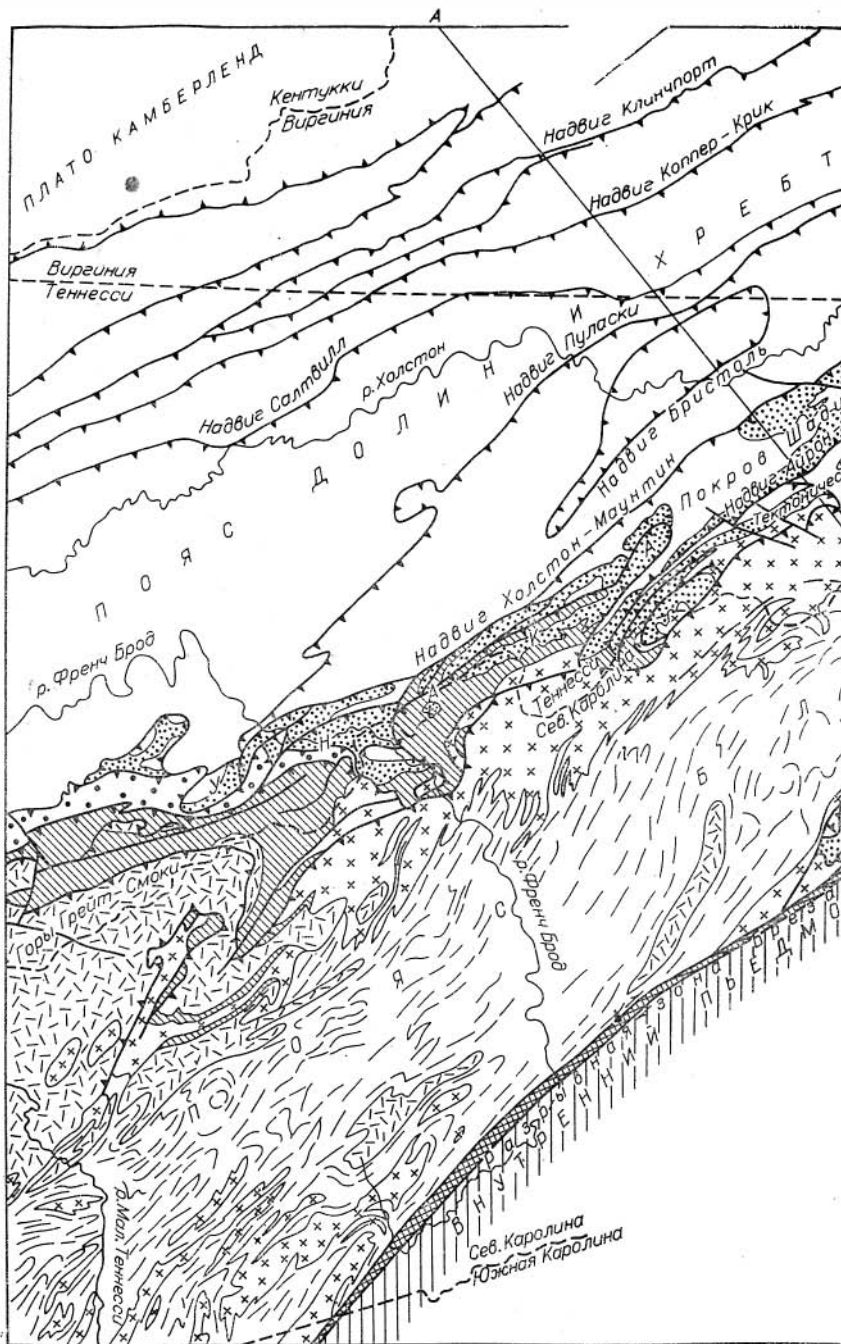


Рис. 25. Генерализованная геолого-тектоническая карта

1 — палеозойские осадочные толщи; 2 — группа Чилхови; 3 — серия Окои; 3 — группа дин Маунт-Роджерс и Грандфатер-Маунтин; 7 — докембрийские нерасчлененные тол Пьемонтского пояса, 9—10 — гранитонды: 9 — палеозойские, 10 — докембрийские; 11 — А — А' — линии про

Группа Сноуберд согласно перекрыта группой Грейт-Смоки-Маунтинс. Местами, однако, отложения Сноуберд выклиниваются, так что группа Грейт-Смоки-Маунтинс ложится с угловым несогласием непосредственно на кристаллический фундамент. Группа характеризует



та участка Аппалачей (по Bryant, Reed, 1970).

Валден-Крик, 4 — группа Грейт-Смоки-Маунтинс, 5 — группа Сноуберд, 6 — формации пояса Блу-Ридж, 8 — нерасчлененные докембрийско-фанерозойские толщи Внутреннего надвига и взбросы, 12 — разрывы с элементами сдвига, 13 — разрывная зона Бревард, филя (см. рис. 26).

ся большой мощностью (более 7500 м) и монотонным составом. В ее разрезе чередуются темно-серые грубослоистые песчаники, конгломераты, алевролиты и аргиллиты. Песчаники преимущественно кварцевые или полевошпатовые, часто содержат гальку гранитов и кварцитов.

Сходные с породами Сноуберд и Грейт-Смоки-Маунтинс отложения пользуются локальным развитием и в осевой зоне антиклинория Блу-Ридж, однако их стратиграфические соотношения с охарактеризованными группами не вполне ясны.

Почти по всей периферии антиклинория Блу-Ридж описанные верхнедокембрийские отложения перекрываются группой Чилхови. В основании ее фиксируется перерыв, местами небольшой, несогласие. Установлены участки, где группа Чилхови ложится непосредственно на кристаллический фундамент. На севере антиклинория группа подразделена на четыре формации общей мощностью около 1200 м (Wickham, 1972):

Лаудон (20—30 м) — красноцветные филлиты с редкими прослоями песчаников и конгломератов.

Уэвертон (150 м) — косослоистые кварциты с пачкой филлитов в средней части; местами обильны конгломераты.

Харперс (460 м) — филлиты, сменяющиеся вверх по разрезу плохо сортированными граувакковыми песчаниками и алевролитами.

Антиэтам (600 м) — грубослоистые кварциты с прослоями алевролитов и филлитов.

Примерно такие же состав и мощность группа Чилхови имеет и на юге антиклинория. В горах Грейт-Смоки-Маунтинс, в частности, она подразделена на следующие формации:

Кокран (360 м) — грубослоистые кварцевые и аркозовые песчаники с мелкогалечными конгломератами в основании.

Сланцы Николс (180 м) — зеленовато-серые слюдястые глауконитсодержащие алевролиты с тонкими прослоями кварцевых песчаников.

Кварциты Небо (120 м) — преимущественно тонкослоистые кварцевые песчаники.

Сланцы Муррей (100 м) — аналогичны сланцам Николс.

Кварциты Хессе (150 м) — аналогичны кварцитам Небо.

Эленмод (60 м) — глауконитовые алевролиты и песчаники, обогащенные известковистым материалом (King, 1970).

В верхних формациях группы Чилхови (Антиэтам, Муррей, Хессе) собраны остатки трилобитов, остракод и других окаменелостей, характеризующих самые низы кембрия. Таким образом, нижняя часть группы Чилхови может рассматриваться как переходная от докембрия к нижнему кембрию, что и определяет верхнюю границу докембрийского осадочно-вулканогенного комплекса провинции Блу-Ридж в целом. Нижняя граница, как указывалось, определяется наличием фундамента с радиометрическим возрастом 1100—950 млн. лет. Обломочные цирконы из осадочных пород группы Грейт-Смоки-Маунтинс имеют возраст 1000—820 млн. лет (King e. a., 1968). Возраст вулканитов из групп Маунт-Роджерс, Грандфатер-Маунтин и Катоктин, определенный по цирконам, составляет 910—820 млн. лет (Rankin e. a., 1969; Lapham Root, 1971). Все это дает основание считать, что возраст низов рассмотренного комплекса не превышает 950 млн. лет.

Верхний докембрий антиклинория Блу-Ридж совместно с перекрывающим его палеозоем интенсивно дислоцирован, будучи смят в запрокинутые к северо-западу линейные складки, осложненные крутыми надвигами (рис. 26). Юго-восточным ограничением антиклинория служит региональный крутопадающий разлом, по которому антиклинорий соприкасается с провинцией Пьемонт — «кристаллической осью» Аппалачей. Интенсивный метаморфизм и обилие интрузий, характеризующие эту провинцию, крайне затрудняют стратиграфическое расчленение развитых здесь отложений. Все же по аналогии с породами соседней про-

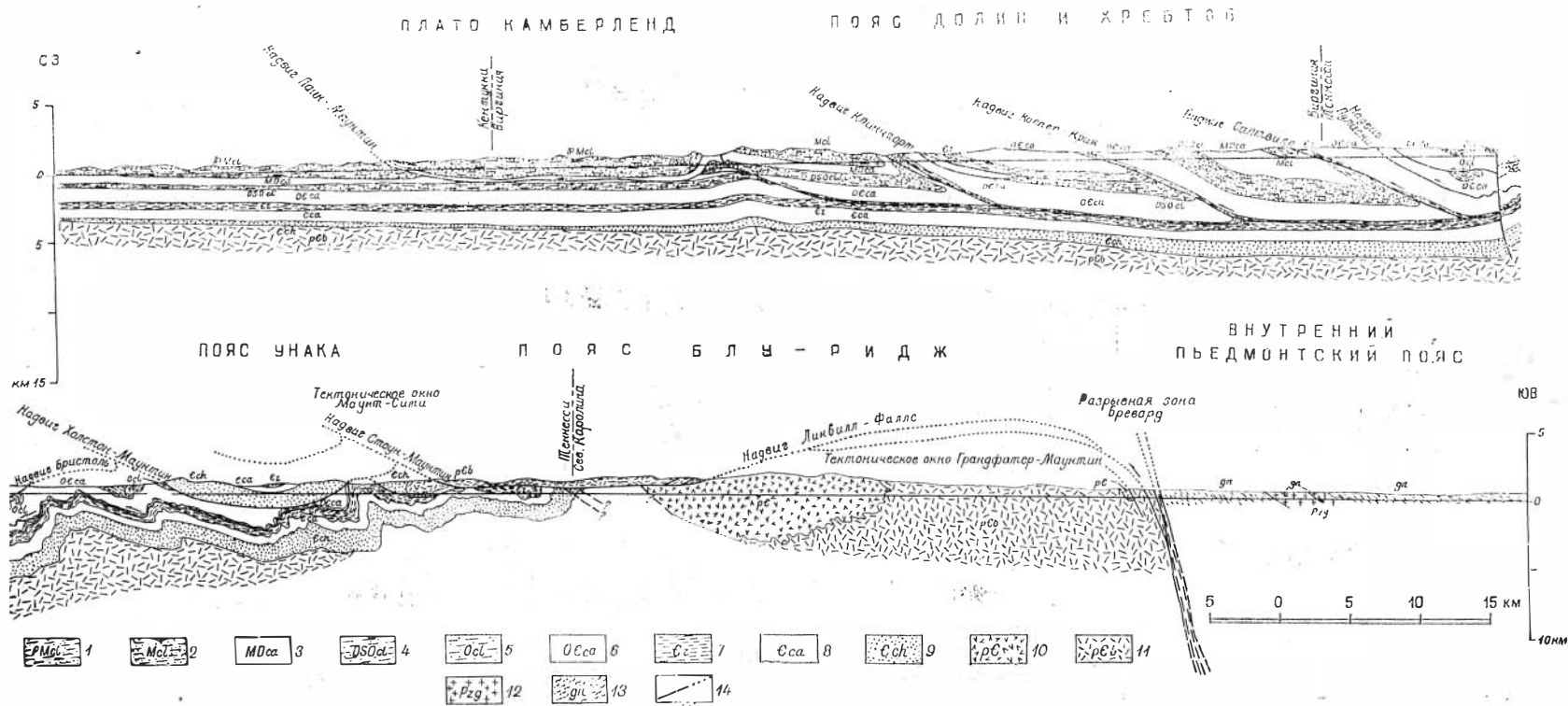


Рис. 26. Геологический профиль через Центральные Аппалачи (по: Bryant, Reed, 1970).

Палеозойские отложения: 1 — миссисипские и пенсильванские терригенные, 2 — миссисипские терригенные, 3 — девонские и миссисипские преимущественно карбонатные, 4 — ордовикские, силурийские и девонские преимущественно терригенные, 5 — ордовикские терригенные, 6 — кембрийские и ордовикские преимущественно карбонатные, 7 — кембрийские формации Роум (сланцы), 8 — кембрийские, карбонатные; 9 — терригенно-карбонатная группа Чилхови (кембрий или кембрий (?)); докембрийские отложения: 10 — верхнедокембрийские осадочные и вулканогенные, 11 — кристаллический фундамент, 12 — среднепалеозойские (?) гранитоиды; 13 — докембрийские и (или) нижнепалеозойские гнейсы и сланцы; 14 — разрывы.

винции Блу-Ридж, по наблюдаемым или предполагаемым соотношениям с нижнепалеозойскими толщами и на основании радиометрических данных в Пьемонте удастся установить присутствие верхнедокембрийских образований.

На севере провинции (штаты Пенсильвания и Мэриленд) широко распространены отложения серии Гленарм (около 7500 м), несогласно перекрывающей доверхнедокембрийские балтиморские гнейсы. Несмотря на значительный метаморфизм серии, в ней сохранились признаки осадочного происхождения. В основании серии залегают кварциты и слюдяные сланцы формации Сеттерс (около 450 м), которые местами замещаются метаконгломератами Кардифф. Выше лежат маломощные мраморы, перекрытые, в свою очередь, песчано-сланцевой формацией Уиссахикон (тысячи метров). Серию Гленарм сопоставляют по возрасту с группой Чилхови, а принадлежность ее нижних свит к верхам докембрия подтверждается изотопными определениями, соответствующими 600—500 млн. лет (Higgins, 1972).

Подобные образования известны и в более южных районах. Наиболее отчетливо они распознаются у границы с провинцией Блу-Ридж, где выделяются аналоги уже охарактеризованных формаций Линчберг и Катоктин. Они перекрыты группой Эвингтон (1000—3000 м), представленной переслаиванием кристаллических сланцев, мраморов, кварцитов и зеленокаменных пород. Группу Эвингтон коррелируют с группой Чилхови, а верхние ее горизонты — с содержащими верхнедокембрийскую и нижнеордовикскую фауну с известняками штата Мэриленд.

Основываясь на геофизических материалах и на данных по глубокому бурению, американские исследователи полагают, что образования, аналогичные развитым в открытой части Аппалачей, продолжаются под мезокайнозойским чехлом Прибрежных Равнин Атлантического океана и Мексиканского залива (King, 1969, 1970; и др.). Особенно полно они изучены во Флориде. На севере полуострова и в прилегающих районах материка скважинами вскрыты неметаморфизованные и незначительно дислоцированные отложения с фауной ордовика, силура, девона и подстилающие их вулканогенные и интрузивные образования, возможно, отчасти докембрийского возраста: измененные риолиты, туфы, агломераты и амигдалоидные базальты, а также граниты и диориты. В одной из скважин установлено, что базальные песчаники ордовика (?) перекрывают риолиты с угловым несогласием.

Все докембрийские образования как «Кристаллических Аппалачей», так и их юго-западного продолжения под Прибрежными Равнинами интенсивно дислоцированы и нарушены разрывами. Характерен интенсивный, но неравномерный метаморфизм, ослабевающий в направлении к юго-востоку, и обилие интрузий.

Несмотря на существенные изменения в строении верхнедокембрийских комплексов, наблюдаемые по простиранию Аппалачской складчатой системы, главные их особенности повторяются на разных отрезках Аппалачей, что свидетельствует о структурном единстве этой системы на позднедокембрийском этапе развития.

Широкое распространение вдоль всей Аппалачской системы выходов кристаллического фундамента, сложенного породами, аналогичными породам провинции Гренвилл на Канадском щите и имеющими одинаковый с ними изотопный возраст (1100—950 млн. лет), свидетельствует о том, что в начале и середине позднего докембрия территория Аппалачей составляла совместно с примыкающей к ней с северо-запада зоной гренвиллского омоложения единую структурную провинцию. Как было показано выше, эта провинция представляла собой подвергшуюся магматической активизации часть Северо-Американской платформы. В конце позднего докембрия северо-западная внутриконтинентальная

зона указанной провинции стабилизировалась и здесь началось формирование платформенного чехла, тогда как ее юго-восточная окраина была вовлечена в интенсивное прогибание, завершившееся складчатостью уже в палеозое.

Хотя возрастные рамки комплексов, выделенных в составе апalachского верхнего докембрия, не определены, все же их литологические особенности и положение в разрезах позволяют провести корреляцию между разобщенными сериями пород. В Северных Аппалачах подобная корреляция осуществлена канадскими геологами (Poole *et al.*, 1970), выделившими три разновозрастных комплекса различного состава и строения. Для Южных Аппалачей возрастное подразделение верхнего докембрия менее определено, что связано с большей сложностью структуры этого региона. Тем не менее и здесь отчетливо намечается трехчленное строение разреза, причем соответствующие по положению в разрезе комплексы Южных и Северных Аппалачей обнаруживают значительное сходство между собой, что дает возможность наметить общую последовательность событий в пределах всего рассматриваемого региона.

Нижние толщи Аппалачей — формации Суифт-Ран, Линчберг и группа Сноуберд — характеризуются терригенным составом при преобладании грубообломочных осадков — песчаников и конгломератов. Характерна примесь туфогенного материала. Строение разреза меняется от места к месту, резко колеблется и его мощность — от первых десятков до нескольких тысяч метров. Обломочный материал в основном состоит из продуктов разрушения подстилающих кристаллических пород. Все это указывает на резкую тектоническую расчлененность региона, в пределах которого глубокие прогибы чередовались с быстро разрушающимися поднятиями. В Северных Аппалачах фациальная обстановка была еще более изменчивой и терригенные, также большей частью грубообломочные отложения нижнего комплекса здесь местами чередуются с карбонатными породами, а местами замещаются субэральными эффузивами кислого и среднего состава. От вышележащих отложений нижний комплекс почти везде отделен значительным эрозийным перерывом, а в Северных Аппалачах местами зафиксированы слабые проявления складчатости, сопровождавшиеся внедрением гранитов.

Следующая стадия развития Аппалачской системы характеризуется накоплением очень мощного (до 10000 м и более) комплекса эффузивных и терригенных пород, сложно чередующихся по вертикали и латерали. В самых южных районах Аппалачей в составе комплекса резко преобладают кластические породы (группа Грейт-Смоки-Маунтинс). К северу они постепенно замещаются кислыми и основными вулканитами (группы Грандфатер-Маунтин и Маунт-Роджерс), а затем — базальтами (Катоктин). В Северных Аппалачах вулканогенные и терригенные породы чередуются в разрезе, причем низы комплекса представлены морскими сероцветными сланцами, граувакками и кремнистыми породами, отражающими сравнительно глубоководные условия, а верхи — в значительной мере красноцветными осадками мелководного и, возможно, наземного происхождения. В составе вулканитов, тяготеющих к средней и, в меньшей мере, к верхней частям разреза, преобладают базальты, но широко распространены и кислые эффузивы. Возраст вулканитов Южных Аппалачей определен достаточно точно (910—820 млн. лет), но изотопные датировки Северных явно омоложены. Продолжительность перерыва, отделяющего рассматриваемый комплекс от вышележащих предкембрийских отложений, неизвестна, но она может быть значительной.

Венчающие верхнедокембрийский разрез отложения, тесно связанные с перекрывающими их породами нижнего кембрия, характеризуют собой гораздо более стабильные тектонические условия, на что указы-

вает единообразие их литологического состава на обширных территориях. В Южных Аппалачах это кварциты и песчано-сланцевые, нередко глауконитсодержащие отложения групп Чилхови, Гленарм и Эвингтон, в Северных — маломощные (до 100 м) кварцитовые толщи формации Рандом и ее аналогов.

Из приведенного обзора видно, что верхнедокембрийские комплексы, слагающие основание Аппалачской складчатой системы, обладают специфическим формационным обликом, отличающим их от раннегеосинклинальных формаций большинства подвижных областей. Эта специфика заключается в широком распространении континентальных и мелководных фаций, представленных красноцветными, часто грубообломочными осадками и субазральными эффузивами, в значительном развитии кислых эффузивов и, наконец, в присутствии таких «типично» платформенных отложений, как кварцевые песчаники и глауконитсодержащие породы, присущие самым верхам докембрийского разреза. Можно предполагать, что формирование подобных комплексов, свойственных, вообще говоря, скорее орогенным, нежели раннегеосинклинальным режимам, в данном случае знаменует собой особую стадию геосинклинального развития, предшествовавшую накоплению собственно геосинклинальных формаций, — стадию разрушения консолидированной структуры древнего кратона.

*Складчатая система Уошито.* Предполагается, что верхнедокембрийские образования, подобные развитым в Аппалачах, слагают низы складчатых комплексов системы Уошито, которая представляет собой западное продолжение Аппалачской системы. Однако эти комплексы обнажены плохо, будучи погружены на обширных площадях под мезозойский чехол, и докембрий в пределах их выходов на поверхность неизвестен. Исключение составляет северо-западное ответвление системы Уошито, вдающееся в виде авлакогена в тело платформы. Разрез этой зоны изучен в горах Уичито (Нат, 1970). Низы его представлены группой Тилман (тысячи метров), состоящей из граувакк с прослоями алевролитов, аргиллитов, песчаников и кремнистых пород. Выше лежащая группа Новайо-Маунтин (тысячи метров) сложена базальтами, спилитами, андезитами и палагонитовыми туфами. Обе группы содержат мощные (до 3000 м) стратифицированные интрузии габброидов. Разрез венчается риолитами и туфами группы Карлтон (1500 м), с которыми связаны приповерхностные интрузии пертитовых гранитов. Возраст основных изверженных пород составляет 535, а кислых — 525 млн. лет, что указывает на принадлежность комплекса к кембрию и, возможно, отчасти к верхам докембрия. Комплекс интенсивно дислоцирован в палеозойское время.

Примечательно, что эта внутриплатформенная структура отличается наиболее отчетливо выраженным геосинклинальным типом разреза в сравнении с другими областями Гренландско-Аппалачского пояса. Возможно, это связано с высоким стратиграфическим положением складчатого комплекса Уичито, отражающего более позднюю стадию эволюции геосинклиналей.

### *Кордильерский пояс*

Складчатый пояс Северо-Американских Кордильер, протягивающийся в виде гигантской полосы вдоль Тихоокеанского побережья, разделяется на три сегмента, которые характеризуются различным строением слагающих их комплексов, в том числе и верхнедокембрийских. Южные Кордильеры включают горные хребты Центральной и Южной Мексики и Центральной Америки; Центральные Кордильеры прослеживаются через территорию США примерно до штата Монтана; Северные охватывают запад Канады и Аляску.

*Южные Кордильеры.* Как было показано в предыдущей главе, развитые в Южных Кордильерах древние кристаллические породы сопоставимы с породами гренвиллской зоны и по аналогии с ними могут рассматриваться как нижне-, среднедокембрийские образования, омоложенные в позднем докембрии (1000—900 млн. лет назад). Имеется, однако, по меньшей мере, два района, где наряду с отмеченными древними породами доказано существование слабо метаморфизованных верхнедокембрийских толщ (Cserna, 1970, 1971a, b).

На севере Восточной Сьерра Мадре (район Сьюдад-Виктория) распространены гранатовые гнейсы гранулитовой фации и метаморфизованные в фации зеленых сланцев мусковит-хлоритовые и тальковые сланцы, филлиты и кварциты. Разница в метаморфизме и наличие структурного несогласия свидетельствуют о более молодом возрасте сланцев. К—Аг возраст последних равен 740 млн. лет, тогда как возраст гнейсов, определенный по циркону, колеблется в пределах 1350—924 млн. лет. Геологические данные говорят о досилурийском возрасте сланцев.

Другой район распространения верхнедокембрийских сланцев расположен к югу от Мехико. Здесь в области распространения четвертичных вулканитов обнажены серицитовые сланцы, образовавшиеся за счет риолитовых туфов. Возраст циркона из сланцев равен 1020 млн. лет. По составу и возрасту эти породы могут быть сопоставлены с кислыми вулканитами поднятия Льяно на юге Северо-Американской платформы.

Эти пока еще слишком отрывочные данные позволяют все же предположить, что территория Южных Кордильер в позднем докембрии являлась структурным продолжением Аппалачско-Гренландского пояса, позднее переработанного палеозойскими и мезозойскими движениями. Выявленные здесь докембрийские комплексы, по-видимому, относятся к трем структурным этапам: к кристаллическому фундаменту платформы в зоне гренвиллского омоложения (гнейсы с изотопным возрастом 900—1000 млн. лет и более), к платформенному покрову кислых вулканитов эпохи гренвиллского омоложения (риолитовые туфы района Мехико) и, возможно, к сформировавшемуся на платформенном основании раннегеосинклинальному комплексу (сланцы Восточной Сьерра-Мадре).

*Центральные Кордильеры.* Центральный сегмент Кордильер характеризуется зональным распределением верхнедокембрийских пород разного возраста и происхождения, последовательно сменяющих друг друга в широтном направлении. С востока на запад могут быть выделены следующие зоны: Южные Скалистые горы, восточные окраины плато Колорадо и Большого Бассейна, плато Колорадо, Большой Бассейн и южное продолжение его структур в Соноре (Северо-Западная Мексика) и Береговые хребты.

В Южных Скалистых горах отложения верхнего докембрия отсутствуют или развиты незначительно. Возможно, к ним относятся кварциты Кол-Крик и группа Гусберри-Галч, образующие небольшие выходы в Передовом хребте. Мощность отложений достигает 5000 м. Группа Гусберри-Галч состоит из кварцитов, серицитов и хлоритовых сланцев с подчиненными метаконгломератами; К—Аг возраст мусковита из сланцев составляет 1290 млн. лет (Boos, 1957; Heinrich e. a., 1968). Учитывая, что породы Передового хребта характеризуются региональным изотопным омоложением, это значение следует рассматривать как верхний возрастной предел кварцитов и сланцев, которые могут принадлежать либо к низам верхнего, либо к среднему докембрию.

В то же время Южные Скалистые горы характеризуются широким распространением верхнедокембрийских интрузий, представленных двумя комплексами «внескладчатых» интрузий (Peterman e. a., 1968). Более ранние граниты типа Силвер-Плам и Сан-Изабел, большей частью двуслюдяные, сформировались в условиях умеренной глубинности; их

Rb—Sr возраст составляет 1450—1350 млн. лет. К поздней группе относятся малоглубинные граниты Пайкс-Пик и Редскин, которые имеют возраст 1100—1000 млн. лет. Граниты Пайкс-Пик слагают очень крупный массив на юге Передового хребта; они содержат дайки щелочных пород и карбонатитов. Граниты Редскин, с которыми ассоциируют и более основные породы — монзониты, диориты и габбро, образуют штокообразные тела.

Прилегающая к Скалистым горам зона восточных окраин плато Колорадо и Большого Бассейна характеризуется развитием наиболее древних в составе верхнего докембрия отложений. На юге плато Колорадо они представлены кварцитами Мазатцал (до 3000 м и более), которые местами ассоциируют с метариолитами. Породы интенсивно дислоцированы и прорваны гранитами, возраст которых 1450—1350 млн. лет (Wasserburg, Lanphere, 1965).

На северо-востоке плато Колорадо (горы Сан-Хуни) такой же возраст имеет формация Анкомпагре (3000 м). В ее основании залегают конгломераты, содержащие хорошо окатанную гальку жильного кварца, кварцитов и среднедокембрийских зеленокаменных пород Эруинг. Выше преобладают кварциты, переслаивающиеся с глинистыми сланцами и аргиллитами. Формация интенсивно дислоцирована и местами метаморфизована. Она залегает на гранитах с возрастом 1670 млн. лет и прорвана рядом последовательных интрузий гранитов и порфиоров, наиболее ранние из которых имеют возраст 1470, а поздние — 1350 млн. лет (Mose, Bickford, 1969; Barker, 1969).

В более северных районах той же зоны с формацией Анкомпагре коррелируют группы Биг-Коттонвуд и Юинта-Маунтин (Condie, 1966, 1967c; Woodward, 1967a, b). Первая обнажается в хр. Уосатч на востоке Большого Бассейна и представлена мощной (более 5500 м) толщей светлых кварцитов с прослоями филлитов, иногда доломитов и метабазальтов. По всему разрезу проявлены знаки ряби, косая слоистость, трещины усыхания; характерна фациальная неустойчивость разреза. Базальные слои группы содержат гальку подстилающих кристаллических пород с возрастом около 1600 млн. лет (Джилетти, Гаст, 1963). Толща умеренно дислоцирована.

Группа Юинта-Маунтин, развитая в соседнем к востоку районе (горы Юинта), имеет очень похожий разрез и сложена кварцитами, аркозовыми песчаниками и глинистыми сланцами (5000—7000 м). Базальные слои содержат конгломераты и с резким угловым несогласием перекрывают архейский кристаллический комплекс. Вверх по разрезу группа Юинта-Маунтин наращивается пестроцветными глинистыми сланцами и Рейд-Пайн (1000 м) и толщей красноцветных кварцитов и сланцев (сотни метров). Выше с небольшим угловым несогласием залегают кембрийские кварциты (Williams, 1953). Верхний докембрий гор Юинта образует обширный пологий свод широтного простирания.

Как видно из описания, в пределах рассматриваемой зоны верхний докембрий характеризуется весьма однообразным формационным обликом, который определяется резким преобладанием кварцитов. Мощность разреза, весьма значительная на севере зоны (до 8000 м), заметно уменьшается к югу (до 3000 м). Одновременно в том же направлении нарастает интенсивность складчатости, метаморфизма и гранитного магматизма, причем на юге зоны появляются кислые эффузивы, не известные севернее. Дислокации и гранитный магматизм имеют древний возраст (1450—1350 млн. лет), что определяет принадлежность комплекса в целом к самым низам верхнего докембрия.

Граниты такого же возраста развиты и в более западных районах (Silver e. a., 1963; Lanphere, 1964), но осадочные породы принадлежат там к более верхним частям верхнедокембрийского разреза и залегают на эродированной поверхности указанных гранитов.

В центральных и западных районах плато Колорадо развиты отложения серии Гранд-Каньон, которая несогласно перекрывает среднедокембрийские сланцы Вишну и прорывающие их граниты Зороастер, возраст которых 1400 млн. лет. Низы серии Гранд-Каньон — группа Анкар (1400 м) — сложены строматолитовыми доломитами и Басс и перекрывающими их красноцветными песчаниками и сланцами Хакатай. Верхняя часть — группы Нанкоуип (100 м) и Чуар (1800—2000 м) — состоит из пестроцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов с подчиненными известняками. В составе группы Нанкоуип известны также базальты, К—Аг возраст которых составляет 845 млн. лет. В низах же серии, в доломитах Басс, залегают диабазовые силлы с возрастом 1200 млн. лет. Таким образом, серия Гранд-Каньон охватывает значительный возрастной интервал, соответствующий средней части позднего докембрия. Дислокации серии Гранд-Каньон в основном выражены блоковыми перемещениями; небольшое угловое несогласие отделяет ее от вышележащих нижнекембрийских песчаников Тепит (Кинг, 1961; Ford e. a., 1972).

На юге плато Колорадо низам серии Гранд-Каньон соответствуют по возрасту сланцы группы Апаче и кварциты Трой. Группа Апаче с резким угловым несогласием перекрывает кварциты Мазатцал и прорывающие их граниты. Она состоит из:

Сланцев Пайонир (30—150 м), представленных алевролитами, аргиллитами и кислыми туфами с пачкой базальных конгломератов Сканлан в основании.

Кварцитов Драйпинг-Спринг (200—250 м) с прослоями алевролитов аркозовых песчаников и конгломератов.

Известняков и доломитов Мескал (80—140 м), в значительной мере органогенных. Нижние горизонты известняков Мескал отличаются широким развитием грубых карстовых брекчий.

Кварциты Трой (до 400 м) представлены большей частью грубозернистыми плохо сортированными породами, которые несогласно перекрывают среднедокембрийскими кварцитами Болса.

Описанные отложения сформировались в условиях мелкого шельфа и характеризуются однообразием фациальной обстановки по латерали. Внутри них установлено несколько эрозионных перерывов, из которых два особенно крупные: предшествовавший накоплению кварцитов Трой, в течение которого группа Апаче была местами полностью эродирована, и предкембрийский. С последним связаны своеобразные дислокации верхнедокембрийских толщ, проявленные вдоль узких приразломных зон, между которыми слон практически не деформированы. Возраст диабазовых даек и силлов, залегающих в породах Апаче и Трой, составляет 1200—1150 млн. лет, что указывает на большую длительность предкембрийского перерыва.

В отличие от плато Колорадо верхнедокембрийские толщи Большого Бассейна повсеместно дислоцированы и нередко метаморфизованы. Наиболее полный разрез этого региона обнажен на юге Большого Бассейна, в районе Долины Смерти, где он характеризуется двучленным строением.

Нижняя часть разреза выделена под названием серии Парамп, строение которой меняется в широтном направлении. В западных районах ее развития серия разделена на три толщи. Нижняя (более 800 м) сложена хорошо сортированными кварцитами (преобладают), карбонатными породами; встречаются также песчаники и конгломераты с хорошо окатанной галькой кварца. В средней толще (1900 м) преобладают крупнозернистые песчаники; мелкозернистые разности и глинистые сланцы также обычны. Очень характерна тонкая ритмичная слоистость. В средней части толщи широкое распространение получили грубообломочные конгломераты и фангломераты, состоящие из обломков непосредственно подстилающих их пород. Верхняя толща (свыше 800 м)

представлена, подобно нижней, кварцитами с прослоями доломитов (частью водорослевых) и глинистых сланцев.

По-видимому, эта верхняя толща соответствует формации Кристалл-Спринг, которая слагает низы серии Парамп в более восточных районах. Нижняя часть (до 350 м) формации состоит из кварцитов, песчаников и аркозов с базальной пачкой конгломератов, а верхняя (около 500 м) — из переслаивающихся глинистых сланцев и доломитов со строматолитами. Они перекрыты доломитами Бек-Спринг (400 м), содержащими прослой глинистых сланцев и песчаников. Завершает разрез формация Кингстон-Пик (более 700 м), сложенная аргиллитистыми песчаниками и конгломератами. Последние образуют мощную пачку в середине разреза. Если принятое сопоставление правильно, мощность серии Парамп составляет около 5000 м (Hewett, 1956).

Серия Парамп дислоцирована в систему открытых антиклиналей, чередующихся со сжатыми, иногда опрокинутыми синклиналями северо-северо-западного простирания, которое соответствует простиранию мезозойских складок, сильно осложняющих древнюю структуру. Местами породы серии метаморфизованы и превращены в биотитовые сланцы. Серия с резким угловым несогласием залегает на кристаллических породах фундамента, возраст которых заведомо древнее 1800—1600 млн. лет и, в свою очередь, также с более или менее ясно выраженным угловым несогласием перекрыта осадками верхов докембрия, а местами — нижнего кембрия. Внутри серии также отмечается ряд перерывов и несогласий. Наиболее крупный, видимо, имеется в основании формации Кристалл — Спринг, которая в восточных районах ложится непосредственно на фундамент. Другой перерыв отмечается в основании формации Кингстон-Пик, о чем говорит наблюдающееся местами выпадение из разреза подстилающих доломитов Бек-Спринг.

Развитые в том же районе граниты с возрастом 1450—1400 млн. лет нигде не интродуцируют серию Парамп. Это служит косвенным указанием на более молодой возраст последней и тем самым позволяет коррелировать ее с серией Гранд-Каньон.

Самые молодые докембрийские образования Большого Бассейна слагают базальную серию мощного геосинклинального комплекса палеозоя. На западной стороне Долины Смерти их разрез состоит из следующих формаций:

Уайман (3000 м) — тонкослоистые бурые аргиллиты, алевролиты и тонкозернистые песчаники с прослоями и линзами оолитовых известняков.

Доломиты Рид (около 700 м).

Дип-Спринг (более 500 м), состоящая из трех толщ: 1) известняки с подчиненными доломитами, кварцитами, известковистыми песчаниками, 2) кварциты и перекрывающие их известняки, 3) кварцитовидные песчаники и перекрывающие их доломиты.

Кампито — нижняя часть (800—900 м) состоит из кварцитовидных песчаников с прослоями алевролитов и глинистых сланцев; в верхней сланцевой части содержится раннекембрийская фауна.

К востоку от Долины Смерти разрез существенно отличается от охарактеризованного, особенно в низах. Здесь на серии Парамп, отделяясь от нее угловым несогласием, залегают:

Доломиты Нундей (500 м).

Формация Джонни (800—1200 м) — алевролиты и кварциты (иногда гальковые с подчиненными доломитами и известняками).

Кварциты Стирлинг (от 1600 м на западе до 800 м на востоке), содержат пачки алевролитов, доломитов и известняков, роль которых снижается в восточном направлении. Верхи формации сопоставляются с доломитами Рид из западного разреза, тогда как корреляция подстилающих толщ не определена.

Формация Вуд-Каньон (700—1000 м), состоящая из трех толщ: алевролитовой (аналог Дип-Спринг), кварцитовой и кварцит-алевролитовой, которая по литологии и наличию в верхах раннекембрийской фауны сопоставляется с Кампито.

Еще восточнее, при переходе к структурам плато Колорадо, описанные толщи верхов докембрия выпадают из разреза, и нижний кембрий ложится с угловым несогласием на серию Парамп или на подстилающие ее кристаллические сланцы (Stewart, 1970).

В других районах Большого Бассейна аналоги серии Парамп неизвестны и верхний докембрий представлен более молодыми отложениями. Они широко распространены на северо-востоке Большого Бассейна, где обнаруживают ту же, что и на юге, закономерность — изменение состава и мощности разреза в широтном направлении и выклинивание к востоку (Condie, 1966; Crittenden *et al.*, 1971).

В крайних с востока выходах в хр. Уосатч верхи докембрия представлены двумя формациями. Нижняя — тиллиты Минерал-Форк (300—1000 м) — несогласно перекрывает описанную выше группу Биг-Коттонвуд. Верхняя формация Мьютьюал (до 400 м) сложена красными кварцитами и красными и зелеными глинистыми сланцами, которые отделены угловыми несогласиями как от подстилающих тиллитов, так и от вышележащих кембрийских кварцитов Тинтик. Местами, однако, контакт с кембрием согласный и характеризуется постепенным переходом.

Несколько западнее мощность разреза быстро увеличивается. Здесь залегающие над тиллитами Минерал-Форк отложения разделены на формации:

Мейпл-Каньон (300—350 м) — тонкослоистые алевролиты в низах, песчаники в средней части и конгломераты с прослоями кварцитов и аргиллитов в верхах.

Келли-Каньон (первые сотни метров) — аргиллиты с прослоями известняков, доломитов и кварцитов.

Кадди-Каньон (500—800 м) — кварциты.

Инком (120—150 м) — аргиллиты, зеленоватые в нижней и красные в верхней половине разреза.

Мьютьюал (сотни метров) — грубозернистые красные полосчатые кварциты с прослоями аргиллитов и иногда кислых и основных туфов.

Браунс-Хол — в низах базальты (60—150 м), в верхах кварциты (50 м).

Еще западнее, в более внутренних частях Большого Бассейна, разрез верхов докембрия отличается преобладанием сланцев; кварциты здесь по-прежнему играют существенную роль, но значение тиллитов постепенно сходит на нет. Общая мощность разреза достигает 6000 м. Как и в других районах, в основании перекрывающих отложений нижнего кембрия признаки несогласия отсутствуют, но ряд авторов отмечает наличие перерыва. Отложения смяты в пологие складки и заметно метаморфизованы (местами вплоть до амфиболитовой фации); возраст дислокаций и метаморфизма признается последокембрийским.

Такое же положение в разрезе занимают верхнедокембрийские отложения в Соноре — так называемые слои Гамуса (1600 м). Нижняя треть толщи сложена чередующимися песчанистыми сланцами, тонкослоистыми известняками и тонкозернистыми кварцевыми песчаниками, выше залегают доломиты. К тому же комплексу, по-видимому, относятся метаморфизованные породы — филлиты, кварциты, мраморы. Слои Гамуса, вероятно, моложе гранитов, интрузирующих подстилающую толщу среднедокембрийских кристаллических сланцев и имеющих возраст 700 млн. лет. Вверх по разрезу рассматриваемые отложения постепенно сменяются толщей пород, содержащих фауну нижнего кембрия (Cserna, 1970, 1971b).

В зоне Береговых хребтов на западе Центральных Кордильер верхний докембрий в настоящее время не идентифицирован, что, возможно, связано со сложностью структуры и интенсивным метаморфизмом развитых здесь отложений.

Судя по приведенным данным, на значительной части территории Центральных Кордильер в начале позднего докембрия (1450—1350 млн. лет назад) проявились процессы интенсивной магматической активизации, выразившейся, как и в примыкающих к Кордильерам частях платформы, во внедрении гранитов и, местами, в накоплении кислых лав. Сходство и синхронность магматических процессов в обоих регионах показывает, что в начале позднего докембрия территория Центральных

Кордильер являлась непосредственным продолжением зоны эльсонского омоложения, выделенной на юге Северо-Американской платформы. Указанным процессам активизации предшествовало накопление мощных (тысячи метров) кварцевых толщ, выполнявших, по-видимому, внутриплатформенные впадины в восточной части Централных Кордильер.

Дальнейшая история региона характеризовалась погружением западной окраины континента, охватившим большую часть Централных Кордильер вплоть до Скалистых гор. Сформировавшиеся в середине и конце позднего докембрия терригенно-карбонатные отложения по формационному облику очень близки к разновозрастным отложениям Северных Кордильер, совместно с которыми они и будут рассмотрены.

*Северные Кордильеры.* В пределах Северных Кордильер выходы верхнего докембрия сосредоточены в основном в их северо-восточной зоне: в Северных Скалистых горах и на их северо-западном продолжении — в горах Огилви и Маккензи (на северо-западе Канады) и в хр. Брукса (на Аляске). В соседней с запада внутренней зоне плато и низменностей нижние части геосинклинального разреза Кордильер интенсивно метаморфизованы. Они образуют протяженный пояс (кристаллический пояс Оминко), сложенный палеозоем и докембрием. Присутствие среди них верхнедокембрийских образований не вызывает особых сомнений, однако удовлетворительной корреляции с неметаморфизованными породами верхнего докембрия удалось достичь лишь в немногих случаях (Douglas e. a., 1970). Еще западнее, в Береговых хребтах, так же как и береговой зоне Централных Кордильер, верхний докембрий не распознается.

Наиболее полно разрез докембрия представлен и изучен на крайнем юге Северных Скалистых гор, у границы США и Канады. Здесь установлено его двучленное строение. Нижний комплекс выделен в надгруппу Белт (в Канаде — серия Перселл), верхний — в серию Виндермер.

Надгруппа Белт представляет собой монотонную серию темных тонкозернистых кластических пород, которым подчинены доломиты и реже известняки. Карбонатные породы содержат многочисленные остатки водорослей. Терригенные отложения обладают признаками мелководного происхождения, которые, однако, исчезают по мере перехода к нижним частям разреза. Мощность надгруппы очень велика и местами достигает 20 000 м, но в направлении к востоку постепенно сокращается до 6000—7000 м и менее. В фациальном отношении разрез надгруппы Белт характеризуется устойчивостью на обширных пространствах и обнаруживает существенные изменения лишь у восточной границы распространения пород надгруппы. Считается, что эта граница примерно соответствует границе первичного бассейна седиментации. Все толщи залегают согласно, но, по-видимому, разделены перерывами, которые, однако, идентифицировать большей частью не удается (Ross, 1963; Smith, Barnes, 1966; Harrison, Campbell, 1968; Harrison, 1972).

В качестве опорного может быть рассмотрен разрез, характеризующий район гор Биттер-Рут, на западе Монтаны. Здесь надгруппа Белт расчленена следующим образом:

Формация Причард (7000 м и более) — темноокрашенные обычно пирит-содержащие серые и зеленые аргиллиты, алевролиты и реже глинистые песчаники, в верхах — карбонатные породы. Основание не обнажено.

Группа Равалли (2500—3000 м), состоящая из формаций:

Бюрк (1000—1500 м) — темно-серые и зеленоватые плитчатые аргиллиты и алевролиты.

Риветт (250—650 м) — в низах тонкослоистые белые и черные кварциты, выше серо-зеленые алевролиты и аргиллиты.

Сент-Риджис (250—500 м и более) — алевролиты и аргиллиты.

Группа Пиган представлена формацией Уоллас (1500—5000 м), сложенной внизу белыми, выше — серыми, зеленоватыми и голубоватыми карбонатными алевролитами и аргиллитами с подчиненными доломитами и известняками. Содержит строматолиты и другие органические образования.

Группа Мизула (до 5000 м), состоящая из формаций:  
Спрюз (до 1200 м) — красные и серые аргиллиты и алевролиты с прослоями кварцитов и доломитов.  
Люпайн (1000 м) — кварциты.  
Словай (1500 м) — того же состава, что и Спрюз.  
Боучард (до 1300 м) — темные аргиллиты, алевролиты, кремнистые и известковистые сланцы, которые трансгрессивно залегают на разных горизонтах нижележащих пород.  
Для группы Мизула характерны признаки мелководного происхождения — трещины усыхания, косая слоистость, волноприбойные знаки, отпечатки галита.

Выше залегают среднекембрийские кварциты Фламхед, в основании которых в нескольких пунктах отмечено ясно выраженное угловое несогласие. В большинстве случаев, однако, средний кембрий лежит на разных толщах надгруппы Белт с параллельным несогласием, отделяясь от них глубоким разрывом. Несколько западнее подобные же соотношения намечаются в подошве нижнего кембрия.

К востоку от хр. Биттер-Рут намечается заметное сокращение мощностей и некоторое погрубение осадков. В районе гор Белт отложения надгруппы заходят глубоко в заливом в сторону платформы, образуя структуру типа авлакогена. Изученный здесь разрез включает формации:

Найхарт (230 м) — кварцитовидные песчаники, залегающие с угловым несогласием на кристаллическом фундаменте.

Чеймберлин (500 м) — темные песчано-глинистые сланцы.

Ньюланд (до 800 м) — известняки, частично доломитизированные, местами строматолитовые, с прослоями песчаников и сланцев.

Грейсон (300 м) — темные глинистые сланцы с прослоями песчаников и строматолитовых доломитов.

Спокан (500—700 м) — пестроцветные глинистые сланцы.

Эмпайр (до 300 м) — темные глинистые сланцы.

Хелина (800 м) — доломиты.

Марш (до 1000 м) — глинистые сланцы.

Гринхорн-Маунтин (600 м) — кварциты.

В настоящее время низы этого разреза сопоставляют с формацией Причард, формации Грейсон, Спокан и Эмпайр — с группой Равалли, доломиты Хелина с формацией Уоллас, Марш — со Спрюз, Гринхорн-Маунтин — с Люпайн. Прибрежные фации, обнаженные узкой полосой вдоль южного края охарактеризованного залива, резко сокращены по мощности и имеют грубообломочный характер: они представлены конгломератами, гравелитами и граувакками (формация Ла-Худ).

Надгруппа Белт смята в пологие, часто коробчатые складки; эти дислокации связаны в основном с мезозойским орогенезом. Мезозойский возраст имеет также интенсивный, но локально проявленный (в контактовых ореолах молодых гранитов) метаморфизм (рис. 27).

К северу от описанного пересечения характер разреза сохраняется. В горах Перселл, непосредственно у границы США и Канады, отложения надгруппы Белт, выделенные здесь как серия Перселл, имеют мощность 11 000—15 000 м. Нижние части серии представлены формациями Олдридж (аналог Причард, более 5000 м) и Крестон (аналог Равалли, 2000 м), которые состоят преимущественно из кварцитов и аргиллитов. Средняя часть разреза (более 2500 м) сложена разноокрашенными известковыми и доломитовыми породами и аргиллитами формаций Китченер и Сайе (аналоги Пиган) и характеризуется присутствием базальтовых толщ. Верхи серии, соответствующие группе Мизула, состоят из серых, зеленых и черных аргиллитов, доломитовых известняков и кварцитов формаций Датч-Крик (1400 м) и Маунт-Нелсон (1100 м).

Описанные отложения перекрыты серией Виндермер. В большинстве случаев угловое несогласие между ними не выражено или выражено слабо, однако местами оно достигает 45° и более (Bostock e. a., 1957).

В горах Перселл смятые в пологие складки отложения серии Перселл интродуцированы небольшими массивами лейкократовых грубозер-

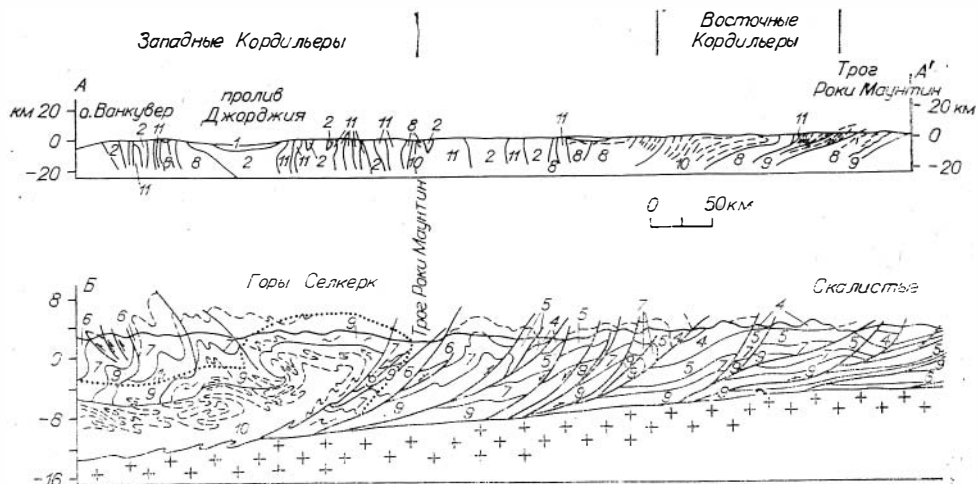


Рис. 27. Генерализованные структурные профили через  
Ц и ф р ы на разрезах — осадочно-вулканогенные образования: 1 — средне-, нижнедокембрийские породы; 2 — разры  
ске, 6 — ордовикско-кембрийские, 7 — нижнекембрийские, 8 — палеозойские нерасчлененные, 9 —  
фический комплекс

нистых гранодиоритов. Предвиндзермерский перерыв и несогласие связывают с так называемой восточно-кутенойской орогенцией, приведшей к образованию открытых меридиональных складок, пересекающих под углом северо-восточные структуры фундамента примыкающей платформы. Мезозойские движения в определенной степени преобразовали древнюю структуру, в результате чего сформировался крупный антиклинарий, характеризующийся своеобразными коробчатыми формами (Wheeler, 1966).

В восточном направлении мощность белтского разреза, как и в Монтане, сокращается; в хребтах Льюис и Кларк она не превышает 6000—7000 м. Здесь выделены следующие формации:

Уотертон (200 м) — переслаивание красных, зеленых и серых доломитов, известняков и доломитов.

Элтин (350—500 м) — полосчатые доломиты.

Аппекунни (300 м) — переслаивание серо-зеленых аргиллитов, кварцитов и песчаников.

Гриннел (до 800 м) — красные аргиллиты и песчаники, реже конгломераты и кварциты.

Сайе (до 1300 м) — переслаивание известняков, доломитов, известковистых аргиллитов; породы содержат обильные строматолиты (Cloud, Semikhatov, 1969).

Формации Уотертон и Элтин отвечают формации Причард, Аппекунни и Гриннел — группе Равалли, а Сайе — Хелина и Уоллас. Выше Сайе залегает мощная (до 4000 м) толща пестроцветных аргиллитов и алевролитов с прослоями строматолитовых доломитов и кварцитов. В основании содержится пласт базальтов мощностью до 100 м. Толща разделена на ряд не выдержанных по простираанию формаций, в целом соответствующих группе Мизула. Наиболее подробно ее разрез изучен в южной оконечности хр. Льюис, где выше карбонатной формации Сайе выделено шесть формаций:

Сноуслип (до 700 м) — серо-зеленые и красно-бурые известковистые алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников.

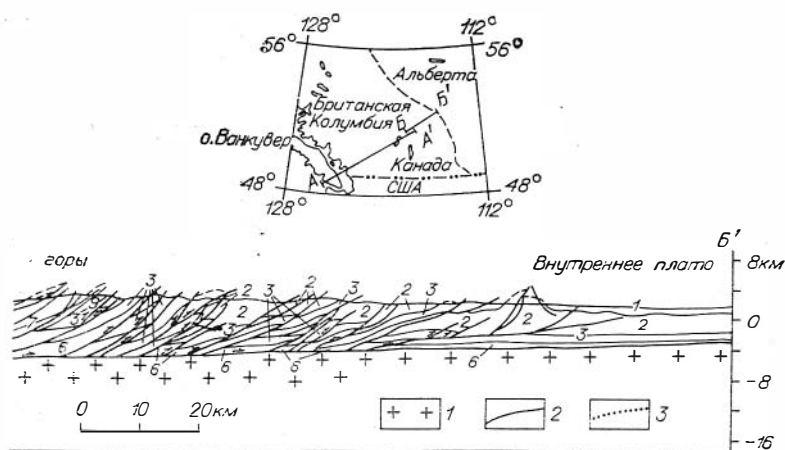
Шеппард (до 660 м) — серо-зеленые доломиты, известковистые алевролиты и глинистые сланцы со строматолитами.

Шилдс (до 900 м) — красноцветные аргиллиты и кварциты, часто косослоистые, с трещинами усыхания и отпечатками галита.

Боннер (до 320 м) — кварциты.

Мак-Наммара (до 1000 м) — красно- и сероцветные алевролиты и аргиллиты.

Гарнет-Рейндж (300 м) — слюдяные кварциты, алевролиты и аргиллиты.



южную часть Северных Кордильер (по: Douglas e. a., 1970).

вы, преимущественно надвижки; 3 — гранатовая изограда метаморфизма.  
3 — позднепалеозойские, 4 — ордовикско-верхнекембрийские, 5 — среднекембрий-  
верхне-докембрийские, 10 — палеозойско-докембрийские нерасчлененные (метамор-  
Шусуп), 11 — гранитонды.

Надгруппа Белт охарактеризована многочисленными K—Ar, Rb—Sr и более редкими U—Th—Pb определениями возраста, полученными по породам из разных частей разреза. Они дают довольно большой разброс цифр — от 1600 до 760 млн. лет. Некоторые из определений оказались ошибочными, но большинство разделилось на три группы, распределившиеся по разрезу следующим образом (Obradovich, Peterman, 1968, Harrison, 1972). Нижние формации (Найхарт, Чеймберлин, Ньюланд, Грейсон, Олдридж) имеют изотопный возраст около 1300 млн. лет. Возраст средней части разреза (формации Эмпайр, Шеппард, Мак-Наммара) определен примерно в 1100 млн. лет. Наконец, по самым верхним толщам (Гарнет-Рейндж и др.) получены цифры от 900 до 760 млн. лет. Последние представляются омоложенными, так как перекрывающие надгруппу Перселл отложения имеют возраст более 900 млн. лет (см. ниже). Это позволяет определить верхнюю границу надгруппы примерно в 950 млн. лет.

Фундамент надгруппы Белт обнажен в южных районах ее распространения, где она залегает на древних архейских сланцах типа Шерри-Крик, которые прорваны гранито-гнейсами Диллон с возрастом 1800—1600 млн. лет. Однако эти породы зачастую омоложены, на что указывают сравнительно часто встречающиеся цифры 1500—1300 млн. лет. Повидимому, это омоложение было связано с плутоническими процессами, предшествовавшими отложению белтских осадков. Изотопные определения возраста нижних белтских свит, равные, как указывалось, 1300 млн. лет, могут подтвердить высказанное предположение. Оно также хорошо увязывается с данными о возрасте групп Апаچه и Гранд-Каньон, с которыми надгруппа Белт издавна сопоставлялась.

Севернее гор Перселл сопоставляемые с надгруппой Белт отложения погружаются под осадки серии Виндермер и выходят на поверхность только на севере Скалистых гор, в районе хр. Стон. Нижняя половина развитой здесь мощной (8000 м) серии характеризуется преобладанием сходных с осадками Белт кварцитов и карбонатных пород, отложившихся в условиях мелководного шельфа. Она расчленена на формации:

Чиша (1050 м) — пестрые доломиты и кварциты с подчиненными алевролитами.  
Джордж (390—580 м) — серые известняки и доломиты.

Генри-Крик (350—520 м) — известковистые аргиллиты и алевролиты, подчиненные песчаники и известняки.

Течо-ди (1700 м) — кварциты, доломиты и алевролиты, редкие прослои красных глинистых сланцев.

Верхняя половина серии сложена флишеидными толщами и состоит из двух формаций:

Эйда (1160—2700 м) — серые аргиллиты и алевролиты.

Геттега (более 1500 м) — темно-серые аргиллиты и алевролиты с подчиненными песчаниками.

Эти формации с небольшим (5—15°) угловым несогласием перекрыты нижним кембрием (Bell, 1968с).

Подобные образования выявлены в горах Маккензи, где слагают разрез мощностью около 8500 м, представленный кварцитами, глинистыми сланцами, алевролитами, доломитами и известняками с подчиненными конгломератами и железистыми породами. Они с несогласием перекрыты тиллитами серии Виндермер (Ziegler, 1967). Восточнее, в горах Франклин, верхний докембрий представлен 2000-метровой толщей разноокрашенных глинистых сланцев, алевролитов и песчаников, несогласно подстилающих нижний кембрий и сопоставляемых с надгруппой Белт.

В горах Огилви разрез верхнего докембрия существенно меняется и характеризуется преобладающим развитием карбонатных пород и эвапоритов. Здесь выделены формации:

Норр (3000 м) — темные глинистые сланцы и аргиллиты (внизу) и оранжевые доломиты (вверху).

Джипсум-Валли (около 1300 м) — внизу переслаивание глинистых сланцев, доломитов и известняков, вверху — гипсов, ангидритов, известняков.

Дивайд-Маунтин (650 м) — глинистые сланцы и доломиты.

Эти формации смяты в сжатые складки и местами метаморфизованы до филлитов; они с угловым несогласием перекрыты серией Виндермер, местами нижним и средним кембрием (Ziegler, 1967).

Как указывалось, охарактеризованные отложения Северо-Западной Канады традиционно коррелируются с надгруппой Белт, однако такая корреляция может считаться достаточно обоснованной только в том отношении, что все они, по-видимому, имеют довиндермерский возраст. Что касается их нижней границы, то к северу от стратотипической местности, в Монтане, она нигде не определена. Обращает на себя внимание то, что некоторые разрезы, например в горах Огилви, могут быть скорее сопоставлены с платформенными разрезами верхнего докембрия в прилегающих районах Канадского щита, нежели с белтскими отложениями. В других случаях отмеченное сходство проявлено не столь отчетливо, но тем не менее возможность корреляции части верхнедокембрийских отложений на севере Кордильер с платформенным терригенно-карбонатным комплексом Канадского щита нельзя отрицать. Учитывая принадлежность последнего к низам верхнего докембрия (древнее 1300 млн. лет), следует допустить, что часть верхнедокембрийских пород Северных Кордильер имеет добелтский возраст.

В отличие от надгруппы Белт перекрывающая ее серия Виндермер характеризуется более грубым составом отложений. Преобладающим развитием пользуются аргиллиты, песчаники, кварциты, местами конгломераты и брекчии. Карбонатные породы играют существенную роль лишь в западных, наиболее удаленных от платформы участках, где они приурочены к верхам разреза (Wheeler, 1966).

Базальные слои серии обнажаются на юге региона, в горах Перселл. Разрез здесь представлен следующими формациями:

Тоби, в США Шедруф (до 3500 м) — грубые конгломераты и осадочные брекчии, залегающие на разных формациях надгруппы Белт; сложены несортированными

ми по размеру и окатанности обломками осадочных пород, характерных для надгруппы Белт, иногда гранитогнейсами; по облику напоминают тиллиты.

Волканик-Айрин, в США Леола (до 2000—3000 м) — зеленокаменные эффузивы с прослоями обломочных, реже карбонатных пород. Значения К—Аг возраста по эффузивам дают большой разброс; самые древние, по новым данным, составляют 850—918 млн. лет (Miller et al., 1973).

Монк (1400 м) — тиллиты с толщей конгломератов (70 м) в основании; в верхах появляются грубозернистые песчаники, пересланяющиеся с тальковыми сланцами, аргиллитами и маломощными слоями известняков и известковистых сланцев.

Три-Систерс (700—1000 м) — крупнозернистые песчаники, местами замещающие тонкообломочными отложениями.

К востоку мощность серии значительно уменьшается (особенно нижних формаций), параллельно возрастает роль грубообломочных отложений и снижается — карбонатных. Это говорит о сносе с востока, отчасти с края кратона, отчасти с растущего поднятия на месте современных гор Перселл.

Нижний кембрий у границы с США перекрывает серию Виндермер с несогласием (Wheeler, 1966). В более северных районах соотношения с нижним кембрием согласные, что, несмотря на заметно проявленный во многих выходах серии Виндермер метаморфизм, позволяет осуществить удовлетворительную возрастную корреляцию. Этому способствует также общий для верхов докембрия Западной Канады грубообломочный характер отложений.

В горах Карибу с серией Виндермер сопоставляются неравномерно метаморфизованные отложения, в составе которых выделены:

Группа Кейза (3000 м) — чешуепопелитовые кварциты и филитизированные грубозернистые песчаники.

Формация Айзек (1000—1600 м) — глинистые сланцы, филиты, известняки, кварциты, грубозернистые песчаники.

Известняки Каммингем (около 400 м).

Эти породы перекрыты нижнекембрийской группой Карибу (Campbell, 1970).

В восточных районах Северных Скалистых гор этим верхнедокембрийским толщам соответствует близкая по литологии группа Майетт, которая большей частью образует многочисленные надвиговые чешуи. Иногда она совместно с перекрывающими ее нижнекембрийскими кварцитами Гог окаймляет выходы глубоко метаморфизованных пород — гнейсов и амфиболитов, которые резко отличаются от верхнедокембрийских пород и кажутся экзотичными среди окружающих их метаосадочных толщ; это заставляет предполагать их более древний, ранне- или среднедокембрийский возраст (Giovannella, 1968). Не исключено, что и в некоторых других участках среди метаморфизованных верхнедокембрийских отложений также могут быть выделены более древние образования.

Далее, к северу верхи докембрия изучены фрагментарно и большей частью менее подробно. В окрестностях гор Ингеника они представлены нижней частью метаморфического комплекса Вулверин — группой Тенакихи (4500 м). Она сложена в основном кварцитами и кварц-слюдяными сланцами, частью с гранатом, кинанитом и ставролитом, а также гнейсами, реже мраморами. Эти породы согласно (хотя, возможно, и с перерывом) подстилают серию Ингеника, включающую нижний кембрий (Roots, 1954). Метаморфизм комплекса увеличивается с переходом ко все более низким частям разреза и считается древним, поскольку им не затронуты миссисипские и более молодые толщ.

В районе хр. Стоун с серией Виндермер сопоставляют толщу (около 2000 м) филлитовых и хлоритовых сланцев с подчиненными песчаниками и зелеными сланцами; толща согласно подстилает нижний кембрий.

На юге гор Маккензи такой же возраст имеет толща тиллитов

(1500 м), перекрытая доломитами и темно-серыми и бурыми песчаниками (около 1100 м). На них со стратиграфическим перерывом залегают нижнекембрийские кварциты (Ziegler, 1967).

На обширном плоскогорье западнее гор Огилви (Бассейн Селуин) в составе верхнедокембрийских отложений существенную роль играют кварциты. Они слагают толщу мощностью в несколько тысяч метров. Низы разреза содержат характерные голубовато-серые массивные кварциты, переслаивающиеся с филлитами, частью гранатовыми, и с кварцслюдяными хлоритовыми сланцами, местами с известняками. Верхняя часть толщи состоит главным образом из гальковых кварцитов и сланцев с небольшим количеством известняков. Толща содержит силлы зеленокаменных пород. В нескольких местах на ней лежат условно ордовикские или более древние образования (Green, McTaggart, 1960).

Севернее, в горах Огилви, с серией Виндермер сопоставляют тиллиты Рапитан, содержащие в низах ледниковые валуны джеспилитов. Тиллиты несогласно залегают на более древних отложениях и, в свою очередь, с угловым несогласием перекрыты кембро-ордовикскими породами (Ziegler, 1967).

В хр. Брукса верхам докембрия соответствует нижняя часть формации Неруокпак. Она включает толщу слоистых слабо рассланцованных песчаников и пестроцветных филлитов и аргиллитов, редко кремнистых сланцев (более 1700 м), которые вверх по разрезу постепенно сменяются терригенно-карбонатными и вулканогенными породами с фауной кембрия (Dutro e. a., 1972).

Другой характер имеют верхнедокембрийские образования на границе Канады с Аляской, к северу от р. Юкон, где резко преобладают карбонатные породы. Они объединены в группу Тиндир (около 10 000 м). Ее разрез следующий:

1. Преимущественно тонкослоистые известняки. 550 м.
2. Кремнистые доломиты и глинистые сланцы с прослоями доломитовых конгломератов внизу. 800 м.
3. Гематитовые доломиты, глинистые сланцы, филлиты, туфы и эффузивы, в основании — красные конгломераты. 700—850 м.
4. Амигдалоидные и подушечные зеленокаменные эффузивы. 300 м.
5. Тонкослоистые доломиты, глинистые сланцы, аргиллиты, кварциты. 3000 м.
6. Массивные доломитовые известняки и доломиты. 3000 м.
7. Тонкослоистые доломиты и аргиллитовые породы. Мощность не определена.

Группа Тиндир слабо дислоцирована и не метаморфизована. Известное сходство в литологии позволяет сопоставить ее с надгруппой Белт, однако отсутствие признаков несогласия или перерыва между группой Тиндир и нижним кембрием дает основание считать, что она включает и более молодые толщи виндермерского возраста (Mertie, 1937; Brabb, 1967).

Исходя из приведенного материала, можно наметить основные особенности развития восточной (миогeosинклинальной) зоны Северо-Американских Кордильер на позднедокембрийском этапе.

В начале позднего докембрия (1600—1350 млн. лет назад) Кордильеры характеризовались продольной зональностью, согласующейся с описанной ранее зональностью Северо-Американской платформы. На севере Кордильерского пояса, судя по присутствию таких типично платформенных формаций, как терригенно-карбонатные эвапоритсодержащие отложения гор Огилви, происходило формирование платформенного чехла, весьма похожего на осадочный чехол прилегающих частей платформы (ср., например, отложения групп Хорнби-Бей и Дисмал-Лейк на северо-западе Канадского щита). На юге Северных Кордильер, где надгруппа Белт ложится непосредственно на среднедокембрийский фундамент, и на севере Центральных Кордильер низы верхнего докембрия отсутствуют, подобно тому как они отсутствуют на прилегающей

части платформы. Южная часть Центральных Кордильер, расположенная на продолжении зоны эльсонского омоложения фундамента платформы, характеризуется теми же, что и эта зона, особенностями: региональным изотопным омоложением кристаллических пород фундамента, присутствием кислых вулканитов и широким распространением гранитов с возрастом 1470—1350 млн. лет, развитием кварцитовых серий (Мазатцал, Анкомпагре и др.), подобных кварцитам Су на платформе. Некоторое различие заключается в заметной дислоцированности осадочных и вулканогенных пород на самом юге Центральных Кордильер, тогда как аналогичные образования платформы залегают горизонтально.

Все это показывает, что территория восточной зоны Кордильер входила в состав платформы и характеризовалась одинаковым с ней тектоническим режимом.

Для середины позднего докембрия (1350—950 млн. лет назад) подобное структурное единство устанавливается лишь по отношению к территории Южных Кордильер, которая представляла собой продолжение зоны гренвиллской активизации на платформе. Территория Центральных и Северных Кордильер отчленилась от платформы обширным протяженным прогибом. Восточная граница прогиба на севере приблизительно совпадала с современной границей Кордильер, далее проходила вдоль восточной окраины Большого Бассейна через плато Колорадо на юг, в Сонору, до современной береговой линии, не пересекая структур Южных Кордильер.

Начальным этапам формирования прогиба, заложившегося 1350—1300 млн. лет назад, соответствуют надгруппа Белт и ее аналоги в Северных Кордильерах и серии Гранд-Каньон, Апаچه, Трой и Парамп в Центральных. Их общими особенностями являются терригенно-карбонатный состав при почти полном отсутствии вулканитов, мелководный характер отложений, резкое преобладание тонкообломочных фаций, монотонность и отсутствие резких изменений в литологическом составе по простиранию и вкрест простирания прогиба (за исключением прибортовых участков), очень большие мощности (многие тысячи метров), наличие внутренних перерывов, сопровождавшихся значительным разрывом при отсутствии заметных деформаций. Все это указывает на тектоническую однородность бассейна осадконакопления, характеризуемого канадскими геологами как область стабильного шельфа (Wheeler, 1966; Roddick e. a., 1967). Действительно, подобная обстановка позволяет определить описанную структуру как перикратонный прогиб.

Конец позднего докембрия ознаменовался заметной активизацией тектонических движений, что может рассматриваться как переход к типично геосинклинальным условиям. В период (около 950 млн. лет назад), предшествовавший накоплению самого верхнего комплекса докембрия, произошло значительное воздымание рассматриваемого региона, которое сопровождалось глубоким разрывом, небольшими деформациями и местами внедрением гранитов. Накопление серии Виндермер и ее аналогов в Северных Кордильерах и предкембрийских отложений в Большом Бассейне протекало в обстановке значительной тектонической дифференцированности, на что указывает фациальная неустойчивость разрезов и широкое распространение в нем грубообломочных отложений.

В западных зонах Кордильер верхний докембрий выделяется с большим трудом, однако имеющиеся данные показывают, что в направлении к Тихоокеанскому побережью состав верхнедокембрийских отложений существенно меняется.

Самый южный из крупных выходов проблематичного верхнего докембрия расположен в Центральном сегменте Кордильер, в горах Клатмат. Здесь на значительной территории обнажены метаморфические породы, разделенные на три ф о р м а ц и и:

Стьюарт-Форк — ритмичное переслаивание кварцитов, кремнистых сланцев, графитовых филлитов, в меньшей мере, зеленых сланцев и очень редко мраморов.

Самон — роговообманковые сланцы и гнейсы.

Граус-Ридж — слюдяные и роговообманковые сланцы и гнейсы, сменяющиеся вверх по разрезу кварцитами, мраморами, роговообманковыми гнейсами и сланцами.

Формация Стьюарт-Форк метаморфизована в фации зеленых сланцев, а вышележащие — в амфиболитовой, но испытала низкотемпературный диафторез. Кроме того, они сильнее дислоцированы. Такие соотношения объясняют надвиганием формаций Самон и Граус-Ридж на предположительно более молодую формацию Стьюарт-Форк. Rb—Sr возраст сланцев составляет 380 млн. лет, что древнее остальных пород гор Клатат. Предполагается, что диафторированные кристаллические породы имеют значительно более древний, возможно, докембрийский возраст (Lanphere e. a., 1968; Davis, 1968).

На севере Каскадных гор, у границы Канады и США, к верхнему докембрию, возможно, относится метаморфическая свита Каскейд, перекрывающая гранулитовый комплекс Йеллоу-Астер и имеющая до-среднедевонский возраст. Свита сложена филлитами, зелеными и голубыми сланцами, местами гнейсами и амфиболитами (Misch, 1966).

В более северных районах береговой полосы Кордильер докембрий не распознан, а во внутренней зоне плато и низменности он местами выделяется на основании литологического сходства с верхнедокембрийской серией Виндермер. Таковы некоторые первично-терригенные гнейсы и сланцы метаморфических комплексов Шусуп на юге Канады, Вулверин в горах Омнека, а также сравнительно слабо метаморфизованные породы в составе Юконского кристаллического массива, залегающие на древних сланцах Берч-Крик (формация Киви-Пик и др.).

Резко отличные по составу сланцы обнаружены лишь на северо-западном окончании рассматриваемого кристаллического пояса — на п-ове Сьюард Аляски. Здесь на древних кристаллических породах группы Киглуайк залегают метавулканиды группы Ном, в составе которой преобладают зеленые и голубые сланцы, сложенные альбитом, хлоритом, актинолитом, эпидотом, гранатом и глаукофаном. Они содержат прослойки метаосадочных пород — графит-хлорит-слюдяных и других сланцев и мраморов, а также силлы метагаббро.

Группа Ном смята в крупные изоклинальные складки и содержит многочисленные, также деформированные дайки основных пород, что отличает ее от более молодых графит-кварцевых сланцев серии Кузитрин и указывает на возможное несогласие в подошве последней. Сланцы Кузитрин согласно перекрыты доордовикскими (кембрий или самые верхи докембрия) известняками (Sainsbury e. a., 1970).

Rb—Sr возраст гнейсов, подстилающих группу Ном, составляет 750 млн. лет. Эта цифра, вероятно, сильно занижена. Скорее всего, группа Ном сформировалась значительно раньше — в начале позднего или даже в среднем докембрии.

### *Иннуитский пояс*

Отложения верхнего докембрия в Иннуитском складчатом поясе развиты ограниченно и изучены слабо. Крайние на западе выходы известны на севере островов Аксель-Хейберг (комплекс Ренсфорд) и Элсмир (группа Кейп-Колумбия). Здесь распространены мусковит- и хлорит-мусковит-кварцевые сланцы, филлиты, кремнистые сланцы, аргиллиты и песчаники, часто косослоистые; в подчиненном количестве встречаются кристаллические известняки и доломиты (местами со строматолитами) и метаморфизованные базальты (спилиты), керато-

фиры и их туфы. Мощности не установлены. Толщи интенсивно дислоцированы в субширотные складки.

Группа Кейп-Колумбия несогласно перекрыта ордовиком. К—Ар возраст метаморфических пород составляет 550—535 млн. лет; возможно, что рассматриваемые образования включают низы кембрия (Douglas, 1969a,b; Trettin, 1969a,b).

В более южных районах о. Элсмир верхнедокембрийские образования отличаются преобладанием карбонатных пород. На п-ове Джадж-Дейли нижняя часть разреза представлена группой Кеннеди-Ченнел (1100 м), породы которой образуют следующую последовательность:

1. Темно-серые и черные филлиты. 150 м.
2. Полосчатые и косослоистые пестроцветные кварцевые песчаники. 270 м.
3. Серые тонкослоистые доломиты и песчаные доломиты с прослоями черных сланцев. 120 м.
4. Темно-серые тонкослоистые доломиты. 100 м.
5. Черные тиллиты. 240 м.
6. Темно-серые до черных тонко- и среднеслоистые известняки, местами обогащенные глинистым материалом. 210 м.

Выше с перерывом залегает формация Элла-Бей (600 м), сложенная доломитами, в основании которых залегает 45-метровая пачка валунных конгломератов, состоящих из доломитовых обломков.

Формация Элла-Бей несогласно перекрыта фаунистически охарактеризованным нижним кембрием. В южном направлении мощность верхнего докембрия быстро уменьшается, вплоть до полного выклинивания, так что нижнекембрийские отложения ложатся непосредственно на кристаллический фундамент (Christie, 1967).

Восточное окончание Иннуитского пояса в Северной Гренландии характеризуется значительным распространением немых осадочных толщ, относимых к верхнему докембрию условно. В южной, приплатформенной, части складчатого пояса они дислоцированы сравнительно слабо и почти не метаморфизованы. Разрез мощностью более 3000 м включает:

Песчаники Греннемарк.

Красные и графитистые сланцы Греннемарк, перемежающиеся с песчаниками и известняками.

Сланцеватые аргиллиты Фригг-фьорд.

Известняки серии Браун.

Графитовые песчаные сланцы Нюсне.

Мергелистые слюдяные песчаники Сюд.

Некоторые породы содержат примесь туфогенного материала.

В северной части складчатого пояса складчатость и метаморфизм проявлены гораздо сильнее. Развитые здесь филлиты, графитовые сланцы и мраморы сопоставляются с породами вышеохарактеризованного разреза (Бертельсен, Ню-Нюгорт, 1968).

Верхнедокембрийские отложения Иннуитского пояса во многом близки к одновозрастным толщам Восточной Гренландии и, возможно, подобно последним, слагали перикратонный прогиб.

### Особенности структурного развития в позднем докембрии

В позднедокембрийское время полностью видоизменилась сформировавшаяся на предыдущем этапе структура континента и был заложен новый структурный план, во многом определивший современное строение Северной Америки. Процесс структурного преобразования существенно отличался в разных частях континента. Тектоническое развитие в позднем докембрии может быть разделено на три примерно равных по длительности периода, с границами между ними в 1350—1300 и 950—900 млн. лет.

Ранний период характеризовался платформенными чертами развития для континента в целом. В его строении могут быть выделены три зоны, протягивающиеся в северо-восточном направлении параллельно современному атлантическому побережью; каждая обладала отличным от других тектоническим режимом.

В северо-западной зоне, охватывавшей всю северо-западную часть Канады (включая большую часть Северных Кордильер) и север Гренландии, происходило накопление терригенных и карбонатно-терригенных отложений платформенного чехла. По-видимому, он не имел сплошного распространения, но закономерно изменялся по мощности и составу поперек зоны. Преимущественное развитие грубообломочных терригенных фаций у юго-восточного края зоны свидетельствует о существовании на юго-востоке области размыва древних пород. В направлении к северу и северо-западу ведущую роль в составе чехла приобретают тонкообломочные и карбонатные отложения, что указывает на переход в сторону открытого моря. У северного края континента — на севере Арктического архипелага и в Северной Гренландии существенно увеличивается мощность платформенных образований и, возможно, они переходят в отложения окаймлявших континент Иннуитского и Восточно-Гренландского перикратонных прогибов. Однако возраст заложения последних не доказан, и связь выполняющих их отложений с платформенным чехлом может только предполагаться.

Центральная зона лишена платформенных отложений и, по-видимому, представляла собой пологий подвергавшийся размыву свод. Лишь у ее юго-восточной границы местами накапливались хорошо сортированные кварцевые пески, видимо, выполнявшие изолированные прогибы (кварциты Су, Юинта-Маунтин и их аналоги).

Юго-восточная зона, западное крыло которой охватывало плато Колорадо и южную часть Великих Равнин, вероятно, переработана в ходе гренвиллских и аппалачских движений, отличалась интенсивными процессами магматической активизации, подробно рассмотренных при описании зоны эльсонского омоложения.

В среднем периоде тектоническая обстановка существенно изменилась. На юго-востоке континента получили дальнейшее развитие процессы магматической активизации, но область их проявления сместилась в сторону атлантического побережья. Судя по распространению кристаллических пород с изотопным возрастом 1000—900 млн. лет, эта область, именуемая в американской литературе Гренвиллским поясом, включала территории собственно провинции Гренвилл, Аппалачей, Уошито и прилегающих к ним шельфовых пространств, протягиваясь на юго-запад в Мексику и Центральную Америку. По типу тектоно-магматического режима рассматриваемую область можно сравнить с территорией Становой области Сибири в мезозойскую эру. Масштабы Гренвиллского пояса активизации поражают своей грандиозностью: при ширине, превышающей 1000 км, он прослеживается на расстояние свыше 10 000 км.

Не менее грандиозны размеры и другой важнейшей структуры, заложившейся в рассматриваемый период — Кордильерского прогиба, который в это время выступал в качестве перикратонного. Прогиб заполнен тонкообломочными терригенными и карбонатными отложениями и на всем своем протяжении характеризуется однообразным строением, свидетельствующим об устойчивости тектонического режима. Формационный облик отложений указывает на отсутствие контрастных движений. Кордильерский перикратонный прогиб расположен резко дискордантно по отношению к структурам раннего этапа, включая зону эльсонской активизации, и накладывается на эти структуры; соотношения же Кордильерского прогиба с Гренвиллским поясом остаются неопределенными, поскольку в пределах континента они не пересекаются.

На остальной части континента в это время сохранился платформенный режим, однако в отличие от раннего периода почти вся платформа находилась в приподнятом состоянии и накопление чехла прекратилось, вплоть до кембрия и ордовика. Исключением были сравнительно узкие, но глубокие прогибы, пересекавшие платформу в северо-восточном направлении. Они выполнены основными вулканами и континентальными осадками — Кивино, Коппермайн, Эрикс-фьорд. Возможно, осадконакопление продолжалось и в перикратонных прогибах на крайнем севере континента.

В позднем периоде общий структурный план континента в своей основе сохранился, однако тектонический режим в обрамляющих платформу поясах получил новое выражение. Особенно резкое изменение режима произошло в приатлантической части Гренвиллского пояса, где унаследованность можно усмотреть только в сохранении его направления. 900—850 млн. лет назад здесь началось формирование вулканогенно-осадочных комплексов Аппалачской геосинклинали. Начальная, позднекембрийская, стадия ее развития имела определенную специфику. Образовавшиеся в этот период комплексы Аппалачей по своему формационному облику не похожи на раннегеосинклинальные. Тектоническая обстановка отличалась контрастным типом движений и резкой сменой географических условий и тектонических режимов как в пространстве, так и во времени. Подобная ситуация рассматривается как стадия разрушения древней платформенной структуры, предшествовавшая накоплению типичных геосинклинальных формаций.

По-видимому, такая же тектоническая обстановка существовала и на юго-западном продолжении Аппалачей — в системе Уошито и в Южных Кордильерах.

В Центральных и Северных Кордильерах перестройка тектонического режима произошла одновременно с Аппалачами (950—900 млн. лет назад) и не имела столь кардинального характера. Она выразилась в осушении Кордильерского прогиба, частичном размыве накопившихся в нем толщ и местами в слабо проявленной складчатости, более отчетливо выраженной в южных районах и менее — в северных. Однако наметившаяся на предыдущем этапе тенденция к интенсивному прогибанию здесь сохранилась и конец эокембрия — начало палеозоя ознаменовался дальнейшим накоплением мощных терригенных отложений на всей площади Кордильерского прогиба, за исключением территории плато Колорадо. Формационный облик этих отложений свидетельствует о некотором усилении контрастности движений и о тектонической неоднородности прогиба, что трактуется как признак нарастания «геосинклинальных тенденций». Подобная же перестройка фиксируется и в Восточно-Гренландском прогибе.

Таким образом, к началу фанерозоя окружающая Северо-Американский материк система геосинклинальных поясов окончательно сформировалась. Также оформилась в современных границах платформа. В конце докембрия большая часть ее территории находилась выше уровня моря, и лишь на юго-востоке, на месте бывшей области активизации, местами происходило накопление морских и континентальных отложений осадочного чехла.

## ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Изложенный материал показывает, что в докембрии Северо-Американского континента четко выделяются, по крайней мере, три структурных этажа: нижне-, средне- и верхнедокембрийский, отвечающих трем крупнейшим этапам развития. Каждый из этажей характеризуется определенными структурными и вещественными свойствами, складчатыми, интрузивными проявлениями и метаморфизмом.

Нижнедокембрийский этаж сочетает в себе фактически два этажа: алданийский с верхней изохроной в 3300—3500 млн. лет и киватинийский в изохронах 3300—2500 млн. лет, разделить которые на большей части континента в настоящее время не представляется возможным.

Для характеристики структуры алданского этажа в настоящее время данных очень мало. Можно только утверждать, что такой этаж существует в пределах Северо-Американского континента и что он сложен повсеместно высоко метаморфизованными отложениями, исключительно сильно и неоднократно деформированными.

По структуре киватинийского этажа данных больше, и они позволяют охарактеризовать ее следующим образом.

Этаж слагают вулканогенно-терригенные образования мощностью до 10—15 км. В общем виде вулканогенные толщи тяготеют к низам, а осадочные к верхам этажа. Среди частных разрезов наблюдаются как чисто вулканогенные, так и чисто осадочные. Большая же их часть представляет собой сложное переслаивание как тех, так и других пород. Характерны резкие фациальные замещения на небольших расстояниях и значительные изменения мощностей по площади. Среди вулканитов преобладают основные и средние; подчиненно присутствуют кислые. В целом магматизм отвечает базальт-андезит-риолитовой ассоциации, характерной для континентальных орогенических поясов и для островных дуг более поздних этапов развития.

Среди терригенных пород преобладают различного состава песчаники, глинистые сланцы, алевролиты, конгломераты. Реже присутствуют слои железистых пород; исключительно редко встречаются прослои карбонатов и кварцевых песчаников. Среди осадочных серий наблюдаются крупные ритмы, местами — флишoidное переслаивание. Предполагается, что часть пород образовалась в континентальных и субконтинентальных условиях, а часть — в мелководных морских бассейнах. В целом осадконакопление киватинийского этапа развития сходно с осадконакоплением заключительного (орогенного) этапа развития геосинклиналей более поздних периодов.

Отложения киватинийского этажа интенсивно и неоднократно деформированы и собраны в разно ориентированные системы линейных складок. Судя по распределению несогласий и перерывов, деформации обычно не затрагивали всего континента, а развивались локально. Местами, где складчатые планы накладывались перекрестно, образовались сложно ориентированные системы с «амебовидными» или «петельчатыми» пучками складок. По разрывным дислокациям киватинийского возраста данные отсутствуют.

Отложения, слагающие этаж, повсеместно регионально метаморфизованы. Проявления метаморфизма разнообразны: от высоких степеней до зеленокаменных фаций.

Этаж прорывается многочисленными интрузиями основного и кислого состава. Наиболее ранними являются небольшие по размерам силлы, дайки и штоки диабазов, габбро, диоритов и реже серпентинизированных перидотитов и анортозитов. Исключительно широко распространены более поздние гранитоиды, образующие огромные по размерам плутоны (Алломский, или Лаврентьевский, комплекс).

Для киватинийского этапа характерна дифференциация на прогибы и поднятия. Имеющийся материал не позволяет сейчас восстановить точное размещение прогибов и поднятий и определить их границы на всей территории континента. Фактические данные по Канадскому щиту показывают, что прогибы и поднятия были разными по размерам, преимущественно линейными по форме и разно ориентированными в пространстве. Преобладают субширотные и субмеридиональные простирания осей прогибов и поднятий.

Если для алданийского этапа трудно восстановить основные черты осадконакопления и палеогеографии, то для киватинийского это возможно, хотя и в самом общем виде.

В это время территория, занятая современным Северо-Американским континентом, представляла собой обширный архипелаг, сильно дифференцированный на островные гряды и межгрядовые прогибы. По-видимому, гряды представляли собой элементы, сходные с островными поднятиями. В их пределах на поверхность выступал алданийский этаж и широко проявлялась вулканическая деятельность. Межгрядовые пространства заполнялись продуктами разрушения алданийского этажа и вулканитами. Широкое развитие континентальных, субконтинентальных и морских фаций, сложно переплетающихся между собой как по латерали, так и по вертикали, во многих случаях слабая дифференциация и сортированность терригенного материала и другие признаки показывают, что размеры, форма, ориентировка в пространстве, относительные перепады высот островных поднятий и межостровных прогибов были разнообразными. Не исключено, что эти орографические элементы часто инверсировали в процессе развития.

По характеру осадконакопления, вулканогенной деятельности и интрузивных процессов киватинийский этап в целом сходен с орогенными этапами фанерозойских геосинклинальных поясов. Отличие проявляется в характере складчатости: для киватинийских комплексов — сложная линейная складчатость, а для фанерозойских орогенных — преимущественно брахиформная.

Используя аналогию дальше, можно предположить, что в алданийском этапе на месте Северо-Американского материка существовала «панматериковая» геосинклинальная область. Этому предположению не противоречат данные по вещественным, структурным и иным характеристикам алданийского этажа.

В настоящее время трудно объяснить такую специфику нижнедокембрийского этапа развития. Возможно, что она является результатом переходного этапа от «доисторического» («космического»?) к «историческому» («геологическому»?) времени. Учитывая весь комплекс данных по раннему докембрию, можно только предположить, что для этого времени были максимально сближены по вертикали эндогенные и экзогенные процессы. Это подтверждается не только геологическими данными, но и, как мы видели выше, косвенным определением мощности коры (10—12 км) для того времени. Окончательное решение всех этих генетических вопросов должно быть тесно увязано с гипотезами происхождения Земли, с развитием и взаимодействием лито-, гидро- и атмосфер.

Отложения среднедокембрийского этажа, заключенного в изохронах приблизительно 2500—1600 млн. лет, сравнительно широко развиты на территории Северо-Американского континента. Для его структуры характерно следующее.

Наряду с широким развитием вулканических и терригенных групп пород в значительных количествах появляются карбонаты, преимущественно известняки и доломиты с водорослевыми структурами. Обнаруживаются в качестве примесей и эвапориты (Грейт-Слейв, Гренвилл). В отдельных прогибах (Лабрадорский, Кейп-Смит, Белчер, Явапай и др.) сохранились железистые и кремнистые породы. Максимальная мощность отложений около 10—12 км. Вулканиты представлены, как правило, основными и в подчиненном количестве средними породами. Кислые разновидности наблюдаются локально. По формационным наборам четко различаются осадочно-вулканогенные и осадочные комплексы, соответствующие эв- и миеосинклинальным типам прогибов. Для первых характерны основные и средние эффузивы, полимиктовые песчаники, железистые, кремнистые и глинистые сланцы, карбонаты, реже кварцевые и аркозовые песчаники и конгломераты, для вторых —

аркозовые, кварцевые песчаники, часто красноцветные, глинистые сланцы, карбонаты, реже средние и кислые эффузивы, кремнистые сланцы, следы гипсов и ангидритов. Железистые породы практически отсутствуют.

По структурным характеристикам среднедокембрийские комплексы делятся на складчатые и нескладчатые. Последние занимают небольшие пространства и характеризуются теми же формационными наборами, что и граничащие с ними складчатые геосинклинальные комплексы.

Складчатые комплексы представляют собой зоны узких линейных складок, разно ориентированных в пространстве. Широко проявлены разрывные нарушения.

Нескладчатые комплексы характеризуются горизонтальными, слабо наклонными залеганиями или развитием прерывистых брахиформных складок. Некоторое усложнение складчатости наблюдается в приразломных зонах. При переходе от нескладчатых к складчатым комплексам интенсивность деформаций нарастает постепенно; в зоне перехода широко развиваются небольшие по размерам надвиги и взбросы.

Часть среднедокембрийских образований, преимущественно нескладчатых, остается неметаморфизованными. Большие же пространства подвергнуты региональному метаморфизму. В распределении зон метаморфизма наблюдается резкая дифференциация. Местами описаны постепенные переходы от зеленосланцевых фаций до гранулитовых (пояс Вулластон). В целом метаморфизм возрастает в глубь складчатых зон.

Вулканогенно-осадочные толщи среднедокембрийского этажа прерываются многочисленными, но небольшими по размерам интрузиями разнообразного состава: дунитами, перидотитами, анортозитами, габбро, диабазами, диоритами, гранитоидами. Наиболее широко интрузивные комплексы проявлены в провинциях Гренвилл и Чёрчилл Канадского щита и в центральной части Скалистых гор. Форма интрузий различна: от даек и силлов небольших мощностей до батолитов и лополитов.

Среднедокембрийская структура представляет собой сеть, образованную геосинклинальными складчатыми зонами, в ячейках которой располагаются жесткие массивы. Геосинклинальные складчатые зоны образуют сложные сооружения линейной формы, состоящие из положительных (антиклинориев?) и отрицательных (синклинориев?) элементов, сложенных осадочно-эффузивными (эвгеосинклинальными) и осадочными (многоэосинклинальными) комплексами, интенсивно дислоцированными и метаморфизованными. Метаморфизм, как правило, зональный, в целом усиливающийся в глубь складчатых поясов. Изограды метаморфизма часто не считаются со структурными и стратиграфическими границами.

Среди массивов различаются щиты и массивы типа срединных. Щиты представляют собой крупные изометричной формы блоки, обрамленные разновозрастными складчатыми зонами (Сьюпириор и др.). На их поверхности локально сохранились нескладчатые комплексы (плиты?) с одинаковыми с соседними геосинклинальными зонами формационными рядами. Массивы типа срединных (Слейв, Гудзонский и др.) обычно небольшие по размерам, часто треугольной или овальной формы. Значительные территории их перекрыты нескладчатыми комплексами (плитами?), как правило, того же формационного ряда, что и соседние складчатые геосинклинальные зоны. Такие массивы окаймлены разновозрастными складчатыми зонами.

Щиты сближены по длинной оси между собой и составляют протяженный широкий пояс с ориентировкой юго-запад — северо-восток (Центральные Скалистые горы — Сьюпириор — Гренландия). К северо-западу и юго-востоку от этого пояса располагаются геосинклинальные об-

ласты, насыщенные массивами типа срединных (Гудзонский, Слейв и др.). Эти геосинклинальные области подверглись значительной переработке гудзонским диастрофизмом, в то время как в пределах центрального пояса этот диастрофизм проявился слабее. Юго-восточная область, кроме того, подверглась в послесреднедокембрийское время эльсонской и гренвиллской переработке.

Для среднедокембрийской структуры континента следует отметить одно парадоксальное явление, которое заключается в том, что геосинклинальные зоны, обтекающие по периметру щиты, выполнены преимущественно эвгеосинклинальным типом формаций (обрамление щита Сьюпириор, южное и северное обрамление щита Центральных Скалистых гор). По мере движения от Центрального «жесткого пояса» в глубь геосинклинальных областей геосинклинальные прогибы выполнены преимущественно миеосинклинальным типом формаций (пояс Вулластон, обрамление массива Гудзонского, геосинклиналь Коронейшен, мраморно-кварцитовые толщи провинции Гренвилл и др.). Принято считать, что для фанерозойских складчатых поясов наблюдается обратная картина. Представляется, что этот парадокс отражает эволюцию тектонических структур Земли и ее коры.

В среднем докембрии всю территорию Северо-Американского континента занимал морской бассейн с невысокими обширными островами — массивами. Временами эти острова выходили из-под уровня осадконакопления и служили источниками сноса для соседних прогибов. Разделяющие эти острова прогибы представляли собой сложную по узору, размерам, ориентации в пространстве, глубине прогибания и другим характеристикам сеть геосинклинальных зон со своими внутренними линейными поднятиями, которые, так же как и массивы, являлись поставщиками обломочного материала. В значительной степени развивался вулканизм, приуроченный преимущественно к геосинклинальным прогибам, формируя в них мощные толщи основных эффузивов, часто спилитов. Наряду с вулканистами в этих прогибах формировались разнообразные осадочные породы; в ряде бассейнов, по-видимому, очень мелководных, временами создавались условия для отложения гипсов, ангидритов и включений галита. Тектоническая обстановка была неустойчивой: перерывы и локальные несогласия в среднедокембрийских толщах говорят о неоднократных подъемах и опусканиях как отдельных структурных элементов, так и целых их групп. Большей стабильностью обладал Центральный пояс, составленный цепочкой щитов. Северо-западная и юго-восточная геосинклинальные области были более подвижными. Вулканическая деятельность сосредоточивалась при этом в зонах переходов от менее к более подвижным областям. В этом смысле такие области напоминают в миниатюре переходные области от континента к океану в настоящее время.

Внутри этих основных структурных областей локально проявлялись складчатости и формировались интрузивные комплексы.

Главная складчатость, охватившая, по-видимому, весь (или почти весь) континент, произошла в конце среднего докембрия. Представляется, что именно в это время территория оформилась как материк в современном понимании.

Среднекембрийский этап, и особенно его ранние стадии, в значительной степени унаследовал раннедокембрийские черты развития. Тем не менее для него присущи уже качественно новые характеристики: наряду с геосинклинальными областями развиваются жесткие участки (массивы и щиты) и такая категория структурных элементов, как чехлы, плиты, хотя и того же формационного состава, что и в соседних геосинклиналях; сочленение между массивами и подвижными зонами осуществлялось преимущественно через крупные разломы (швы) и перикратонные опускания — структурные элементы, также только

что появившиеся. На этом этапе нет еще типичных древних платформ, огромных геосинклинальных или складчатых поясов, краевых прогибов, плит и других категорий структур, присущих уже верхнедокембрийско-фанерозойскому этапу развития.

Структурно-вещественные комплексы, формирующие верхнедокембрийский этаж, широко распространены на Северо-Американском континенте. Верхнедокембрийский этаж является практически только частью более крупного верхнедокембрийско-фанерозойского надэтажа, так как все структурные, вещественные и другие характеристики в нем принципиально едины. В силу того, что объектом наших исследований является докембрий, мы здесь останавливаемся только на его характеристике. Нижняя граница верхнедокембрийского этажа определяется изохроной 1600—1500 млн. лет, верхняя — подошвой нижнего кембрия.

В строении этажа принимают участие разнообразные осадочные, вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы, как складчатые, так и нескладчатые. Дифференциация вещественных комплексов наблюдается не только между крупными структурными элементами, но и в пределах одного элемента (эв- и многоэв-синклинальные зоны в пределах геосинклинальных поясов; терригенные и терригенно-карбонатные комплексы чехла на севере и северо-западе платформы и преимущественно вулканогенный чехол на юге ее). Появляются специфические комплексы, отличные от эв- и многоэв-синклинальных. Примером может служить Аппалачская зона, в разрезах которой широко развиты кислые вулканиды.

По структурным характеристикам верхнедокембрийские комплексы делятся на складчатые и нескладчатые. Выше говорилось, что на значительных пространствах как внутри верхнедокембрийских комплексов, так и на границе их с кембрием отсутствуют региональные угловые несогласия. Последние развиты очень локально. Такое распределение угловых несогласий говорит о том, что верхнедокембрийские толщи были деформированы уже в фанерозойское время.

Складчатые комплексы сгруппированы в протяженные складчатые пояса, располагающиеся почти непрерывным кольцом по побережью современного континента. Они характеризуются широким развитием линейных складок, осложненных многочисленными разрывами.

В кольце этих поясов располагается древняя Северо-Американская платформа, на фундаменте которой местами развит чехол, сложенный нескладчатыми комплексами разного формационного состава.

По магматизму и метаморфизму своеобразными являются юго-восточные и южные области Северо-Американского континента, особенно в ранние периоды позднего докембрия. Эти области подверглись интенсивной гранитизации и метаморфизму в процессе эльсонской и гренилльской активизации. Именно в этой области сосредоточено значительное количество кислых и основных интрузий. В других районах интрузивная деятельность почти не проявилась в течение всего позднего докембрия. Отсутствует здесь и региональный метаморфизм этого возраста.

В начале позднего докембрия на территории континента заложен структурный план, резко отличный от структурных планов раннего и среднего докембрия. В центральной части материка обособилась древняя Северо-Американская платформа, фундамент которой составили нижне- и среднедокембрийские комплексы. По окраинам континента заложены крупные геосинклинальные пояса, оконтуривающие со всех сторон платформенный блок.

Таким образом, можно констатировать, что в докембрийской истории развития Северо-Американского континента намечаются три крупнейшие этапа: «панматериковый» геосинклинальный нижнедокембрийский, переходный среднедокембрийский и платформенно-геосинклинальный верхнедокембрийско-фанерозойский. Продолжительность каждого этапа

около 1300 млн. лет. На их границах осуществлялись как качественные, так и количественные перестройки структурных планов, охватывающие весь материк.

## ЛИТЕРАТУРА

- Атлас Мира. Указатель географических названий. М., ГУГК, 1968, 534 с.
- Бертельсен А., Нью-Йорк А. Докембрий Гренландии.— В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., «Мир», 1968, с. 107—236.
- Башарин А. К., Борукаев Ч. Б., Матвеевская А. Л., Чиков Б. М. Структурные элементы типа срединных массивов в докембрии.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 10, с. 26—37.
- Башарин А. К., Шульдинер В. И. Основные черты тектоники докембрия Северо-Американского континента.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 8, с. 32—43.
- Богданов А. А. О некоторых проблемах тектоники Европы (в связи с составлением первой международной тектонической карты Европы масштаба 1:2.500.000. 1-я статья.— «Вестник МГУ. Сер. IV (геол.)», 1961, № 5, с. 46—47.
- Гастил Г., Блейз Р., Ноулс Д. М., Бержерон Р. Лабрадорская геосинклиналь. М., ИЛ, 1963, с. 313—340. (Тр. XXI сессии МГК, вып. 1).
- Деймон П. Е., Джилетти Б. Дж. Возраст пород фундамента плато Колорадо и прилегающих районов.— В кн.: Вопросы геохронологии. М., ИЛ, 1963, с. 261—275.
- Джилетти Б. Дж., Гаст П. Абсолютный возраст докембрийских пород Вайоминга и Монтаны.— В кн.: Вопросы геохронологии. М., ИЛ, 1963, с. 275—281.
- Карта тектоники докембрия континентов. Под ред. Ю. А. Косыгина. М., ГУГК, 1972.
- Келлер Б. М., Семихатов М. А. Опорные разрезы рифея материков.— В кн.: Итоги науки. Стратиграфия, палеонтология, 1967. М., ВИНТИ, 1968, с. 5—109.
- Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ, 1961. 294 с.
- Кинг Ф. Б. Тектоника Северной Америки. Объяснительная записка к тектонической карте. М., «Мир», 1972. 269 с.
- Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (Канадский щит).— В кн.: Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. Сер. геол. Новосибирск, 1962, вып. 5, с. 70—76.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— В кн.: Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. Сер. геол. Новосибирск, 1962, вып. 5, с. 77—108.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). М., «Наука», 1963, с. 9—53. (Труды ГИН АН СССР, вып. 93).
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ.— «Геохимия», 1970, № 4, с. 403—439.
- Салоп Л. И. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. Статья вторая. Возрастные границы групп докембрия Канадского щита и Южной Африки.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1970, т. XLV, № 5, с. 5—26.
- Салоп Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1971, т. XLVI, № 4, с. 5—31.
- Семихатов М. А. К проблеме протерозоя.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 2, с. 66—84.
- Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., «Наука», 1974. 301 с.
- Стоквелл К. Х. Тектоническая карта Канадского щита.— В кн.: Тектонические карты континентов. М., «Наука», 1967, с. 25—35.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. Изд. 2-е, перераб. М., «Недра», 1970. 430 с.
- Уилсон М. Е. Докембрий Канады (Канадский щит).— В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., «Мир», 1968, с. 236—370.
- Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтиздат, 1954. 691 с.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964. 479 с.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка. М., «Недра», 1971.
- Чиков Б. М. Типы срединных массивов мезозонд Тихоокеанского пояса (опыт классификации).— «Геотектоника», 1971, № 5, с. 78—89.
- Яншин А. Л. Проблема срединных массивов.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1965, т. LXX, вып. 5, с. 8—39.
- Alcock F. J. Geology of the Saint John region, N. B.— «Geol. Surv. Can., Mem. 216», 1938, p. 53.
- Aldrich L. T., Davis G. L., James H. L. Ages of minerals from metamorphic and igneous rocks near Iron Mountain, Michigan.— «J. Petrol.», 1965, v. 6, № 3, p. 445—472.
- Anderson C. A. Older Precambrian structure in Arizona.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1951, v. 62, № 11.

**Anderson C. A., Creasey S. C.** Geology and ore deposits of the Jerome area, Yavapai County, Arizona.—"U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 308", 1958, p. 185.

**Anderson C. A., Blacet P. M., Silver L. T., Stern T. W.** Revision of Precambrian stratigraphy in the Prescott — Jerome area, Yavapai county, Arizona.—"U. S. Geol. Surv., Bull. 1324-C", 1971, p. 16.

**Anhaeusser C. R., Mason R., Viljoen M. J., Viljoen R. P.** Areappraisal of some aspects of Precambrian Shield geology.—"Bull. Geol. Soc. Amer.", 1969, v. 80, № 11, p. 2175—2200.

**Armstrong R. L.** Mantled gneiss domes in the Albion Range, southern Idaho.—"Bull. Geol. Soc. Amer.", 1968, v. 79, № 10, p. 1295—1314.

**Armstrong R. L., Hills F. A.** Rb — Sr and K — Ag geochronologic studies of mantled gneiss domes, Albion Range, Southern Idaho, USA.—"Earth and Planet. Sci. Lett.", 1967, v. 3, № 2, p. 114—124.

**Baars D. L., See P. D.** Pre — Pennsylvanian stratigraphy and palaeotectonics of the San Juan Mountains, Southwestern Colorado.—"Bull. Geol. Soc. Amer.", 1968, v. 79, № 3, p. 333—349.

**Baer A. J.** Precambrian geology of Geikie River map-area, Saskatchewan.—"Geol. Surv. Can., Paper 68-41", 1969, p. 38.

**Balkwill H. R.** Reconnaissance geology Southern Great Bear Plain, district of Mackenzie.—"Geol. Surv. Can., Paper 71-11", 1971, 47 p.

**Banks P. O., Silver L. T.** Isotopic analyses of zircons from the Mount Rubidoux granites and nearby rocks of the Southern California batholith.—"Trans. Amer. Geophys. Union.", 1963, v. 44, № 1, p. 107—108.

**Baragar W. R. A.** Geochemistry of the Yellowknife volcanic rocks.—"Can. J. Earth. Sci.", 1966, v. 3, № 1, p. 9—30.

**Baragar W. R. A.** Wakuach Lake mar — area, Quebec — Labrador.—"Geol. Surv. Can., Mem. 344", 1967, p. 68.

**Barker F.** Precambrian geology of the Needle Mountains, south-western Colorado.—"U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 644-A", 1969, p. 35.

**Barker F., Peterman Z. E., Hildreth R. A.** A rubidium-strontium study of the Twilight Gneiss, West Needle Mountains, Colorado.—"Contrib. Mineral. Petrol.", 1969, v. 23, № 4, p. 271—282.

**Bass M. N.** Regional tectonics of part of the Southern Canadian Shield.—"J. Geol.", 1961, v. 69, № 6, p. 668—702.

**Bayley R. W.** Geology of the Lake Mary quadrangle, Iron County, Michigan.—"U. S. Geol. Surv., Bull. 1077", 1959, p. 110.

**Bayley R. W., Muehlberger W. R.** Basement rock map of the United States. Scale 1 : 2 500 000. Washington, U. S. Dept. Inter. Geol. Surv., 1968.

**Bell C. K.** Geological investigations across the boundary between the Churchill and Superior tectonic provinces.—"Geol. Surv. Can., Paper 71-1", 1971a, pt. A, p. 120—122.

**Bell C. K.** Boundary geology, upper Nelson River area, Manitoba and north-western Ontario.—"Geol. Assoc. Can., Spec. Paper 9", 1971b, p. 11—39.

**Bell G. L.** Geology of the northern Farmington Mountains.—"Guidebook Geol. Utah", 1952, № 8, p. 38—51.

**Bell R. T.** Study of the Hurwitz Group District of Keewatin (55J, L, 65I, G H).—"Geol. Surv. Can., Paper 68-1", 1968a, pt. A, p. 116—121.

**Bell R. T.** Preliminary notes on the Proterozoic Hurwitz Group, Tavani and Kaminak Lake areas, District of Keewatin.—"Geol. Surv. Can., Paper 68-36", 1968b, p. 19.

**Bell R. T.** Proterozoic stratigraphy of north — eastern British Columbia.—"Geol. Surv. Can., Paper 67-68", 1968c, p. 73.

**Bell R. T.** Study of Hurwitz Group in the eastern part of the Rankin — Ennadai belt, District of Keewatin (65 H east half, 65I east half).—"Geol. Surv. Can., Paper 69-1A", 1969, p. 147—148.

**Bell R. T.** The Hurwitz Group, a prototype for deposition on metastable cratons.—"Geol. Surv. Can., Paper 70-40", 1970, p. 159—169.

**Bergeron R.** Late Precambrian rocks of the north shore of the St. Lawrence River and of the Mistassini and Otish Mountains.—In: The Proterozoic in Canada. Roy. Soc. Can., Spec. Publ., 1957a, № 2, p. 124—131.

**Bergeron R.** Proterozoic rocks of the northern part of the Labrador Geosyncline, the Cape Smith Belt and the Richmond Gulf area.—In: The Proterozoic in Canada. Roy. Soc. Can., Spec. Publ., 1957b, № 2, p. 101—111.

**Berthelsen A.** "Analysen orogener und kratonischer Strukturen aus der Tiefenzone.—"Geol. Rundschau", 1972, Bd. 61, № 1, S. 34—44.

**Bickford M. E., Wetherill G. W., Barker E., Lee-Hu, Chin-Van.** Precambrian Rb — Sr chronology in the Needle Mountains, South-Western Colorado.—"J. Geophys. Res.", 1969, v. 74, № 6, p. 1660—1676.

**Bird A. G.** Metamorphic petrology of the Schwarzwaldler mine area, Jefferson County, Colorado.—"Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 87", 1966, 274 p.

**Blackadar R. G.** Geology Mingo Lake, Baffin Island, District of Franklin, Northwest Territories. Scale 1 : 253 440. Map. 43-1960.—"Geol. Surv. Can.", 1961.

**Blackadar R. G.** Geology Andrew Gordon Bay-Cory Bay, Baffin Island, District of Franklin. Scale 1 : 253 440.—Map 5-1962.—"Geol. Surv. Can.", 1962.

- Blackadar R. G.** Geology of Mingo Lake — Macdonald Island map — area, Baffin Island, District of Franklin. — "Geol. Surv. Can., Mem. 345", 1967a, p. 46.
- Blackadar R. G.** Geological reconnaissance Southern Baffin Island, District of Franklin. — "Geol. Surv. Can., Paper 66-47", 1967b, p. 31.
- Blackadar R. G.** Precambrian geology of Boothia Peninsula, Somerset Island and Prince of Wales Island, District of Franklin. — "Geol. Surv. Can., Bull. 151", 1967c, p. 61.
- Blackadar R. G.** Precambrian geology North-western Baffin Island, District of Franklin. — "Geol. Surv. Can., Bull. 191", 1970, p. 89.
- Bloomer R. O., Werner H. J.** Geology of the Blue Ridge region in central Virginia. — "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1955, v. 66, № 5, p. 579—606.
- Boos C. M., Boos M. F.** Tectonics of eastern flank and foothills of Front Range, Colorado. — "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.", 1957, v. 41, № 12, p. 2603—2676.
- Bostock H. H.** Itchen Lake map — area. — "Geol. Surv. Can., Paper 66-24", 1967a, p. 12.
- Bostock H. H.** Itchen Lake map — area. — "Geol. Surv. Can., Paper 67-1, 1967b, pt. A", p. 29—34.
- Bostock H. H.** Precambrian rocks of Deer River map — area, Manitoba (54E, F, K, L). — "Geol. Surv. Can., Paper 69-24", 1969a, p. 34.
- Bostock H. H.** Precambrian Sedimentary rock of the Hudson Bay Low lands. — "Geol. Surv. Can., Paper 68-53", 1969b, p. 30.
- Bostock H. H.** Precambrian geology, Strait of Belle Isle, Newfoundland. — "Geol. Surv. Can., Paper 71-1", 1971a, pt. A, p. 122—123.
- Bostock H. H.** Geological notes on Aquatuk River map-areas, Ontario with emphasis on the Precambrian rocks. — "Geol. Surv. Can., Paper 70-42", 1971b, p. 55.
- Bostock H. S., Mulligan R., Douglas R. J. W.** The Cordilleran region. — In: Geology and Economic Minerals of Canada. Ottawa. "Geol. Surv. Can.", 1957.
- Boutcher S. M., Edhorn A. S., Moorhouse W. W.** Archaean conglomerates and lithic sandstones of Lake Timiskaming, Ontario. — "Proc. Geol. Assoc. Can.", 1966, v. 17.
- Brabb E. E.** Stratigraphy of the Cambrian and Ordovician rocks of east — central Alaska. — "U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 559-A", 1967, p. 30.
- Brown J. C.** Natural gas, salt and gypsum in Precambrian rocks at Edwards, New York. — "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.", 1932, v. 16, p. 727—735.
- Brown W. R.** Geology and mineral resources of the Lynchburg quadrangle, Virginia. — "Virginia Div. Mineral Res. Bull.", 1958, v. 74, p. 99.
- Brückner W. D., Anderson M. M.** Late Precambrian glacial deposits in southeastern Newfoundland — a preliminary note. — "Proc. Geol. Assoc. Can.", 1971, v. 24, № 1, p. 95—102.
- Bryant B., Reed J. C.** Geology of the Grandfather Mountain Window and Vicinity, North Carolina and Tennessee. — "U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 615", 1970, p. 200.
- Buddington A. F.** Adirondack igneous rocks and their metamorphism. — "Geol. Soc. Amer., Mem. 7.", 1939, p. 354.
- Buddington A. F.** Correlation for rigid units, types of folds and lineation in a Grenville belt. — In: The Grenville problem. Spec. Publ. R. Soc. Can., 1956, N 1, p. 99—119.
- Buddington A. F.** Interrelated Precambrian Granite rocks, Northwest Adirondacks, New York. — "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1957, v. 68, № 3, p. 291—306.
- Buddington A. F.** Origin of granitic rocks of the northwest Adirondacks. — "Geol. Soc. Amer., Mem. 28", 1948, p. 21—43.
- Burger H. R.** Structural evolution of the Southwestern Tobacco Root Mountains, Montana. — "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1969, v. 80, № 7, p. 1329—1342.
- Burwash R. A., Baadsgaard H., Peierman Z. E., Hunt G. H.** Precambrian. — In: Geol. history of western Canada. Calgary, 1966.
- Bushee J., Holden J., Geyer B., Gastil G.** Lead — alpha dates for some basement rocks of southwestern California. — "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1963, v. 74, № 6, p. 803—806.
- Campbell R. B.** Structural and metamorphic transitions from infrastructure to suprastructure. Cariboo Mountains, British Columbia. — "Geol. Assoc. Can., Spec. Paper 6", 1970, p. 67—72.
- Canton R., Walker R. G.** New developments in Sudbury geology. Was the Sudbury Basin circular during deposition of the Chelmsford Formation? — "Geol. Assoc. Can., Spec. Paper", 1972, N 10, p. 93—101.
- Carta Geologica de la Republica Mexicana.** Escala 1 : 2 000 000. Mexico, 1956.
- Casshyap S. M.** Petrology of the Bruce and Gowganda formations and its bearing on the evolution of Huronian sedimentation in the Espanola — Willsville area, Ontario, Canada. — "Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.", 1969, v. 6, № 1, p. 5—36.
- Catanzaro E. J.** Correlation of some Precambrian rocks and metamorphic events in parts of Wyoming and Montana — "Mtn. Geologist", 1967, v. 4, № 1, p. 9—21.
- Christie R. L.** Bache Peninsula, Ellesmere Island, Arctic Archipelago. — "Geol. Surv. Can., Mem. 347", 1967, p. 60.
- Clark S. H. B.** Metamorphic and igneous rocks of the Priest River area, Bonner County, Idaho. — "Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 82", 1965, p. 323—324.
- Cloud P. E.** Precambrian of North America. — "Geotimes", 1971, v. 16, № 3, p. 13—18.
- Cloud P. E., Semikhatov M. A.** Proterozoic stromatolite zonation. — "Amer. J. Sci.", 1969, v. 267, № 9, p. 1017—1061.

- Condle K. C.** Late Precambrian rocks of the northeastern Great Basin and vicinity.—*"J. Geol."*, 1966, v. 74, № 5, pt. 1, p. 631—636.
- Condle K. C.** Composition of the ancient North American crust.—*"Science"*, 1967a, v. 155, № 3765, p. 1013—1015.
- Condle K. C.** Geochemistry of early Precambrian graywackes from Wyoming.—*"Geochim. Cosmochim. Acta"*, 1967b, v. 31, № 11, p. 2135—2149.
- Condle K. C.** Petrology of the Late Precambrian tillite (?) association in northern Utah.—*"Bull. Geol. Soc. Amer."*, 1967c, v. 78, № 11, p. 1317—1343.
- Condle K. C.** Archean magmatism and crustal thickening.—*"Bull. Geol. Soc. Amer."*, 1973, v. 84, № 9, p. 2981—2992.
- Condle K. C., Potts M. J.** Calc-alkaline volcanism and the thickness of the Early Precambrian crust in North America.—*"Can. J. Earth Sci."*, 1969, v. 6, № 5, p. 1179—1184.
- Condon W. H.** Geology of the Craig quadrangle Alaska.—*"U. S. Geol. Surv., Bull. 1108-B"*, 1961, p. 43.
- Cooke D. L., Moorhouse W. W.** Timiskaming volcanism in the Kirkland Lake area, Ontario, Canada.—*"Can. J. Earth Sci."*, 1969, v. 6, № 1, p. 117—132.
- Crittenden M. D., Scheffer F. E., Trimble D. E., Woodward L. A.** Nomenclature and correlation of Some Upper Precambrian and basal Cambrian sequences in Western Utah and South eastern Idaho.—*"Bull. Geol. Soc. Amer."*, 1971, v. 82, № 3, p. 581—601.
- Cserna Z., de.** The Precambrian of Mexico. In: *The geologic systems. The Precambrian.*—*"Inter-science"*, New York, 1970, v. 4, p. 253—268.
- Cserna Z., de.** Taconian (Early Caledonian) deformation in the Huasteca structural belt of eastern Mexico.—*"Amer. J. Sci."*, 1971a, v. 272, № 5, p. 544—550.
- Cserna Z., de.** Precambrian sedimentation, tectonics, and magmatism in Mexico.—*"Geol. Rundschau"*, 1971b, Bd. 60, H. 4, S. 1488—1513.
- Davis G. A.** Westward thrust faulting in the South—Central Klamath Mountains, California.—*"Bull. Geol. Soc. Amer."*, 1968, v. 79, № 7, p. 911—933.
- Davidson A.** Kaminak Lake (55 L) map-area, District of Keewatin.—*"Geol. Surv. Can., Paper 69-51"*, 1970a, p. 26.
- Davidson A.** Eskimo Point and Dawson Inlet map-areas, District of Keewatin.—*"Geol. Surv. Can., Paper 70-27"*, 1970b, p. 28.
- Davison W. L.** Geology Tadoule Lake, Manitoba. Scale 1 : 253 440.—*"Geol. Surv. Can."*, Map 30-1962, 1962.
- Davison W. L.** Geology Munroe Lake, Manitoba. Scale 1 : 253 440.—*"Geol. Surv. Can."*, Map 35-1963, 1963.
- Davison W. L.** Nejanilini Lake (64 P) and Caribou River (54 M) map—areas.—*"Geol. Surv. Can., Paper 65-1"*, 1965, p. 97—98.
- Davison W. L.** Caribou River map-area, Manitoba.—*"Geol. Surv. Can., Paper 65-25"*, 1966, p. 6.
- Deland A. N.** The Boundary between the Timiskaming and Grenville subprovinces in the Surpise Lake area, Quebec.—*"Proc. Geol. Assoc. Can."*, 1956, v. 8, pt. 1, p. 127—141.
- Deland A. N., Sater G. S.** Daquet—McQuat area, Mistassini territory and Rober-val Country.—*"Geol. Rept. Quebec, Dept. Nat. Res."*, 1967, № 126, p. 1—27.
- Dibblee T. W.** Geology of the Transverse Ranges.—*"Div. Mines Geol., Bull. 191"*, 1966, p. 68.
- Dietz R. S.** Sudbury structure as an astrobleme.—*"U. S. J. Geol."*, 1964, v. 72, № 4, p. 412—434.
- Dimroth E.** The Evolution of the Central Segment of the Labrador Geosyncline. P. 1. Stratigraphy, Facies and Palaeogeography.—*"Neues Jahrb. Geologie und Paläontologie Abh."*, 1968, Bd. 132, H. 1, S. 22—54.
- Dimroth E.** Evolution of the Labrador Geosyncline.—*"Bull. Geol. Soc. Amer."*, 1970, v. 81, № 9, p. 2717—2742.
- Dimroth E.** The Attikamagen—Ferriman Transition in Part of the Central Labrador Trough.—*"Can. J. Earth Sci."*, 1971, v. 8, № 11, p. 1432—1454.
- Dimroth E., Baragar W. R. A., Bergeron R., Jackson G. D.** The filling of the Circun—Ungava Geosyncline.—*"Geol. Surv. Can., Paper 70-40"*, 1970, p. 45—143.
- Donaldson J. A.** Proterozoic sedimentary rocks of Northern Saskatchewan.—*"Geol. Surv. Can., Paper 68-1"*, 1968, pt. A, p. 131—132.
- Donaldson J. A.** Stratigraphy and sedimentology of the Hornby Bay Group, District of Mackenzie.—*"Geol. Surv. Can., Paper 69-1"*, 1969a, Pt. A, p. 154—157.
- Donaldson J. A.** Geology Trout Lake, Ontario. Scale 1 : 253 440.—*"Geol. Surv. Can. Map 1200A."*, 1968b.
- Donaldson J. A.** Descriptive notes (with particular reference to the Late Proterozoic Dubawnt Group) to accompany a geological map of central Thelon Plain, District of Keewatin and Mackenzie.—*"Geol. Surv. Can., Paper 68-49"*, 1969c, p. 4.
- Donaldson J. A., Jackson G. D.** Archean sedimentary rocks of North Spirit Lake area, northwestern Ontario.—*"Can. J. Earth Sci."*, 1965a, v. 2, № 6, p. 622—647.
- Donaldson J. A., Jackson G. D.** Archean sedimentary rocks of the Northwestern Ontario.—*"Geol. Surv. Can., Paper 65-2"*, 1965b, p. 51—54.
- Douglas R. I. W.** Geological map of Canada. Scale 1 : 5 000 000. Ottawa.—*"Geol. Surv. Can."*, 1969a.

- Douglas R. I. W.** Orogeny, basement and geological map of Canada.—“Geol. Assoc. Can., Spec. Paper”, 1969b, p. 1—6.
- Douglas R. I. W., Gabrielse H., Wheeler J. O., Stott D. F., Belyea H. R.** Geology of Western Canada.—In: Geol. Econom. Minerals Can. Ottawa, 1970, p. 365—488.
- Drewes H.** Geology of the Funeral Peak quadrangle, California, on the east flank of Death Valley.—“U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 413”, 1963, p. 75.
- Dutro J. T., Brosgé W. P., Reiser H. N.** Significance of recently discovered Cambrian fossils and reinterpretation of Neruokpuk Formation, northeastern Alaska.—“Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.”, 1972, v. 56, № 4, p. 808—815.
- Eade K. E.** Geology Battle Harbour — Cartwright, Coast of Labrador, Newfoundland. Scale 1 : 506 880.—“Geol. Surv. Can”, Map 22-1962, 1962.
- Eade K. E.** Kognak river area (east half), district of Keewatin, North-west Territories.—“Geol. Surv. Can., Paper 64-27”, 1964, p. 7.
- Eade K. E.** Fort George River and Kaniapiskau River (West half) map-areas, New Quebec.—“Geol. Surv. Can., Mem. 339”, 1966a, p. 84.
- Eade K. E.** Kognak River (West Half) District of Keewatin.—“Geol. Surv. Can., Paper 65-8”, 1966b, p. 12.
- Eade K. E.** Ennadai Lake and Nueltin Lake map — areas, District of Keewatin.—“Geol. Surv. Can., Paper 70-1”, 1970, pt. A, p. 126—127.
- Eade K. E.** Geology of Ennadai Lake map-area District of Keewatin.—“Geol. Surv. Can., Paper 70- 45”, 1971, p. 19.
- Eardley A. J., Hutch R. A.** Proterozoic (?) rocks in Utah.—“Bull. Geol. Soc. Amer.” 1940, v. 51, № 6.
- Eckelman F. D., Poldervaart A.** Geologic evolution of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. Pt. I. Archean history of the Quad Creek area.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1957, v. 68, № 10, p. 1225—1261.
- Eckelman F. D., Kulp J. L.** The sedimentary origin and stratigraphy equivalence of the so — called Cranberry and Henderson Granites in western North Carolina.—“Amer. J. Sci.”, 1956a, v. 254, № 5, p. 288.
- Eckelman W. R., Kulp J. L.** Uranium-lead method of age determination. Pt. I. Lake Athabasca problem.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1956b, v. 67, № 1, p. 35—53.
- Eckelman W. R., Kulp J. L.** Uranium-lead method of age determination. Pt. II.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1957, v. 68, № 9, p. 1117—1140.
- Edwards J. Jr.** The petrology and structure of the buried Precambrian basement of Colorado.—“Quart. Colo. School Mines”, 1966, v. 61, № 4, p. 436.
- Ellitsgard-Rasmussen K.** (Direct.) Tectonic—Geological Map of Greenland. M. 1 : 2 500 000. Copenhagen.—“Geol. Surv. Greenland”, 1970.
- Emslie R. F.** Potassium — argon age of the Michikaman anorthositic intrusion, Labrador.—“U. S. Nature”, 1964, v. 202, № 4928, p. 172—173.
- Emslie R. F.** The Michikaman anorthositic intrusion, Labrador.—“Can. J. Earth Sci.”, 1965, v. 2, № 4, p. 385—399.
- Emslie R. F.** Some aspects of the crystallization and differentiation of the Michikaman anorthositic intrusion, Labrador, Canada.—“Geol. Soc. Amer., Spec. Paper”, 1966, N 87, p. 51.
- Emslie R. F.** Crystallization and differentiation of the Michikaman intrusion.—“Mem. N. Y. State Mus. Sci. Serv.”, 1969, № 18, p. 163—173.
- Engel A. E. J.** Geologic evolution of North America.—“Science”, 1963, v. 140, № 3563, p. 143—152.
- Engel A. E. J., Engel C. E.** Grenville series in the Northwest Adirondack Mountains, New York.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1953, v. 64, № 9, p. 1013—1097.
- Ermanovics I. F.** “Granites”, granite gneiss and tectonic variation of the Superior province in southeastern Manitoba.—“Geol. Assoc. Can., Spec. Paper 9”, 1971, p. 77—81.
- Fahrig W. F.** Shabogamo Lake map area, Newfoundland — Labrador and Quebec.—“Geol. Surv. Can., Mem. 354”, 1967, p. 23.
- Fahrig W. F.** Basin analysis of the Athabasca sedimentary basin.—“Geol. Surv. Can., Paper 71-1”, 1971, pt. A, p. 128.
- Fairbairn H. W., Faure G., Pinson W. H., Hurley P. M.** Rb — Sr wholerock age of the Sudbury lopolith and basin sediments.—“Can. J. Earth Sci.”, 1968, v. 5, № 3, pt. 2, p. 707—714.
- Fairbairn H. W., Hurley P. M., Card K. D., Knight C. J.** Correlation of radiometrical ages of Nipissing diabase and Huronian metasediments with Proterozoic orogenic events in Ontario.—“Can. J. Earth Sci.”, 1969, v. 6, № 3, p. 489—497.
- Faure G., Fairbairn H. W., Hurley P. M., Pinson W. H.** Wholerock Rb — Sr age of the Norite and Micropegmatite at Sudbury, Ontario.—“J. Geol.”, 1964, v. 72, № 6, p. 848—854.
- Faure G., Kovach J.** The age of the Gunflint iron formation of the Animikie series in Ontario, Canada.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1969, v. 80, № 9, p. 1725—1735.
- Faure G., Shaudhurd S., Fenton M. D.** Ages of the Duluth gabbro complex and of the Eudion sill, Duluth, Minnesota.—“J. Geophys. Res.”, 1969, v. 74, № 2, p. 720—725.
- Fenton C. L., Faure G.** The age of the igneous rocks of the Stillwater Complex of Montana.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1969, v. 80, № 8, p. 1599—1604.

**Ferguson J., Currie K. L.** The geology and petrology of the alkaline carbonatite complex at Callander Bay, Ontario.—“Bull. Geol. Surv. Canada,” 1972, № 217, 103 p.

**Flawn P. T.** Basement rocks of Texas and southeast New Mexico.—“Texas. Univ. Publ.”, 1956, № 5605, p. 261.

**Forbes R. B., Brown J. M.** Preliminary geologic map of the bedrock geology of the Fairbanks mining district, Alaska.—“Alaska Div. Mines and Minerals. Mineral. Inv. Rept. 194-1”, 1961.

**Ford T. D., Breef W. J., Mitchell J. S.** Name and age of the Upper Precambrian basalts in the eastern Grand-Canyon.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1972, v. 83, № 1, p. 223—226.

**Fortier Y. O., Blackadar R. G., Glenister B. F., Greiner H. R., McLaren D. J., McMillan N. J., Norris A. W., Roots E. F., Souther J. G., Thorsteinsson R., Tozer E. T.** Geology of the North—central part of the Arctic Archipelago, Northwest Territories (Operation Franklin).—“Geol. Surv. Can., Mem. 320”, 1963, p. 671.

**Foster H.** Geology of the Mount Fairplay, Alaska.—“U. S. Geol. Surv., Bull. 1241-B”, 1967, p. 28.

**Frarey M. J.** Huronian stratigraphy of the McGregor Bar area Ontario—relevance of the palaeogeography of the Lake Superior region.—“Can. J. Earth Sci.”, 1966, v. 3, № 7, p. 997-998.

**Frarey M. J.** Willbob and Thompson Lake map-areas, Quebec and Newfoundland.—“Geol. Surv. Can., Mem. 348”, 1967a, p. 73.

**Frarey M. J.** Three new Huronian formational names.—“Geol. Surv. Can., Paper 67-6”, 1967b, p. 3.

**Frarey M. J., Roscoe S. M.** The Huronian Supergroup North of Lake Huron.—“Geol. Surv. Can., Paper 70-40”, 1970, p. 143—157.

**Fraser J. A.** Geology Kasmere Lake, Manitoba. Scale 1 : 253 440.—“Geol. Surv. Can. Map 31-1962”, 1962.

**Fraser J. A., Donaldson J. A., Fahrig W. F., Tremblay L. P.** Helikian basins and geosynclines of the Northwestern Canadian Shield.—“Geol. Surv. Can., Paper 70-40”, 1970, p. 213—238.

**Fraser J. A., Tremblay L. P.** Correlation of Proterozoic strata in the northwestern Canadian Shield.—“Can. J. Earth Sci.”, 1969, v. 6, № 1, p. 1—9.

**Fryer B. J.** Age determination in the Circum-Ungava geosyncline and the evolution of precambrian banded iron-formations.—“Can. J. Earth Sci.”, 1972, v. 9, № 6, p. 652—663.

**Gabrielse H.** McDame map-areas, Cassiar district, British Columbia.—“Geol. Surv. Can., Mem. 319”, 1963, p. 138.

**Gair J. E., Thaden R. E.** Geology of the Marquette and Sands Quadrangles Marquette County, Michigan.—“U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 397”, 1968, 77 p.

**Gair J. E., Wier K. L.** Geology of the Kiernan quadrangle, Iron County, Michigan.—“U. S. Geol. Surv., Bull. 1044”, 1956, p. 88.

**Gates G. O., Gryc G.** Structure and tectonic history of Alaska.—In: Backbone of the Americas, a Symposium. 1963, p. 264—277.

**Giletti B. J.** K—Ar and Rb—Sr ages from the Precambrian of Southwest Montana and northwest Wyoming.—“Trans. Amer. Geophys. Union”, 1963, v. 44, № 1, p. 110.

**Giletti B. J.** Isotopic ages from southwestern Montana.—“J. Geophys. Res.”, 1966a, v. 71, № 16, p. 4029—4036.

**Giletti B. J.** Isotopic effects at the margin of a regional metamorphism.—“Trans. Amer. Geophys. Union”, 1966b, v. 47, № 1, p. 195.

**Giovanella C. A.** Structural studies of the metamorphic rocks along the Rocky Mountain Trench at Canoe River, British Columbia.—“Geol. Surv. Can., Paper 68-1”, 1968, pt. A, p. 27—30.

**Gittins J., MacIntyre R. M., York D.** The ages of carbonatite complexes in eastern Canada.—“Can. J. Earth Sci.”, 1967, v. 4, p. 651—655.

**Goldich S. S.** Geochronology in the Lake Superior region.—“Can. J. Earth Sci.”, 1968, v. 5, № 3, p. 715—723.

**Goldich S. S., Nier A. O., Baadsgaard Halfdan, Hoffman J. H., Kruger H. W.** The Precambrian Geology and Geochronology of Minnesota.—“Minnesota Geol. Surv. Bull.”, 1961, № 41, p. 193.

**Gomberg D. N., Banks P. O., McBirney A. R.** Guatemala: Preliminary zircon ages from Central Cordillera.—“Science”, 1968, v. 162, № 3849, p. 121, 122.

**Goodwin A. M.** Archean protocontinental growth and mineralisation Canada.—“Miner. J.”, 1966, v. 87, № 5, p. 1—35.

**Goodwin A. M.** Volcanic studies in the Timmins—Kirkland Lake—Noranda region of Ontario and Quebec.—“Geol. Surv. Can., Paper 67-1”, 1967, p. 138—142.

**Goodwin A. M.** Archean protocontinental growth and early crustal history of the Canadian Shield.—In: 23-rd Internat. Geol. Congr., 1968, Sec. 1. Prague, 1968a, p. 69—89.

**Goodwin A. M.** Evolution of the Canadian Shield.—“Proc. Geol. Assoc. Can.”, 1968b, v. 19, p. 1—14.

**Goodwin A. M.** Preliminary reconnaissance of the Flyn-Flon volcanic belt, Manitoba, and Saskatchewan.—“Geol. Surv. Can., Paper 69-1, 1969, pt. A”, p. 165—168.

**Goodwin A. M., Riedler R. H.** The Abitibi Orogenic belt.—“Geol. Surv. Can., Paper 70-40”, 1970, p. 1—31.

- Greeg E. W.** Metames Lake map-area Saquenay County, Quebec.—“Dept. Min. Geol. Surv., Geol. Rept.”, 1945, p. 1—28.
- Green D. C., Baadsgaard H., Cumming G. L.** Geochronology of the Yellowknife area, Northwest Territories, Canada.—“Can. J. Earth Sci.”, 1968, v. 5, № 3, p. 725—735.
- Green L. H., McTaggart K. C.** Structural studies in the Mayo District, Yukon Territory.—“Proc. Geol. Assoc. Can.”, 1960, v. 12, p. 119—134.
- Grose L. T.** Structure and Petrology of the northeast part of the Soda Mountains, San Bernardino County, California.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1959, v. 70, № 12, pt. 1, p. 1509—1547.
- Ham W. E.** The structure and igneous rocks of the Wichita Mountains. Basement rocks and structural evolution of southern Oklahoma. A summary.—“Compass Sigma Gamma Epsilon”, 1970, v. 48, № 1, p. 19—26.
- Hanson G. N., Goldich S. S., Arth J. G., Yardley D. H.** Age of the Early Precambrian Rocks of the Saganaga Lake—Northern Light Lake Area, Ontario—Minnesota.—“Can. J. Earth Sci.”, 1971, v. 8, № 9, p. 1110—1125.
- Hansen W. R.** Geology of the Flaming Gorge area, Utah—Colorado—Wyoming.—“U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 490”, 1965, p. 196.
- Harrison J. E.** Precambrian Belt basin of northeastern United States: Its geometry, sedimentation, and copper occurrences.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1972, v. 83, № 5, p. 1215—1240.
- Harrison J. E., Campbell A. B.** Correlation of and facies changes in the carbonaceous, calcareous and dolomite formations of the Precambrian Belt-Purcell supergroup: Discussion.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1968, v. 79, № 8, p. 1093—1096.
- Hawkins J. W.** Regional metamorphism, metasomatism and partial fusion in the northwestern part of the Okanogan Range, Washington.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1968, v. 79, № 12, p. 1785—1820.
- Hedge C. E., Peterman Z. E., Case J. E., Obradovich J. D.** Precambrian geochronology of the northwestern Uncompahgre Plateau, Utah and Colorado.—“U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 600-C”, 1968, p. 91—96.
- Heimlich R. A., Banks Ph. O.** Radiometric age determinations, Bighorn Mountains, Wyoming.—“Amer. J. Sci.”, 1968, v. 266, N 3, p. 180—192.
- Heinrich E. W.** Pre-Beltian geologic history of Montana.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1953, v. 64, № 12, pt. 2, p. 1432, 1433.
- Heinrich E. W., Salotti Ch., Reuss R.** New Precambrian metamorphic series in south-central Colorado.—“Geol. Soc. Amer., Spec., Paper 115”, 1968, p. 389, 390.
- Hewett D. F.** Geology and mineral resources of the Ivanpah quadrangle, California and Nevada.—“U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 275”, 1956, p. 172.
- Heywood W. W.** Geological notes, northern District of Keewatin.—“Geol. Surv. Can., Paper 61-18”, 1961, p. 9.
- Heywood W. W.** Geological notes Northeastern District of Keewatin and Southern Melville Peninsula, District of Franklin, Northern Territories (pt. 46, 47, 56, 57).—“Geol. Surv. Can., Paper 66-40”, 1967, p. 20.
- Heywood W. W., Davidson A.** Geology of Benjamin Lake map—area, District of Mackenzie (75 M/2).—“Geol. Surv. Can. Mem. 361”, 1969, p. 35.
- Heywood W. W., Roscoe S. M.** Pyritic quartz—pebble conglomerate in Hurwitz Group, District of Keewatin.—“Geol. Surv. Can., Paper 67-1A”, 1967, p. 21, 22.
- Higgins M. W.** Age, origin, regional relations, and nomenclature of the Glenarm Series, central Appalachian Piedmont: A reinterpretation.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1972, v. 83, № 4, p. 989—1026.
- Higgs D. V.** Anarthosite complex of the Western San Gabriel Mountains, Southern California.—“Californ. Div. Mines, Bull. 170”, 1954, p. 71—75.
- Higgs D. V.** Anarthosite and relatid rocks of the Western San Gabriel Mountains.—“Calif. Univ. Pubs. Geol. Sci.”, 1954, v. 30, № 3, p. 71—122.
- Hills F. A., Gart P. W., Houston R. S., Swainbank I. G.** Precambrian geochronology of the Medicine Bow Mountains, Southeastern Wyoming.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1968, v. 79, № 12, p. 1757—1784.
- Himmelberg G. R.** Geology of Precambrian rocks, Granite Falls—Montevideo area, Southwestern Minnesota.—“Minnes. Geol. Surv., Spec. Publ.”, 1969, p. 33.
- Hoffman P. F.** Precambrian stratigraphy, sedimentology, palaeocurrents and palaeoecology in the East Arm of Great Slave Lake, District of Mackenzie.—“Geol. Surv. Can., Paper 68-1”, 1968a, pt. A”, p. 140—143.
- Hoffman P. F.** Stratigraphy of the Lower Proterozoic (Aphebian) Great Slave Supergroup, East Arm of Great Slave Lake, District of Mackenzie.—“Geol. Surv. Can., Paper 68-40”, 1968b, p. 92.
- Hoffman P. F.** Proterozoic paleocurrents and depositional history of the East Arm fold belt, Great Slave Lake, Northwest Territories.—“Geol. J. Earth Sci.”, 1969, v. 6, № 3, p. 441—462.
- Hoffman P. F.** Study of the Epworth Group, Coppermine River area, District of Mackenzie.—“Geol. Surv. Can., Paper 70-1”, 1970, p. 144—149.
- Hoffman P. F., Fraser J. A., McGlynn J. C.** The coronation Geosyncline of Aphebian Age, District of Mackenzie.—“Geol. Surv. Can., Paper 70-40”, 1970, p. 201—212.
- Hofman H. J., Jackson G. D.** Precambrian (Aphebian) microfossils from Belcher Islands, Hudson Bay.—“Can. J. Earth Sci.”, 1969, v. 6, № 5, p. 1137—1144.

- Holmes G. W.** Geologic reconnaissance along the Alaska Highway, Delta River to Tok Junction, Alaska.—"U. S. Geol. Surv., Bull. 1181-H", 1965, p. 19.
- Hsu K. J.** Granulites and mylonites of the region about Cucamonga and San Antonio Canons, San Gabriel Mountains, California.—"Univ. Calif. Dept., Bull. Geol. Sci.", 1955, v. 30, № 4, p. 223—352.
- Jackson G. D.** Belcher Islands, Northwest Territories.—"Geol. Surv. Can., Paper 60-20", 1960, p. 13.
- Jackson G. D.** In Age determination and geological studies, K—Ar isotopic ages, Report 7, by Wanless R. K. et al.—"Geol. Surv. Can., Paper 66-17", 1967, p. 108.
- James H. L.** Stratigraphy of Pre-Keweenaw rocks in part of Northern Michigan.—"U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 314-C", 1958, p. 44.
- James H. L., Clark L. D., Lamey C. A., Pettijohn F. J.** Geology of Central Dickinson County, Michigan.—"U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 310", 1961, p. 175.
- Jenness S. E.** The anorthosite of Northern Cape Breton Island, Nova Scotia, a petrological enigma.—"Geol. Surv. Can., Paper 66-21", 1966, p. 25.
- Katz M. B.** The nature and origin of granulites of Mont Tremblant Park, Quebec.—"Bull. Geol. Soc. Amer.", 1969, v. 80, № 10, p. 2019—2038.
- Kanasevich E. R., Farquhar R. M.** Lead isotope ratios from the Cobalt—Noranda area, Canada.—"Can. J. Earth Sci.", 1965, v. 2, № 4, p. 361—380.
- Kelley D. G.** Baddeck and Whycomagh map-areas with emphasis on Mississippian stratigraphy of central Cape Breton Island, Nova Scotia.—"Geol. Surv. Can., Mem. 351", 1967, p. 65.
- Keroher G. C. e. a.** Lexicon of Geologic Names of the United States. For 1936—1960.—"U. S. Geol. Surv., Bull. 1200", 1966, p. 4341.
- Keroher G. C. e. a.** Lexicon of Geologic Names of the United States. For 1961—1967.—"U. S. Geol. Surv., Bull. 1350", 1970, p. 848.
- King P. B.** Tectonic framework of southeastern United States.—"Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.", 1950, v. 34, p. 635—671.
- King P. B.** The Tectonics of Middle North America. New Jersey—Princeton Univer. Press., 1951, p. 203.
- King P. B.** The North American Cordillera.—In: Tectonic history and mineral deposits of the Western Cordillera. Montreal, 1966, p. 17—31.
- King P. B.** 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. Paper 628", 1969, p. 95.
- King P. B.** The Precambrian of the United States of America: Southeastern United States. In: Geologic systems. The Precambrian. New York, "Interscience", 1970, v. 4, p. 1—72.
- King P. B., Neuman R. B., Hadley J. B.** Geology of the Great Smoky Mountains National Park, Tennessee and North Carolina.—"U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 587", 1968, p. 23.
- Kistler R. W., Batleman P. C.** Stratigraphy and structure of the Dinkey Creek roof pendant in the Central Sierra Nevada, California.—"U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 524-B", 1966.
- Kistler R. W., Obradovich J. D., Jackson J. D.** Isotopic ages of rocks and minerals from the Stillwater Complex, Montana.—"J. Geophys. Res.", 1969, v. 74, № 12, p. 3226, 3237.
- Koeppel V.** Age and history of the uranium mineralization of the Beaverlodge area, Saskatchewan.—"Geol. Surv. Can., Paper 67-31", 1968, p. 111.
- Kranck E. H.** Anorthosite and Rapakivi.—"U. S. Geology", 1967, v. 19, № 8, p. 93, 94.
- Kretz R.** Study of pegmatite bodies and enclosing rocks, Yellowknife-Beaulieu region, district of Mackenzie.—"Geol. Surv. Can., Bull. 159", 1968, p. 112.
- Krogh T. E., Davis G. L.** Old isotopic ages in the northwestern Grenville province, Ontario.—"Geol. Assoc. Can., Spec. Paper", 1969, № 5, p. 189—192.
- Krogh T. E., Davis G. L.** Zircon U—Pb ages of Archean metavolcanic rocks in the Canadian Shield.—In: Carnegie Inst. Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab., 1970—1971. Washington, 1971, p. 241, 242.
- Kupfer D. H.** Thrust faulting and chaos structure, Siturian Hills, San Bernardino County, California.—"Bull. Geol. Soc. Amer.", 1960, v. 71, № 2, p. 181—214.
- Lanphere M. A.** Geochronological studies in the Eastern Mojave Desert, California.—"J. Geol.", 1964, v. 72, № 4, p. 381—399.
- Lanphere M. A., Irwin W. P., Hertz P. E.** Isotopic age of the Nevadan orogeny and older plutonic and metamorphic events in the Klamath Mountains, California.—"Bull. Geol. Soc. Amer.", 1968, v. 79, № 8, p. 1027—1052.
- Lapham D. M., Root S. I.** Summary of isotopic age determinations in Pennsylvania.—"Pa Geol. Surv. Inform. Circ.", № 70, 29 p.
- Larsen L. H., Poldervaart A., Kirchmayer M.** Geologic evolution of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. Pt. 7. Structural homogeneity of gneisses in the Lonesome Mountain area.—"Bull. Geol. Soc. Amer.", 1966, v. 77, № 11, p. 1277—1291.
- Lathram E. H., Pomeroy J. S., Berg H. S., Loney R. A.** Reconnaissance geology of Admiralty Island, Alaska.—"U. S. Geol. Surv., Bull. 1181-R", 1965, p. 48.

- Leech G. B., Lowdon J. A., Stockwell C. H., Wanless R. K. Age determinations and geological studies (Rept. 4).—*"Geol. Surv. Can., Paper 63-17"*, 1963, p. 140.
- Lidiak E. C., Almy C. C., Rogers J. J. W. Precambrian geology of part of the Little Llano River area, Llano and San Saba Countier, Texas.—*"Texas J. Sci."*, 1961, v. 13, № 3, p. 255—289.
- Lidiak E. G. Buried Precambrian rocks of South Dakota.—*"Bull. Geol. Soc. Amer."*, 1971, v. 82, № 5, p. 1411—1420.
- Lindsey D. A. Glacial sedimentology of the Precambrian Gowganda Formation, Ontario, Canada.—*"Bull. Geol. Soc. Amer."*, 1969, v. 80, № 9, p. 1685—1702.
- Livingston D. E., Damon P. E. The ages of stratified Precambrian rock sequences in central Arizona and northern Sonora.—*"Can. J. Earth Sci."*, 1968, v. 5, № 3, pt. 2, p. 763—772.
- Long L. E., Kuip J. L., Eckelman F. D. Chronology of major metamorphic events in the southeastern United States.—*"Amer. J. Sci."*, 1959, v. 257, № 8, p. 585—603.
- Lowdon J. A. Age determinations by Geological Survey of Canada. Report 1.—*"Geol. Surv. Can., Paper 60-17"*, 1960, p. 127.
- Lowdon J. A. Age determinations by the Geological Survey of Canada. Report 2.—*"Geol. Surv. Can., Paper 61-17"*, 1961, p. 1—79.
- Lowdon J. A., Stockwell C. H., Tipper H. W., Wanless R. K. Age determinations and geological studies. Report 3.—*"Geol. Surv. Can., Paper 62-17"*, 1963, p. 140.
- Mackevett E. T., Blake T. C. Geology of North Bradfield River iron prospect, southeastern Alaska.—*"U. S. Geol. Surv., Bull. 1108-D"*, 1963, p. 18.
- Mair J. A., Mayes A. D., Patchett J. E., Russell R. D. Isotopic evidence on the origin and age of the Blind River uranium deposits.—*"J. Geophys. Res."*, 1960, v. 65, № 1, p. 341—348.
- McCartney W. D. Whitbourne map-area, Newfoundland.—*"Geol. Surv. Can. Mem. 341"*, 1967, p. 135.
- McDowell I. F. The sedimentary petrology of the Mississagi quartzite in the Blind River area.—*"Ontario Dept. Mines. Geol. Circ."*, 1957, № 6.
- McGlynn J. C. Thelkhill Lake area.—*"Geol. Surv. Can., Paper 66-1"*, 1966, p. 32—38.
- McGlynn J. C. Bear Province, Chapter IV. Geology of the Canadian Shield.—*"Geol. Surv. Can., Econ. Geol. Ser."*, 1970, № 1, p. 77—84.
- McGlynn J. C., Henderson J. B. Archean volcanism and sedimentation in the Slave Structural Province.—*"Geol. Surv. Can., Paper 70-40"*, 1970, p. 31—44.
- McGrew L. W. Geology of the Fort Laramie area, Platte and Goshen Countier, Wyoming.—*"U. S. Geol. Surv., Bull. 1141-F"*, 1963, p. 39.
- Meen V. B. Geology of the Grimsthorpe-Barrie area.—*"Ont. Dept. Mines, 51-st Ann. Rept."*, 1942, pt. 4, № 1944, p. 1—50.
- Menzel F. J. Geology of crystalline rocks in the Salmon Creek region, east-central part of Okanogan Rande, Washington.—*"Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 87"*, 1966, p. 216.
- Mertie J. P. The Yuhon-Tanana region Alaska.—*"U. S. Geol. Surv., Bull. 872"*, 1937.
- Miller F. K., McKee E. H., Yates R. G. Age and correlation of the Windermere Group in northeastern Washington.—*"Bull. Geol. Soc. Amer."*, 1973, v. 84, № 11, p. 3723—3729.
- Miller W. J. Crystalline rocks of southern California.—*"Bull. Geol. Soc. Amer."*, 1946, v. 57, № 5.
- Misch P. Tectonic evolution of the Northern Cascades of Washington state.—In: *Tectonic history and mineral deposits of the Western Cordillera*. Monreal, 1966.
- Moench R. H., Harrison J. E., Sims P. K. Precambrian bolding in the Idaho Springs — Central City area, Front Range, Colorado.—*"Bull. Geol. Soc. Amer."*, 1962, v. 73, № 1, p. 35—58.
- Moffitt F. H. Geology of the Nome and Grand central quadrangles, Alaska.—*"U. S. Geol. Surv. Bull."*, 1913, v. 533.
- Morey P. L. The Wollaston Lake fold belt system, Saskatchewan — Manitoba.—*"Can. J. Earth Sci."*, 1968, v. 5, № 6, p. 1489—1504.
- Morey P. L., Baer A. J., Scott B. P., Wallace R. H. The Wollaston Lake Belt, Saskatchewan, Manitoba, Northwest Territories.—*"Geol. Surv. Can., Paper 70-40"*, 1970, p. 171—197.
- Moorbath S., O'Nions R. K., Pankhurst R. J., Gale N. H. Further Rb — Sr age determinations on the very early Precambrian rocks of the Godthaab district, West Greenland.—*"U. S. Nat. Phys. Sci."*, 1972, v. 240, № 100, p. 78—82.
- Moorhouse W. W. The Proterozoic of the Port Arthur and Lake Nipigon regions, Ontario.—In: *Proterozoic Canada*, № 2. Roy. Soc. Can., Spec. Publ., 1957, p. 67—76.
- Morey G. B. Stratigraphy and sedimentology of the Middle Precambrian Rove Formation in northeastern Minnesota.—*"J. Sed. Petrology"*, 1967, v. 37, № 4, p. 1154—1162.
- Morley L. W., MacLaren A. S., Charbonneom B. W. Magnetic anomaly map of Canada Scale 1 : 5 000 000 1255 A. Geol. Surv. Can., 1968.
- Mese D. G., Bickford M. E. Precambrian geochronology in the Unawip Canyon, west-central Colorado.—*"J. Geophys. Res."*, 1969, v. 74, № 6, p. 1677—1687.
- Muehlberger W. R., Hedge C. E., Denison R. E., Marvin R. F. Geochronology of the Midcontinent Region, United States, Part 3, Southern Area.—*"J. Geophys. Res."*, 1966, v. 71, № 22, p. 5409—5426.

- Muehlberger W. R., Denison R. E., Lidiak E. G.** Basement rocks in continental interior of United States.—"Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.", 1967, v. 51, № 12, p. 2351—2380.
- Muller J. E.** Kluane Lake map-area, Yukon Territory.—"Geol. Surv. Can., Mem. 340", 1967, p. 137.
- Mulligan R.** Geology of Teslin map-area, Yukon Territory.—"Geol. Surv. Can., Mem. 326", 1963, p. 96.
- Mulligan R., Taylor F. C.** Geology Hill Island Lake, District of Mackenzie. Scale 1 : 253 440.—"Geol. Surv. Can., Map 1203A", 1969.
- Naylor R. S., Steiger R. H., Wasserburg G. J.** U—Th—Pb and Rb—Sr systematics in  $2700 \times 10^6$ —year old plutons from the southern Wind River Range, Wyoming.—"Geochim. Cosmochim. Acta", 1970, v. 34, № 11, p. 1133—1159.
- Noble J. A., Hadder J. O.** Stratigraphy and metamorphism in a part of the northern Black Hills and the Homestake Mine, Lead, South Dakota.—"Bull. Geol. Soc. Amer.", 1948, v. 59, № 9.
- Oakeshott G. B.** Geology and mineral deposits of San Fernando quadrangle, Los Angeles County, California.—"Calif. Div. Mines Bull.", 1958, v. 172, p. 147.
- Obrovich J. D., Peterman Z. E.** Geochronology of the Belt Series, Montana.—"Can. J. Earth Sci.", 1968, v. 5, № 3, pt. 2, p. 737—747.
- Ocola L. C., Meyer R. P.** Central North American rift system. 1. Structure of the axial zone from seismic and gravimetric data.—"J. Geophys. Res.", 1973, v. 78, № 23, p. 5173—5194.
- Osborne F. F.** Petrology of the Shawinigan Falls district.—"Bull. Geol. Soc. Amer.", 1936, v. 47, № 2, p. 197—228.
- Osterwald F. W.** Discussion of paper by Gast, Kulp and Long on Absolute age of early Precambrian rocks in the Bighorn Basin of Wyoming and Montana and southeastern Manitoba.—"J. Geophys. Res.", 1959, v. 64, № 2, p. 269, 270.
- Ovenshine A. T.** Glacial interpretation of Precambrian Gowganda formation, "North Shore of Lake Huron, Canada.—"Geol. Soc. Amer., Spec. Paper", 1965, № 82, p. 146, 147.
- Pelletier B. R.** A Granodioritic Drill Core from the Flemish Cap, Eastern Canadian Continental Margin.—"Can. J. Earth Sci.", 1971, v. 8, № 11, p. 1499—1503.
- Perry K.** High-grade regional metamorphism of Precambrian gneisses and associated rocks, Paradise Basin quadrangle, Wind River Mountains, Wyoming.—"Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 115", 1968, p. 436, 437.
- Peterman Z. E.** Rb—Sr dating of Middle Precambrian metasedimentary rocks of Minnesota.—"Bull. Geol. Soc. Amer.", 1966, v. 77, № 10, p. 1031—1043.
- Peterman Z. E., Hedge C. E.** Age of basement rocks from the Williston basin of North Dakota and adjacent areas.—"U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 475-D", 1964, p. 100—105.
- Peterman Z. E., Hedge C. E.** Chronology of Precambrian events in the Front Range, Colorado.—"Can. J. Earth Sci.", 1968, v. 5, № 3, pt. 2, p. 749-756.
- Peterman Z. E., Hedge C. E., Braddock W. A.** Age of Precambrian events in the northeastern Front Range, Colorado.—"J. Geophys. Res.", 1968, v. 73, № 6, p. 2277—2296.
- Pettijohn F. J.** Basal Huronian conglomerates of Menominee and Calumet districts, Michigan.—"J. Geology", 1943, v. 51, № 6, p. 387—397.
- Pettijohn F. J.** The Canadian Shield—a status report.—"Geol. Surv. Can., Paper 70-40", 1970, p. 239—252.
- Plemister T. C.** The nature of the contact between the Grenville and Temiskaming Subprovinces in the Sudbury district of Ontario, Canada.—In: Report of the 21-st Congress. Copenhagen, 1960, p. 105—119.
- Pienaar P. J.** Stratigraphy, petrology and genesis of the Elliot Group, Blind River, Ontario, including the uraniferous conglomerate.—"Geol. Surv. Can., Bull. 83", 1963, p. 135.
- Poole W. H., Sanford B. V., Williams H., Kelley D. G.** Geology of Southeastern Canada.—In: Geol. Econom. Minerals Can. Ottawa, 1970, p. 227—305.
- Poole W. H.** Graptolites, copper and potassium-argon in Goldenville formation, Nova Scotia.—"Geol. Surv. Can., Paper 71-1", 1971, pt. A, p. 9—11.
- Powell J. L., Skinner W. R., Walker D.** Whole-rock Rb—Sr age of metasedimentary rocks below the Stillwater Complex, Montana.—"Bull. Geol. Soc. Amer.", 1969, v. 80, № 8, p. 1605—1613.
- Puffett W. P.** The Reany Creek Formation, Marquette County, Michigan.—"U. S. Geol. Surv., Bull. 1274-F", 1969, p. 25.
- Quirke T. T.** Correlation of Huronian and Grenville rocks.—"U. S. J. Geol.", 1924, v. 32, № 4, p. 316—335.
- Quirke T. T.** Huronian—Grenville relations.—"Amer. J. Sci.", 1926, v. 11, № 165.
- Ragan D. M., Hawkins J. W.** A polymetamorphic complex in the Eastern Alaska Range.—"Bull. Geol. Soc. Amer.", 1966, v. 77, № 6, p. 597—604.
- Rankin D. W., Stern T. W., Reed J. G., Jr., Newell M. F.** Zircon ages of felsic volcanic rocks in the upper Precambrian of the Blue Ridge, central and southern Appalachian Mountains.—"Science", 1969, v. 166, № 3906, p. 741—744.
- Redden J. A.** Geology of the Berne quadrangle, Black Hills, South Dakota.—"U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 297-F", 1968, p. 343—405.

- Reed J. C., Jr.** Catoclin formation near Luray, Virginia.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1955, v. 66, № 7, p. 871—885.
- Reed J. C.** Structure of Precambrian crystalline rocks in the northern part of Grand Teton National Park, Wyoming.—“U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 475-C”, 1963, p. 1—6.
- Reid R. R.** Metamorphic rocks of the northern Tobacco Root Mountains, Madison County, Montana.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1963, v. 74, № 3, p. 293—306.
- Reinhardt E. W.** Wilson Island—Petitot Islands area, East Arm Great Slave Lake.—“Geol. Surv. Can., Paper 69-1”, 1969, pt. A, p. 177—181.
- Reinhardt E. W.** Occurrences of exotic breccias in the Petitot Islands (85H/10) and Wilson Island (85H/15) map-areas, East Arm of Great Slave Lake, District of Mackenzie.—“Geol. Surv. Can., Paper 72-25”, 1972, p. 43.
- Rex D. C., Glodhill A.** Reconnaissance geochronology of the infracrustal rocks of Flyverfjord, Scoresby Sund, East Greenland.—“Bull. Geol. Soc. Denm.”, 1974, v. 23, № 1—2, p. 49—54.
- Ridler R. H.** Volcanic stratigraphy and metallogeny of Kaminak Group.—“Geol. Surv. Can., Paper 71-1”, 1971, pt. A, p. 142—148.
- Riley G. C.** Stephenville map-area, Newfoundland.—“Geol. Surv. Can., Mem. 323”, 1962, p. 72.
- Robertson D. K., Cumming G. L.** Lead and sulfur isotope ratios from the Great Slave Lake area, Canada.—“Can. J. Earth Sci.”, 1968, v. 5, № 5, p. 1269—1276.
- Robertson I. A., Frarey M. I., Card K. D.** The federal—provincial committee on Huronian stratigraphy: progress report.—“Can. J. Earth Sci.”, 1969, v. 6, № 2, p. 335, 336.
- Robertson I. A., Baragar W. R. A.** The Petrology and Paleomagnetism of the Coronation Sills.—“Can. J. Earth Sci.”, 1972, v. 9, № 2, p. 123—140.
- Robinson B. W., Morton R. D.** The Geology and Geochronology of the Echo Bay Area, Northwest Territories, Canada.—“Can. J. Earth Sci.”, 1972, v. 9, № 2, p. 158—171.
- Roddick J. A.** Vancouver north, Coquitlam, and Pitt Lake map-areas, British Columbia.—“Geol. Surv. Can., Mem. 335”, 1965, p. 276.
- Roddick J. A., Wheeler J. O., Gabrielse H., Souther J. G.** Age and nature of the Canadian part of the Circum-Pacific orogenic belt.—“Tectonophysics”, 1967, v. 4, № 4—6, p. 319—338.
- Roots E. F.** Geology and mineral deposits of Aiken Lake map—area, British Columbia.—“Geol. Surv. Can., Mem. 274”, 1954, p. 38.
- Romey W. D., Waard D. de.** Petrogenetic relationship between anorthosite and metanorite (gabbroic anorthosite) in the Adirondack highlands.—“Geol. Soc. Amer., Spec. Paper”, 1966, № 87, p. 141.
- Roscoe S. M.** Geochemical and isotopic studies, Noranda and Matagami areas.—“Can. Inst. Mining Met., Trans.”, 1965, v. LXVIII, p. 279—285.
- Roscoe S. M.** Huronian rocks and uraniferous conglomerates in the Canadian Shield.—“Geol. Surv. Can., Paper 68-40”, 1969, p. 205.
- Ross C. P.** The Belt series in Montana.—“U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 346”, 1963, p. 122.
- Ross J. V.** The structure and metamorphism of Mesa Lake map-area, District of Mackenzie, 86 B/14 (West half).—“Geol. Surv. Bul. 124”, 1966, p. 38.
- Rousell D. H.** New developments in Sudbury geology. The Chelmsford Formation of the Sudbury Basin—a Precambrian Turbidite.—“Geol. Assoc. Can., Spec. Paper 10”, 1972, p. 79—91.
- Sainsbury C. L., Coleman R. G., Kachadoorian K.** Blueschist and related greenschist rocks of the Seward Peninsula, Alaska.—“U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 700-B”, 1970, p. 33—42.
- Sanford B. V., Norris A. W., Bostock H. H.** Geology of the Hudson Bay Lowlands (Operation Winisk).—“Geol. Surv. Can., Paper 67-60”, 1968, p. 118.
- Scoates D. F. J.** A description and classification of Manitoba ultramafic rocks.—“Geol. Assoc. Can., Spec. Paper 9”, 1971, p. 89—96.
- Scott R. W.** New Precambrian (?) formation in Kansas.—“Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.”, 1966, v. 50, № 2, p. 380—384.
- Short B. L.** Precambrian geology of the Ferris—Haggarty mining area, Carbon County, Wyoming.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1958, v. 69, № 12, pt. 2, p. 1743, 1744.
- Silver L. T., McKinney C. R., Deutsch S., Bolinger J.** Precambrian age determination in the western San Gabriel Mountains, California.—“J. Geol.”, 1963, v. 71, № 2, p. 196—214.
- Sims P. K., Gable D. J.** Geology of Precambrian rocks, Central City, district Colorado.—“U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 474-C”, 1964, p. 52.
- Smith A. G., Barnes W. C.** Correlation of and facies changes in the carbonaceous, calcareous, and dolomitic formations of the Precambrian Belt—Purcell Supergroup.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1966, v. 77, № 12, p. 1399—1426.
- Snelling N. I.** Potassium—argon dating of rocks North D’or region, Quebec.—“Geol. Surv. Can., Bull. 85”, 1962, p. 27.
- Stevenson I. M.** A geological reconnaissance of Leaf River map-area, New Quebec and Northwest Territories.—“Geol. Surv. Can., Mem. 356”, 1968, p. 112.
- Stewart J. H.** Upper Precambrian and Lower Cambrian strata in the Southern Great Basin, California and Nevada.—“U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 620”, 1970, p. 206.

**Stieff L. R., Stern T. W., Cialella C. M., Warr J. J.** Preliminary age studies on uranium ores of the Blind River District, Ontario, Canada.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1956, v. 67, № 12, pt. 2, p. 1736, 1737.

**Stockwell C. H.** Structural provinces, orogenies and time classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield.—“Geol. Surv. Can., Paper 61-17”, 1961, p. 108—118.

**Stockwell C. H.** Age determination and geological studies. Forth report.—“Geol. Surv. Can., Paper 64-17”, 1964a, pt. I, p. 29.

**Stockwell C. H.** Fourth report on structural provinces and time classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield.—“Geol. Surv. Can., Paper 64-17”, 1964b, pt. II, p. 1—21.

**Stockwell C. H.** Second report on structural provinces, orogenies and time classification of the Canadian Precambrian Shield.—“Geol. Surv. Can., Paper 62-17”, 1963, p. 123—134.

**Stockwell C. H.** Structural trend in Canadian Shield.—“Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.”, 1965, v. 49, № 7, p. 887—893.

**Stockwell C. H.** Geochronology of stratified rocks of the Canadian Shield.—“Can. J. Earth Sci.”, 1968, v. 5, № 3, p. 693—698.

**Stockwell C. H.** (chairmanship). Tectonic map of Canada. Scale 1:5 000 000. Ottawa.—“Geol. Surv. Can.”, 1969.

**Stockwell C. H., Brown I. C., Barnes F. Q., Wright G. M.** Geology Christie Bay, District of Mackenzie. Scale 1:253 440.—“Geol. Surv. Can.”. Map 1122A, 1968a.

**Stockwell C. H., Henderson J. F., Brown I. C., Wright G. M., Barnes F. Q.** Geology Reliance, District of Mackenzie. Scale 1:253 440.—“Geol. Surv. Can.”. Map 1123A, 1968b.

**Stockwell C. H., McGlynn J. C., Emslie R. F., Sanford B. V., Norris A. W., Donaldson J. A., Falrig W. F., Currie K. L.** Geology of the Canadian Shield.—In: Geol. Econom. Minerals Canada. Ottawa, 1970, p. 43—151.

**Stout M. L.** Geology of a part of the south-central Cascade Mountains, Washington.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1964, v. 75, № 4, p. 317—334.

**Taylor F. C.** Snowbird Lake map-area, District of Mackenzie.—“Geol. Surv. Can., Mem. 333”, 1963, p. 23.

**Taylor F. C.** Reconnaissance géology of a part the Precambrian Shield, northeastern Quebec and northern Labrador. Part I.—“Geol. Surv. Can., Paper 68-43”, 1969, p. 13.

**Taylor F. C.** Reconnaissance geology of a part the Precambrian Shield northeastern Quebec and northern Labrador. Part II.—“Geol. Surv. Can., Paper 70-24”, 1970, p. 10.

**Thomas B. E.** Geology of the Chloride quadrangle, Arizona.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1953, v. 64, № 4, p. 391—420.

**Thorsteinsson R., Tozer E. T.** Banks, Victoria, and Stefansson Islands, Arctic Archipelago.—“Geol. Surv. Can., Mem. 330”, 1962, p. 85.

**Tilton G. R., Weiherill G. W., Davis G. L., Hopson C. A.** Ages of minerals from the Baltimore Gneiss near Baltimore Maryland.—“Geol. Soc. Amer. Bull.”, 1958, v. 69, p. 1469—1474.

**Tilton G. R., Wetherell G. W., Davis G. L., Bass M. N.** 1000 — Million — year — old minerals from the eastern United States and Canada.—“J. Geophys. Res.”, 1960, v. 65, № 12, p. 4173—4179.

**Tremblay L. P.** Preliminary account of the Goulburn Group, Northwest Territories Canada.—“Geol. Surv. Can., Paper 67-8”, 1968a, p. 37.

**Tremblay L. P.** Geology of the Beaverlodge mining area, Saskatchewan.—“Geol. Surv. Can., Mem. 367”, 1968b, p. 468.

**Trettin H. P.** Pre — Mississippian geology of Northern Axel Heiberg and Northwestern Ellesmere Islands, Arctic Archipelago.—“Geol. Surv. Can., Bull. 171”, 1969a, p. 82.

**Trettin H. P.** Geology of Ordovician to Pennsylvanian Rocks McClinton Inlet, North Coast of Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago.—“Geol. Surv. Can., Bull. 183”, 1969b, p. 93.

**Ulrych T. J., Russell R. D.** Gas source mass spectrometry of trace leads from Sudbury, Ontario.—“U. S. Geochim. Cosmochim. Acta”, 1964, v. 28, № 4, p. 455—469.

**Van Schmus W. R.** The geochronology of the Blind River — Bruce Mines area, Ontario, Canada.—“J. Geol.”, 1965, v. 73, № 5, p. 775—780.

**Volborth A.** Rapakivi — type granites in the Precambrian complex of Gold Butte, Clark County, Nevada.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1962, v. 73, № 7, p. 813—831.

**Waard D. de.** The occurrence of garnet in the granulite — facies terrano of the Adirondack highlands and elsewhere, an amplification and a reply.—“J. Petrology”, 1967, v. 8, № 2, p. 210—232.

**Wahrhaftig C.** Schists of the Central Alaska Range.—“U. S. Geol. Surv., Bull. 1254-E”, 1968, p. 22.

**Wanless R. K., Stevens R. D., Lachance G. R., Edmonds C. M.** Age determinations and geological studies. Rept. 7.—“Geol. Surv. Can., Paper 66-17”, 1967, p. 120.

**Wanless R. K., Stevens R. D., Lachance G. R., Edmonds C. M.** Age determinations and geological studies. Rept. 8.—“Geol. Surv. Can., Paper 67-2”, 1968, pt. A, p. 141.

**Wanless R. K., Stevens R. D., Lachance G. R., Rimsaite J. Y. H.** Age determinations and geological studies. Rept. 6.—“Geol. Surv. Can., Paper 65-17”, 1966, p. 101.

**Wanless R. K., Traill R. J.** Age of uraninites from Blikd River, Ontario.—“Nature”, 1956, v. 178, № 4527, p. 249, 250.

**Wasserburg G. J., Eberlain G. D., Lanphere M. A.** Age of the Birch Creek Schist and some batholithic intrusions in Alaska.—"Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 73", 1963, p. 193.

**Wasserburg G. J., Lanphere M. A.** Age determinations in the Precambrian of Arizona and Nevada.—"Bull. Geol. Soc. Amer.", 1965, v. 76, № 7, p. 735—758.

**Weeks L. J.** Southeast Cape Breton Island.—"Geol. Surv. Can., Mem. 227", 1954, p. 62.

**Wells J. D., Sheridan D. M., Albee A. L.** Relationship of Precambrian quartzite-schist sequence along Coal Creek to Idaho Springs Formation, Front Range, Colorado.—"U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 454-0", 1964, p. 25.

**Wetherill G. W., Bickford M. E.** Primary and metamorphic Rb—Sr chronology in Central Colorado.—"J. Geophys. Res.", 1965, v. 70, № 18, p. 4669—4689.

**Wetherill G. W., Tilton G. R., Davis G. L., Aldrich L. T.** New determination of the age of the Bob Ingersoll pegmatite, Keystone, S. Dakota.—"Geochim. Cosmochim. Acta", 1956, v. 9, № 5—6, p. 290—292.

**Wheeler E. P.** Unmetamorphosed sandstone in Northern Labrador.—"Bull. Geol. Soc. Amer.", 1964, v. 75, № 6, p. 569, 570.

**Wheeler J. O.** Eastern tectonic belt of Western Cordillera in British Columbia.—In: Tectonic history and mineral deposits of the Western Cordillera. Montreal, 1966.

**Wheeler J. O.** Tectonics.—"Geol. Surv. Can., Paper 67-41", 1967, p. 3—59.

**White W. S.** Tectonics of the Keweenaw Basin, Western Lake Superior Region.—"U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 524-E", 1966, p. 22.

**Wickham J. S.** Structural history of a portion of the Blue Ridge, northern Virginia.—"Bull. Geol. Soc. Amer.", 1972, v. 83, № 3, p. 723—760.

**Williams N. L.** Late Precambrian and early Paleozoic geology of the western Uinta Mountains, Utah.—"Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.", 1953, v. 37, № 12, p. 2734—2742.

**Wilson H. D. B., Andrews P., Moxham R. L., Ramlal K.** Archaean volcanism in the Canadian shield.—"Can. J. Earth Sci.", 1965, v. 2, № 3, p. 161—175.

**Windley B. F.** Anorthosites of Southern West Greenland.—In: North Atlantic-Geology and continental drift. Amer. Assoc. Petroleum Geol. Mem. 12, 1969, p. 899—915.

**Woodward L. A.** Stratigraphy and correlation of Late Precambrian rocks of Pilot Range, Elko County, Nevada, and Box Elder County, Utah.—"Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.", 1967a, v. 51, № 2, p. 235—273.

**Woodward L. A.** Late Precambrian rocks of the north-eastern Great Basin and vicinity.—"J. Geol.", 1967b, v. 75, № 5, p. 635—639.

**Wright G. M.** Geological Notes on Central District of Keewatin.—"Geol. Surv. Can., Paper 55-17", 1955, p. 18.

**Wright G. M.** Geology of the southeastern barren grounds, parts of the Districts of Mackenzie and Keewatin.—"Geol. Surv. Can., Mem. 350", 1967, p. 91.

**Wynne-Edwards H. R.** The Grenville province and its tectonic significance.—"Geol. Assoc. Can., Proc.", 1964, v. 15, pt. 2, p. 53—67.

**Wynne-Edwards H. R.** Geology of Tichborne (east half) map-area, Ontario.—"Geol. Surv. Can., Paper 64-56", 1965, p. 5.

**Wynne-Edwards H. R.** Mouf Laurier and Kempt Lake map-areas, Quebec.—"Geol. Surv. Can., Paper 66-32", 1966, p. 32.

**Wynne-Edwards H. R.** Westport map-area, Ontario, with special emphasis on the Precambrian rocks.—"Geol. Surv. Can., Mem. 346", 1967, p. 141.

**Yeats R. S.** Structure of the Cascade Range east of Seattle, Washington.—"Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 68", 1962, p. 64.

**Yeats R. S.** Crystalline klippen in the Index district, Cascade Range, Washington.—"Bull. Geol. Soc. Amer.", 1964, v. 75, № 6, p. 549—561.

**Yeats R. S., Becraft G. E., Campbell A. B., Pearson R. C.** Tectonic framework of northeastern Washington, northern Idaho, and northwestern Montana.—In: Tectonic history and mineral deposits of the western Cordillera. Montreal, 1966.

**Young G. M.** Huronian stratigraphy of the McGregory Bay area, Ontario: Relevance to the paleogeography of the Lake Superior region.—"Can. J. Earth Sci.", 1966, v. 3, № 2, p. 203—210.

**Young G. M.** An extensive early proterozoic glaciation in North America?—"Paleogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.", 1970, v. 7, № 2, p. 85—101.

**Zartman R. E.** A geochronologic study of the Lone Grove pluton from the Llano Uplift, Texas.—"J. Petrology", 1964, v. 5, № 3, p. 359—408.

**Zartman R. E.** Rubidium—strontium age of some metamorphic rocks from the Llano Uplift, Texas.—"J. Petrology", 1965, v. 6, № 1, p. 28—36.

**Zartman R. E., Norton J. J., Stern T. W.** Ancient granite gneiss in the Black Hills, South Dakota.—"U. S. Science", 1964, v. 145, № 3631, p. 479—481.

**Zartman R. E., Stern T. W.** Isotopic age and geologic relationships of the Little Elk Granite, northern Black Hills, South Dakota. "U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 575-D", 1967, p. 157—164.

**Ziegler P. A.** Guidebook for Canadian Cordillera field trip. International Symposium on the Devonian System.—"Alberta Soc. Petrol. Geol.", 1967, p. 40.

**Zimmermann R. A., Amstutz G. C.** Southeast Missouri geology: Details from Annapolis area and Ketcherside Gap, Missouri.—"Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.", 1968, v. 52, № 4, p. 703—708.

## ВВЕДЕНИЕ

Докембрий на Южно-Американском континенте занимает огромные площади. Основные его выходы находятся в северной и восточной частях материка в пределах Гвианского, Восточно- и Центральнo-Бразильского щитов (рис. 1).

Изученность докембрия Южной Америки по сравнению с другими частями земного шара в целом слабая. Некоторые территории до последнего времени остаются белыми пятнами. По ряду крупных регионов имеются лишь скудные сведения, основанные на единичных маршрутах, проведенных еще в конце прошлого — начале текущего столетия.

Наиболее исследованными в отношении геологии докембрия являются территории, на которых открыты промышленные месторождения золота, алмазов, железных руд, радиоактивного сырья и других полезных ископаемых. Это относится, в первую очередь, к бразильскому штату Минас-Жераис с его богатыми месторождениями железных руд — итабитов. Здесь разработана детальная схема стратиграфии докембрия, которая принимается часто за эталон при сравнении с разрезами, удаленными иногда на многие сотни и даже тысячи километров от Минас-Жераиса. При проведении корреляции используются в основном признаки вещественного состава и метаморфизма. С внедрением методов изотопной геохронологии, которые в Южной Америке получили широкое распространение только в последнее десятилетие, начался пересмотр многих уже сложившихся представлений о возрасте и структуре докембрия.

К настоящему времени имеются лишь немногочисленные работы, в которых приводятся материалы по докембрию всего континента или его отдельных более или менее крупных территорий. В большинстве случаев в них излагаются разрозненные данные без достаточной увязки разрезов и структурных обобщений.

К числу наиболее значительных исследований по структуре докембрия всего континента следует отнести работу Г. Штилле (1968). Краткая сводка фактического материала по древним образованиям Южной Америки имеется у Р. Пфлуга (Pflug, 1968b). Описание крупных территорий дают Г. Герт (Герт, 1959), коллектив авторов «Очерков по геологии Южной Америки» (Очерки..., 1959), Ф. Альфельд и Л. Браниша (Ahlfeld, Braniša, 1960), К. Беурлен (Beurlen, 1970) и др. Региональной тектонике докембрия посвящены исследования Ф. де Альмейды (Almeida, 1967), Е. Сужински (Suszczyński, 1968, 1970), Р. Пфлуга (Pflug, 1967; Pflug e. a., 1969) и др. В ряде работ приводятся и обсуждаются данные по радиогеохронологии докембрия (Priem e. a., 1966—1971; Monica Dirac, Ebert, 1967; Cordani e. a., 1968; Hurley e. a. 1968; Pflug, 1968a; и др.).

Среди трудов советских геологов, затрагивающих разные вопросы геологии докембрия Южной Америки, следует отметить статьи Н. А. Штрейса (1964), М. В. Муратова (1966), а также монографии С. Е. Колотухиной и др. (Геология месторождений..., 1968), А. И. Тугаринова, Г. В. Войткевича (1970) и В. Е. Хайна (1971).

В предлагаемой работе характеризуются разновозрастные струк-

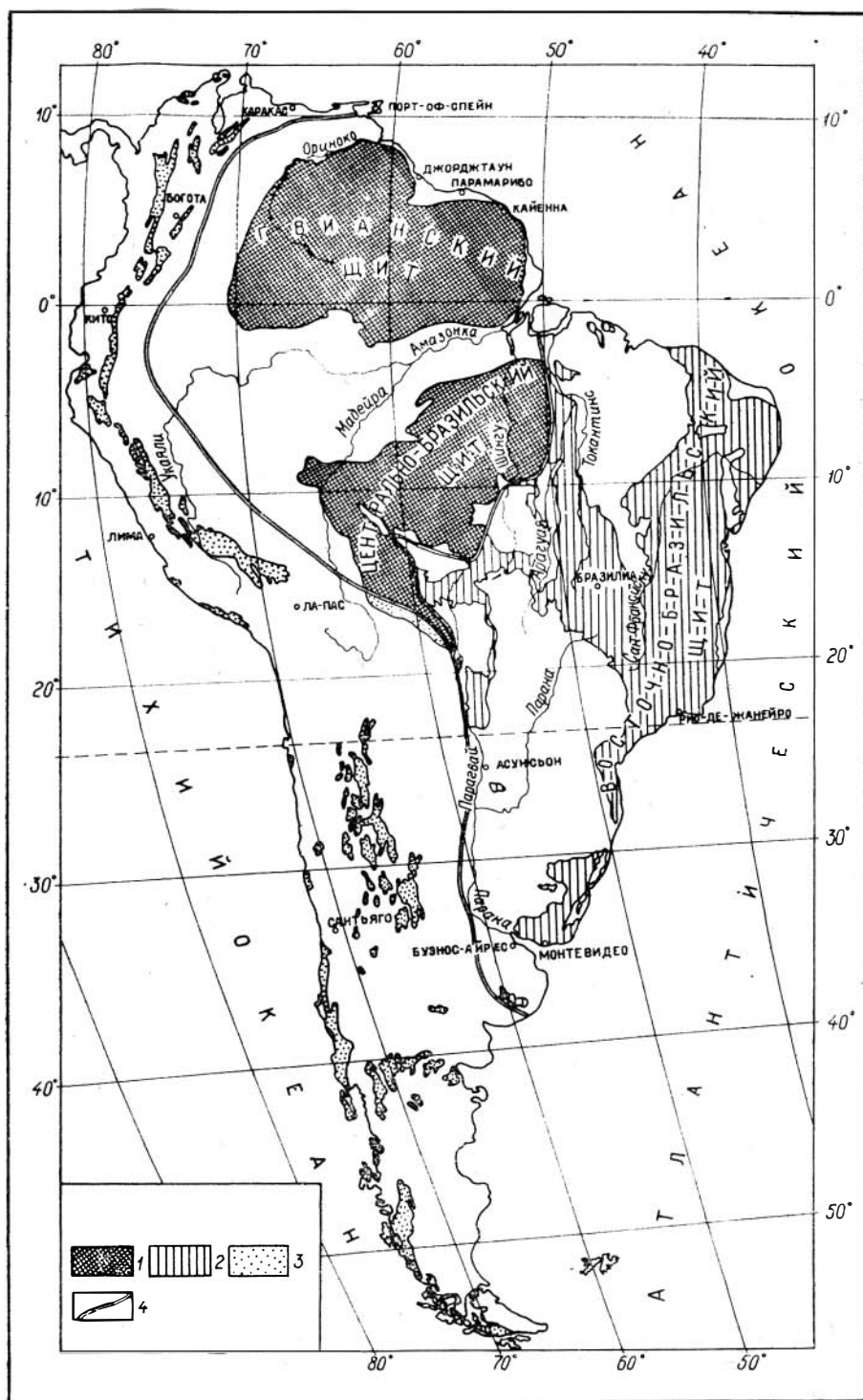


Рис. 1. Схема выходов и основных тектонических провинций докембрия Южной Америки.

1 — докембрий Гвианского массива; 2 — докембрий Уругвайско-Бразильской складчатой области; 3 — докембрий Андийского складчатого пояса, местами не отделенный от палеозоя; 4 — границы тектонических провинций.

турно-вещественные комплексы всего континента, изображенные на «Карте тектоники докембрия континентов», составленной под руководством академика Ю. А. Косыгина и опубликованной в 1972 г. Эта работа может служить в какой-то степени объяснительной запиской к карте. Вместе с тем в ней обобщены новейшие материалы, не нашедшие своего отражения в упомянутой карте. На основании этих материалов возраст некоторых комплексов и структура отдельных районов трактуются по-иному.

Описание структурно-вещественных комплексов проводится раздельно по крупным территориям, соответствующим современным щитам и Тихсокеанскому (Андийскому) складчатому поясу. Внутри них дается в целом поэтажная характеристика докембрия, начиная с наиболее древних образований. Из-за слабой изученности и недостаточной обоснованности возраста отдельных комплексов последние в большинстве случаев сопоставляются не с дробной эталонной шкалой, а объединяются в крупные комплексы, такие как нижний, средний и верхний докембрий.

### ГВИАНСКИЙ ЩИТ

Гвианский щит занимает северную часть Южной Америки, расположенную между Амазонским прогибом и акваторией Атлантического океана. На западе щит перекрыт полого лежащими мезокайнозойскими отложениями Восточно-Венесуэльского прогиба.

Докембрийские образования щита представлены как складчатыми комплексами, составляющими фундамент, так и нескладчатыми, формирующими древний чехол.

#### Складчатые комплексы

##### *Север Гвианского щита*

В Гвианском щите, по данным абсолютной геохронологии, широко распространены нижнедокембрийские образования. Наиболее древние комплексы, отвечающие, по-видимому, алданию, известны в выступах и ядрах антиклинальных поднятий в Венесуэле, Гайане, Суринаме и Французской Гвиане. Основные площади щита заняты складчатыми комплексами, соответствующими киватинию и частично удсканию.

##### *Алданий*

В Венесуэле алданием сложен выступ Иматака, протягивающийся вдоль правобережья р. Ориноко в северо-восточном направлении более чем на 500 км при ширине до 130 км (рис. 2). С юго-востока выступ на значительном протяжении ограничен крупным разломом Сьюдад-Пьяр-Гури, сопровождаемым зоной милонитизированных пород мощностью в несколько сотен метров. Этот разлом имеет древнее заложение и интерпретируется как левосторонний сдвиг (Kalliokoski, 1965). На северо-западе выступ перекрыт кайнозойскими отложениями, но местами граничит с послеалданийскими нижнедокембрийскими образованиями.

В рассматриваемом выступе распространен комплекс Иматака, представленный кварц-полевошпатовыми гнейсами, железорудными толщами, мигматитами, роговообманково- и пироксенсодержащими гнейсами и кристаллическими сланцами (Kalliokoski, 1965; Bellizzia, 1968; Cecillia, 1969).

В комплексе преобладают кварц-полевошпатовые гнейсы, состоящие из плагиоклаза, кварца, микроклина, биотита, реже роговой обманки и мусковита. В некоторых разновидностях присутствуют орто- и клинопироксены, гранат, силлиманит. Роговообманковосодержащие породы характерны для юго-западной части выступа, расположенной к западу от р. Карони. Гиперстеновые и двупироксеновые гнейсы тяготеют к восточной части выступа. В бассейне р. Карони в ядре антиклинали описаны чарнокиты основного состава, сменяющиеся по периферии гранулитами. Среди чарнокитов имеются гиперстен-плагиоклаз-диопсид-роговообманково-биотитовые, гиперстен-диопсид-кварцевые и гиперстен-роговообманково-биотитовые разности (Verdier, 1965). Пироксеносодержащие гнейсы распространены местами и западнее р. Карони, в частности, на правом берегу р. Ориноко, в районе города Сьюдад-Боливар, где содержат иногда силлиманит. Они встречаются совместно с амфиболитами, реже кордиерит-биотит-кварц-плагиоклазовыми гнейсами. В составе комплекса имеются также эпидотсодержащие гнейсы. Их регрессивный метаморфизм связывается с повторной складчатостью.

Железорудные образования состоят из гематит- или магнетит-содержащих кварцитов, марганецсодержащих гранатовых кварцитов и родонит-гранатовых пород, залегающих среди амфиболитов, амфибол-пироксеновых и кварц-полевошпатовых гнейсов и мигматитов. Слои железистых кварцитов в силу своей широкой распространенности, большой протяженности, магнитности и устойчивости к эрозии являются маркирующими.

Мигматиты в комплексе Иматака широко распространены как по периферии гранитных тел, так и внутри гнейсовых разрезов. Местами они «цементируют» угловатые блоки амфиболитов. Крупнейшая мигматитовая провинция (около 80×110 км) расположена западнее р. Карони между городом Сьюдад-Боливар и горой Боливар. В центральной части этой провинции преобладают гранитные породы, по периферии — кварц-монцититовые мигматиты. Образования железорудной формации и амфиболиты здесь отсутствуют. Дж. Каллиокоски считает, что мигматиты залегают выше части разреза, содержащей железорудную формацию.

Степень метаморфизма комплекса Иматака меняется от амфиболитовой до гранулитовой фации. Наибольший метаморфизм испытали породы в северо-восточной части выступа, а также в зоне, примыкающей к правобережью р. Ориноко.

Комплекс Иматака прорван гранитоидами, средний состав которых отвечает кварцевым монцититам. Гранитные тела в основном конкордантные и относятся к группе синтектонических катазональных. Они распространены главным образом к западу от р. Карони, т.е. в областях более слабого метаморфизма (Kalliokoski, 1965; Posadas, Kalliokoski, 1967).

Структура древнейших образований выступа Иматака характеризуется большой сложностью. В восточной части, по данным Дж. Каллиокоски, в гнейсовых толщах распространены сжатые складки с изменчивым направлением опрокидывания. Складки в целом параллельны региональному простиранию комплекса.

Западнее р. Карони, в областях интенсивной мигматизации, преобладают куполовидные складки, вытянутые в субширотном направлении или имеющие изометричные очертания в плане. Широкие гнейсовые купола опоясываются острыми протяженными синклиналями. В области развития куполовидных складок общее направление простирания структурных элементов местами почти перпендикулярно простиранию выступа.

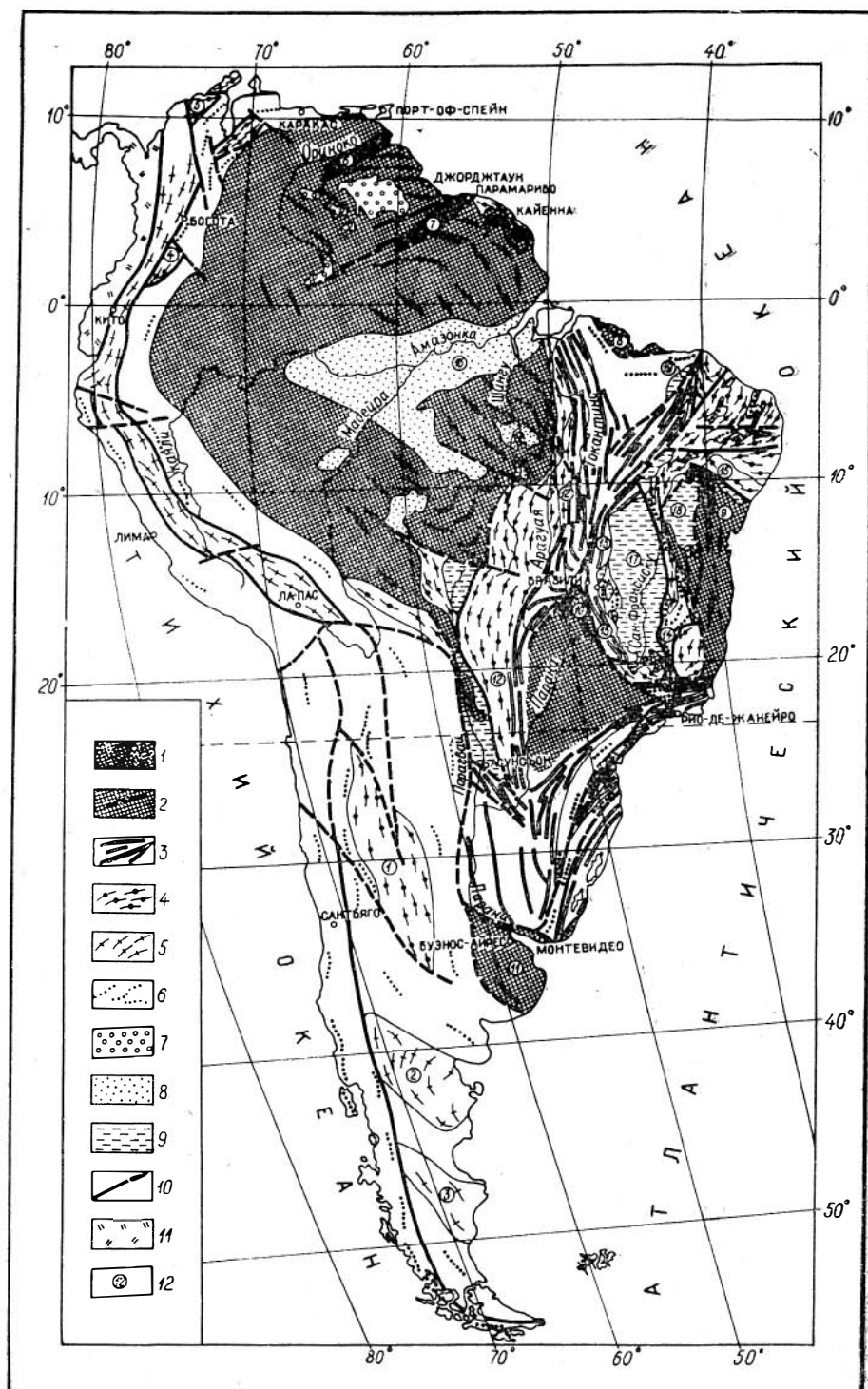


Рис. 2. Схема тектоники докембрия Южной Америки.

Складчатые структурно-вещественные комплексы: 1 — древнейший комплекс нижнего докембрия (алданий), 2 — преимущественно нижний докембрий нерасчлененный, 3 — нижний и средний докембрий нерасчлененные, 4 — средний докембрий, 5 — средний и верхний докембрий нерасчлененные, 6 — верхний докембрий; нескладчатые структурно-вещественные комплексы: 7 — терригенный комплекс средне-

Возраст комплекса Иматака на основании Rb—Sr и K—Ar датировок гнейсов 2900—3200 млн. лет (Богданов, 1970б; Hurley *е. а.*, 1968; Posadas, Kalliokoski, 1967). Граниты, заключенные в кристаллических толщах рассматриваемого выступа, а также сами кристаллические образования часто показывают возраст 2000—2100 млн. лет. Часть датировок составляет около 1300 млн. лет. По мнению Дж. Каллиокоски, в это время активно проявлялись крупные разломы, в том числе сдвиг Сьюдад-Пьяр-Гури.

Описанному комплексу Венесуэлы по структурному положению и характеру метаморфизма соответствуют группы Кануку Гайаны и Адампада-Фалаватра Суринама. Они образуют пояс, протягивающийся более чем на 500 км от юго-западных районов Гайаны до северо-западного Суринама (О'Ногпе, 1966; McCoppell, 1969; McCoppell *е. а.*, 1969; Priem *е. а.*, 1971а). Ширина пояса составляет 45—60 км в Гайане и до 30 км в Суринаме. Простираение его по мере приближения к океанскому побережью меняется от субширотного до северо-восточного. В структурном отношении данный пояс представляет собой выступ Кануку-Фалаватра, приуроченный к крупному структурному шву раннедокембрийского заложения. В Гайане со швом связан глубокий мезокайнозойский рифтовый трог Такуту протяженностью около 160 км. К югу от трога находится горная цепь Кануку субширотного простираения, сложенная метаморфическими толщами одноименной группы.

Группа Кануку состоит главным образом из полосчатых биотитовых, биотит-гранатовых гнейсов амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, а также гиперстеновых, чарнокитовых гнейсов и гранулитов. Группа Адампада-Фалаватра представлена сходными породами: пироксеновыми гранулитами и гнейсами и ассоциирующими с ними чарнокитами (McCoppell, 1969). Аэромагнитные исследования показывают, что сильно вытянутые магнитные аномалии, присущие району распространения глубоко метаморфизованных пород Северо-Западного Суринама, продолжают в сторону Гайаны — в область развития гнейсов группы Кануку, подчеркивая принадлежность их к единому комплексу. На промежуточном участке, близ границы Суринама с Гайаной, отмечаются гранат-биотитовые гнейсы, реже гранулиты, кварциты и гранат-силлиманитовые гнейсы, относящиеся, по-видимому, к тому же комплексу.

На юго-западе Суринама, южнее рассмотренного пояса, в бассейне р. Короени, известны глубоко метаморфизованные гнейсы группы Короени, сопоставляемые с группами Кануку и Адампада-Фалаватра (Priem *е. а.*, 1971а). Площадь распространения и структурное положение этих гнейсов неясно. Возможно, они также слагают выступ среди более молодых, главным образом гранитоидных, образований.

Радиометрические датировки древнейшего комплекса Гайаны и Суринама не превышают, как правило, 1900—2000 млн. лет, что связывается с воздействием на него более позднего Транс-Амазонского орогенетического цикла (Hurley *е. а.*, 1967; Priem *е. а.*, 1968а). Только для пород Гайаны Н. Снеллингом и Дж. Берранже (Priem *е. а.*, 1971а) приводятся значения около 2600 млн. лет. Ряд датировок, особенно K—Ar по слюдам, составляет около  $1200 \pm 100$  млн. лет. Они получены для пород гор Кануку южной части Гайаны, а также запада Сури-

го докембрия, 8 — терригенный комплекс венда (?), 9 — терригенно-карбонатный комплекс венда; 10 — основные разломы; 11 — области возможного отсутствия структурно-вещественных комплексов докембрия; 12 — структурные элементы: массивы; выступы, блоки (1 — Пампинский, 2 — Патагонский, 3 — Десеадо, 4 — Гарсон, 5 — Санта Марта, 6 — Иматака, 7 — Кануку-Фалаватра, 8 — Сан-Луис, 9 — Итабаяна, 10 — Гояс, 11 — Уругвайско-Аргентинский); складчатые системы (12 — Парагвайско-Арагуайская, 13 — Бразилиа, 14 — Эспиньясу, 15 — Проприя); прогибы (16 — Амазонский, 17 — Сан-Франсиску, 18 — Салитри, 19 — Жанбарас).

нама (Priem e. a., 1968a; Snelling, McConnell, 1969; Priem e. a., 1971a). Омоложение связывается с периодом формирования крупных зон милонитизации и рассланцевания при горизонтальных движениях. Таким образом, здесь, как и в Венесуэле, имеется пояс субширотного до северо-восточного простирания, в пределах которого развиты наиболее древние породы и где существуют крупные разломы, сопровождающиеся милонитизацией и рассланцеванием. Как и в Венесуэле, с этим поясом совпадает «омоложение» слюд, относящееся к периоду, называемому в Суринаме «никкерийским метаморфическим эпизодом» (Priem e. a., 1968a, 1971a).

С древними образованиями Гайаны и Суринама обычно сопоставляется серия Иль-де-Кайенна Французской Гвианы. По данным Б. Шубера (Шубер, 1959; Choubert, 1965), она сложена амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, кварцитами с пироксеном и амфиболом, полевошпатовыми гнейсами, мигматитами и редкими линзами силикатно-карбонатных пород. Эти образования распространены главным образом в центральной и южной частях Французской Гвианы. Небольшие выходы их известны в прибрежной части, в районе Кайены и Куру. В отличие от Венесуэлы, Гайаны и Суринама, где алданийский комплекс образует преимущественно протяженные выступы, приуроченные к крупным зонам разломов, во Французской Гвиане он участвует в формировании гранито-гнейсовых куполовидных поднятий. Здесь алданий собран в складки различной ориентировки с наклоном крыльев, близким к вертикальному.

#### *Киватиний и удоканий*

В приатлантической части Гвианского щита широко распространены вулканогенно-терригенные, в различной степени метаморфизованные толщи, которые, вероятно, можно отнести к киватинию и удоканию. Взаимоотношения их с описанным выше комплексом не всегда ясны. Во Французской Гвиане в основании вулканогенно-терригенных образований отмечается географическое несогласие (Choubert, 1965). В Венесуэле на основании сравнения структурных форм и метаморфизма также устанавливается несогласие (Kalliokoski, 1965). В других районах Гвианского щита соотношения либо не наблюдались вследствие слабой изученности, либо они определяются разломами.

В Венесуэле породы данного возраста выходят южнее и восточнее выступа Иматака. Здесь распространены сравнительно слабо метаморфизованные образования, объединяемые в ассоциацию Пастора — Каричапо (Kalliokoski, 1965). Нижнюю часть ассоциации образует формация Каричапо, сложенная темными однообразными тонкозернистыми полосчатыми амфиболитами, переслаивающимися местами с железосодержащими яшмами, кварц-плагиоклаз-мусковит-биотитовыми сланцами или метаосадочными породами. В амфиболитах часто проявлены признаки вулканического происхождения: подушечная отдельность, волнистость кровли потоков, реликты вулканических breccий. Местами тонкозернистые слонистые амфиболиты контактируют или переходят в более крупнозернистые разновидности, которые рассматриваются как интрузивные тела основного состава или более грубые участки потоков. В составе формации отмечаются пакки осадочных пород мощностью до нескольких сотен метров иногда с высоким содержанием марганца. В осадочных породах встречаются косая и ритмичная слонистость.

Верхняя часть рассматриваемой ассоциации представлена серией Пастора, залегающей несогласно на формации Каричапо и занимающей наибольшие площади на востоке Венесуэлы (Kogol, 1961;

Каллиокоски, 1965). По данным Б. Корола, в серии выделяются формации:

Рио-Яма, состоящая преимущественно из амфиболитов, соответствует в основном формации Каричапо, а три вышележащие формации, залегающие несогласно на подстилающих образованиях, отвечают серии Пастора в стратиграфической схеме Дж. Каллиокоски.

Юруари образована главным образом грубокластическими отложениями мощностью около 5000 м, среди которых господствуют граувакки с ритмичной слоистостью с подчиненным количеством конгломератов, алевролитов и аргиллитов.

Эль-Кальяо, распространенная не повсеместно и имеющая в районе Эль-Кальяо мощность 1200 м, сложена спилитовыми лавами, яшмами и конгломератами.

Кабальяпе (800 м) состоит в основном из граувакковых алевролитов и аргиллитов с включениями кремнистых сланцев и конгломератовых алевролитов (алевролитов с гальками).

Дж. Каллиокоски приводит несколько иной разрез серии Пастора. Во-первых, из этой серии исключаются амфиболиты формации Рио-Яма. Во-вторых, формации Эль-Кальяо и Юруари рассматриваются как возможные стратиграфические аналоги. Наиболее полно им охарактеризована формация Юруари, прослеживаемая до границы с Гайаной. Эта формация меняет состав от сланцев и граувакк с подчиненным количеством метаяшм через субграувакки и вулканические вакки до туфобрекчий. Границы между этими тремя типами пород постепенные, а стратиграфические соотношения не известны. Источником кластического материала формации считаются вулканические образования. К формации Юруари относятся также кислые вулканические брекчии, слабо метаморфизованные гранофировые риолиты и косослоистые песчаники, распространенные западнее и южнее Ла-Парагуа. В косослоистых песчаниках местами содержатся прослои конгломератов с гальками белого кварца.

Вулканогенно-осадочные толщи распространены, по-видимому, и севернее выступа Иматака, где они перекрыты в основном молодыми отложениями чехла. Они выходят западнее нижнего течения р. Аро (формация Реаль-Корона), где, по мнению Дж. Каллиокоски, слагают синклиналь субширотного простирання. Нижняя часть формации сложена белыми кварцитами, содержащими местами небольшое количество андалузита и тонкие линзовидные прослои гематитовых кварцитов. Встречаются также мусковитово-кварцитовые сланцы с прослоями амфиболитов. Здесь же развиты конгломераты, цементирующая масса которых состоит из кварца, андалузита, гематита и небольшого количества мусковита. Гальки размером до 10 см представлены породами, аналогичными по составу цементу, а также гематитом и белым сахаровидным кварцем. Преимущественно кварцевые породы перекрываются амфиболитами. Метаморфизованные кварциты и конгломераты сопоставляются с формацией Юруари района Ла-Парагуа.

Севернее отложений Реаль-Корона, на правом берегу Ориноко, местами распространены амфиболитизированные лавы с подушечной отдельностью (формация Эль-Торно), сходные с формацией Каричапо. Еще далее к северу, на левом берегу Ориноко, под мезокайнозойскими отложениями Восточно-Венесуэльского прогиба буровыми скважинами вскрыты метаморфические сланцы, филлиты и зеленокаменные породы (Хедберг, 1959), принадлежащие, возможно, рассматриваемому комплексу.

Из районов Венесуэлы вулканогенно-осадочные толщи распространяются на территорию Гайаны, занимая обширные пространства между выступами Иматака и Кануку. В этой области наиболее древние толщи развиты на севере, к югу происходит постепенное их омоложе-

ние. Так, формация Каричапо, примыкающая к выступу Иматака, на севере образует субширотный пояс, уходящий в приатлантическую зону Гайаны. Здесь с ней сопоставляется группа Барама (Kalliokoski, 1965).

Группа Барама является нижним членом ассоциации Барама — Мазаруни (McConnell, Dixon, 1960; McConnell *et al.*, 1964). Она распространена к северу от р. Куюни и представлена в основном мощными филлитами и аргиллитами с подчиненным количеством кварцитов, лав и пирокластических образований преимущественно среднего состава, марганцево-железистых филлитов, галечных песчаников, слюдяных сланцев и гнейсов. Группа Барама к югу сменяется группой Мазаруни, в составе которой выделяются формации Куюни и Хаймарака. Первая представлена ритмично слоистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами грауваккового состава, а также вулканическими породами, достигающими местами большой мощности, и глинистыми сланцами (McConnell *et al.*, 1964; Pflug, 1968b). Формация Хаймарака состоит из аргиллитов, граувакк и вулканических пород.

С ассоциациями Пастора — Каричапо и Барама — Мазаруни, особенно с их нижними членами, тесно связаны основные и ультраосновные породы, нередко превращенные в метагаббро и серпентиниты. Гипербазиты местами приурочены к зонам крупных разломов (Kalliokoski, 1965). Значительно большие площади заняты гранитоидами. В Венесуэле распространены биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты, обычно сильно измененные, с повышенной сланцеватостью и полосчатостью вблизи зон разломов. В Гайане гранитоиды, интродуцирующие группы Барама и Мазаруни, выделяются под названием «молодых гранитов». Эта группа гранитов состоит из разновозрастных образований (Allen, 1964; O'Horne, 1966; Snelling, McConnell, 1969). По составу это граниты, гранодиориты и адамеллиты, по структурным особенностям — согласные и секущие тела, в большинстве случаев полосчатые. По данным П. Аллена (Allen, 1964), к наиболее древним породам группы принадлежат позднеинтектонические щелочно-кварцевые сиениты, калиевые граниты и связанные с ними пегматиты. К посттектоническим относятся кварцевые диориты, сменившиеся гранодиорит-тоналитовой ассоциацией, за которой следовала гранит-адамеллитовая, содержащая двуслюдяные адамеллиты, мусковитовые граниты и колумбитоносные пегматиты. Н. Снеллинг и Р. Мак-Коннелл (Snelling, McConnell, 1969) считают, что наиболее молодой предел возраста ассоциации Барама — Мазаруни, а также группы «молодых гранитов» составляет 2000 млн. лет, что отвечает диастрофизму, получившему в Гайане название «акавайского». Возраст послебарамских гранитов, определенный Rb — Sr методом по калиевому полевому шпату, составляет здесь  $2055 \pm 100$  млн. лет, а возраст эгринового авгита, определенный K — Ar методом, —  $2065 \pm 100$  млн. лет. K — Ar возраст роговой обманки из гранитов, интродуцирующих вулканы группы Мазаруни, равен  $1945 \pm 100$  млн. лет. Часть K — Ar определений слюд из осадочно-метаморфических и интрузивных образований рассмотренных районов значительно моложе 2000 млн. лет. Например, имеются цифры менее 1800 млн. лет, обусловленные, по мнению Н. Снеллинга и Р. Мак-Коннелла (Snelling, McConnell, 1969), потерей аргона во время более поздних процессов.

В состав группы Мазаруни Мак-Коннеллом и другими (McConnell *et al.*, 1964; McConnell, Smith, Berrange, 1969; Snelling, McConnell, 1969) включаются также формации Мурува и Ивокрама, которые считаются в целом одновозрастными формациям Куюни и Хаймарака, но расположенными в разных тектонических зонах. По мнению других геологов (Baggon, 1966; Martin-Kaye, 1966), эти формации являются более молодыми, залегающими несогласно на ассоциации Барама — Мазаруни и образующими более простые формы дислокаций. Они раз-

виты южнее формации Мазаруни и примыкают к молодому рифтовому трогу Такуту.

Формация Мурува, по данным Ц. Баррона (Barron, 1966), сложена главным образом кварцевыми песчаниками или кварцитами с кварц-серицитовой цементирующей массой, часто косослоистыми. В некоторых слоях в небольшом количестве содержатся гальки. Встречаются также красноцветные аргиллиты, глинистые сланцы и кремнистые породы. По косой слоистости устанавливается, что источник обломочного материала находился где-то на северо-востоке. Мощность формации на р. Курудунни достигает 1200 м.

Формация Ивокрама состоит почти исключительно из кислых изверженных пород риолитового и дацитового состава: лав и небольшого количества пепловых туфов. Она залегает согласно на формации Мурува. На границе между ними наблюдается переслаивание осадочных и вулканогенных пород. С вулканитами формации Ивокрама ассоциируют массивные грубозернистые породы типа гранит-порфиров, рассматриваемые как субвулканические интрузивные тела. Из рибекитовых гранитов, рвущих формацию Ивокрама, К—Аг методом получен возраст  $2595 \pm 125$  млн. лет (McConnell *et al.*, 1964). Это, по существу, единственная древняя цифра из рассматриваемых комплексов и, как считают авторы (Snelling, McConnell, 1969), требует дополнительного подтверждения. Приведенная датировка подвергается сомнению и другими исследователями на том основании, что в смежных северо-западных районах Суринама, севернее выступа древнейших пород Гвианского щита, Rb—Sr возраст вулканитов Далбана, сопоставляемых с формацией Ивокрама, а также рвущих их батолитов гранитного и кварц-диоритового состава находится в пределах 1800—1900 млн. лет (Priem *et al.*, 1968a).

Из центральных районов Гайаны вулканогенные образования кислого состава протягиваются в штат Рну-Бранку Бразилии, где им отвечает формация Суруми (около 1000 м) риолитов, дацитов и кварцевых порфиров и залегающая на ней формация Кайетэ (около 500 м) светлых косослоистых кварцитов с прослоями конгломератов, сланцев, филлитов и слонстых железных руд (Barbosa, Ramos, 1959; Pflug, 1968b; Beurlen, 1970). В конгломератах отмечаются гальки кварцитов, итабиритов, гондитов, кислых вулканических пород и т. д. Таким образом, здесь приводится последовательность, отличная от описанной в Гайане. Возможно, формации Мурува и Кайетэ являются стратиграфическими эквивалентами, развитыми в смежных районах.

Рассматриваемый комплекс пород на западе перекрывается древним чехлом Рораймы. По другую сторону чехла, в Венесуэле, ему, возможно, соответствуют кислые вулканиды и косослоистые песчаники района Ла-Парагуа, рассматриваемые в составе серии Пастора (Kalliooski, 1965), а также группа или вулканическая ассоциация Кучиверо, широко развития в бассейне р. Кучиверо, правого притока р. Ориноко, и вдоль южного края обширного поля рораймского чехла. Группа Кучиверо представлена ассоциацией слабо метаморфизованных и пологоскладчатых потоков риолито-дацитов, вулканических брекчий, игнимбритов и туфов (Bellizzia, 1968; Cecilia, 1969). Вблизи р. Ориноко вулканические породы распространены среди обширных полей гранитов.

Таким образом, между выступами Иматака и Канужу-Фалаватра, сложенными древнейшими глубоко метаморфизованными образованиями, располагается область развития менее измененных пород преимущественно вулканогенно-терригенного состава. В центральной части ее обширные площади заняты среднедокембрийским чехлом. На рассматриваемом участке Гвианского щита общее омоложение толщ происходит с севера на юг. Если не учитывать стратиграфического поло-

жения отдельных литологических подразделений, то получается закономерная смена эвгеосинклинальных отложений, развитых на севере, толщами с миегосинклинальным типом разреза. Это позволило Р. Мак-Коннеллу и др. (McConnell e. a., 1964) наметить здесь две различные тектонические зоны, протягивающиеся, по их мнению, на территорию Суринама и Французской Гвианы. Зону, примыкающую к Атлантическому побережью, слагают фациально изменчивые граувакковые, сланцевые и вулканогенные образования спилито-кератофирового ряда (ассоциации Пастора — Каричапо и Барама — Мазаруни). Южнее они замещаются кислыми вулканитами и осадочными толщами существенно кварцевого состава (формации Мурува, Ивокрама и их аналоги). Эти толщи сопоставляют с верхней половиной разреза ассоциаций Барама — Мазаруни и Пастора — Каричапо.

Однако, по данным других исследователей (Barroo, 1966; Martin-Kaye, 1966), формации Мурува и Ивокрама, распространенные на юге рассматриваемой области, являются более молодыми по сравнению с упомянутыми. Это соответствует общей тенденции омоложения разрезов в данном направлении. На основании геологического картирования Барроном делается вывод о несогласном налегании формаций Мурува и Ивокрама на ассоциацию Барама — Мазаруни. Это подтверждается четкими различиями в их структуре и степени метаморфизма. Формации Мурува и Ивокрама залегают сравнительно полого и образуют простые открытые складки, в то время как толщи Барама — Мазаруни смяты в складки, нередко изоклинальные складки часто с наложенной круто наклоненной интенсивной сланцеватостью, местами дискордантной по отношению к общему простиранию складчатой структуры. Пологим залеганием характеризуются аналогичные им толщи в соседних районах Бразилии, а также в Венесуэле, в бассейне р. Каричапо. В Бразилии они залегают в виде широкого покрова на гнейсовом основании (Beurien, 1970). В Венесуэле, судя по легенде к тектонической карте (Cecilia, 1969), вулканогенные толщи отделены от ассоциации Пастора — Каричапо периодом метаморфизма, кислого и среднего плутонизма. Эти толщи, в свою очередь, также прорваны гранитами. Порфировидные граниты ассоциируют и с кислыми вулканогенными породами Гайаны.

На основании приведенных данных описанные образования Венесуэлы и Гайаны можно объединить в два структурно-вещественных комплекса: один включает ассоциации Пастора — Каричапо и Барама — Мазаруни, другой представлен формациями Мурува, Ивокрама и их стратиграфическими аналогами. Некоторые толщи, например кислые вулканиты и ассоциирующие с ними осадочные породы района Ла-Парагуа Венесуэлы, рассматриваемые Дж. Каллиокоски (Kalliokoski, 1965) в составе серии Пастора, риолиты и кварциты Гайаны, относимые Р. Мак-Коннеллом и др. (McConnell e. a., 1964) к группе Мазаруни, также следует включать в более молодой комплекс. Эти комплексы различаются не только по структурным особенностям, составу осадочных и магматических образований, но и по степени метаморфизма. Для более молодого комплекса характерен, как правило, весьма слабый метаморфизм. Вулканогенно-терригенные образования нижнего комплекса метаморфизованы неравномерно, но обычной фацией для них является зеленосланцевая. Однако вблизи гранитных интрузий и в областях гранитизации породы изменены иногда до амфиболитовой фации и превращены в различные гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты. В Гайане, в бассейне нижнего течения рек Куюни и Мазаруни, гнейсы, выделяемые в комплекс Бартика, занимают площадь около 12 000 км<sup>2</sup> (Cannon, 1962). Считается, что они возникли при гранитизации осадочных и вулканогенных толщ ассоциации Барама — Мазаруни (McConnell, Dixon, 1960; McConnell e. a., 1964). Гнейсы Бартика образуют в плане удлиненное тело субширотного простирания, перекрытое на востоке молодыми

осадками прибрежной зоны. Оно, по-видимому, примыкает под острым углом к линейной зоне выхода описанных выше древнейших образований Гайаны и северо-западных районов Суринама. Вполне возможно, что гнейсы и амфиболиты Бартика, имеющие амфиболитовую фацию метаморфизма, являются более древними, чем ассоциация Барама — Мазаруни. Такая точка зрения высказывалась до работы Р. Мак-Коннелла и др. Хотя гнейсовые толщи в целом имеют субширотное простирание, близкое к простиранию находящихся на их западном продолжении вулканогенно-осадочных пород, переход между ними довольно резкий, а в зоне их сочленения, как это свидетельствует из геологических карт, наблюдается концентрация амфиболитов. К тому же Р. Кэнноном (Саппон, 1962) указывается на две фазы метаморфизма, начальная из которых сопровождалась привнесением натрия, а последующая — калия. Именно калиевый метасоматоз, возможно, соответствует времени формирования группы «молодых гранитов», отличающихся повышенной щелочностью. Этим метасоматозом можно объяснить и соответствующие значения абсолютного возраста, полученные из метаморфических и интрузивных пород комплекса Бартика. По данным Н. Снеллинга и Р. Мак-Коннелла (Snelling, McConnell, 1969), K—Ar возраст слюд составляет здесь, по четырем определениям, от  $1840 \pm 50$  до  $1960 \pm 60$  млн. лет, что отвечает в общем времени формирования группы «молодых гранитов».

В восточных районах Гвианского щита, в северной части Суринама и во Французской Гвиане в послеалданийских складчатых образованиях докембрия также можно выделить два структурно-вещественных комплекса. Один (более древний) имеет вулканогенно-терригенный состав, а другой — существенно терригенный.

Вулканогенно-терригенный комплекс во Французской Гвиане представлен серией Парамака, залегающей с географическим несогласием на алдании. Она подразделяется по составу на нижнюю (осадочную) и верхнюю (существенно вулканогенную) части (Choubert, Brouwer, 1960; Choubert, 1965).

Б. Шубером и Г. Броувером (Choubert, Brouwer, 1960) приводится следующий разрез серии Парамака.

Нижняя Парамака (около 4000 м):

1. Кварциты и конгломераты, местами брекчированные, черные или зеленоватые. Конгломераты содержат небольшие обломки, а местами валуны кварца и хлоритовых пород.

2. Тальковые сланцы, филлиты и кварцевые филлиты, местами с линзами железистых минералов. При метаморфизме переходят в слюистые сланцы со ставролитом, гранатом, силлиманитом или андалузитом с горизонтами, содержащими амфибол, реже пироксен.

3. Серые и черные сланцы хлоритовые, местами филлитовые, местами существенно кварцевые, с прослоями от нескольких сантиметров до нескольких метров доломитовых или углистых пород и гондитов, в нижней части — прослойки риолитовых туфов.

4. Черные тонкозернистые кварциты, обогащенные углистым веществом.

5. Массивные доломиты с прослоями кварцитов и черных или серых сланцев, местами содержащих хлоритоиды, переходящие в мелкокристаллические кварцсодержащие амфиболиты. Прослойки кварцитов и графитовых сланцев.

Верхняя Парамака (700—800 м):

1. Лавы дацитовые, серые, тонкозернистые, местами окремненные.

2. Кварциты сланцеватые, местами с серицитом, кремнистые породы серо-красные или зеленоватые.

3. Перекристаллизованные риолиты и кремнистые брекчии.

4. Андезитовые и базальтовые лавы, переходящие в зеленые породы с амфиболом. Породы сланцеватые или массивные с вкраплениями кристаллов железистого кальцита или анкерита.

5. Пирокластические отложения.

В Суринаме толщи, сопоставляемые с серией Парамака, выделяются под тем же названием, однако для них приводится несколько

отличный разрез, хотя набор пород в целом сохраняется (Holtrop, 1962, 1968). В нижней части серии Парамака здесь описываются базальтовые лавы, андезиты и образования спилит-кератофирового ряда. На них залегают карбонатные, кремнистые, углистые породы, кварциты, серицитовые и амфиболовые сланцы, гондиты (спессартитсодержащие породы). В верхней части серии на границе с Французской Гвианой наряду с осадочными описываются вулканогенные породы кислого и основного состава (Pflug, 1968b).

Из интрузивных образований вулканогенно-терригенному комплексу принадлежат габброиды, гипербазиты и широко распространенные гранитоиды. Габброиды и гипербазиты нередко метаморфизованы до зеленосланцевой или амфиболитовой стадий метаморфизма и превращены в амфиболиты или серпентиниты. В метаморфизованном виде эти интрузивы местами трудно отличимы от измененных вулканогенных толщ и все вместе объединяются в «зеленые породы», обладающие различными структурными и текстурными характеристиками (Holtrop, 1969).

Гранитоиды во Французской Гвиане выделяются под названием «гвианских гранитов» и представлены гранодиоритами и акеритовыми гранитами, сопровождающимися пегматитами (Choubert, 1964, 1965). Внедрение их Б. Шубером относится к периоду гвианского орогенеза, имевшему место после формирования серии Парамака. В Суринаме «гвианским гранитам» соответствуют богатые натрием «граниты-2», детально описанные Дж. Холтропом (Holtrop, 1968, 1969). Эти граниты рассматриваются как синкинематические, возникшие путем гранитизации и анатексиса. Среди них в зависимости от состава вмещающих пород выделяются пять различных типов: 2A, 2B, 2C, 2D, 2E. В центральных частях плутонов распространены собственно граниты и гранодиориты (2D, 2E), по периферии — гранодиориты до кварцевых диоритов и диоритов (2A—2C). Краевые фации, в которые входят граниты 2A—2C, представляют собой часто гнейсы с хорошо развитой полосчатостью, параллельной полосчатости вмещающих пород. Граниты 2D—2E — это обычно нормальные граниты и гранодиориты. С «гранитами-2» связаны кварц-плагиоклазовые и кварц-плагиоклаз-микроклиновые пегматиты. Распространены также кварцевые и кварц-пиритовые жилы, несущие золотую минерализацию.

Терригенный комплекс во Французской Гвиане образован сериями Бонидоро и Орапу, развитыми в основном в северной части страны. Серия Бонидоро (1500—2000 м) залегает резко несогласно на более древних образованиях. Она начинается конгломератами с хорошо окатанными валунами и гальками подстилающих пород. Конгломераты сменяются грубозернистыми кварцитами и аркозами, местами с горизонтом кварцевых конгломератов. Выше следуют преимущественно глинистые сланцы. Серия Орапу (1500—2000 м), отделенная от серии Бонидоро перерывом, а местами залегающая на отложениях серии Парамака (Carte Géologique du Département de la Guyane), представлена в основании конгломератами непостоянной мощности, в которых местами отмечаются риолитовые туфы. Конгломераты переходят в грубозернистые породы мощностью до нескольких десятков метров. Выше них залегают глинистые сланцы, составляющие большую часть серии.

В Суринаме в качестве аналогов серий Бонидоро и Орапу до недавнего времени рассматривались соответственно серии Бонидоро и Розебел. Однако выяснилось (О'Ногге, 1966), что серия Бонидоро Суринама не соответствует серии Бонидоро Французской Гвианы, а сопоставляется с серией Орапу. В свою очередь, серия Розебел коррелируется с серией Бонидоро. Во избежание путаницы было предложено закрепить за суринамской серией Бонидоро название «серия Темпа-

ти». Эти серии, как и во Французской Гвиане, представлены преимущественно сланцами и обломочными породами вплоть до конгломератов. Дж. Холтропом (Holtrop, 1968) в Суринаме описываются серии Армина и Розабел, представленные обломочными толщами с конгломератами, распространенными вдоль окраин прогибов, и тонкокластическими отложениями, тяготеющими к их центральным участкам. Серия Армина в целом относится к типу флишевых, а отложения Розабел рассматриваются как молассовые. Степень соответствия серий Дж. Холтропа охарактеризованным выше сериям не совсем ясна, однако в целом они сравнимы с терригенным комплексом Французской Гвианы и находятся, по существу, на их продолжении.

Терригенный комплекс отложений прорван гранитоидами повышенной щелочности. Во Французской Гвиане они объединяются в «карибские граниты», сформированные в две фазы. Состоят они из акеритовых, монцититовых и щелочных разновидностей, в том числе калиевых гранитов с мусковитом (граниты Галиби), и сопровождаются пегматитами двух возрастных генераций (Choubert, 1965). Одна (с калиевой тенденцией) представлена графическими пегматитами с биотитом, другая (с натриевой тенденцией) — зональными пегматитами с турмалином, бериллом, минералами лития, висмута, колумбо-танталатами, рубелитом и другими. Встречаются также пегматиты, занимающие промежуточное положение. Они богаты белыми слюдами, апатитом и черным турмалином.

В Суринаме «карибским гранитам» соответствуют «граниты-3», разделяющиеся на два типа: 3А и 3В (Holtrop, 1969). Граниты 3А представлены обычно аплитовыми гнейсами, переходящими иногда в породы с гломеропорфировой текстурой. Состоят они в основном из микроклина, кварца, олигоклаза, небольшого количества биотита и других темноцветных минералов. Граниты 3В развиты в виде небольших тел с четкими контактами. Они обычно грубозернистые, но на контакте местами до тонкозернистых. Состоят в основном из микроклина, кварца, мусковита и в подчиненном количестве — альбита, олигоклаза и биотита. Граниты 3В сопровождаются большим количеством пегматитов, богатых минералами олова, ниобия, тантала, бериллия, лития, молибдена и висмута.

Рассмотренные вулканогенно-терригенный и терригенный комплексы Суринама и Французской Гвианы метаморфизованы неоднородно. Для них характерна зеленосланцевая фация. Первый комплекс метаморфизован в целом сильнее. Обилие гранитных интрузий приводит местами к преобразованию вулканогенно-терригенных толщ в гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы. В терригенном комплексе вблизи «карибских гранитов» или «гранитов-3» породы местами превращены в слюдистые, гранатовые, ставролит-силлиманитовые, андалузитовые и другие сланцы. Дж. Холтроп (Holtrop, 1968) считает, что «граниты-3» влияли на образование метаморфических толщ даже гранулитовой фации, в частности, чарнокитов и гранулитов района Адампада-Фалаватра, относимых другими исследователями к более древним образованиям.

В структуре описанных комплексов Суринама и особенно Французской Гвианы видное место занимают гранито-гнейсовые купола (Шубер, 1959; Choubert, 1965). Во Французской Гвиане распространены большие гранитные вздутия (рис. 3), в ядрах которых наряду с древнейшим, описанным ранее гнейсовым комплексом, выходит интенсивно дислоцированный вулканогенно-терригенный комплекс. В пределах гранитных вздутий развиты отдельные куполовидные и эллиптические складки диаметром 2—10 км, форма которых определяется и подчеркивается ориентированными текстурами гранитов, гнейсов и мигматитов. Западнее, на территории Суринама, главным образом в его восточных и

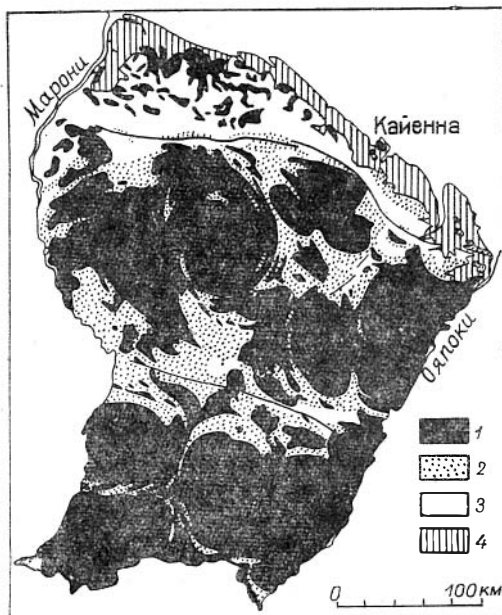


Рис. 3. Структурная схема Французской Гвианы (по: Choubert, 1965).

1 — гранитные купола и граниты зоны Орапу; 2 — серии Парамака и Иль-де-Кайенна; 3 — серии Бонидоро и Орапу; 4 — молодые осадочные породы прибрежной зоны.

северо-восточных районах также отмечаются широкие антиклинали или удлиненные купола субмеридионального или северо-восточного простирания, в формировании которых большую роль играли процессы гранитизации (Holtrop, 1968, 1969).

Терригенный комплекс, залегающий несогласно на более древних образованиях, распространен в структурах, «зажатых» между обширными куполовидными поднятиями. Одна из таких наиболее крупных структурных форм, соответствующих синклинорию, протягивается более чем на 500 км вдоль побережья Французской Гвианы, от приустевой части р. Ояпоки в северо-восточный район Суринама. Во Французской Гвиане синклиналиальная форма этой структуры подчеркивается выходами серии Бонидоро или подстилающих образований в бортах и се-

рии Орапу — в осевых частях. По простиранию синклинорий испытывает резкие раздувы и плавные пережимы, обусловленные морфологией тектонических форм более древних комплексов. Например, сужение синклинория к юго-западу от Кайенны до 8—10 км связано с близко расположенными вскрытыми на поверхности гранито-гнейсовыми вздутиями, южное из которых составляет часть более обширной (до 150—170 км в поперечнике) зоны купольной тектоники. Такая же зона предполагается и к северу от синклинория. Фрагменты ее имеются на побережье, в районе Кайенны и Куру, где известны выходы древнейшего гнейсового комплекса (Carte Géologique du Département de la Guyane). Раздувы синклинория представляют собой «заливы», вклинивающиеся в межкупольные пространства. Простирание слоев в их пределах обычно резко отличается от региональной субширотной ориентировки синклинория.

Другая синклиналиальная структура, в которой терригенный комплекс занимает небольшие площади, находится в южной части Французской Гвианы и также между двумя крупными зонами купольной тектоники.

Таким образом, вулканогенно-терригенный и терригенный комплексы Французской Гвианы и Суринама можно рассматривать как два самостоятельных структурно-вещественных комплекса, отделенных друг от друга несогласием, характеризующихся различным составом осадочных, вулканогенных и интрузивных образований, отличающихся особенностями структуры и метаморфизма. Следует, однако, отметить, что характер структуры, обусловленный в значительной степени процессами гранитизации и образования гранито-гнейсовых куполов, присущий вулканогенно-терригенному комплексу, характеризует в какой-то степени и терригенный комплекс. Последний, по-видимому, сформирован в отдельных прогибах в завершающую стадию развития обширной геосинклиналиальной области и по возрасту тесно связан, вероятно, с вулканогенно-терригенным комплексом.

К настоящему времени получено уже большое количество радиометрических данных по вулканогенно-осадочным, метаморфическим и интрузивным образованиям рассмотренных комплексов. Эти данные неоднократно приводились и обсуждались в геологической литературе (Choubert, 1964; 1965; Holtrop, 1968; 1969; Priem e. a., 1966b, 1967, 1968a, 1971a; Pilug, 1968a; Snelling, McConnell, 1969).

Б. Шубер (Choubert, 1965) считал, что верхний возрастной предел серии Парамака и рвущих ее «гвианских гранитов», описанных нами в составе вулканогенно-терригенного комплекса, равен  $2600 \pm 100$  млн. лет, а возраст «карибских гранитов», интродуцирующих терригенный комплекс, составляет 1800—2200 млн. лет. Минимальный возраст заключительного прерораймского периода метаморфизма принимался им равным  $1900 \pm 100$  млн. лет. В более поздней работе (Choubert, 1969) время формирования «гвианских гранитов» определяется примерно в 2200—2300 млн. лет, а «карибских гранитов» — в 1800—2000 млн. лет. В Гайане наиболее молодой предел прерораймского акавайского диастрофизма, по мнению Н. Снеллинга и Р. Мак-Коннелла, равен приблизительно 2000 млн. лет. На территории Суринама изотопные датировки обоих комплексов, полученные Rb—Sr и K—Ar методами, группируются в основном в пределах 1800—1900 и  $1200 \pm 100$  млн. лет. Считается, что первая группа цифр отвечает времени вулканизма, седиментации, складчатости и внедрения батолитов, проявившихся в относительно короткий промежуток времени (Priem e. a., 1968a). Близкой точки зрения придерживается и Дж. Холтроп (Holtrop, 1968). Аналогичные датировки типичны не только для Гвианского щита, но и для более южных районов, расположенных по другую сторону Амазонского прогиба. Обусловившим их событиям было дано название «транс-амазонского орогенического цикла» (Hurley e. a., 1967).

Цифру 1800—1900 млн. лет можно принимать за верхний возрастной предел терригенного комплекса. В этот период широкое распространение получил калиевый метасоматоз (Choubert, 1964). Вполне возможно, что он отразился на абсолютном возрасте более древних комплексов, существенно приблизив его к указанному интервалу.

Группа датировок, концентрирующаяся в пределах  $1200 \pm 100$  млн. лет, получена главным образом K—Ar методом по слюдам. Она связывается с никкерийским эпизодом метаморфизма, охватившим западные районы Суринама (провинция Никкери) и юг Гайаны (Priem e. a., 1968a, 1971a).

На юге Суринама и Гайаны развиты докембрийские образования, которые рассматриваются обычно обособленно от комплексов более северных территорий. Здесь распространены преимущественно магматические породы, и в особенности гранитоиды. Южная часть Гайаны занята гранитами и метаморфическими образованиями, рассматриваемыми в составе комплекса Рупунуни (McConnell e. a., 1964). К нему, наряду с охарактеризованными ранее образованиями группы Кануку, относится группа Маруди и «граниты Южной Саванны», имеющие интрузивный контакт с обеими группами. Группа Маруди, по Р. Мак-Коннеллу и др., а также по данным Дж. Картера (Carter, 1966), включает образования от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций метаморфизма: метакварциты, биотитовые сланцы и гнейсы, биотит-гранатовые сланцы, метаалевролиты, местами филлиты. Встречаются согласные тела амфиболитов и роговообманковых сланцев, рассматриваемые как продукт изменения лав или силлов основного состава (Carter, 1966). На юге Гайаны выделяются также риолитовые и андезитовые вулканические породы (группа Куювинни), которые, по-видимому, моложе комплекса Рупунуни.

Граниты Южной Саванны включают фациально изменчивые, обычно среднезернистые породы, с которыми связаны перматиты, аплиты и

кварцевые жилы (Carter, 1966). Они слагают батолитовые тела, занимающие огромные площади на юге Гайаны и в смежных районах. Граниты мигматизируют породы группы Маруди. Мак-Коннеллом и др. (McConnell *et al.*, 1964) подчеркивается, что группа Кануку, также входящая в состав комплекса Рупунуни, была метаморфизована до внедрения рассматриваемых гранитов. Из этого следует вероятное заключение, что формирование групп Кануку и Маруди разорвано во времени и что возраст первой значительно древнее.

Верхний возрастной предел гранитов Южной Саванны раньше принимался в 2300 млн. лет на основании Rb—Sr определения элювиального монацита (McConnell *et al.*, 1964). Однако эти данные были подвергнуты сомнению, поскольку не исключалась возможность определения монацита из ксенолитов, широко распространенных в гранитах. Проведенные Rb—Sr определения валовых проб и калиевого полевого шпата дали значение  $1845 \pm 130$  млн. лет (Snelling, McConnell, 1969). Близкий возраст ( $1930 \pm 70$  млн. лет) получен K—Ar методом для слюд из сланцев группы Маруди.

Наряду с гранитами Южной Саванны в южных районах Гайаны отмечаются небольшие тела более молодых гранодиоритов или гранитов Маруди (Carter, 1966; Snelling, McConnell, 1969)—обычно грубозернистых, однородных, богатых биотитом пород. Для них Н. Снеллинг и Р. Мак-Коннеллом приводится единственная цифра, полученная K—Ar методом по биотиту,—  $1405 \pm 55$  млн. лет.

В южных районах Суринама, сложенных главным образом гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами, отдельные площади заняты вулканитами риолитового, риодацитового и дацитового составов соответствующими, вероятно, образованиям группы Куявини юга Гайаны.

На основании анализа геологических соотношений и петрографического сходства интрузивных и экструзивных пород некоторые исследователи (Loemban Tobing, 1966; Priem *et al.*, 1971a со ссылкой на: Verhofstad, 1970, 1971) приходят к выводу об их комагматичности. Такую же точку зрения разделяют Х. Прим и др. (Priem *et al.*, 1971a), проанализировавшие Rb—Sr методом 32 образца плутонических и вулканических пород, большинство из которых отобрано в южной части Суринама. Изохронный возраст образцов составил  $1810 \pm 40$  млн. лет. Однако авторы подчеркивают, что изученные породы не являются строго синхронными, что среди интрузивов различаются более древние тектонизированные и более молодые посттектонические разновидности, но тем не менее они укладываются в интервал времени, не превышающий 80 млн. лет. Здесь, по-видимому, имеет место та же картина «сближения» абсолютных датировок разных комплексов, что и в ранее описанных районах Гайаны, Суринама и Французской Гвианы. Граниты и комагматичные с ними эффузивы, составляющие более молодой комплекс, по структурному положению и радиометрическим данным отвечают терригенному комплексу Французской Гвианы и северо-востока Суринама, вмещающему «карибские граниты» или «граниты-3». Тектонизированные граниты, которые относятся обычно к «гранитам-2» или «гвианским гранитам», принадлежат более древнему комплексу.

Таким образом, в северной части Гвианского щита намечаются три разновозрастные группы складчатых комплексов. Наиболее древняя, представленная исключительно глубоко метаморфизованными образованиями, по данным абсолютной геохронологии, имеет возраст не моложе 3,2 млрд. лет и может быть отнесена к алданию. Средняя и верхняя группы с верхним возрастным пределом 1800—1900 млн. лет отвечают, вероятно, киватинию и удоканию. Комплексы средней группы характеризуются широким развитием граувакково-сланцевых толщ, эффузивов основного или спилито-кератофирового состава, неравномер-

ным метаморфизмом пород. Верхней группе принадлежат комплексы, представленные либо преимущественно кислыми эффузивами (Венесуэла, юг Суринама и Гайаны), либо кислыми эффузивами с обломочными породами существенно кварцевого состава (центральная часть Гайаны и смежные районы Бразилии), либо кварцито-песчано-сланцевыми толщами с конгломератами и резко подчиненным количеством кислых вулканитов (Французская Гвиана, северо-восток Суринама).

Комплексы с кислыми вулканитами тяготеют к центральному району щита. Они концентрируются в широкой зоне, прослеживаемой более чем на 1000 км от Венесуэлы до Суринама. Для них характерны сравнительно простые формы дислокаций. Здесь же широко распространены граниты, гнейсы и мигматиты, большинство из которых по отношению к данным комплексам является фундаментом. Образования примерно того же возраста, но имеющие главным образом терригенный состав и более высокую степень дислоцированности, слагают прогибы в северных и северо-восточных частях щита.

Приведенные данные в общем не противоречат представлениям о том, что центральные районы щита являются более древними и более стабильными, нежели северные, примыкающие к Атлантическому океану (Штилле, 1968; McConnell *et al.*, 1964).

Наряду с зональностью, отвечающей общей ориентировке складчатых дислокаций, в северной половине Гвианского щита выделяются довольно широкие и протяженные выступы древнейших пород (Иматака, Кануку-Фалаватра), которые находятся в явном несоответствии с простиранием отмеченной основной зональности. Эти выступы сопровождаются крупными разломами и являются, вероятно, «наложенными» элементами, сформированными в более позднее время, относящееся к никкерийскому эпизоду метаморфизма с возрастом около 1200 млн. лет.

#### *Юг Гвианского щита*

Докембрий южной части Гвианского щита (север Бразилии и юг Венесуэлы) изучен весьма слабо. Имеющиеся данные показывают, что здесь, как и на севере, распространены преимущественно нижнедокембрийские комплексы, образованные гнейсами, мигматитами, кристаллическими и метаморфическими сланцами. Большая роль здесь, в отличие от описанных районов, принадлежит, по-видимому, глубоко метаморфизованным породам, мигматитам и гранитоидам. Однако отмечаются также и сравнительно слабо метаморфизованные образования, такие как кислые вулканиты и кварциты верховьев р. Риу-Бранку. Кварциты и вулканиты залегают несогласно на комплексе пород, представленном гнейсами, мигматитами, гранитами, слюдястыми сланцами и кварцитами, широко распространенными в среднем течении р. Риу-Бранку. Кварциты местами содержат повышенное количество железа и напоминают итабириты (Beurlen, 1970). Часть образований, включающая гнейсы и граниты, ранее относилась к цоколю, а менее метаморфизованные разрезы с кварцитами и итабиритами выделялись в серию Риу-Бранку. Впоследствии из-за трудности разделения оба подразделения были объединены в Гвианскую систему (Pflug, 1968b). Преобладающим простираанием структурных элементов бассейна Риу-Бранку является северо-западное.

В бразильском штате Амапа, севернее приустьевой части Амазонки, господствует субмеридиональное простираание складчатых структур. Здесь также имеются в различной степени метаморфизованные образования. По данным В. Скарпелли и др. (Скарпелли, 1972; Scarpelli, 1966; Marotta *et al.*, 1966), в районе Сьерры-ду-Навиу распространены лейкократовые гранито-гнейсы, образующие фундамент, на котором залегает серия Амапа (или серия Вила-Нова): Серия

Амапа в нижней части представлена амфиболитами группы Джорнэл, выше которых следует группа Сьерра-ду-Навиу. Амфиболиты группы Джорнэл являются наиболее распространенными после гнейсов и гранито-гнейсов. По структуре и минеральному составу это изменчивые образования, в которых преобладает зеленая роговая обманка. В них содержатся также андезин-олигоклаз, магнетит, титанит, диопсид, тремолит, карбонаты и сульфиды. Среди амфиболитов встречаются пласты кварцитов, гнейсов и биотитовых сланцев. В. Скарпелли (1972) предполагает осадочно-вулканогенное происхождение амфиболитов.

Группа Сьерра-ду-Навиу сложена куммингтонит-биотитовыми сланцами, параамфиболитами, гранатовыми кварцитами, кварц-биотит-гранатовыми сланцами с прослоями гондитов и линзами мраморов. Породы иногда сильно обогащены графитом. В разрезе наблюдается ритмичное чередование кварцевых, биотитовых и графитовых метаморфических образований. Метаморфические толщи серии Амапа интродуцированы согласными телами лейкократовых гранитов. С серией Амапа могут быть сопоставлены гранатсодержащие слюдистые сланцы, амфиболиты, кварциты и гондиты, описанные Х. Эбертом (Ebert, 1966) в бассейне р. Амапари.

K—Ag возраст метаморфических пород составляет 1710—1770 млн. лет. В. Скарпелли предполагает, что эти цифры соответствуют возрасту последнего динамометаморфизма и складкообразования. А вообще-то им отмечаются три фазы метаморфизма.

Образования, относимые к «фундаменту», соответствуют, по-видимому, алданию северных районов Гвианского щита. К. Беурлен (Beurlep, 1970) к древнейшим породам склонен относить также мощный разрез амфиболитов группы Джорнэл. В этот же комплекс входят, вероятно, насыщенные гранитным материалом парагнейсы, мигматиты, амфиболиты и кварциты, распространенные, по данным Х. Эберта, в нижнем течении р. Амапари.

Серия Амапа, как считает Р. Нагелл (Nagell, 1962), по литологическим признакам коррелируется с формацией Парамака Французской Гвианы и Суринама и, следовательно, отвечает средней группе комплексов северной части щита.

Отмечаются здесь и более молодые толщи, сопоставимые с породами верхней группы комплексов. В частности, Р. Нагеллом в районе Сьерры-ду-Навиу выделена группа Санта-Мария, представленная кварцитами, кварцево-слюдистыми сланцами, итабиритами и кварцевыми конгломератами. У слияния рек Амапари и Арагуари, по данным Х. Эберта, распространены глинистые сланцы (местами богатые железом), кварциты и итабириты, слагающие небольшую синклиналь север-северо-западного простирания.

### Нескладчатые комплексы (чехол)

К докембрийскому чехлу относятся отложения формации Рорайма, широко распространенные в центральных и западных районах щита на территории Венесуэлы и Гайаны. Наибольшая площадь (около 70 тыс. км<sup>2</sup>) сплошного развития чехла находится в горах Серра-Пакарайма и Ла-Гран-Сабана в пограничной области между Венесуэлой, Гайаной и Бразилией. Формацией Рорайма сложены также многочисленные изолированные вершины гор и возвышенностей в южной части Венесуэлы. Общая площадь, занятая докембрийским чехлом, по подсчетам Р. Мак-Коннелла и др. (McConnel e. a., 1964), составляет около 1,2 млн. км<sup>2</sup>.

Формация Рорайма с резким угловым несогласием залегает на описанных выше складчатых комплексах, в том числе и на самых молодых, образованных кислыми вулканогенными толщами и кварцитами.

В настоящее время на основании ряда работ (Брейсуэл, 1959; Лопес, 1959; Схолс, 1959; McConnell, Dixon, 1960; McDougall e. a., 1963; Snelling, 1963; McConnell e. a., 1964; Barron, 1966; Martin-Kaye, 1966; и др.) можно дать лишь самую общую литологическую характеристику отложений чехла. Формация представлена породами континентального происхождения: кварцитовидными и другими песчаниками и кварцитами розовой, желтой, белой и светлой окраски, часто косослоистыми, иногда с волноприбойными знаками. Подчиненную роль играют зеленые, красные и черные глинистые сланцы, реже яшмы и кислые туфы. В разрезе отмечаются пласты и линзы конгломератов, местами залегающие в основании чехла.

В Гайане формация Рорайма подразделяется на три части: нижнюю преимущественно конгломератовую, среднюю, представленную главным образом тонкозернистыми хорошо слоистыми песчаниками с прослоями кремнистых пород, и верхнюю, образованную массивными песчаниками. По данным Баррона (Barron, 1966), песчаники формации Рорайма в Гайане хорошо сортированы и состоят в основном из зерен кварца, реже тонкозернистых кварцитов, небольшого количества микроклина и натрового плагиоклаза.

Отложения чехла на больших площадях залегают практически горизонтально и формируют столовые горы или высокогорные плато, окруженные крутыми склонами. Незначительные деформации чехла наблюдаются лишь вблизи разломов или местами у тел долеритов, интрузирующих формацию Рорайма.

Мощность чехла при горизонтальном залегании варьирует в зависимости от высоты рельефа. Максимальных значений она достигает в горах Серра-Пакарайма и вместе с межпластовыми телами долеритов составляет около 2000—2400 м.

Интрузии долеритов являются характерным элементом платформенного комплекса Гвианского щита. Они широко распространены не только в докембрийском чехле, но и среди складчатых комплексов на огромных площадях щита.

Раньше долериты относили к единому магматическому комплексу мезозойского возраста. Но первые радиометрические датировки (McDougall e. a., 1963; Snelling, 1963), показали, что часть из них является докембрийской.

Изучение долеритов Гвианского щита (Hawkes, 1966a, b) выявило наличие, по крайней мере, двух возрастных генераций: «интрузивной серии Рорайма» и «серии второстепенных даек». Первая, являющаяся производной толеитовой магмы, относится к докембрию, а вторая, сформировавшаяся из базальтовой магмы, — предположительно к мезозою или раннетретичному времени. Докембрийские долериты, в отличие от молодых, сильно дифференцированы и представляют собой ряд «ортопироксеновый долерит → пижонитовый долерит → ферродолерит → лейкогранофир», отражающий главное направление дифференциации. В последнее время высказывается мнение о наличии среди докембрийских долеритов двух разновозрастных групп (Priem e. a., 1971a).

В складчатых комплексах щита долериты образуют в основном дайки различной мощности и длины, реже наклонные пластовые тела. Наиболее крупные дайки длиной до 65—70 км известны в Венесуэле и Французской Гвиане.

В областях развития чехла древние долериты встречаются главным образом в виде силлов. Считается, что большинство разрозненных выходов долеритов, разбросанных в области распространения чехла, принадлежат двум главным силлам, расположенным на разных гипсометрических уровнях (Hawkes, 1966b). Верхний силл, имеющий мощность около 300 м, в значительной степени расчленен эрозией и сохра-

нился в виде маленьких останцов на вершинах гор Серра-Пакарайма. Нижний силл несколько большей мощности занимает площадь примерно 17 тыс. км<sup>2</sup> и распространяется на территорию Гайаны и восточные районы Венесуэлы. Предполагается, что оба силла соединяются дайками и наклонными пластовыми телами, а нижний, по данным полевых наблюдений, непосредственно связан с дайками, секущими складчатые комплексы фундамента.

К настоящему времени проанализировано довольно большое количество образцов долеритов с целью определения их возраста. Первые результаты были опубликованы в 1963 г. (McDougall e. a., 1963; Snelling, 1963). Дж. Мак-Даугелом и др. приводятся 13 K—Ag датировок плагиоклазов и пироксенов, располагающихся в интервале 1540—2091 млн. лет. Rb—Sr определения части тех же образцов, выполненные по валу, калиевому полевому шпату, плагиоклазу и пироксену, дают разброс от  $1850 \pm 100$  до  $2170 \pm 280$  млн. лет. Эти авторы считают, что возраст, по крайней мере, части долеритов превышает 2000 млн. лет. Другие исследователи такие значения рассматривают как завышенные и объясняют их вторичным перераспределением радиогенного аргона, калия или стронция (Snelling, McConnell, 1969; Priem e. a., 1968a, b).

По данным Н. Снеллинга (Snelling, 1963), K—Ag возраст пироксен-роговообманковой смеси долеритов и слюд контактовых роговиков по трем определениям составляет 1665—1735 млн. лет. Нижний возрастной предел формации Рорайма, прорванной долеритами, Н. Снеллингом принимается за 2000 млн. лет. Впоследствии Н. Снеллинг и Р. Мак-Коннел (Snelling, McConnell, 1969), проанализировав имеющиеся радиометрические данные, пришли к выводу, что наиболее обоснованным возрастом долеритов является  $1695 \pm 66$  млн. лет — изохрона, полученная Rb—Sr методом по валовым пробам и отдельным минералам. Ей хорошо соответствуют K—Ag датировки, максимум которых приходится на интервал 1650—1700 млн. лет. Однако ими не исключается возможность, что основные интрузии внедрялись в относительно продолжительный период времени и что часть долеритов имеет возраст 1850 млн. лет. Верхний предел возраста формации Рорайма Н. Снеллингом и Р. Мак-Коннеллом определяется в  $1695 \pm 66$  млн. лет, а нижний ограничивается акавайским диастрофизмом, имевшим место, по их мнению, около 2000 млн. лет назад.

Другими исследователями (Priem e. a., 1968a, b) интервал времени накопления формации Рорайма и внедрения долеритов считается менее продолжительным, укладывающимся в промежуток 1600—1700 млн. лет. Кроме возраста интрузивных образований, рвущих формацию Рорайма, ими приводятся данные Rb—Sr и K—Ag анализа валовой пробы риолитовых туфов, взятых из верхней части формации на горе Тафельберг в центральных районах Суринама. Rb—Sr возраст туфов составляет  $1620 \pm 60$  млн. лет, а K—Ag —  $1595 \pm 60$  млн. лет.

В одной из последних работ Х. Прим с соавторами (Priem e. a., 1971a), ссылаясь на палеомагнитные данные, высказали предположение, что долериты внедрялись в 2 периода: между 1550 и 1650 млн. лет и около 1750 млн. лет. Накопление формации Рорайма, как считают эти авторы, происходило между 1600 и 1650 млн. лет или, по крайней мере, после  $1810 \pm 40$  млн. лет, когда проявлялись основные тектонико-магматические события, сформировавшие складчатый фундамент Гвианского щита.

Учитывая радиометрические датировки долеритов, рвущих отложения чехла, возраст туфов, заключенных в формации Рорайма, а также большое количество цифр, полученных по породам фундамента, можно полагать, что описанный чехол Гвианского щита относится к среднему докембрию и соответствует более всего улканию.

В Бразильский щит обычно включаются выходы докембрия, расположенные южнее Амазонского прогиба на территории Бразилии, Уругвая, Боливии и Парагвая. Они образуют две области более или менее сплошного развития докембрия, разделенные фанерозойскими платформенными прогибами: Паранским на юге и Сан-Франсиску — Паранаиба — Мараньян на севере. Эти области в основном изолированы друг от друга и «соединяются» между собой только в районе поднятия Канастра, расположенного между прогибами Парана и Сан-Франсиску (Salamuni, Bigarella, 1967b). Восточная область, примыкающая к Атлантическому побережью, именуется иногда Восточно- или Прибрежно-Бразильским щитом, а западная — Центрально-Бразильским щитом (Геология месторождений..., 1968; Harrington, 1962).

В отличие от Гвианского щита, где распространены в основном нижнедокембрийские складчатые комплексы, в строении Бразильского щита большую роль играют средне- и верхнедокембрийские геосинклинальные складчатые образования. Особенно широко они представлены на востоке континента, в пределах Уругвайско-Бразильской складчатой области. Нижнедокембрийские комплексы в этой области слагают отдельные блоки или ядра антиклинальных поднятий.

Геологическая и радиометрическая изученность докембрия Бразильского щита весьма неравномерна. Определения абсолютного возраста пород показывают, что большая часть цифр относится к позднему докембрию или раннему палеозою. Особенно характерно это для восточной части Уругвайско-Бразильской складчатой области. Радиометрические данные здесь часто не согласуются с относительной геохронологией и являются, как правило, омоложенными, не отвечающими времени накопления тех или иных комплексов. Омоложение связано, по-видимому, с интенсивными тектоническими движениями и, возможно, с магматизмом, имевшими место здесь в конце докембрия — начале палеозоя без предшествующего сколько-нибудь значительного по масштабу осадконакопления. Можно предполагать, что в поясе, протягивающемся вдоль восточного побережья Южной Америки, в это время происходили переработка созданных ранее структурных элементов и преобразование докембрийских толщ.

## Складчатые комплексы

### *Нижний докембрий*

Структурно-вещественные комплексы нижнего докембрия занимают большую площадь Центрально-Бразильского щита, охватывая западные штаты Бразилии и смежные с ними районы Боливии. На востоке структуры нижнего докембрия граничат с областью широкого развития средне- и верхнедокембрийских комплексов, на западе на них накладывается Андийский складчатый пояс, а на севере Амазонский прогиб.

Рассматриваемая область пространственно совпадает с платформой Гуапоре, выделенной Ф. де Альмейдой (Almeida, 1967).

На северо-востоке области, западнее рек Токантинс и Арагуая, развита серия Аракса, включаемая в состав архейского фундамента (Barbosa e. a., 1966). Серия представлена кварц-мусковитовыми, кварц-биотитовыми, полевошпатовыми сланцами и гнейсами, реже кварцитами и слюдястыми кварцитами, образовавшимися, по мнению О. Барбозы и др., из пелитовых осадков многогеосинклинального типа. По характеру метаморфизма эти породы сходны с вулканогенно-терригенным комплексом Гвианского щита и имеют, возможно, близкий с ними возраст.

Наряду с перечисленными породами здесь присутствуют мигматиты, граниты, гнейсы, амфиболиты и другие образования более высокой степени метаморфизма, слагающие основную площадь к западу от р. Арагуая.

К—Аг возраст гранитов, амфиболитов и мигматитов в бассейне р. Итаканунас (левый приток р. Токантинс) составляет в общем от 1700 до 2000 млн. лет (Hurley e. a., 1967; Cordani e. a., 1968). Из этих же районов известна датировка амфиболитов, равная  $3280 \pm 113$  млн. лет (Тольберт и др., 1972).

В районах, расположенных в бассейне рек Шингу, Тапажос и правых притоков Мадейры, о докембрии можно судить по редким маршрутам, проведенным главным образом по рекам. На обзорных геологических картах Бразилии и Южной Америки эти территории обычно показываются как области глубокого или нерасчлененного докембрия. По данным, сконцентрированным в работе К. Беурлена (Beurlen, 1970), здесь распространены гнейсы, гранито-гнейсы, реже кварциты, слюдистые сланцы и амфиболиты. Местами (к юго-востоку от р. Мадейра) отмечаются чарнокиты. Толщи часто мигматизированы и гранитизированы. Аналогичные нижнедокембрийские образования слагают древний блок Чиквитос в Боливии (Ahlfeld, Braniša, 1960).

В области распространения нижнего докембрия преобладает северо-западное простирание структурных элементов. Это отмечается как в Боливии, так и в Бразилии, особенно в бассейне р. Арипуанан, к западу от р. Токантинс.

Рассматриваемая территория вместе с Гвианским щитом составляет, по-видимому, основу единого древнего массива Южно-Американского континента, разделенного в настоящее время субширотным Амазонским прогибом на две части. Некоторые исследователи (Grabert, 1963) считают, что эти части имеют различную докембрийскую историю, и поэтому важное значение придают линеamentу, на котором развился Амазонский прогиб. Однако имеется ряд данных, позволяющих говорить о том, что к югу и северу от прогиба развиты сходные докембрийские комплексы. Во-первых, здесь распространены преимущественно глубоко метаморфизованные образования. Во-вторых, простирания основных структурных элементов докембрия по обе стороны прогиба близки. В-третьих, районы, расположенные непосредственно к югу от прогиба, в бассейне рек Тапажос и Шингу, характеризуются значениями абсолютного возраста, которые являются доминирующими на Гвианском щите. Так, среди цифр, полученных для пород, распространенных непосредственно к западу от нижнего течения р. Токантинс, преобладают датировки в интервале 1700—2000 млн. лет, а в районе р. Тапажос известны значения в 1925 млн. лет (Hurley e. a., 1967; Cordani e. a., 1968). Это позволило для огромной территории, обнимающей Гвианский щит и рассматриваемые районы Бразилии, установить проявление единого «транс-амазонского орогенического цикла» (Hurley e. a., 1967). В-четвертых, Амазонский прогиб не является «сквозной» структурой. По данным бурения устанавливается, что на западе он выклинивается и вблизи Анд располагается зона поднятий, объединяющая рассматриваемые докембрийские области (Morales, 1959; Boer, 1966).

На востоке Южной Америки нижний докембрий, подтвержденный радиометрическими датировками, слагает отдельные блоки внутри Уругвайско-Бразильской складчатой области. В северной части области, на побережье континента между бухтой Маражо и городом Сан-Луис, выделяется блок Сан-Луис (Almeida, 1967; Cordani, Girardi, 1967), окруженный средне-, верхнедокембрийскими складчатыми поясами. На большей площади блок перекрыт мезозойскими отложениями прогиба Парнаиба или кайнозойскими осадками Атлантического побережья, поэтому непосредственных границ его с окружающими складчатыми

комплексами не наблюдается. Вдоль побережья этот блок протягивается примерно на 300—350 км и вдается внутрь материка до 100 км. Блок сложен, по-видимому, преимущественно гнейсами, гранито-гнейсами и гранитами. В западной его части, по р. Гурупипи, породы милонитизированы и имеют северо-западное простирание (Beurlen, 1970). Из восточных и западных участков блока получены К—Аг датировки амфиболов и Rb—Sr датировки валовых проб, занимающие интервал 1850—2200 млн. лет (Hurley *et al.*, 1967).

На восточном побережье континента между штатом Рио-де-Жанейро на юге и городом Итабаяна на севере находится более крупный блок нижнедокембрийских пород (блок Итабаяна), протягивающийся в меридиональном направлении, по всей вероятности, более чем на 1200 км. По имеющимся данным, довольно отчетливо фиксируется северное окончание блока, «срезанное» протерозойской геосинклиналью Проприя северо-западного простирания (Humphrey, Allard, 1968). Другие границы блока установить значительно труднее. Ф. де Альмейда (Almeida, 1967) к древним структурным элементам относит только северную часть рассматриваемого блока и объединяет ее вместе с более западными обширными районами бассейна р. Сан-Франсиску в платформу Сан-Франсиску, окруженную поясами байкальского тектогенеза. Но состав докембрийских образований в прибрежной полосе Бразилии и региональные простирания метаморфических толщ говорят в пользу наличия здесь блока, протягивающегося значительно дальше к югу. Этот блок, возможно, и примыкает на севере к платформе Сан-Франсиску, но отделен от нее крупными зонами разломов. Западная окраина блока, особенно в южной его половине, по-видимому, в значительной степени переработана позднедокембрийским (ассинтским) тектогенезом с образованием серии надвигов и взбросов, наклоненных в сторону океана.

Блок сложен преимущественно глубоко метаморфизованными породами, которым в геологических описаниях обычно отводится роль фундамента без сколько-нибудь подробной характеристики. В приатлантической полосе, в бассейне р. Контас, Р. Мааком в составе кристаллического фундамента описывается «архейский» комплекс, состоящий в основном из лейкократовых и биотитовых гнейсов с заключенными в них амфиболитами, диоритами и гранитами (Beurlen, 1970). Направления простирания комплекса колеблются между меридиональным и северо-восточным. Этот комплекс прослеживается к северу в центральные районы штата Бая, где слагает довольно широкую полосу между сьеррой Жакобина и мезозойским прогибом Тукану. По данным В. Кегеля, здесь развиты гнейсы Итабераба, включающие в основном биотитовые гнейсы и сланцы, а также кварцитовые гнейсы и граниты. Некоторые возрастные датировки гнейсов из этих районов, полученные Rb—Sr и К—Аг методами по валовым пробам и отдельным минералам, составляют 1870—2040 млн. лет (Hurley *et al.*, 1967). Для пород, распространенных в северной части блока к востоку от прогиба Тукану, приводятся Rb—Sr возраст валовой пробы в 2505 млн. лет (Hurley *et al.*, 1967), а для гранодиоритов востока штата Сержипи — 2700 млн. лет (Suszczyński, 1968).

В южных частях блока среди глубоко метаморфизованных образований встречаются чарнокиты, гиперстеновые и двупироксеновые гнейсы. Особенно широко они представлены в более южной прибрежной полосе — на юго-востоке штата Минас-Жераис и в штате Гуанабара (Рио-де-Жанейро) (Ebert, 1957; Barbosa, 1959b; Rosier, 1957, 1963).

В штате Минас-Жераис О. Барбозой выделена серия Мантикейра, которая многими геологами считалась наиболее древней на востоке Бразилии. В ней наряду с полосчатыми гнейсами и сланцами содержатся чарнокиты с гранатом, силлиманитом, ортоклазом и ги-

перстеном. Х. Эберт в области развития серии Мантикейра О. Барбозы выделил четыре серии: Барбасена, Андреландия, Жуис-ди-Фора и Параиба. Три последние помещены им выше серии Барбасена и рассматриваются в качестве возрастных аналогов. Наиболее глубоко метаморфизованные образования Х. Эбертом включаются в серии Жуис-ди-Фора и Параиба. Первая, слагающая полосу ЮЗ—СВ простирания в районе города Жуис-ди-Фора и восточнее него, в нижней части сложена грубыми аркозовыми кварцитами, сменяющимися вверх по разрезу конгломератовыми граувакками, затем кинцигитовыми и чарнокитовыми гнейсами. Чарнокиты содержат гранат, силлиманит, ортоклаз и гиперстен.

Восточнее описанной серии вплоть до побережья материка развита в основном серия Параиба, или, по Г. Рознеру, — серия Параиба-Десенгано. Она образована гнейсами, мигматитами, чарнокитами с линзовидными телами мраморов и кварцитов. Кроме этой серии, Г. Рознер выделяет местами более древний комплекс, состоящий из полевошпатовых гнейсов, мигматитов и гранито-гнейсов с включениями метабазитов.

В штате Рио-де-Жанейро к западу от залива Гуанабара, по данным детальной геологической съемки (Мара Geologico..., 1965), также развиты толщи глубокого метаморфизма, среди которых, как и Г. Рознером, различаются разновозрастные комплексы. К более древним образованиям относятся гнейсы основного и среднего состава, а также аплиты, пегматиты, метадиабазы, биотитовые и биотит-роговообманковые гранито-гнейсы, амфиболиты, мигматиты и др. Более молодыми считаются разнообразные по составу гнейсы, содержащие наряду с другими минералами гранат, силлиманит, кордиерит. Встречаются кварциты, чарнокитовые гнейсы и интрузивные образования основного и среднего состава, местами метаморфизованные и гнейсированные. Чарнокиты имеют разный минералогический состав. Среди них описываются, например, такие ассоциации, как: плагиоклаз (от олигоклаза до андезина) — микропертит-антипертит — кварц — гиперстен — роговая обманка — биотит — магнетит — пирит — апатит; плагиоклаз — гиперстен — авгит — биотит-роговая обманка — кварц — мирмекит — апатит — магнетит — циркон — титанит; плагиоклаз (олигоклаз) — антипертит — пертит, ортоклаз, гиперстен, авгит, кварц, мирмекит, роговая обманка, гранат, магнетит, апатит, циркон, хлорит и др. (Barbosa, 1959b).

В штате Гуанабара и на юго-востоке Минас-Жераиса метаморфические комплексы, в отличие от более северных районов побережья, имеют ЗЮЗ—ВСВ простирание. К северу оно сменяется северо-восточным и субмеридиональным. Создается впечатление о плавном изменении ориентировки и, следовательно, дугообразном расположении структурных элементов докембрия на восточной окраине материка. Но вполне вероятно, что в только что рассмотренных районах имеется другой блок, несколько развернутый по отношению к более северному меридиональному блоку и отделенный от него зоной разломов субширотного направления. Южным ограничением блока служит структурная зона, протягивающаяся от района г. Рио-де-Жанейро на северо-запад вдоль поднятия, отделяющего прогиб Параны от прогиба Сан-Франсиску. Вблизи берега, в штате Гуанабара, эта зона выражена, по-видимому, крупным разломом, напоминающим по структурному рисунку сдвиг или взбросо-сдвиг, с которым в сравнительно узкой (6—10 км) полосе связана резкая смена региональных простираний кристаллических толщ (Мара Geologico..., 1965).

Структура докембрия южного блока весьма сложная. Для него характерны широкое развитие опрокинутых к северу и северо-западу складок, наличие большого количества надвигов с относительным перемещением масс в северо-западном и западном направлении. Местами

устанавливается чешуйчатое и даже покровное строение отдельных зон. Ряд исследователей (Ebert, 1957; Rosier, 1963; Beurlen, 1970) описанные комплексы высокой степени метаморфизма считает сравнительно молодыми, главным образом позднедокембрийскими. С такой трактовкой трудно согласиться. Интенсивная тектоническая переработка происходила здесь в позднем докембрии—раннем палеозое, т.е. в ассинтское время. Об этом свидетельствуют определения абсолютного возраста, дающие в основной массе значения около 550 млн. лет. Ассинтский тектогенез не дает еще оснований считать возраст преобразованных им комплексов ассинтским. По геологическому положению эти комплексы сходны с описанными ранее образованиями северной части прибрежной кристаллической полосы, где они менее затронуты процессами, связанными с ассинтским тектогенезом, и поэтому имеют существенно более древний абсолютный возраст. Широкое развитие в отдельных зонах надвигов и даже покровов приводит, по-видимому, к таким соотношениям, когда глубоко метаморфизованные образования залегают на породах сравнительно низкой степени метаморфизма, как это имеет место с серией Жуис-ди-Фора Х. Эберта. Гнейсы и чарнокиты этой серии, возможно, образуют древние пластины, залегающие на более молодых комплексах. Бескорневые покровные чешуи, сложенные наиболее глубоким докембрием и надвинутые на серию Парамба-Десенгано, выявлены также Г. Розьером (Rosier, 1963) юго-восточнее области распространения серии Жуис-ди-Фора.

На крайнем юге Восточно-Бразильского щита располагается Уругвайско-Аргентинский блок, или кратонная область, по терминологии У. Кордани (Cordani *et al.*, 1968). Он занимает крайнюю южную часть Уругвая и смежные районы провинции Буэнос-Айрес Аргентины. Породы этого блока выходят на поверхность только в сравнительно узкой прибрежной полосе Уругвая, примыкающей к заливу Ла-Плата, а также в возвышенности северо-западного простирания, расположенной южнее г. Тандиль в Аргентине. Эти области отстоят друг от друга на расстоянии около 350 км и разделены прогибом северо-западного простирания глубиной до 5000 м (Sanford, Lange, 1960), выполненным мезокайнозойскими и частично верхнепалеозойскими толщами. Поэтому они объединяются в единый блок условно, главным образом на основании абсолютного возраста.

Уругвайская часть блока занимает прибрежную полосу суши западнее Пирьяполиса. Северным ее ограничением служит, возможно, полоса развития вулканогенно-осадочной серии Лаваллея, протягивающаяся в широтном направлении к устью р. Уругвая (Goffi, Hoffstetter, 1964). Нижний докембрий сложен здесь преимущественно глубоко метаморфизованными орто- и паропородами, часто гранитизированными.

На территории Аргентины, по данным Р. Тезона (Tazon, 1964), в районе Тандиля древний комплекс представлен главным образом плутоническими породами, испытавшими интенсивные движения, процессы милонитизации, гнейсификации, перекристаллизацию и мигматизацию, а также внедрение синтетектонических аплитов. Rb—Sr и K—Ar возраст пород Уругвая составляет около 2100 млн. лет, а Аргентины — 1800—2200 млн. лет (Cordani *et al.*, 1968).

Таким образом, абсолютный возраст пород, слагающих выделенные блоки Бразильского щита, как правило, не древнее 1900—2100 млн. лет, т.е. значений, характеризующих уже среднедокембрийские комплексы. В ряде мест эти породы составляют фундамент для комплексов с верхним возрастным пределом 1800—1900 млн. лет и поэтому по геологическому положению являются нижнедокембрийскими. Редкие датировки в 2500 или 2700 млн. лет, известные для пород древних блоков, можно рассматривать в этом случае как «реликтовые», более соответствующие возрасту метаморфических комплексов нижнего докембрия.

Кроме рассмотренных блоков, нижнедокембрийские образования имеются в более молодых складчатых зонах восточной части Южной Америки, где они существенно переработаны позднедокембрийскими тектоническими движениями или процессами метаморфизма, имеют молодой абсолютный возраст и в настоящее время трудно отделимы от средних, а местами и верхнедокембрийских комплексов.

### *Средний докембрий*

Комплексы среднего докембрия довольно широко распространены в Уругвайско-Бразильской складчатой области, как в Центрально-, так и в Восточно-Бразильском щите. По составу они преимущественно терригенные, реже осадочно-вулканогенные, по степени метаморфизма варьируют от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. По характеру дислокаций это обычно интенсивно складчатые комплексы. По интрузивным проявлениям в среднем докембрии этой области развиты комплексы как практически амагматичные, так и насыщенные телами разного состава, а местами и гранитизированные.

### *Восточно-Бразильский щит*

Средний докембрий наиболее изучен в штате Минас-Жераис Бразилии и особенно в районе «Железорудного четырехугольника», где на площади около 7000 км<sup>2</sup> совместными усилиями американских и бразильских геологов проведена геологическая съемка в масштабе 1 : 25 000 и изданы объяснительные записки к отдельным листам карт (Gair, 1962; Jonson, 1962a; Dorr, Barbosa, 1963; Pomerene, 1964; Wallace, 1965; Reeves, 1966; Simmons, 1968a, b; Maxwell, 1972; и др.). Кроме того, опубликованы работы по стратиграфии, структуре, магматизму и метаморфизму, обобщающие детальные геологические исследования (Dorr, 1969; Herz, 1970). Разрезы этих районов, включая более молодые комплексы, рассматриваются обычно в качестве эталонных при сравнении с другими частями континента.

К среднему докембрию в Минас-Жераисе может быть отнесен вулканогенно-терригенный комплекс с эффузивами основного состава. В «Железорудном четырехугольнике» он представлен серией Риудас-Вельяс, подразделяющейся на группы Нова-Лима и Макини (рис. 4).

Группа Нова-Лима представляет собой мощную (более 4000 м) толщу тонкозернистых слабо сортированных терригенных отложений с примесью хемогенных и вулканогенных образований. В ней господствуют разнообразные сланцы и филлиты: хлоритовые, кварц-хлорит-серицитовые, слюдяные, углистые, графитистые, железистые, а также метавулканические породы, преобразованные в хлоритовые, эпидот-хлоритовые, актинолитовые и другие сланцы. В подчиненном количестве присутствуют кварциты, серицитовые кварциты, железорудные образования, кварц-доломитовые и кварц-анкеритовые породы, метаяшмы и, как исключение, конгломераты. Большинство перечисленных пород находится в сложном сочетании, сменяя друг друга по латерали и в разрезе.

Железорудные образования группы Нова-Лима встречаются обычно в виде тонких прерывистых линз, но в отдельных местах мощность их достигает нескольких десятков метров при протяженности в несколько километров. По составу это существенно кварцевые породы с магнетитом и сидеритом, представляющие собой карбонатную фацию железорудной формации. Местами по простираанию они переходят в железистые филлиты, иногда тесно связаны с вулканическими образованиями.

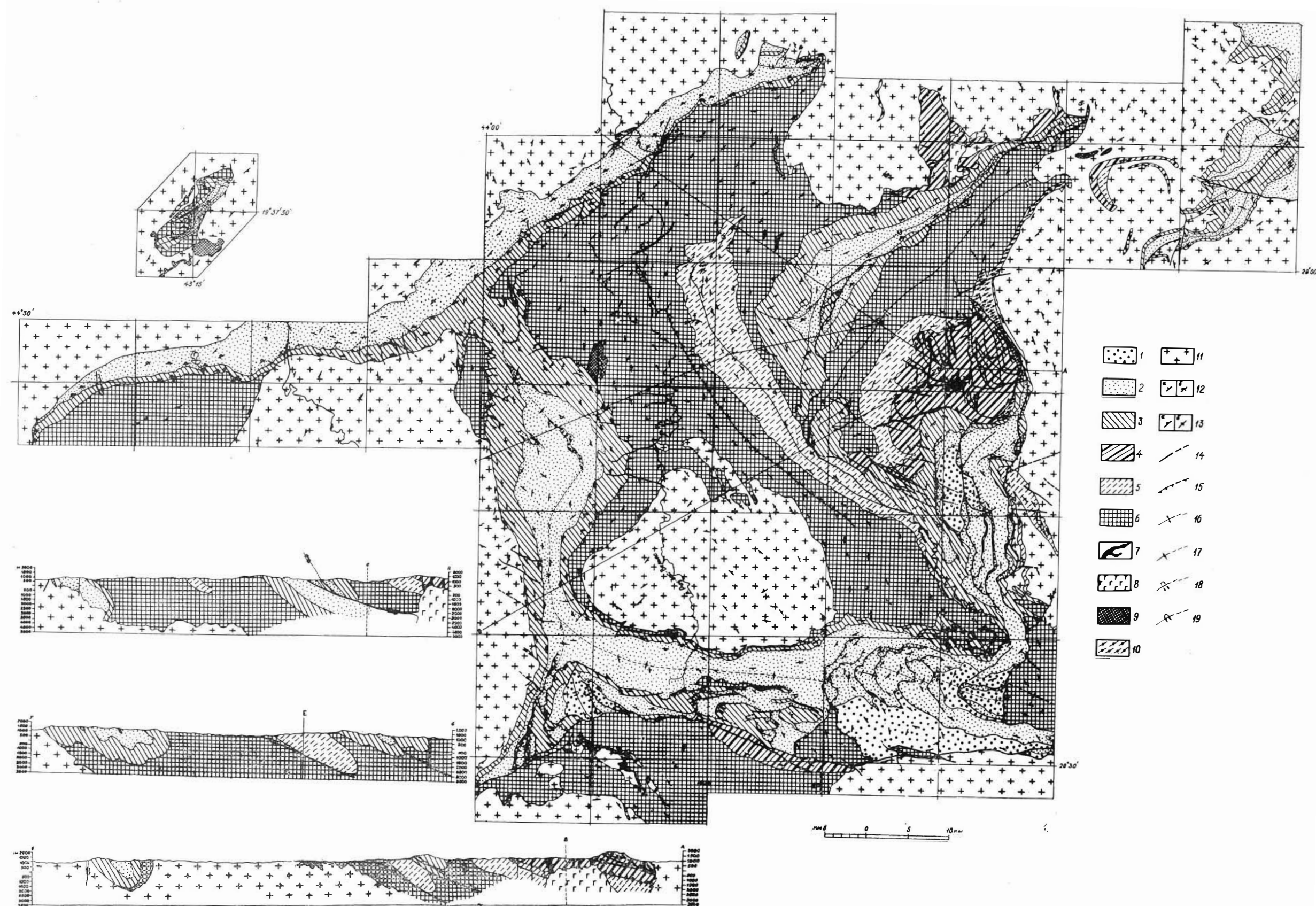


Рис. 4. Геологическая карта «Железорудного четырехугольника», штат Минас-Жераис (по: Dogg, 1969, схематизировано).

1 — сери́я Ита́коломби — кварциты, конгломераты, филлиты; сери́я Минас: 2 — группа Пирасика́ба — филлиты, железистые кварциты, доломиты, кварциты, в подчиненном количестве железорудные образования и конгломераты; вблизи крупных интрузий ставролитовые и гранатовые сланцы, 3 — группы Кара́са и Ита́бири — объединенные — кварциты, филлиты, конгломераты, итабириты, доломиты, 4 — группа Тама́ндуа — кварциты, филлиты, в подчиненном количестве железорудные образования; сери́я Риу-да́с-Ве́льяс: 5 — группа Маки́ни — кварциты, слюдястые сланцы, филлиты, конгломераты, 6 — группа Но́ва-Ли́ма — филлиты, хлоритовые сланцы, метавулканические породы, доломиты, граувакки, кварциты, железорудные образования, конгломераты, анкерит-доломит-кварцевые породы, амфиболиты; 7 — дайки основного состава различного возраста, в основном постметаморфические; 8 — постметаморфические габбро; 9 — доминанские ультраосновные интрузивные породы, превращенные в серпентиниты, тальковые сланцы и талькиты; 10 — зеленые и хлоритовые сланцы, вероятно, постемминасского возраста; метаморфизованные основные или ультраосновные интрузии; 11 — граниты нерасчлененные, главным образом полосчатые, частично сформированные из пород серий Минас и Риу-да́с-Ве́льяс; 12 — элементы нормального (а) и опрокинутого (б) залегания слоистости; 13 — элементы наклонного (а) и вертикального (б) залегания полосчатости; 14 — разломы; 15 — надвиги (зубцы направлены в сторону надвинутой пластины); оси: 16 — антиклина́лей, 17 — синкли́налей, 18 — опрокинутых антиклина́лей, 19 — опрокинутых синкли́налей.

Кварциты в составе группы обычно обогащены хлоритом, серицитом и другими примесями и имеют переходы от кварцево-сланцевых сланцев до кварцитов. В кварцитах местами отчетливо проявлена косая слоистость. Встречаются также тонкозернистые белые кварциты, рассматриваемые как продукт перекристаллизации и метаморфизма яшм. Они часто фациально замещаются железорудными образованиями.

Конгломераты в рассматриваемой группе описаны на небольшом участке южнее города Белу-Оризонти (Romereu, 1964), где представлены валунными разностями с гальками диаметром до 50 см, заключенными в тонкообломочной массе филлитов. Хорошо окатанные валуны и гальки, составляющие 20—50% породы, образованы кварцитами, жильным кварцем, филлитами, сланцами и гранитами (?). По мнению Дж. Дорра (Dorr, 1969), конгломераты могут быть охарактеризованы как тиллитоподобные.

Группа Макини мощностью до 1800 м, по данным Дж. Гайра (Gair, 1962), залегает со слабым угловым несогласием на группе Нова-Лима. Однако этим автором не исключается возможность образования подобного соотношения путем межформационного срыва. В большинстве случаев соотношение данной группы с более древней в наблюдавшихся участках определяется разломами. Дж. Дорр (Dorr, 1969) считает, что между ними переход либо постепенный, либо выражен поверхностью размыва без сколько-нибудь заметного углового несогласия.

В группе Макини местами выделяются две формации: Палмитал и Каза-Форти. Формация Палмитал, являющаяся нижним литологическим подразделением группы, состоит в основном из серицитовых кварцитов и кварцевых филлитов с небольшим количеством прослоев филлитов и сланцев. В основании формации встречаются конгломераты. Формация Каза-Форти сложена сланцеватыми и массивными серицит- и хлоритсодержащими, иногда косослоистыми кварцитами, конгломератами с подчиненным количеством серицитовых и хлоритовых сланцев и филлитов. Иногда они содержат рассеянные хорошо окатанные гальки кварца. Конгломераты залегают обычно в виде линз, реже образуют пласты, прослеживаемые на несколько километров. Состоят они из галек кварца, филлитов, а также железорудных образований, аналогичных содержащимся в группе Нова-Лима.

Вулканогенно-терригенный комплекс вмещает тела гипербазитов, реже габброидов. Гипербазиты распространены в отложениях группы Нова-Лима в виде силлов, сравнительно небольших даек или линзовидных тел, сложенных в основном серпентинитами, тальковыми и тальково-хлоритовыми породами. Габброиды в местах повышенного метаморфизма и гранитизации превращены обычно в амфиболиты.

Отложения комплекса прорваны огромными массами гранитов, представленных преимущественно гнейсированными разностями. Они занимают обширные площади на юге и юго-востоке Минас-Жераиса, среди которых в виде отдельных «островков» разбросаны выходы осадочно-метаморфических толщ. Примером одного из наиболее крупных островков является район «Железорудного четырехугольника».

Граниты сильно воздействуют на вмещающие толщи, в том числе и на вулканогенно-терригенный комплекс, преобразуя породы в слюдяные, гранатовые, ставролитовые и другие сланцы, амфиболиты, мигматиты. Местами они изменены до гнейсов и гранито-гнейсов. Обычной же фацией метаморфизма для вулканогенно-терригенного комплекса является зеленосланцевая. В наибольшем удалении от гранитов толщи имеют очень низкую степень метаморфизма. Здесь в составе комплекса встречаются, например, глинистые сланцы или аргиллиты.

До недавнего времени считалось, что многие граниты сформированы после накопления вулканогенно-терригенного комплекса (т. е. непосредственно после серии Риу-дас-Вельяс), а возраст их, по данным

радиоизотопных методов, определялся около 1350 млн. лет (Herz e. a., 1961; Quimaraes, 1965; и др.). Дальнейшие исследования позволили прийти к выводу, что гранитоиды данного возраста отстоят по времени далеко от вулканогенно-терригенного комплекса и завершают формирование более молодого комплекса, представленного здесь серией Минас (Dogg, 1969; Herz, 1970).

Граниты, завершающие формирование серии Риу-дас-Вельяс, если и распространены в «Железорудном четырехугольнике», то в ограниченном количестве. Это предположение основывается на отсутствии гранитных обломков в базальных слоях отложений, залегающих несогласно на рассматриваемом комплексе. Возможно также, что к началу формирования более молодого комплекса граниты на данной площади еще не были выведены на поверхность.

По первым данным Н. Герца и др. (Herz e. a., 1961), наиболее древний возраст (около 2400 млн. лет) был получен из гранодиоритов, распространенных среди гнейсов комплекса Бакан, южнее города Итабириту. Считалось, что эта цифра характеризует уже не серию Риу-дас-Вельяс, а фундамент, на котором она залегает. Впоследствии Н. Герц пришел к выводу, что события, сопровождавшиеся гранитным магматизмом, фиксируются здесь, в частности, на хронологических уровнях около 2700 и 1930 млн. лет (Herz, 1970); 2700 млн. лет Дж. Дорр (Dogg, 1969) относит ко времени внедрения гранитов, рвущих серию Риу-дас-Вельяс.

Б. Шубер отмечает сходство серии Риу-дас-Вельяс с верхней частью докембрия Французской Гвианы. Им приводится К—Аг возраст мусковита из пегматитов, рвущих гранитно-метаморфические образования, составляющий  $1903 \pm 50$  и  $1829 \pm 30$  млн. лет (Choubert, 1965). Верхний возрастной предел серии Б. Шубером принимался около  $1900 \pm 100$  млн. лет, а рубеж между группами Нова-Лима и Макини определялся в  $2600 \pm 100$  млн. лет.

Хотя в настоящее время данные абсолютного возраста вулканогенно-терригенного комплекса и рвущих его магматических пород еще сравнительно малочисленны и противоречивы, тем не менее они свидетельствуют о значительной древности рассмотренных образований. Район «Железорудного четырехугольника» находится примерно в пограничной зоне между стабильным блоком Сан-Франсиску и расположенной восточнее зоной интенсивных позднедокембрийских тектонических движений. Поэтому не исключено, что наряду с широким радиометрическим омоложением пород в отдельных случаях здесь имеет место и удревнение их. Возможно, что возраст 2700 млн. лет, принимаемый как послериудасвельяский, и является как раз удревненным.

С описанными образованиями вулканогенно-терригенного комплекса сопоставляются доминанские серия Барбасена и формация Лафаети в том объеме, в каком их выделяет Г. Эберт (Ebert, 1957). Они распространены на юге и юго-востоке Минас-Жераиса и, подобно серии Риу-дас-Вельяс, сложены вулканогенно-терригенными образованиями, но в целом сильнее метаморфизованными.

Серия Барбасена представлена мощными однообразными тонкозернистыми сланцами, обогащенными полевыми шпатами. Встречаются биотит- и олигоклазсодержащие кварциты, реже граувакки. Всяма подчиненными являются известково-силикатные породы и конгломераты. Предполагается также присутствие туфогенных пород.

Формация Лафаети, залегающая несогласно на серии Барбасена, сложена в основном слюдястыми сланцами. В меньшем количестве содержатся гондиты (андрадитсодержащие кварциты), келузиты (марганецсодержащие карбонатные породы), грубые кварциты, диабазы, горнблендиты, итабириты, граувакки и грубообломочные породы, напоминающие туфы.

Серия Барбасена и формация Лафаети слагают полосы разной ширины, разделенные мигматитовыми полями и гранитами. Процессам гранитизации и мигматизации, как подчеркивает К. Беурлен (Beurlen, 1970), подвергнута только серия Барбасена. В ней же распространены интрузивные образования габброидов и гипербазитов, преобразованные в хлоритовые сланцы, плагиоклазовые амфиболиты с частыми реликтами диабазовой и габбровой структуры, горнblendиты, тальковые и тремолитовые сланцы. Наиболее распространенными являются рассланцованные амфиболиты. Беурлен допускает возможность непосредственной корреляции серии Барбасена с группой Нова-Лима района «Железорудного четырехугольника», а формации Лафаети — с группой Макини.

Рассмотренные среднедокембрийские комплексы Минас-Жераиса образуют сравнительно широкую (до 300 км) складчатую зону, расположенную между нижнедокембрийским блоком Итабаяна восточной окраины материка и блоком Сан-Франсиску, в пределах которого на поверхность выходят главным образом верхнедокембрийские складчатые сланцево-кварцитовые толщи, перекрытые слабо дислоцированным вендским (?) чехлом.

В южной части Минас-Жераиса структурные элементы этой зоны в направлении с юга на север меняют свое простираие от субширотного до субмеридионального, образуя дугу, обращенную выпуклостью в сторону океана. В центре дуги располагается рассмотренный выше район «Железорудного четырехугольника», представляющий в структурном отношении довольно сложный узел, в котором сочетаются широтные, северо-западные и северо-восточные простираия. Этому району присущи элементы гранито-гнейсовой купольной тектоники. Ядра куполовидных структур заняты гранитами, гранито-гнейсами, а также образованиями вулканогенно-терригенного комплекса. Гранитные и гранито-гнейсовые овалы, по данным некоторых исследователей, имеют зональное строение (Herz e. a., 1961; Wallace, 1965; Simmons, 1968a, b). В их центральных частях располагаются древние породы, сменяющиеся к периферии более молодыми, образовавшимися при ремобилизации древних пород ядра.

К югу и юго-востоку региональная структура становится отчетливо линейной. В этом же направлении возрастает роль взбросов и надвигов. Надвиги хотя и развиты на западе и северо-западе, но особое значение они приобретают вблизи восточного побережья, на границе с нижнедокембрийским блоком и в его пределах, где обычными являются чешуйчатые структуры и даже бескорневые покровы. Для зоны характерна вергентность складок в глубь континента, согласующаяся с наклоном разрывных нарушений.

Складчатые структуры среднего докембрия на юге примыкают к разлому, протягивающемуся от района г. Рио-де-Жанейро на северо-запад вдоль поднятия Канастра. Простираие толщ вблизи разлома становится северо-западным. На север зона протягивается в субмеридиональном направлении в район среднего течения р. Сан-Франсиску. Здесь к среднему докембрию могут быть отнесены образования, рассматриваемые обычно как доминаские. Они местами интенсивно метаморфизованы и, возможно, в какой-то части являются нижнедокембрийскими.

Комплекс, близкий по степени метаморфизма к развитому в районе «Железорудного четырехугольника», известен вдоль восточной окраины блока Сан-Франсиску, на юге Сьерры-ду-Эспиньясу (Pflug, 1967; Renger, 1970). Здесь среди отложений серии Минас в ядрах антиклиналей или в выступах северо-западного простираия выходят филлиты, слюдястые кварциты, местами чистые кварциты, иногда гематитовые филлиты. Встречаются также породы, содержащие полевые шпаты и обра-

зующие более или менее непрерывный ряд от кварц-микроклин-слюдяных сланцев к гнейсам и гранитам. В подчиненном количестве присутствуют зеленые сланцы и амфиболиты. Здесь преобладают север-северо-западные — юг-юго-восточные простирания слоев, сланцеватости и взбросов при их восточных наклонах, т. е. то, что характерно в целом для рассматриваемой зоны.

В более северных районах Сьерры-ду-Эспиньясу доминанские породы образуют меридиональный выступ протяженностью более 300 км при ширине до 20—40 км, сложенный преимущественно гнейсами и слюдястыми сланцами, интродуцированными большим количеством гранитов (Pflug, 1967). Еще севернее, в бассейне р. Парамирим, кулисно по отношению к предыдущему располагается другой выступ север-северо-западного простирания, сложенный гнейсами Парамирим, образованными в основном биотитовыми гнейсами и мигматитами. На севере, вблизи р. Сан-Франсиску, выступ сужается и практически выклинивается, а к югу, в сторону г. Брумаду и р. Гавиан (правый приток р. Контас), он быстро расширяется. Здесь наряду с мигматитами уже видное место занимают кварциты, филлиты и слюдяные сланцы (Beurlien, 1970). В этой расширенной части простирания толщ становятся невыдержанными, меняющимися от северо-западных до северо-восточных. Доминанские толщи северо-восточного и меридионального простирания из рассматриваемых районов продолжают также на север в сторону г. Жакобина, где они В. Кегелем (Beurlien, 1970) выделены как гнейсы Катуба.

Средний докембрий, по-видимому, широко представлен также на северо-востоке Бразилии, севернее р. Сан-Франсиску. Эта часть Восточно-Бразильского щита структурно дисгармонична по отношению к описанной выше. На границе между ними, где присутствуют обычно крупные разломы, происходит либо резкое изменение направлений структурных элементов, либо их торцовое сочленение. Такое «торцовое» положение по отношению к нижнедокембрийской структуре занимает геосинклиналь Проприя (Humphrey, Allard, 1968), или, по Ф. де Альмейде (Almeida, 1967), геосинклиналь Сержиши.

Геосинклиналь Проприя, представляющая собой складчатую зону северо-западного простирания, протягивается не менее чем на 350 км вдоль правобережья Сан-Франсиску в глубь континента. Лучшее изученной является восточная часть складчатой зоны, примыкающая к нижнедокембрийскому блоку Итабаяна. Здесь между меловыми грабенами Тукану и Сержиши распространен комплекс, представленный мощными (возможно, более 10 000 м) отложениями группы Ваза-Баррис, в которой выделяется несколько формаций (Humphrey, Allard, 1968; Beurlien, 1970). В составе группы различаются филлиты, метаморфизованные граувакки и галечные граувакки, известняково-доломитовые породы и вулканические образования основного состава. Южная часть складчатой зоны шириной около 55 км сложена сравнительно слабо метаморфизованными толщами. Они по резкой границе, являющейся, по мнению Ф. Хамфрея и Г. Алларда, вертикальной зоной разломов, сменяются более поднятым блоком геосинклинали, в котором появляются плутоны гранодиоритов и кварцевых монзонитов (батолит Глория), усиливается метаморфизм и породы преобразуются в слюдястые и гранатово-слюдястые сланцы, амфиболиты, мигматиты, кварциты и т. п. Они составляют основную часть складчатой зоны, ширина которой не менее 120 км.

Рассматриваемый комплекс интенсивно дислоцирован и расланцован с ориентировкой осей складок и сланцеватости в северо-западном — юго-восточном направлении. Наиболее сложные дислокации, выраженные опрокинутыми к югу и часто изоклинальными складками, взбросами и надвигами, наблюдаются в южной менее метаморфизован-

ной части складчатой зоны. В полосе развития гранитоидов встречаются куполовидные складки и сравнительно пологие наклоны слоев.

Южная окраина складчатой зоны на границе с нижнедокембрийским блоком нарушена многочисленными разрывными нарушениями. Самой ранней и, по Ф. Хамфрэю и Г. Алларду, одной из важнейших разрывных структур на Бразильском щите является зона смятия Сан-Домингос, прослеживаемая в фундаменте геосинклинали и сопровождающаяся линзами милонитизированных пород и сланцеватостью с наклонами от вертикальной до  $70^\circ$  к северу. Эта зона смятия выходит на поверхность только в отдельных окнах. В основном же она по надвигу Макамбира перекрыта породами группы Ваза-Баррис, которые рассматриваются как эггеосинклинальные образования (Humphrey, Allard, 1968). Местами под поверхностью надвига в области распространения слабо метаморфизованных толщ группы Ваза-Баррис залегают породы группы Миаба, несогласно перекрывающие гнейсовый комплекс основания. Они относятся к миогеосинклинальным осадкам, накопившимся на южной окраине геосинклинали Проприя, и считаются синхронными, по крайней мере, части разреза группы Ваза-Баррис (Almeida, 1967; Humphrey, Allard, 1968). К. Беурленом изложена другая точка зрения, согласно которой группа Миаба древнее группы Ваза-Баррис и отделяется от нее слабым несогласием.

В группе Миаба снизу вверх выделяются ф о р м а ц и и:

**Итабаяна** (от 200 до 600 м); представлена в основании конгломератовыми аркозами, переходящими вверх по разрезу в полевошпатовые кварциты и алевролиты. Венчается разрез относительно чистыми белыми кварцитами. Для нижней трети разреза характерны прослои конгломератов, косая слоистость и волноприбойные знаки на поверхностях напластования.

**Жакаретика** (до 110 м); залегают несогласно на кварцитах Итабаяна. Внизу сложена красновато-коричневыми галечными граувакками, в средней части белыми аргиллитами, а в кровле — красновато-коричневыми кварцевыми фллитами, возможно, пирокластического происхождения.

**Жакока** (более 200 м); состоит из нечистых известняков, а также переслаивания известняков и доломитов.

Приведенная характеристика складчатой зоны Проприя сохраняется в общих чертах к западу от прогиба Тукану. Слабо метаморфизованным толщам группы Ваза-Баррис соответствуют аналогичные образования группы Канудос, занимающие сходное структурное положение.

О характере распространения рассматриваемого складчатого комплекса к северу пока очень мало данных. Мы видим, что породы низкой степени метаморфизма в этом направлении сменяются более метаморфизованными образованиями, занимающими большие пространства в бассейне нижнего течения р. Сан-Франсиску примерно до  $8^\circ$  южной широты. Они слагают блок Алагоас-Пернамбуку (рис. 5), в южной части которого структурные элементы имеют северо-западную ориентировку, а на севере — преобладающую северо-восточную или близширотную (Beurlen, 1970). Параллелизовать все толщи блока с отложениями собственно геосинклинали Проприя нет достаточных оснований, тем более что, по данным В. Кегеля и Дж. Баррозо (Kegel, Barroso, 1965, 1966), в нижнем течении Сан-Франсиску намечается ряд более мелких изометричных блоков иногда с резко различными простирациями и составом пород внутри каждого из них. Здесь выделяются блоки, сложенные гнейсированными гранитами, слюдистыми сланцами и гнейсами, рядом с которыми встречаются крупные участки распространения филлитов. По-видимому, в отдельных блоках на поверхность выведен гнейсовый комплекс фундамента геосинклинали Проприя. О наличии в этих районах переработанных блоков фундамента упоминается Ф. де Альмейдой (Almeida, 1967). К таким блокам, вероятно, приурочены некоторые радиометрические датировки, являющиеся аномально древними на общем фоне большого количества значений, колеблющихся в основном между 500 и 600 млн. лет. Так, в штате Сержипи из метаморфиче-

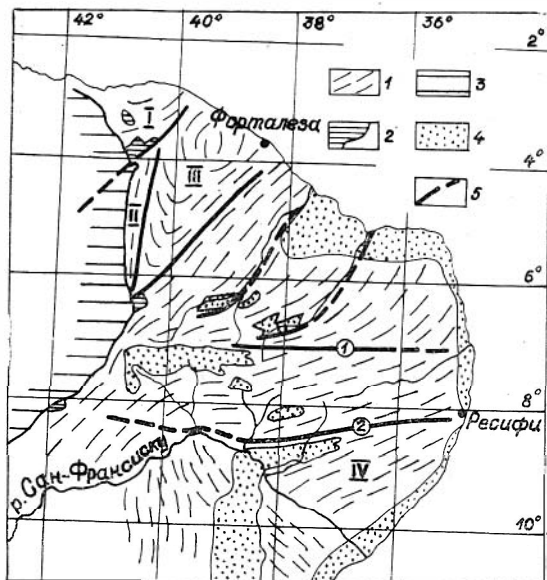


Рис. 5. Структурная схема северо-востока Бразилии (по материалам В. Кегеля, Х. Эберта, К. Беурлена).

1 — направления простираения в докембрии; 2 — прогибы Жаибарас и Жука; 3 — восточная окраина прогиба Парнаиба; 4 — последокембрийские отложения; 5 — основные зоны разломов: 1 — Парнаиба, 2 — Пернамбуку; блоки: I — Кореау, II — Акарау, III — Санта-Китерия, IV — Алагоас-Пернамбуку.

вонского чехла прогиба Парнаиба, характеризуется меридиональным простираением структурных элементов. Известно только, что в северной части блока, в районе г. Собрал, развиты мигматиты, гнейсы и слюдяные сланцы, а южнее (район Кратеус) встречаются железные руды, напоминающие итабириты (Beurlen, 1970). Если итабириты сопоставлять с серией Минас, как это склонен делать Беурлен, то, возможно, в этом блоке присутствуют как средне-, так и верхнедокембрийские комплексы.

Структурно обособленным является блок Санта-Китерия, охватывающий среднюю часть штата Сеара. От смежных блоков с присущими им выдержанными простираениями тектонических элементов он отличается однородностью, а также дугообразным и петлевидным расположением основных структурных линий. Из этого же блока известно одно из немногочисленных древних (около 1000 млн. лет) значений радиометрического возраста (Beurlen, 1970).

Из-за массового развития пород с явно омоложенным абсолютным возрастом на северо-востоке Бразилии практически невозможно при современном уровне знаний определить хронологические границы того или иного комплекса. Поэтому возраст их принимается условно на основании структурного положения и историко-геологических соображений.

В штатах Пернамбуку, Парнаиба, Риу-Гранди-ду-Норти и Сеара, где метаморфические толщи и насыщающие их пегматиты и граниты также имеют изотопный возраст в среднем 500—600 млн. лет, присутствие среднего докембрия можно только предполагать. Эта территория разбита разломами широтного и северо-восточного простираения на ряд блоков, отличающихся друг от друга структурными особенностями и составом (Kegel, 1965b; Beurlen, 1970). Одним из наиболее крупных считается разлом Пернамбуку, протягивающийся от района г. Ресифи

ского комплекса геосинклинали Проприя известен Rb—Sr возраст валовой пробы в 2000 млн. лет, а в штате Алагоас и в восточной части Пернамбуку Rb—Sr анализ дал ряд цифр — от 920 до 1190 млн. лет (Hurley *et al.*, 1967).

В северо-западной части штата Сеара, к западу от области широкого развития одноименной серии, имеются участки, сложенные, по всей вероятности, породами более древними, чем серия Сеара. В этих районах В. Кегелем (Kegel, 1965a, b) главным образом на основании дешифрирования аэрофотоснимков выделен ряд блоков, из которых блоки Санта-Китерия и, вероятно, Акарау (см. рис. 5) можно относить, по крайней мере, к среднедокембрийским. Блок Акарау, восточная часть которого в виде узкой полосы выходит из-под де-

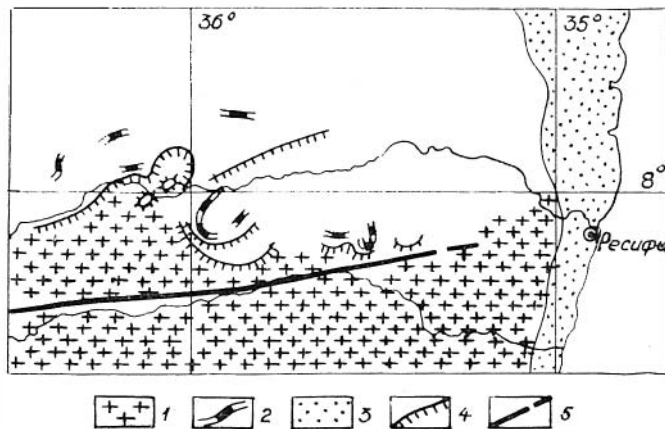


Рис. 6. Схема строения восточной части штата Пернамбуку (по материалам Х. Эберта, К. Беурлена).

1 — граниты и мигматиты нижнего докембрия; 2 — мраморы в верхнем докембрии; 3 — осадочные породы прибрежной зоны; 4 — на-  
двиги; 5 — разломы.

на запад. Но, по данным Х. Эберта (Beurlen, 1970), он проходит внутри упомянутого выше блока Алагоас-Пернамбуку, и только севернее разлома Пернамбуку древние породы блока надвинуты на более молодой комплекс, относимый к верхнему докембрию (рис. 6).

Районы, расположенные между блоком Алагоас-Пернамбуку и восточной окраиной прогиба Парнаиба, за исключением северо-западной территории штата Сеара, сложены умеренно метаморфизованными толщами (серия Сеара), сопоставляемыми ранее с верхнедокембрийской серией Минас штата Минас-Жераис, а также более глубоко метаморфизованными образованиями, включаемыми в состав фундамента. Исследования Х. Эберта (Ebert, 1970; Beurlen, 1970) подтвердили высказанное еще в 1910 г. Р. Крандаллом предположение, что породы высокой степени метаморфизма соответствуют в основном серии Сеара. Комплекс фундамента, который можно было бы условно отнести к среднему докембрию, распространен здесь сравнительно слабо и представлен группой Сан-Висенти (Ebert, 1970; Beurlen, 1970).

### Центрально-Бразильский щит

На Центрально-Бразильском щите среднедокембрийские комплексы образуют Парагвайско-Арагуайскую складчатую систему, протягивающуюся вдоль восточной окраины нижнедокембрийского массива от Парагвая до нижнего течения р. Токантинс, а также складчатую систему Бразилиа, обрамляющую с запада блок Сан-Франсиску.

Парагвайско-Арагуайская складчатая система, выделенная Ф. де Альмейдой (Almeida, 1967), имеет огромную (около 2500 км) протяженность и характеризуется довольно однородным составом и слабой степенью метаморфизма отложений. На юге, на территории Парагвая и в смежных районах Мату-Гросу, распространены в основном филлиты и слюдястые сланцы, местами с прослоями кварцитов мощностью до 200 м, редко граувакк и карбонатных пород. Филлиты преимущественно серицитовые, а слюдястые сланцы состоят из мусковита и биотита с присутствием эпидота, гематита и магнетита (Beurlen, 1970). Эти отложения интенсивно смяты в складки от север-северо-западного до север-северо-восточного направления. На западе они имеют тектонический контакт с более молодой докембрийской серией Корумба, а на

востоке перекрыты породами прогиба Парана. Слюдисто-сланцевые толщи Парагвая обычно сопоставляются с серией Куяба, выделенной и описанной Дж. Эвансом в 1894 г. в штате Мату-Гросу.

Серия Куяба представляет собой мощный монотонный разрез умеренно метаморфизованных слюдистых и серицитовых сланцев, иногда частично графитистых. Встречаются гематитсодержащие породы, имеющие красноватую окраску, а также пачки кварцитов мощностью до 100 м, которые местами являются конгломератовыми. Наблюдаются также граувакки, находящиеся в отдельных частях разреза в правильном переслаивании с филлитами. В этих районах толщи смяты в складки северо-восточного простирания с вергенцией, обращенной к северо-западу.

Тесная пространственная связь терригенного комплекса Парагвая и юга Мату-Гросу подчеркивается узкой полосой выходов сланцев и филлитов, протягивающейся вдоль западной окраины прогиба Парана и соединяющей оба этих района. Отсюда складчатая система среднего докембрия поворачивает к северо-востоку и погружается под девонские отложения прогиба Парана, из-под которых снова выходит в верхнем течении рек Шингу, Мортис и Арагуая, где господствует северо-восточная ориентировка линейных элементов складчатой структуры. Как и в Парагвае, здесь, наряду со слюдистыми и серицитовыми сланцами с редкими прослоями кварцитов, встречаются местами линзовидные тела мраморов.

На продолжении рассматриваемой складчатой системы, в пограничных районах штатов Гояс и Пара, находится меридиональная полоса распространения серии Токантинс, сходной по составу с серией Куяба (Barbosa e. a., 1966; Beurlen, 1970). По данным О. Барбозы и других, она сложена светло- и желто-зелеными филлитами, переслаивающимися с филлитовыми и итабиритовыми кварцитами. Присутствуют также известковистые филлиты, граувакки (местами конгломератовые) и линзы известняков. Кварцито-филлитовые части разреза обладают ритмичной флишоидной слоистостью. Роль кварцитов в серии Токантинс, по-видимому, существенно меняется. В южной части рассматриваемой полосы, восточнее о. Бананал, образуемого р. Арагуая, К. Беурленом отмечается довольно широкое распространение этих отложений.

Толщи Парагвайско-Арагуайской складчатой системы, как отмечают некоторые исследователи (Barbosa e. a., 1966; Almeida, 1967; Beurlen, 1970), принадлежат к существенно терригенным флишоидным миогеосинклинальным накоплениям. Возраст их принимается, как правило, верхнедокембрийским. Однако из области развития серии Токантинс в нижнем течении р. Токантинс известны радиометрические датировки около 2000 млн. лет (Hurley e. a., 1968), что позволяет весь комплекс относить, по крайней мере, к среднему докембрию.

Структурное положение Парагвайско-Арагуайской складчатой системы не вполне определено и трактуется неоднозначно. Эта система оконтуривает на востоке огромный нижнедокембрийский блок и занимает секущее положение по отношению к его главным структурным элементам. На юге складчатые толщи среднего докембрия взброшены или надвинуты на позднедокембрийские (вендские?) карбонатно-терригенные отложения, залегающие на древнем блоке (см. рис. 14). На севере они налегают местами непосредственно на нижний докембрий.

К востоку, как считает К. Беурлен (Beurlen, 1970), миогеосинклинальные отложения сменяются эвгеосинклинальными, более глубоко метаморфизованными образованиями. Однако материалы геологического картирования в междуречье Арагуая — Токантинс (Barbosa e. a., 1966) показывают, что к востоку от серии Токантинс находится подня-

тие, сложенное в основном более древними толщами. Такая же точка зрения отражена в построениях Ф. де Альмейды (Almeida, 1967), который складчатую систему Парагвай—Арагуая относит к байкалидам, а восточнее ее выделяет добайкальский фундамент.

По-видимому, на месте Парагвайско-Арагуайской складчатой системы существовал протяженный глубокий прогиб, сужавшийся в северном направлении. Ширина прогиба в современных контурах на юге превышает 300 км, а на севере составляет всего около 60—70 км. Если толщи, развитые на юго-западе Мату-Гросу в бассейне верхнего течения рек Парагвай и Гуапоре, сопоставлять с серией Куяба, как это принято на геологической карте Южной Америки (*Carte Géologique...*, 1964), то из этого следует вывод о существовании поперечных прогибов, проникающих в нижнедокембрийский блок. В качестве одного из таких прогибов можно рассматривать ветвь, отходящую в северо-западном направлении от района верхнего течения р. Куяба. Характерно, что на месте ответвления складчатые структуры Парагвайско-Арагуайской системы образуют широкую дугу, обращенную выпуклостью к северо-западу, в сторону побочной ветви прогиба.

Вблизи рассматриваемой системы на юго-западной окраине Боливийского блока Чиквитос описываются альгонские темно-серые сильно смятые филлиты, местами — аркозы, кварциты и серицитизированные туфы (Ahlfeld, Braniša, 1960), которые, возможно, отвечают серии Куяба более восточных районов. Кроме того, слабо метаморфизованные филлиты, чередующиеся с кварцитами, итабиритами, конгломератами и известняками, встречаются среди нижнедокембрийских образований западнее р. Токантинс. Г. Тольбертом с соавторами (1972) они сопоставляются с серией Токантинс, основная площадь распространения которой находится восточнее и характеризуется субмеридиональной ориентировкой основных структурных элементов.

К среднему (доминантному) докембрию в складчатой системе Бразилии следует, по-видимому, относить комплекс, образованный преимущественно филлитами, слюдястыми и серицитовыми сланцами, кварцитами, содержащими местами линзовидные прослои мраморов (группа Канаэстра О. Барбозы, формация Паракуту Ф. де Альмейды). Здесь, как и в системе Парагвай—Арагуая, развита преимущественно линейная складчатость, но с вергентностью, направленной уже к востоку. На отдельных участках наблюдается надвигание складчатых сооружений среднего докембрия на верхнедокембрийские кварциты, широко распространенные в бассейне Сан-Франсиску (Campbell, Moutinho da Costa, 1965; Beurlen, 1970). Соотношение среднего докембрия с более древними образованиями, распространенными западнее, неопределенны. Ф. де Альмейда и О. Леонардос сланцевые толщи помещают выше группы Аракса, т. е. примерно на уровень серии Токантинс. В то же время группа Аракса некоторыми исследователями отождествляется с серией Риу-дас-Вельяс (Campbell, Moutinho da Costa, 1965). Возможно, в группу Аракса местами объединяются как глубоко метаморфизованные нижнедокембрийские образования, так и метаморфические аналоги группы Канаэстра. Такой вывод напрашивается, в частности, при изучении некоторых геологических профилей, составленных в юго-восточных районах штата Гояс (Campbell, Moutinho da Costa, 1965).

По ряду признаков описываемый комплекс стоит ближе к образованиям Парагвайско-Арагуайской складчатой системы, чем к комплексу Минас-Жераиса. От среднедокембрийского комплекса Минас-Жераиса (серии Риу-дас-Вельяс) он отличается отсутствием (?) вулканогенных накоплений. С комплексом Куяба-Токантинс его сближают господствующий терригенный состав отложений, низкая степень метаморфизма и отсутствие синорогенных гранитоидов.

Складчатые комплексы нижнего и среднего докембрия с ближе определенным возрастом широко распространены в Центрально-Бразильском щите на значительной территории штата Гояс, а также в южной части Восточно-Бразильского щита.

Первый район представляет собой крупное поднятие, расположенное между среднедокембрийскими складчатыми системами: Паратвайско-Арагуайской и Бразилиа. На севере поднятие перекрыто фанерозойским чехлом прогиба Мараньян, а на юге оно, резко расширяясь, погружается под осадочный покров прогиба Парана.

Изучение отдельных районов (Campbell, Moutinho da Costa, 1965; Barbosa и др., 1966; Almeida, 1967; Nilson, Motta, 1969; и др.) показывает, что в пределах поднятия развиты породы главным образом амфиболитовой фации метаморфизма: гнейсы, слюдистые сланцы, кварциты, амфиболиты, реже мраморы. Широко распространены мигматиты, ассоциирующие с анатектическими гранитами. Древнейшие наиболее метаморфизованные образования включаются в комплекс основания, наряду с которым выделяется еще группа Аракса. Последняя, сложенная менее метаморфизованными породами, возможно, частично является среднедокембрийской.

Ниже, на примере района г. Гояния, расположенного в южной, расширенной части поднятия, по данным А. Нильсона и Дж. Мотта (Nilson, Motta, 1969), приводится более детальная характеристика древних пород.

К комплексу основания в этом районе относятся гнейсовая ассоциация, ассоциация пироксенитов — основных (габбровых) гнейсов — и гранодиориты.

Гнейсовая ассоциация состоит из различных петрографических типов пород гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Здесь различаются пироксеновые гнейсы, состоящие из плагиоклаза (около 70%), гиперстена, клинопироксена (диопсида?); гиперстен-плагиоклазовые гнейсы, кварц-плагиоклаз-гиперстеновые гнейсы, биотитовые гнейсы, ассоциирующие с пироксен-плагиоклазовыми гнейсами; амфиболиты эпидотовые, гранат-плагиоклазовые и плагиоклазовые; гранат-роговообманково-плагиоклазовые, биотит-мусковит-роговообманково-плагиоклазовые гнейсы; лейкократовые гнейсы и лептиниты, объединяющие мусковит-кварц-полевошпатовые, гранат-полевошпатово-кварцевые, кварц-плагиоклазовые, мусковит-биотит-гранат-кварц-полевошпатовые, гранат-андалузитовые и другие породы; биотитовые сланцы; кварциты, содержащие гранат, кинанит, мусковит, полевой шпат; биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы.

Ассоциация пироксенитов — основных гнейсов, для которой также характерна гранулитовая фация метаморфизма, включает главным образом пироксениты, гиперстен-плагиоклазовые и роговообманково-плагиоклазовые гнейсы, в меньшем количестве метагаббро, амфиболиты, амфиболы, актинолитовые и магнезиальные сланцы.

В группу Аракса объединяются породы от эпидот-амфиболитовой фации до фации зеленых сланцев, представленные парагнейсами, ассоциирующими местами с мигматитами, амфиболитами, плагиоклазовыми амфиболитами, роговообманковыми гнейсами, кварцитами (чистыми, гранат-серицитовыми, гранат-биотитовыми, мусковитовыми), магнезиальными (тальковыми, тальк-тремолитовыми, хлоритовыми) и слюдистыми сланцами.

Распространение различных типов пород показывает, что наиболее глубоко метаморфизованные толщи, включающие гранулиты и чарнокиты, приурочены к центральной расширенной части поднятия. Они изучались не только в районе Гоянии, но и севернее, в бассейне р. Алмас

(Barbosa, 1959 a). Другие участки поднятия сложены в основном серией Аракса.

Складчатые структуры на поднятии при движении с севера на юг испытывают виргацию. С одной стороны, они отклоняются к юго-западу в соответствии с простиранием системы Парагвай — Арагуая, а с другой — к юго-востоку, следуя вдоль системы Бразилиа. Глубоко метаморфизованные образования находятся между виргирующими пучками складок и как бы обтекаются ими. Поэтому вполне обоснованным является выделение здесь древнего блока, переработанного последующими тектоническими процессами (Almeida, 1967; Beurlen, 1970). В тектонической схеме В. Е. Хаина (1971) этот элемент фигурирует как срединный массив Гояс. Структура блока Гояс в целом автономна по отношению к опоясывающим его системам складок. Структурные линии внутри него имеют различные невыдержанные направления простираний.

В осевой зоне поднятия, где смыкаются обтекающие блок складки, а также по окраинам самого блока развиты пояса серпентинизированных основных и ультраосновных пород, в которых насчитывается не менее 40 массивов (Almeida, 1967).

Нижне-, среднедокембрийские глубоко метаморфизованные образования занимают значительную площадь юга Восточно-Бразильского щита. Несмотря на широкую распространенность, они еще очень слабо изучены. Эти образования являются более древними по сравнению со слабо метаморфизованными отложениями верхнего докембрия, в частности, серий Лаваллея, Поронгос, Асунги и др. В большинстве случаев они слагают линейные горсты, отделенные разломами от верхнего докембрия. Но местами между ними устанавливаются угловые несогласия.

Кристаллическим толщам этих районов присущи отчетливые юго-западные — северо-восточные направления простираний. На севере, в штате Рио-де-Жанейро, вблизи поперечной зоны разломов, простирания меняются на субширотные и даже северо-западные. Широтные ориентировки структур отмечаются местами в Уругвае и штате Риу-Гранди-ду-Сул (Beurlen, 1970).

В штате Парана нижний — средний докембрий, по данным детальной геологической съемки (Lopes, 1966; Muratori, 1966; Cordani, Girardi, 1967; Fuck, 1967; Fuck e. a., 1967c; Marini, 1967; Salamuni, Bigarella, 1967b; Trein, 1967), представлен биотитовыми и биотит-роговообманковыми гнейсами, слюдястыми сланцами, кварцитами, амфиболитами и магнезиальными (талыковыми, талык-тремолитовыми и др.) сланцами. Степень метаморфизма отвечает амфиболитовой фации, хотя в небольших локальных зонах встречаются породы зеленосланцевой фации — продукт ретроградного метаморфизма (Cordani, Girardi, 1967). Считается (Fuck e. a., 1967c), что метаморфические толщи возникли из геосинклинального осадочного разреза, в котором преобладали пелитовые и известково-пелитовые отложения, включающие небольшое количество песчаников и известняков. Магнезиальные сланцы рассматриваются как измененные основные и ультраосновные породы (Fuck e. a., 1967c; Marini, 1967).

В Риу-Гранди-ду-Сул древний комплекс, объединяемый одними исследователями в формуцию или группу Камбаи (Goffi e. a., 1962; Jost, 1970; Jost, Pinto, 1970a, b), а другими — в формуцию Энкантадас (Picada, Tessari, 1970), сложен главным образом мигматитами, среди которых обычно различают гетерогенные и гомогенные разновидности. Гетерогенные мигматиты, в частности, представлены парапорадами, состоящими из мусковита, кварца, хлорита, олигоклаза (или микроклина), и ортопорадами, образованными в основном из плагиоклаза, пироксена и амфибола. Гомогенные мигматиты включают кварцевые габбро, кварцевые монцониты и лептиниты. Р. Пикада и Р. Тессари (Picada, Tessari, 1970) в формации Энкантадас описывают роговообман-

ково-биотитовые, биотит-кордиеритовые (?) гнейсы и амфиболсодержащие кварциты. Образования, сходные по составу и метаморфизму с описанными, распространены на территории Уругвая, где залегают ниже серии Лаваллея (Goffé *et al.*, 1962; Bossi, 1966).

Нижне-, среднедокембрийские толщи юга Восточно-Бразильского щита обычно сильно гранитизированы и магматизированы. Граниты и мипатиты вместе с метаморфическими толщами формируют кристаллический комплекс, резко отличающийся от верхнедокембрийских толщ. Однако не исключено, что в описываемый комплекс местами включаются и верхнедокембрийские отложения, имеющие иногда высокую степень метаморфизма. Это, например, было установлено Р. Тессари и М. Рибейро, показавшими, что формация Камбан в месте ее стратотипа принадлежит верхнедокембрийской группе Поронгос (Beurien, 1970). Поэтому для древнего комплекса ими было введено название «формация Энкантас».

### *Верхний докембрий*

В верхнем докембрии Бразильского щита выделяются несколько разновозрастных структурно-вещественных комплексов, среди которых имеются как геосинклинальные складчатые, так и платформенные нескладчатые. Последние на Бразильском щите, за исключением, возможно, платформы Гуапоре Ф. де Альмейды, начали формироваться только в конце докембрия.

К наиболее древним складчатым образованиям верхнего докембрия принадлежит комплекс, образованный сериями Минас и Итаколоми и их стратиграфическими аналогами. Состав и структура данного комплекса, его связь с магматизмом и закономерности латеральной изменчивости сравнительно хорошо изучены в «Железорудном четырехугольнике» штата Минас-Жераис на юге Сьерры-ду-Эспиньясу (см. рис. 4). Распространенный здесь разрез верхнего докембрия часто принимается за эталонный, поэтому приведем более детальную его характеристику.

Серия Минас, в которой сосредоточены большие запасы высококачественных железных руд — итабиритов, привлекает внимание геологов с давних пор. Свое название она получила уже в 1906 г. благодаря работам О. Дерби. К настоящему времени для «Железорудного четырехугольника» Минас-Жераис разработана детальная стратиграфическая схема (табл. 7), хотя отдельные ее части остаются еще дискуссионными. Одним из спорных моментов схемы является вопрос о положении группы Тамандуа. Одни исследователи (Simmons, Maxwell, 1961; Simmons, 1968 a, b; Maxwell, 1972) относят ее к серии Риу-дас-Вельяс или считают возможным обособлять в самостоятельную серию. Другие (Dogg, 1969) группой Тамандуа начинают разрез серии Минас. Высказывается также крайняя точка зрения, согласно которой группа Тамандуа является частью серии Итаколоми, залегающей несогласно на серии Минас (Maxwell, 1972, по Hirson, 1967). Характеристика этой группы нами дается в составе верхнедокембрийского комплекса вместе с серией Минас в соответствии с трактовкой Дж. Дорра.

Серия Минас с угловым несогласием залегает на среднедокембрийской серии Риу-дас-Вельяс. Величина азимутального несогласия между ними местами достигает 90°. Между этими сериями имеются существенные литологические различия. Большая часть разреза серии Минас характеризуется выдержанностью состава на значительных площадях и хорошей дифференцированностью осадочного материала. Многие маломощные литологические подразделения прослеживаются на десятки километров вдоль простирания. Вместе с тем мощность некоторых пачек существенно меняется, но это часто находит свое объяснение в характере деформации толщ.

Схема стратиграфии докембрия «Железорудного четырехугольника»  
штата Минас-Жераис (по: Dorr, 1969)

| Серия          | Группа    | Формация                                                              |
|----------------|-----------|-----------------------------------------------------------------------|
| Итаколомн      |           |                                                                       |
| Минас          | Пираскаба | Сабара<br>Баррейру<br>Кварциты Табонис<br>Феху-ду-Фунил<br>Керкадинью |
|                | Итабира   | Гандарела<br>Итабириты Кауе                                           |
|                | Караса    | Бататал<br>Моеда                                                      |
|                | Тамандуа  | Безымная формация<br>Кварциты Камботас                                |
| Риу-дас-Вельяс | Макини    |                                                                       |
|                | Нова-Лима |                                                                       |

Группа Тамандуа в нижней части представлена кварцитами Камботас, которые Г. Симмонсом и Ц. Максвеллом в стратотипе на востоке «Железорудного четырехугольника» были разделены на две единицы: нижнюю (92 м), состоящую из филлитовых сланцев, кварцевых филлитов, конгломератовых филлитов и кварцитов, и верхнюю (638 м), сложенную почти исключительно кварцитами с редкими тонкими прослоями филлитов. Ц. Максвеллом (Maxwell, 1972) для одного из восточных районов «Железорудного четырехугольника» дается следующий разрез кварцитов Камботас общей мощностью примерно 790 м:

1. Конгломераты и очень грубозернистые кварциты (около 40 м).
2. Тонкозернистые серицитовые кварциты (около 70 м).
3. Косослоистые грубо-, до тонкозернистых, кварциты и серицитовые кварциты (около 580 м).
4. Очень грубозернистые кварциты (около 100 м).

Выше кварцитов Камботас в группе Тамандуа местами залегает формация, состоящая из кварцевых карбонатсодержащих и железистых сланцев, железорудных образований и кварцитов. В месте стратотипа эта формация, имеющая мощность около 285 м, сложена (по Simmons, Maxwell, 1961; Simmons, 1968b):

1. Сланцами, кварцевыми сланцами и филлитами (210 м).
2. Железорудными образованиями и филлитами (40 м).
3. Сланцами и филлитами (35 м).

Железорудные образования ассоциируют местами с доломитовыми филлитами или доломитистыми итабиритами.

Группа Тамандуа встречается только в восточной половине «Железорудного четырехугольника», где без заметного углового несогласия, но, вероятно, с размывом подстилает группу Караса (Dorr, 1969). Характерно, что ни в одной из закартированных синклиналей, сложенных породами серии Минас, группа Тамандуа не появляется одновременно на обоих крыльях складок.

Это обстоятельство служит важным аргументом в пользу объединения данной группы с серией Риу-дас-Вельяс, поскольку в региональном плане они структурно довольно близки. Однако подобная картина мо-

жет быть объяснена наличием здесь большого количества разрывов, часть из которых является взбросами и надвигами. В этом случае появление группы Тамандау на востоке, возможно, обусловлено наращиванием снизу разреза серии Минас при удалении от блока Сан-Франсиску.

Группа Караса, повсеместно распространенная в «Железородном четырехугольнике», залегает, как правило, на отложениях группы Нова-Лима, принадлежащей серии Риу-дас-Вельяс. Нижним подразделением группы является формация Моеда, для которой характерны две замещающие друг друга латеральные фации: фация грубозернистых кварцитов большой (до 500 м) мощности и маломощная (менее 100 м) тонкозернистая фация (Dorr, 1969). Последняя в ряде мест трудно отделима от вышележащей формации Бататал.

Грубозернистая фация сложена кварцитами, гритами (крупнозернистыми песчаниками, состоящими из угловатых зерен), конгломератами и серицитовыми филлитами. Наиболее распространенными породами являются кварциты и гриты. Кварциты обычно содержат переменное количество серицита или мусковита. Конгломераты образуют линзы мощностью от нескольких сантиметров до возможно 30 м. Состоят они в основном из хорошо окатанных галек кварца и кварцитов, а в базальных слоях, кроме того, встречаются угловатые и уплощенные обломки филлитов группы Нова-Лима, реже амфиболитов.

Тонкозернистая фация по общему химическому составу аналогична грубозернистой, хотя они резко различаются по литологии.

На формации Моеда залегает формация Бататал, меняющаяся в мощности от нескольких метров до 200 м и более. Она сложена серицитовыми филлитами, содержащими местами значительное количество кварца, иногда хлорита, графита и углистого материала.

Группа Итабирита, сложенная преимущественно хемогенными отложениями, разделяется местами на две формации: итабириты Кауе, представляющую собой метаморфизованную окисную фацию железородной формации, и формацию Гандарела, сложенную в основном карбонатными породами различных типов. Эта группа содержит огромные запасы высокосортных железных руд. Она же является источником марганцевых руд, золота, бокситов и других полезных ископаемых.

Итабириты Кауе очень изменчивы по мощности. Там, где формация не испытывает существенных деформаций, мощность ее колеблется от 300 до 500 м. В других местах она варьирует от нескольких метров до 1000 м. Первоначальная стратиграфическая мощность Дж. Дорром (Dorr, 1969) предполагается в пределах 200—400 м.

Формация представлена итабиритами, доломитовыми и амфиболовыми итабиритами с мелкими линзами филлитов и мраморов. Итабириты имеют вид слоистых железных руд, в которых существенно кварцевые прослои чередуются с прослоями, обогащенными гематитом, магнетитом или мартитом. Считается, что кварц в типичных итабиритах является продуктом перекристаллизации кремнистых пород или яшм (Guild, 1953; Dorr, 1969). Доломитовые итабириты распространены в основном в верхней прети формации. Доломит замещает обычно кварц, реже — минералы железа, а местами встречается в виде отдельных тонких прослоев. В этих породах иногда отмечается тальк (Guild, 1953). Амфиболовые итабириты, содержащие куммингтонит, тремолит или актинолит, встречаются обычно на контакте доломитовых итабиритов с гранитами. В описываемой формации известны также итабириты, обогащенные марганцем.

Формация Гандарела связана постепенными переходами с итабиритами Кауе. Она сложена в основном доломитовыми и кальцитовыми породами, но иногда существенное место в разрезе формации занимают доломитовые филлиты, доломитовые итабириты и филлиты. В формации Гандарела отмечается повышенное содержание марганца.

В единичных случаях указывается на наличие зеленых сланцев, возможно, вулканического происхождения. Мощность формации колеблется от нескольких десятков до 900 м.

На северо-востоке «Железородного четырехугольника», в верхнем течении р. Пирасикаба распространены амфиболиты Сигио-Ларго мощностью около 400 м, занимающие то же стратиграфическое положение, что и формация Гандарела (Reeves, 1966). Они состоят в основном из амфиболитов, но содержат также небольшое количество кварцитов и кварцево-слюдистых сланцев. Амфиболиты представляют собой полосчатые породы, сложенные роговой обманкой (74—80%), плагиоклазом (10—15%) и кварцем (5—10%). В них прослои (1—3 мм толщиной), состоящие из роговой обманки, чередуются с более тонкими прослоями, образованными главным образом кварцем и плагиоклазом. Предполагается, что исходными для амфиболитов Сигио-Ларго были карбонатные сланцы.

Группа Пирасикаба залегает с разрывом (по крайней мере, в западной части «Железородного четырехугольника») на группе Итабира. Она состоит в основном из обломочных осадочных пород, занимающих ряд от мелкогалечных конгломератов через кварциты до графитистых филлитов. Как исключение, встречаются пласты доломитов и небольшие линзы железородных образований. Максимальная известная мощность группы составляет около 4800 м.

Группа Пирасикаба начинается формацией Керкадинью, образованной переслаивающимися между собой железистыми и нежелезистыми кварцитами, конгломератами, гритами, железистыми филлитами, «серебристыми филлитами», доломитовыми филлитами, филлитами и доломитами. В основании формации залегают обычно кварциты, но местами присутствуют gritы, конгломераты или филлиты. В конгломератах содержатся гальки итабиритов, кремнистых пород, кварца и кварцитов. Кварциты часто косослоистые, местами с волноприбойными знаками на поверхностях напластования. Мощность формации Керкадинью оценивается в среднем в 200—400 м, хотя в различных районах, по данным детальной геологической съемки, она колеблется от 80 до 900 м.

Формация Феху-ду-Фунил, залегающая согласно на формации Керкадинью, сложена доломитовыми филлитами, филлитами, алевролитами и нечистыми доломитами общей мощностью 200—400 м. Они перекрываются кварцитами Табоис (2—120 м) — равномернозернистыми массивными тонкозернистыми породами, которые сменяются выше по разрезу формацией Баррейру (15—124 м), сложенной в основном филлитами и графитистыми филлитами.

Формация Сабара, по данным Дж. Дорра (Dogg, 1969), местами с незначительным, а иногда с резким разрывом, но структурно согласно залегает на более древних формациях «Железородного четырехугольника». Максимальная мощность ее составляет 3000—3500 м. В данной формации распространены граувакки, хлоритовые сланцы, филлиты, тиллоиды, песчаные сланцы, иногда кварциты, небольшие линзы железородных образований и кремнистых пород. Некоторые породы имеют туфогенный характер, местами отмечаются вулканические агломераты. В формации описывается несколько типов конгломератов. В основании формации местами распространены маломощные (несколько сантиметров) слои, состоящие из мелких угловатых обломков филлитов, заключенных в основной массе филлитов. В других местах базальные конгломераты достигают мощности нескольких метров и образованы гальками и валунами доломитов. Выше по разрезу в некоторых районах встречаются конгломераты с рассеянными хорошо окатанными кварцевыми гальками в основной массе филлитов и кварцевых филлитов; конгломераты с рассеянными гальками и валунами гранитов, кварца и

кварцитов и цементирующей массой граувакк или филлитов. Тиллонды представлены редкими крупными (до 1 м) гранитными валунами в хлоритовых сланцах или филлитах.

Описанная формация, таким образом, довольно резко отличается от более древних отложений серии Минас и превосходит их по мощности. Общая мощность серии составляет примерно 6000—7000 м. Резкие колебания мощностей отдельных формаций, литологически выдержанных на больших площадях, многими исследователями объясняются тектоническими деформациями толщ. Наибольшие мощности обычно отмечаются в осевых зонах складок, а на крыльях они сокращаются иногда в 10—100 раз. Такие вариации наблюдаются не только в относительно пластичных породах (железородных образованиях и аргиллитах), но и в более массивных кварцитах.

На востоке «Железородного четырехугольника» на отложениях серии Минас с угловым несогласием залегает серия Итаколоми, сохранившаяся в ядрах некоторых синклиналей. Как указывает Дж. Дорр (Dorr, 1969), серия представлена в двух фациях: кварцевой, типичной для данной серии, и филлитовой, известной как фация Санту-Антониу. Х. Максвеллом (Maxwell, 1972) филлитовая фация выделяется в ранг формации и помещается в основание Итаколоми.

Кварцевая фация (до 2000 м) в районе стратотипа представлена в основном кварцитами и гритами с изменчивым содержанием серицита. В подчиненном количестве присутствуют конгломератовые кварциты и конгломераты. Филлиты образуют лишь тонкие (до нескольких десятков сантиметров) линзы. Основная масса пород сложена грубыми зернами кварца, распределенными среди тонкозернистого кварца, серицита и мусковита. Присутствует также обломочный, а местами и метасоматический полевой шпат. Локально отмечаются гранат и кинит. Кварциты обычно косослоистые, иногда с волноприбойными знаками. Конгломераты, занимающие в районе стратотипа около 20% разреза, образованы окатанными гальками и валунами жильного кварца, кварцитов, итабиритов, реже филлитов и в единичных случаях — гранитов.

Фация Санту-Антониу (около 1000 м) отличается от типичной серии Итаколоми гораздо большим содержанием первичного глинистого материала. Она имеет молассовый характер и состоит из филлитовых кварцитов, окатанных и неокатанных конгломератов, филлитов, хлорит-серицит-кварцевых сланцев, железистых и нежелезистых кварцитов. Размер зерен кварца в кварцитах колеблется в широких пределах: от сотых долей до нескольких миллиметров, кварциты часто косослоистые. В них обычно присутствует гематит, значительно реже магнетит, которые имеют в основном кластическое происхождение в отличие от хемогенного в серии Минас. При большой концентрации этих минералов образуются железистые кварциты.

Отложения серий Минас и Итаколоми регионально метаморфизованы в зеленосланцевой фации, практически одинаково с подстилающей их серией Риу-дас-Вельяс. У серии Минас степень метаморфизма возрастает с приближением к послеминасским гранитам и достигает амфибол-альмандиновой фации. Местами при этом появляются гранито-гнейсы.

В послеминасское время были сформированы опромные массы гранитоидов. Имеются также сведения о гипербазитах и габброндах, развитых среди отложений серии Минас. Основная масса гипербазитов, как указывалось ранее, заключена в среднедокембрийском комплексе. Но, по данным Дж. Дорра (Dorr, 1969), в единичных местах, в частности на северо-востоке «Железородного четырехугольника», в районе г. Итабира развиты тальковые и тальк-хлоритовые сланцы. Они рассматриваются как измененные гипербазиты, залегающие в виде даек и силлов и внедренные после формирования железных руд, но до окончания последнего метаморфизма.

Гранитоиды меняются от нормальных гранитов до гранодиоритов. Большинство из них полосчатые и образуют ряд от нормальных гранитов до гранито-гнейсов. Последние представлены как орто-, так и парагнейсами. Часть постминасских гранитов, как считают некоторые исследователи (Herz e. a., 1961; Dorr, 1969), формировалась по периферии более древних плутонов в результате их ремобилизации.

Наряду с синтектоническими в «Железорудном четырехугольнике» имеются плутоны посттектонических гранитов. К ним относятся, например, такие, как «граниты Боррахудос» (Dorr, 1969). Они образованы грубозернистыми массивными порфироидными слабо сланцеватыми породами, но с четкой линейной текстурой, обусловленной расположением листочков и агрегатов биотита.

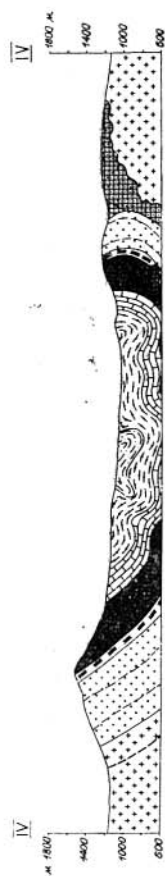
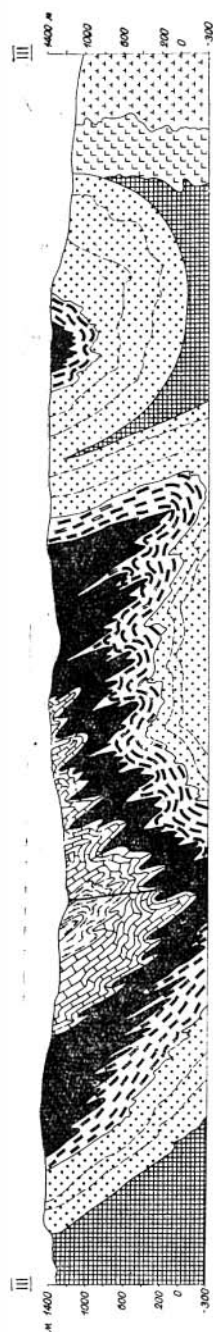
Представления о возрасте гранитов и соотношении их с серией Минас в последнее время были пересмотрены. Раньше считали, что граниты с возрастом около 1350 млн. лет не затрагивают породы серии Минас, и поэтому их относили к доминасским (Herz e. a., 1961). Соответственно и возраст остаточной серии определялся как заведомо позднедокембрийский. Впоследствии было доказано термальное воздействие таких гранитов на отложения серии Минас, что привело к представлению о более древнем возрасте этой серии. Отношение гранитов к серии Итаколомни не ясно, хотя большинство исследователей рассматривают граниты «Железорудного четырехугольника» как донтаколомийские. Д. Гимарайнш (Guimarães, 1965) упоминает только послетаколомийские пегматиты, имеющие возраст 700—800 млн. лет. Н. Герц (Herz, 1970), посвятивший специальную работу гнейсам и интрузивным образованиям данного района, указывает, что кроме 1350 млн. лет гранитный магматизм мог проявляться здесь на рубеже около 1000 млн. лет. Последний, возможно, является поститаколомийским.

Пока еще недостаточно данных, чтобы судить о полном возрастном объеме серий Минас и Итаколомни. Нижняя граница серии Минас, по мнению одних исследователей, находится на уровне  $1900 \pm 100$  млн. лет (Choubert, 1965), а другими она значительно удревняется и опускается даже до рубежа 2700—2800 млн. лет (Dorr, 1969; Gorlt, 1972). Поэтому комплекс, образованный сериями Минас и Итаколомни, мы условно относим к верхнему докембрию, хотя частично он может быть и более древним.

«Железорудный четырехугольник» по образному сравнению Дж. Дорра является островом метаморфических пород в море гранитов. Верхнедокембрийский комплекс образует здесь сравнительно узкие (в среднем 5—10 км) протяженные (40—50 км) синклинали, разделенные широкими (20—30 км) поднятиями, сложенными среднедокембрийскими толщами. К поднятиям, имеющим иногда угловатую или овальную в плане форму, приурочена основная масса гранитов. Это придает общей структуре района некоторые черты гранито-гнейсовой купольной тектоники. В большей части «Железорудного четырехугольника» граниты проникают только в нижние горизонты серии Минас, в результате чего создается впечатление, что кварциты этой серии играют роль экрана для фронта гранитизации.

Складки, как видно из рис. 4, ориентированы в основном в меридиональном, северо-восточном и широтном направлении. На юге района развиты субширотные и субмеридиональные складки, а далее к северу преобладают северо-восточные. Многие складки, особенно меридионального и северо-восточного простирания, опрокинуты к западу и осложнены взбросами и надвигами (рис. 7). Некоторые участки на востоке рассматриваемого района приобретают в этом случае чешуйчатую структуру (см. рис. 4, 8).

Верхнедокембрийский комплекс из «Железорудного четырехугольника», меняя свое простирание с северо-восточного на меридиональное и даже северо-западное, распространяется далеко к северу, где слагает большие площади в пределах гор Сьерра-ду-Эспиньясу (Barbosa, 1954). Для южной части Эспиньясу, примыкающей к «Железорудному четырехугольнику», Р. Пфлуг разработал схему строения геосинклинали, развивавшейся к востоку от кратона Сан-Франсиску (Pflug, 1965). Позднее (Pflug, 1967; Pflug e. a., 1969) эта схема была распространена на об-



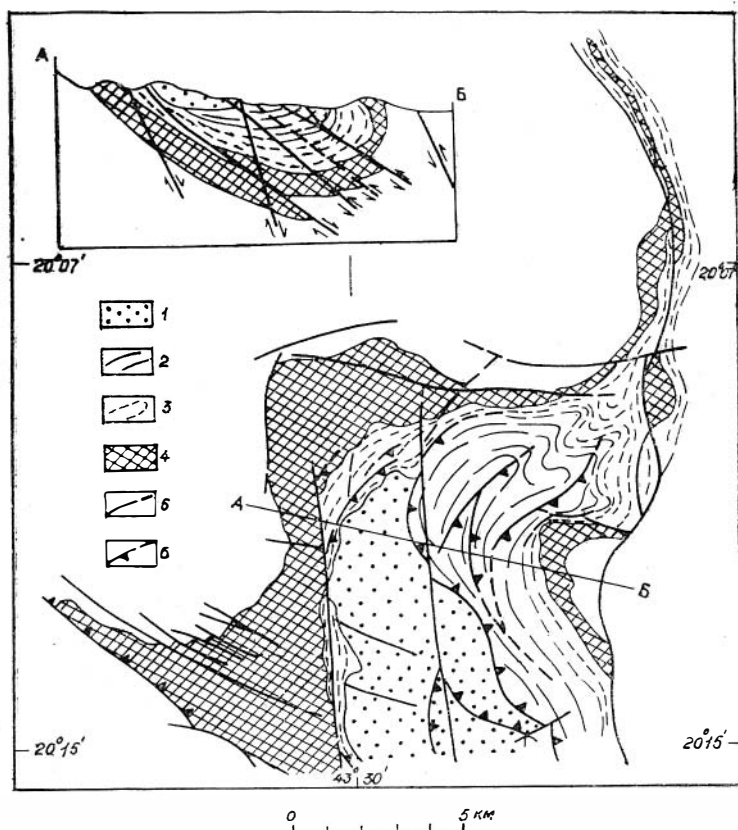


Рис. 8. Геологическая карта и разрез синклинали Санта-Рита в восточной части «Железородного четырехугольника» (по: Maxwell, 1972).

1 — серия Итаколом (фашия Санту-Антонну); 2 — формация Сабара, 3 — нижняя часть группы Пирасикаба нерасчлененная; 4 — группа Итабира; 5 — разломы; 6 — взбросы и надвиги.

ласть, простирающуюся более чем на 1200 км на север из Минас-Жеранса в штат Баия (рис. 9). Согласно названным авторам серия Минас в указанной области представлена в трех фашиях, сменяющих друг друга с запада на восток: в фашиях Диамантина, Итабира и Гуаньяс. Первая характеризует миогеосинклинальную обстановку, фашия Гуаньяс — эвгеосинклинальную. Фашия Итабира занимает промежуточное положение между мио- и эвгеосинклиналью. В последнее время в области распространения этих фаший, главным образом в южной половине Эспиньясу, проводились систематические исследования, развивающие и углубляющие некоторые положения, высказанные Р. Пфлугом (Renger, 1970; Kehrer, 1972; Schöll, 1972; Gorlt, 1972).

Отложения фашии Диамантина детально изучены Р. Пфлугом в районе г. Диамантина (Pflug, 1967). Для этой фашии, занимающей краевое положение в геосинклинали Минас, выделяются следующие литостратиграфические формации:

Рис. 7. Примеры геологических разрезов синклинали Моеда в западной части «Железородного четырехугольника». (I-I и III-III — по: Romoene, 1964; II-II и IV-IV — по Wallace, 1965).

1 — серия Итаколом; 2 — формация Сабара; 3 — кварциты Табонис; 4 — формация Феху-ду-Фунил; 5 — формация Керкадинью; 6 — формация Гандарела; 7 — итабириты Кауе; 8 — формация Бататал; 9 — формация Моеда; 10 — серия Рну-дас-Вельяс (а — метаморфизованная в зеленосланцевой фашии, б — метаморфизованная в амфиболитовой фашии); 11 — дайки диабазов; 12 — граниты; 13 — габброиды; 14 — гипербазиты; 15 — разломы; 16 — структурные линии.

Кварциты Сан-Жуан-да-Чапада (100—200 м), залегающие с угловым несогласием на доминасской серии и представленные кварцитами и серицитовыми кварцитами, местами с конгломератами в основании.

Слои Сопа-Брумадинью (100—250 м) — переслаивание кварцитов, филлитов, гематитовых филлитов и железистых кварцитов с многочисленными линзами алмазонасных конгломератов.

Кварциты Гальё-ду-Мигель (2000—3000 м) — кварциты с редкими прослоями филлитов небольшой мощности.

Филлиты Санта-Рита (около 250 м) — филлиты и серицитовые кварциты.

Кварциты Коррегу-дас-Боржес (0—250 м) — кварциты с внутриформационной брекчий.

Филлиты Коррегу-да-Бандейра (около 200 м) — филлиты с прослоями серицитовых кварцитов и кварцитов.

Кварциты Коррегу-Перейра (700—1000 м) — кварциты.

Филлиты Риу-Парду-Гранди (1000 м) — филлиты, местами обогащенные марганцем, с подчиненным количеством кварцитов и доломитов. В основании предполагается слабое угловое несогласие.

Общая мощность серии Минас в районе г. Дамантина превышает 5000 м. В отличие от «Железорудного четырехугольника» здесь резко преобладают кварциты и отсутствуют итабириты. Слои Сопа-Брумадинью Р. Пфлугом сопоставляются с уровнем локализации итабиритов в серии Минас, несмотря на то, что в конгломератах этого подразделения встречаются многочисленные гальки итабиритов (Beurlen, 1970; Renger, 1970). Распространять стратиграфические подразделения, выделенные в окрестностях Дамантины, на другие территории в настоящее время еще нет возможности. Для районов, расположенных юго-восточнее г. Дамантина, общая мощность рассматриваемых отложений оценивается примерно в 2000 м (Gorlt, 1972).

Зона развития фации Дамантина по структуре существенно отличается от «Железорудного четырехугольника», который, по Р. Пфлугу, принадлежит уже фации Итабира.

Фация Дамантина занимает полосу шириной 40—300 км. Расширенная ее часть характеризуется сравнительно простыми открытыми складками. К югу эта полоса сужается, появляются выступы, сложенные доминаскими породами. Южнее, при приближении к «Железорудному четырехугольнику», структура становится чешуйчатой с отчетливо выраженным опрокидыванием к западу.

Для фации Дамантина характерно почти полное отсутствие гранитоидов, что связано, возможно, с ее тектоническим положением и в какой-то степени с составом толщ.

В зоне развития фации Итабира шириной 10—60 км преобладают филлиты и серицитовые кварциты, вместе с которыми встречаются кварциты, железистые кварциты, итабириты, конгломераты, гематитовые филлиты, мусковитовые, серицит-хлоритовые, ставролит-гранат-биотитовые сланцы и гнейсы (Pflug, 1965; Renger, 1970; Gorlt, 1972).

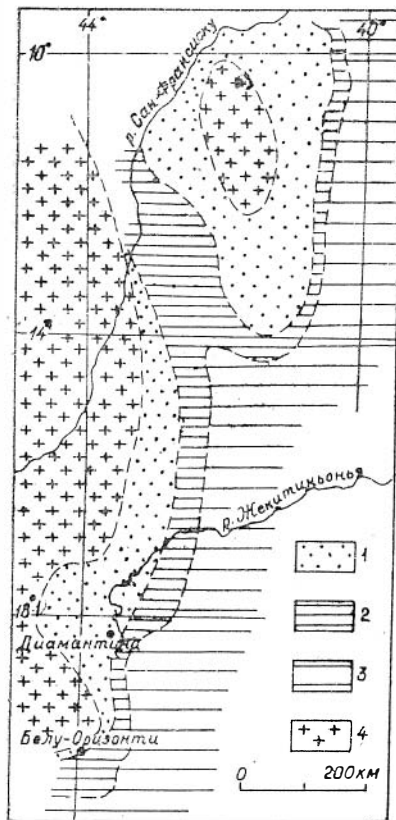


Рис. 9. Схема распространения фациальных зон в геосинклинали Минас (по: Pilug e. a., 1969).

1 — внешняя зона многоэпиклинали; 2 — внутренняя; 3 — эвгеосинклинальная зона; 4 — кратон.

Фация Итабира на востоке сменяется фацией Гуаньяс, распространенной в зоне шириной более 100 км. В ней преобладают ленточные гнейсы с редкими включениями кварцитов, слюдяных кварцитов, слюдяных сланцев и небольших линз итабиритов (Pflug, 1965).

В области перехода от мио-к эвгеосинклинали, где концентрируются залежи итабиритов, появляются интрузивные тела кислого, основного и ультраосновного состава. В эвгеосинклинальной зоне широко проявлены процессы гранитизации (Gorlt, 1972).

Переходы между различными фациями часто оказываются тектонически переработанными, нарушенными большим количеством разломов. Структурный план эвгеосинклинальной, а местами и переходной зон бывает резко отличным от структурного плана миевгеосинклинали. Если в зоне Дамантина преобладают меридиональные складки, то южнее и восточнее направления простирания тектонических элементов колеблются от широтных до северо-восточных (рис. 10). Такие соотношения невозможно объяснить без крупных разломов и тектонического сближения выделенных Р. Пфлугом фаций. А в этом случае трудно говорить об их синхронности. Разновременными их считает Дж. Дорр (Dorr, 1969), обосновывающий возможность сопоставления фации Дамантина с нижней частью серии Минас (с группами Тамандуа и Караса), фации Итабира — со средней частью, а фации Гуаньяс — с верхней частью серии, т. е. с формацией Сабара, имеющей эвгеосинклинальные черты строения. Таким образом, в «Железорудном четырехугольнике», находящемся, по Р. Пфлугу, в зоне фации Итабира, по мнению Дж. Дорра, имеются все три «фации», сменяющие друг друга по вертикали. При такой корреляции нет необходимости в глубоко метаморфизованных образованиях востока Бразилии искать временные аналоги серии Минас или еще более молодых отложений. Возможно, что блоки эвгеосинклинальной зоны Р. Пфлуга, сложенные толщами интенсивного метаморфизма и разделенные участками менее измененных пород, являются доминанскими.

Широкое площадное развитие кварцитов в южной части Эспиньясу (фация Дамантина), где преобладают простые формы дислокаций и отсутствует сколько-нибудь заметный гранитный магматизм, независимо от того, сопоставляются эти кварциты целиком с серией Минас или только с ее низами, свидетельствует о наличии здесь жесткого основания. На западе кварциты перекрыты позднедокембрийским слабо дислоцированным чехлом. Их аналоги, по-видимому, распространяются до западной ок-

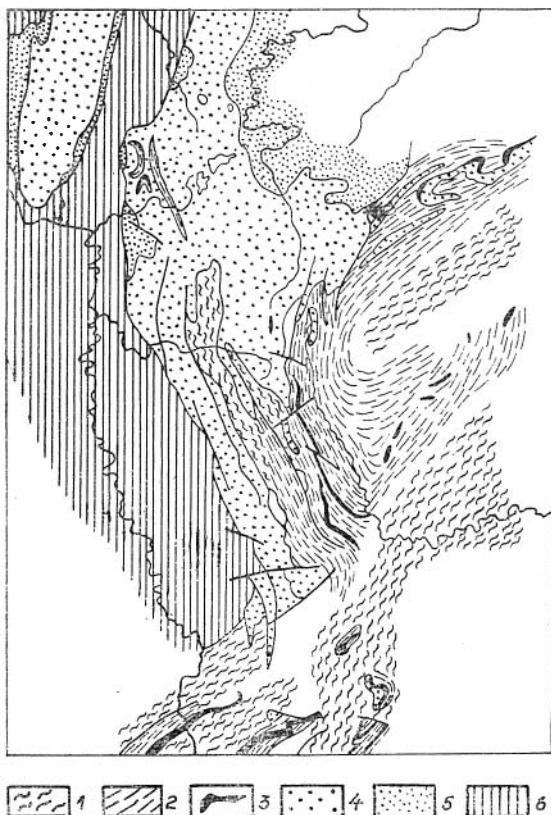


Рис. 10. Схема геологического строения южной части Сьерры-ду-Эспиньясу (по: Beurlen, 1970).

1 — нижний докембрий (доминанский); 2 — филлиты и гнейсы серии Минас; 3 — итабириты; 4 — кварциты Эспиньясу; 5 — кварциты Лаврас; 6 — известняки Бамбуи.

раины прогиба Сан-Франсиску, где залегают на среднедокембрийском комплексе (на группе Канастра), образующем складчатую зону Бразилиа.

Севернее района г. Дьямантина структурные элементы серии Минас испытывают виргацию на две ветви: меридиональную и северо-восточную,—местами также перекрывающиеся сравнительно полого лежащим позднедокембрийским комплексом. Далее на севере между этими ветвями выступает меридиональное поднятие, ядро которого сложено доминасским комплексом. Продолжение рассматриваемой складчатой зоны находится в штате Баия между прогибами Сан-Франсиску и Салитри. Здесь она заметно сужается и имеет четкое север-северо-западное простирание. Геология этих районов изучена в целом значительно слабее, чем на юге Эспиньясу.

По данным Р. Джонсона (Jonson, 1962b), между г. Макаукас и районом Бокира верхний докембрий имеет следующее строение. На границе с гнейсами Парамирин протягивается полоса с преимущественно крутыми наклонами слоев к востоку. В нижней части разреза здесь содержатся кварциты, среди которых встречаются дациты мощностью до 250 м. Выше развиты кварц-биотит-гранатовые сланцы с хлоритом на плоскостях сланцеватости, кварциты, итабириты, известково-силикатные породы и мраморы. Общая мощность разреза превышает 1500 м. Имеются указания, что охарактеризованные отложения залегают несогласно на гнейсах Парамирин (Beurlen, 1970).

Западнее указанной полосы, отделяясь от нее продольным разломом, развит мощный (около 11 000 м) разрез с крутыми западными наклонами слоев. Здесь с востока на запад устанавливается последовательность выходов различных пород, отражающая, по предположению Р. Джонсона, нормальный стратиграфический ряд без каких-либо признаков повторения:

1. Белые крепкие стекловатые кварциты, неяснослоистые, местами с признаками косои слоистости.
2. Серые хорошо слоистые кварциты с сахаровидной текстурой, обычно косо-слоистые.
3. Кварц-мусковитовые сланцы, переслаивающиеся с кварцитами.
4. Кварциты.
5. Тонкослоистые кварциты с прослоями кварцево-слюдястых сланцев.
6. Крепкие стекловатые кварциты.
7. Серые кварциты с сахаровидной текстурой.

Материалы Р. Джонсона не исключают возможности частичной сдвоенности мощнейшего кварцитового разреза. Например, подразделения 6 и 7, судя по составу, возможно, повторяются в подразделениях 1 и 2. При таком повторении между подразделениями 5 и 6 должен быть продольный разлом. Его существованием, по-видимому, обусловлено изменение ширины выхода пород 6 от 1300 до 250—300 м, а также аномальные наклоны слоев к востоку, наблюдающиеся в зоне предполагаемого разлома. Так что общая мощность разреза может быть меньше приведенной Р. Джонсоном.

Из магматических образований в описанном комплексе, кроме эффузивов, отмечаются амфиболиты в виде силлоподобных залежей, а также небольшие штоки и дайки порфиоров.

В вопросе стратиграфического объема сланцево-кварцитового комплекса среди геологов нет единства. Нижняя часть приведенного разреза некоторыми исследователями сопоставляется с серией Минас, а верхняя, более мощная, выделяется в серию Макаукас. Р. Джонсон в описанном разрезе предполагает аналоги нескольких серий, включая серии Жакобина, Парагуасу и группу Лаврас. К. Беурлен (Beurlen, 1970) считает более обоснованной корреляцию всего сланцево-кварцитового разреза района Макаукас только с серией Минас.

В отличие от южных районов Эспиньясу, структуры верхнего докембрия на севере уже не имеют такой четкой западной vergentности,

сопровождающейся большим количеством взбросов и надвигов. Здесь, как уже отмечалось, преобладают западные наклоны слоев, что позволяет говорить о восточной вергентности, если таковая существует. Характерно также, что в северной части зоны в верхнедокембрийском комплексе, хотя и в небольшом количестве, содержатся кислые эффузивы — чрезвычайно редкие образования для данного времени на Бразильском щите. Однако следует отметить, что кислые эффузивы упоминаются в серии Минас в штате Минас-Жерайс (Kehrer, 1972). Они же известны среди сланцев, выходящих на южной окраине прогиба Салитри и сопоставляемых с серией Минас (Beurlen, 1970).

Комплекс, отождествляемый с серией Минас, развит также восточнее прогиба Салитри, где он слагает горную цепь Жакобина, протягивающуюся почти на 200 км в меридиональном направлении при средней ширине 6—8 км. Этот комплекс зажат среди гнейсов и сланцев нижнего докембрия. Здесь он представлен серией Жакобина, разделенной на формации (Сох, 1967):

Бананейра (более 1000 м) — массивные грубозернистые пелитовые сланцы с порфиробластами граната, андалузита и силлиманита и с прослоями кварц-мусковитовых сланцев и слюдястых кварцитов.

Сьерра-ду-Коррежу (1800—2000 м) — переслаивающиеся между собой кварциты и золотоносные конгломераты. Прослои конгломератов (до 1 м) разделены более мощными слоями кварцитов, в которых наблюдаются знаки ряби и косая слоистость. В нижней части формации содержатся прослои кварц-мусковитовых сланцев. Местами эта формация залегает непосредственно на раннедокембрийских гнейсах и гранитах (Gross, 1968).

Риу-ду-Ору (2000—2300 м) — хорошо слоистые, местами со знаками ряби и косой слоистостью кварциты; в верхней части 20-метровый горизонт пелитовых сланцев.

Крус-да-З-Алмас (более 2100 м) — пелитовые сланцы с порфиробластами андалузита и граната; в подчиненном количестве присутствуют слюдястые кварциты, редко конгломераты.

Серия Жакобина вмещает по всему разрезу метаморфизованные гипербазиты, образующие меридиональные силлоподобные тела и дайки мощностью до 100—300 м при длине до 30 км. Состоят они в основном из тремолита, антофиллита, талька и хлорита. Этим данная серия отличается от серии Минас, которая в районе «Железорудного четырехугольника» практически не содержит гипербазитов, но доминанские толщи включают их в большом количестве.

Рассмотренный комплекс в южной части гор Жакобина с западной стороны ограничен взбросом, вдоль которого протягивается непрерывный пояс кварц-кварцитовых пород. На востоке развиты нормальные сбросы. На севере горной цепи полоса, сложенная серией Жакобина, несколько расширяется. Здесь структура трактуется как синклиниорий (Jordan, 1972). На его западном крыле умеренно метаморфизованные толщи залегают несогласно на гнейсовом фундаменте, а на восточном, в силу более глубокого метаморфизма и гранитизации, трудно отделимы от древнего кристаллического комплекса. К. Беурлен (Beurlen, 1970) и Х. Йордан (Jordan, 1972) считают, что стратиграфические аналоги рассмотренных отложений, сильнее метаморфизованные, развиты и к востоку от гор Жакобина, что полностью соответствует представлениям, развиваемым немецкими геологами, изучающими Бразилию (Pflug, 1965, 1967; Pflug e. a., 1969; Renger, 1970; Gorlt, 1972; Kehrer, 1972; Schöll, 1972). Более того, Х. Йордан обосновывает корреляцию серий Жакобина и Лаврас; последняя залегает в основании разреза прогиба Салитри и рассматривается другими исследователями в качестве заведомо более молодого стратиграфического подразделения.

В штатах Парана, Риу-Гранди-ду-Норти и Сеара верхний докембрий широко распространен между блоками Алагоас-Пернамбуку на юго-востоке и Санта-Китерия на северо-западе (Kegel, 1965a; Beurlen, 1970; Ebert, 1970). Эти районы сложены в разной степени метаморфизованными толщами, объединяемыми в серию Сеара.

По Х. Эберту (Ebert, 1957; Beurlen, 1970), проводившему на северо-востоке Бразилии систематические исследования, серия Сеара начинается формацией Эквадор, сложенной кварцитами, часто с большим содержанием мусковита и полевого шпата. Выше залегает формация Парельяс, представленная метаморфизованными граувакками и аркозами с прослоями филлитов, а в верхней части формации, кроме того, с прослоями известняков и доломитов. Верхним подразделением серии, отделенным от более древних несогласием, является формация Сериду, состоящая из мощных однообразных слюдяных сланцев, часто сильно гранитизированных. Ж. Эдилтон (Edilton, 1964) в Риу-Гранди-ду-Норти в этой формации описывает биотит-серицитовые, биотит-гранатовые, биотит-гранат-ставролитовые, биотит-гранат-силлиманитовые и биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовые сланцы.

А. Мюньер (Meunier, 1964) приводит другой разрез серии Сеара. В основании ее он выделяет комплекс Кайко (около 2000 м), состоящий из метаморфизованных аркозов, биотитовых сланцев, параамфиболитов и кварцитов с подчиненными линзами известняков. Выше помещаются кварциты Эквадор, над которыми залегают сланцы Сериду.

В последнее время Х. Эберт (Ebert, 1970) при изучении области развития сравнительно простых складчатых форм в штатах Параиба и Риу-Гранди-ду-Норти уточнил свою прежнюю стратиграфическую схему. Отложения, залегающие ниже формации Сериду, он, как и А. Мюньер, выделил в комплекс Кайко и расчленил на ряд формаций. Изменился объем формации Парельяс, которую Х. Эберт разделил на три единицы. Название «формация Парельяс» сохранилось за нижним подразделением, сложенным метаморфизованными граувакками, конгломератами и аркозами. Х. Эберт сделал также вывод о быстрой фашиальной изменчивости отложений вкост простирания складок и о выдержанности состава на протяжении сотен километров в направлении линий простирания. Им, например, устанавливается латеральное замещение хорошо сортированных отложений формации Эквадор несортированными образованиями формации Парельяс, в новом понимании.

Степень метаморфизма пород серии Сеара меняется от зеленосланцевой до амфиболитовой фации с более широким распространением последней. Они нередко преобразуются в различные мигматиты и пнейсы. С серией ассоциируют синтектонические гранодиориты, тоналиты, адаметеллиты и порфириовидные граниты, а также посттектонические интрузивы биотитовых гранитов, розовых альбитовых гранитов и сиенитов (Almeida, 1967). Местами отмечается большое количество пегматитов. В штатах Параиба и Риу-Гранди-ду-Норти в пегматитовом поясе «Борборема» Х. Эберт обнаружил, что процессы гранитизации особенно широко проявлены в районах с большой мощностью несортированных отложений комплекса Кайко и, кроме того, с крутым залеганием слоев.

Абсолютный возраст рассмотренных образований штатов Сеара, Риу-Гранди-ду-Норти и Параиба, как и во многих районах востока Бразилии, составляет около 500—600 млн. лет. То, что эти цифры явно омоложены, хорошо показано группой исследователей, сопоставивших радиометрические данные по западной части Африки и востоку Южной Америки (Hurley *et al.*, 1967). Ими установлено, что на северо-востоке Бразилии существуют, по данным радиогеохронологии, возрастные провинции, характеризующиеся цифрами около 2000 и 550 млн. лет. На границе этих провинций К—Аг метод дает разброс от 410 до 640 млн. лет, тогда как при Rb—Sr анализе тех же валовых проб получаются значения около 2000 млн. лет. И только при удалении от древней провинции происходит выравнивание Rb—Sr и К—Аг датировок до 500—600 млн. лет, более древние «реликтовые» цифры представляют уже исключение. Поэтому непосредственные данные для суждения о воз-

расте рассматриваемого структурно-вещественного комплекса практически отсутствуют. Этот комплекс залегает на группе Сан-Висенти и параллелизуется либо с серией Минас (Оливейра, 1959; Quimaraes, 1966b), либо с постминасскими отложениями (Ebert, 1957, 1970). Х. Эбертом делается попытка поформационной корреляции серии Сеара с формациями Тирадентес, Карандаи, Баррозу и Прадус, хотя они отстоят друг от друга на 1,5—2 тыс. км, а в серии Сеара самим автором в сравнительно небольшом районе устанавливаются существенные фациальные изменения. От типичной серии Минас серия Сеара отличается меньшим содержанием кварцитов и почти полным отсутствием итабиритов. Например, в Риу-Гранди-ду-Норти, в районе, исследованном Ж. Эдилтоном (Edilton, 1964), итабириты встречаются только в виде небольших линз в областях развития различных гнейсов, мигматитов и гранито-гнейсов. Учитывая сказанное, описанные образования северо-востока Бразилии мы относим к верхнему докембрию без уточнения.

Структуры северо-востока Бразилии, где обширные площади заняты складчатым комплексом верхнего докембриа, в региональном плане имеют вид огромной горизонтальной флексуры, указывающей на проявления горизонтальных движений по правилу правобокового сдвига (Kegel, 1965a; Ebert, 1970). На юге, между разломами Пернамбуку и Паранба, расположена широтная зона, в которой развиты складки ВСВ и субширотного простиранья, характеризующиеся, по данным Х. Эберта, сильной сжатостью и крутым наклоном крыльев. Складки осложнены местами надвигами. Севернее этой зоны преобладают более простые тектонические формы с северо-восточным (до меридионального) простираньем.

Образования верхнего докембриа, сопоставляемые с серией Минас, известны на юго-западной окраине блока Сан-Луис, где они образуют складчатую зону северо-западного простиранья. К верхнему докембрию здесь относится серия Гурупи, сложенная главным образом филлитами, слюдястыми сланцами, кварцитами, серицитовыми кварцитами и итабиритами (Rodrigues e. a., 1966; Beurlen, 1970). Эта складчатая зона оконтуривает, вероятно, блок также и с юга, простираясь уже в широтном направлении. Ее восточное окончание выходит из-под девонских отложений на Атлантическом побережье к востоку от устья р. Паранба. Здесь верхний докембрий представлен комплексом Кореау, сложенным кварцитами, известняками, филлитами и гнейсами с включениями итабиритов (Beurlen, 1970). Толщи имеют в основном широтное простиранье, а на крайнем востоке, на границе с блоком Акарау, приобретают северо-восточную ориентировку (см. рис. 5).

В южной части штата Минас-Жераис на среднем докембрии, представленном формациями Барбасена и Лафаети, несогласно залегает комплекс, положение которого относительно серий Минас и Итаколомби окончательно не установлено. В районе Сан-Жуан-дел-Рей и Барбасена этот комплекс состоит из формаций Тирадентес, Карандаи, Баррозу и Прадус, наиболее полно изученных Х. Эбертом (Ebert, 1957) и объединенных в дальнейшем в серию Сан-Жуан-дел-Рей (Beurlen, 1970).

В основании серии залегает формация Тирадентес, состоящая внизу из косослоистых кварцитов (около 300 м), в средней части из песчаников и алевролитов с многочисленными прослоями белых доломитовых известняков (150 м), вверху — из кварцитов, серицитовых кварцитов, частично кварцевых конгломератов (около 350 м).

Формация Тирадентес несогласно перекрывается формацией Карандаи. По К. Беурлену (Beurlen, 1970), она имеет мощность немногим более 100 м и образована конгломератовыми полимиктовыми граувакками, в которых в биотитовой и полевошпатовой основной массе содержатся округлые гальки и угловатые обломки древних пород раз-

мером до 0,5 м. Здесь же отмечаются кварцитовые филлиты и черные сланцы, обогащенные графитом.

Формация Баррозу (около 100 м) выполнена в основном темными графитовыми известняками с прослоями граувакк в нижней части.

Формация Прадус залегает несогласно на всех более древних формациях серии, а местами, как отмечает Х. Эберт, на подстилающих гранито-гнейсах. Формация представлена метаморфизованными алевролитами с подчиненным количеством граувакк. Мощность их К. Беурленом оценивается в несколько тысяч метров.

Серия Сан-Жуан-дел-Рей сравнивалась обычно с серией Минас. Вариант, при котором формацию Тирадентес можно было бы сопоставлять с группой Караса, формации Карандаи и Баррозу — с группой Итабира, а формацию Прадус — с группой Пирасикаба, рассматривал и Х. Эберт. Однако он пришел к заключению, что серия Сан-Жуан-дел-Рей является послеминасской, хотя взаимоотношения ее с серией Минас из-за пространственной разобщенности нигде не устанавливаются. В качестве основного аргумента в подтверждение разновозрастности рассматриваемых отложений Х. Эберт приводит различную степень зрелости осадков. Однако, как подчеркивает К. Беурлен, между сравниваемыми сериями имеется определенное сходство, заслуживающее внимания. Различия, по нашему мнению, могут быть объяснены тектоническим положением серий. Серия Минас тяготеет к широким устойчивым областям, с которых происходил снос обломочного материала, а серия Сан-Жуан-дел-Рей, хотя и залегает на древнем докембрии, но принадлежит уже внутренней зоне подвижной области, в которой существовали свои источники сноса.

Серия Сан-Жуан-дел-Рей смята в складки с запад-юго-западным — восток-северо-восточным простиранием осей и северо-западной вергенцией. Метаморфизм ее, как правило, очень низкий. Непосредственно югу от этой серии с тем же простиранием распространена мезозональная серия Андреландия с мощными кварцитами в основании и кварцево-сланцевыми сланцами и метаморфизованными граувакками в верхней части. Серия Андреландия рассматривается Х. Эбертом в качестве стратиграфического эквивалента серии Сан-Жуан-дел-Рей или, точнее, формаций Тирадентес и Карандаи.

Примером разновозрастных образований, но показывающих уже переход к катазональному метаморфизму, согласно Х. Эберту, является серия Жуис-ди-Фора, примыкающая с юга к серии Андреландия. Она залегает с угловым несогласием на древних образованиях и начинается грубыми кварцитами, переходящими вверх в граувакки и конгломератные граувакки с прослоями известняков, выше которых следуют кинцитовые гнейсы и чарнокиты. Если параллелизация кварцитов и метаморфизованных граувакк серии Жуис-ди-Фора с формациями Тирадентес и Карандаи вполне закономерна, то этого нельзя сказать в отношении гнейсов и чарнокитов. Как подчеркивалось выше, глубоко метаморфизованные образования серии Жуис-ди-Фора, распространенные в зоне интенсивной разломной тектоники, возможно, являются нижнедокембрийскими. К нижнему докембрию нами отнесена также серия Параиба, развитая вблизи Атлантического побережья и коррелируемая Х. Эбертом с послеминасскими образованиями.

Вопросы сопоставления рассмотренных серий друг с другом и с серией Минас являются, таким образом, еще не решенными. На обсуждение в настоящее время выдвинута альтернатива, базирующаяся на разных корреляционных схемах: имеем ли мы дело на востоке Бразилии с постепенным омоложением комплексов в сторону побережья и закономерным изменением метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой и даже гранулитовой фаций внутри каждого комплекса или же прибрежные районы представляют собой значительно более

древние блоки, переработанные позднедокембрийскими процессами.

Это положение в равной мере относится и к югу Восточно-Бразильского щита, в строении которого наряду с гнейсами и мигматитами принимают участие более молодые комплексы сравнительно слабо метаморфизованных пород.

На юге Восточно-Бразильского щита, в штатах Парана, Санта-Катарина и Риу-Гранди-ду-Сул, а также в Уругвае в верхнем докембрии распространены два разновозрастных складчатых комплекса, разделенных крупным угловым несогласием и имеющих разное отношение к гранитному магматизму. Нижний комплекс, сравниваемый с отложениями серии Минас (Оливейра, 1959) или рассматриваемый как послеминасский (Loczy, 1966; Pflug, 1968b; Beurlen, 1970), развит на всей описываемой территории в линейных зонах, протягивающихся в ЮЗ — СВ направлении, в целом параллельно краю континента. Эти зоны, ограниченные часто разломами, разделены выступами ниже-, среднедокембрийского основания.

Одна из таких наиболее крупных складчатых зон, осложненных продольными разломами и включающих в себя узкие блоки древних пород, находится в штатах Парана и Сан-Паулу. Ширина ее в выходах на дневную поверхность достигает 100—150 км, а протяженность — до 500 км. Эта зона начинается примерно на уровне 23° ю. ш. и продолжается к юго-западу, где перекрывается палеозойскими отложениями прогиба Парана.

В штате Сан-Паулу нижний комплекс образован серией Сан-Роки, в которой господствуют филлиты с подчиненным количеством кварцитов, метаконгломератов, частично графитистых мраморов и пород, обогащенных гематитом. К северо-западу от г. Сан-Паулу описан разрез с конгломератовыми метааркозами, граувакками и метаморфизованными конгломератами в основании, сменяющимися вверх кварцитами (Pflug, 1968b).

На продолжении серии Сан-Роки в штате Парана развита мощная (около 10 000 м) серия (группа) Асунги, состоящая из филлитов, кварцитов, известковистых кварцитов, известняков, доломитов, редко метаморфизованных конгломератов (Fück, 1966; 1967; Lopes, 1966; Muratori, 1966; Marini e. a., 1967; Salamuni, Bigarella, 1967a; Trein, 1967). Р. Саламуни и Ж. Бигарелла серию Асунги разделяют на три формации (Сетува, Капиру и Вотуверева), а О. Марини и другие, кроме названных, выделяют еще верхнюю формацию Агуа-Клара:

Формация Сетува (около 2500 м) сложена серицитовыми кварцитами, филлитами, кварцитами, гнейсами и мигматитами. Степень метаморфизма пород меняется от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фаций.

Формация Капиру (около 2000 м), залегающая несогласно на формации Сетува, представлена чередованием доломитов, филлитов и кварцитов. Отмечаются метабазиты и очень тонкие прослои итабиритов. В доломитах встречаются *Collenia* sp.

Формация Вотуверева (около 3500 м) образована филлитами, известняками, известковистыми доломитами, тонкими линзами кварцитов, редко конгломератами и метабазитами.

Формация Агуа-Клара (около 2000 м) состоит из известняков и филлитовых известняков.

Таким образом, в рассматриваемой складчатой зоне развит карбонатно-терригенный комплекс, метаморфизованный в основном в фации зеленых сланцев. В нижней части комплекса метаморфизм достигает местами амфиболитовой фации. Комплекс интенсивно смят, нарушен большим количеством разломов и интродуцирован гранитами двух типов: грубозернистыми порфиroidными и равномерно-среднезернистыми гранитами. С внедрением гранитов связано появление в породах биотита, роговой обманки, мусковита, граната, турмалина (Fück, 1966; Fück e. a., 1967b).

Другая складчатая зона, образованная сходным комплексом, прослеживается на протяжении около 500 км из южных районов Уругвая в Бразильский штат Риу-Гранди-ду-Сул. Продолжение ее находится, по-видимому, по другую сторону прогиба Парана в прибрежной части штата Санта-Катарина.

В Санта-Катарина комплекс, известный как серия Бруски, сходен по составу с образованиями описанной выше зоны. По данным К. Беурлена (Beurlen, 1970), он представлен мощной толщей кварцитов, местами гематитовых и слюдяных сланцев с карбонатными породами в средней части. Комплекс прорван гранитами и пронизан аплитовыми и кварцевыми жилами.

В Риу-Гранди-ду-Сул серии Бруски по стратиграфическому и тектоническому положению отвечает серия, или группа, Поронгос (Goñi e. a., 1962; Martins e. a., 1966; Pflug, 1968b; Jost, 1970; Picada; Tessari, 1970). По данным Ж. Гони и др. (Goñi e. a., 1962), в нижней части группы выделяется формация Вакакаи, состоящая из филлитов, кварцитов, кальцитовых и доломитовых мраморов, амфиболовых и хлоритовых сланцев, интродуцированных гранитами и гранодиоритами. Некоторыми исследователями в составе формации Вакакаи описываются метаморфизованные риолиты и основные вулканиты. Верхним подразделением группы является формация Серро-ду-Ору, в которой присутствуют хлоритовые, тальково-хлоритовые и актинолит-тремолитовые сланцы, амфиболиты, серпентиниты и подушечные лавы (Goñi e. a., 1962). Кроме того, Ж. Гони и другие выделяют формацию Серро-Манتيкейра, образованную перидотитами, лерцолитами, гарцбургитами, дунитами и иногда верлитами. Эта гипербазитовая формация отделяется ими от формации Серро-ду-Ору и помещается в стратиграфической колонке между нижнедокембрийской группой Камбан и формацией Вакакаи. Согласно представлениям Л. Мартинса и др. (Martins e. a., 1966), формация Серро-Манتيкейра, которая включает, по-видимому, и образования формации Серро-ду-Ору, относится к низам группы Поронгос. Она рассматривается как вулканоплутоническая ассоциация, состоящая из серпентинитов, дунитов, перидотитов, лиственитов, тальк-, магнетит-хлоритовых и хлоритовых сланцев. Как указывает Л. Мартинс с соавторами, эта формация переплетается с базальной частью формации Вакакаи и имеет четкую структурную приуроченность. На западе докембрийского поля Риу-Гранди-ду-Сул она образует дугообразно изогнутый офиолитовый пояс, прослеживаемый более чем на 150 км. Офиолитовые образования отмечаются также в метаосадках серии Асунги, распространенных в ранее описанной зоне (Marini e. a., 1967).

Уругвайский отрезок складчатой зоны верхнего докембрия, в отличие от более северных, имеет простирание, близкое к меридиональному. В его строении принимает участие серия Лаваллея, разделенная на две единицы (Goñi e. a., 1962). Внизу серия сложена кварцитами, алевролитами и филлитами, переслаивающимися с туфами и брекчиями. Отмечаются также трахиты, липариты и лавы основного состава. В верхней части серии содержатся итабириты, мраморы, углистые, графитистые, тальковые и хлоритовые сланцы, доломиты, марганцовистые кварциты. Как и в других участках зоны, формирование комплекса закончилось складчатостью и внедрением гранитных и гранодиоритовых интрузий.

Из приведенных материалов видно, что складчатая зона, расположенная на территории Уругвая, Риу-Гранди-ду-Сул и Санта-Катарина, отличается от ранее охарактеризованной более пестрым составом отложений и большим содержанием в них вулканогенных образований.

Данных для заключения о возрасте метаморфических толщ описанных складчатых зон и для корреляции их с отложениями более се-

верных районов Восточно-Бразильского щита еще далеко недостаточно. Известны датировки мигматитов (783 млн. лет) из нижней части комплекса и гранитов (604 млн. лет), интродуцирующих данный комплекс (Marini *et al.*, 1967; Salamuni, Bigarella, 1967a). Не исключено, что приведенные цифры, как и в большей части Восточно-Бразильского щита, являются омоложенными.

На юге Восточно-Бразильского щита в штатах Парана и Сан-Паулу на описанном комплексе с угловым несогласием залегает терригенный складчатый комплекс, отвечающий по составу молассам. Он распространен локально и выполняет нарушенные разломами синклинали и моноклинали. В штате Парана данный комплекс известен только западнее Куритибы, где представлен формацией Камаринья, сложенной темно- и красно-коричневыми алевролитами, глинистыми сланцами и аркозами, переслаивающимися с пачками конгломератов (Fuck, 1966; Muratori, 1966; Muratori *et al.*, 1967). В конгломератах и алевролитах хорошо развита ритмичная слоистость, обусловленная турбидитовыми потоками. Конгломераты в целом слабо окатаны. В них содержатся гальки филлитов, известняков, доломитов, кварцитов и различных типов гранитов. Мощность формации, судя по некоторым разрезам, достигает 5—6 км (Muratori, 1966). По мнению А. Муратори и др. (Muratori *et al.*, 1967), формация имеет кембрийский или эокембрийский возраст. Она считается более древней, чем комплекс, содержащий риолитовые эффузивы с возрастом 450—500 млн. лет.

Аналогичное положение в разрезе и в структуре занимает серия Рибейра, перекрывающая с угловым несогласием зеленосланцевый комплекс и объединяющая в себе кварциты, аркозы, филлиты, полимиктовые конгломераты и тиллитоподобные конгломераты с филлитовой основной массой (Loczy, 1966; Pflug, 1968).

К концу верхнего докембрия, как считает К. Беурлен (Beurlen, 1970), может быть отнесен также вулканогенно-терригенный комплекс с эффузивами кислого и среднего состава, рассматриваемый обычно как додевонский, эопалеозойский или эокембрийский (Goñi *et al.*, 1962; Martins *et al.*, 1966; Fuck, 1967; Fuck *et al.*, 1967a; Salamuni, Bigarella, 1967b; Jost, Pinto, 1970a; Picada, Tessari, 1970). Этот комплекс распространен во многих пунктах на юге Восточно-Бразильского щита и вскрыт также скважинами в пределах прогиба Парана (Trein, Fuck, 1967). Он залегает с угловым несогласием как на карбонатно-терригенном зеленосланцевом комплексе, так местами и на более древних образованиях — на гранитах, гнейсах и мигматитах, т. е. в областях поднятий, разделяющих описанные выше складчатые зоны.

Вулканогенно-терригенный комплекс под разными названиями описан в штатах Парана, Санта-Катарина, Риу-Гранди-ду-Сул и в Уругвае. Он обычно довольно интенсивно дислоцирован, но местами залегает сравнительно полого. Составной его частью являются риолитовые и андезитовые лавы и пирокластические породы. Среди осадочных пород различаются песчаники, алевролиты, сланцы и конгломераты. В конгломератах содержится разнообразная по составу галька гранитов, гнейсов, легматитов, кварцитов, алевролитов, кварца, сланцев, риолитов и т. д. Общая мощность вулканогенно-терригенного разреза в Риу-Гранди-ду-Сул достигает около 5000 м, причем эффузивы тяготеют к нижней части разреза мощностью около 1000 м, известной как формация (группа) Марика. В Уругвае низы разреза представлены осадочными породами, а верхняя часть — вулканогенными образованиями, составляющими вместе формацию Пиедра-с-ди-Афиллар (Goñi *et al.*, 1962). В штате Парана на границе с одноименным прогибом отложения рассматриваемого комплекса известны как группа (формация) Кастру, в которой различаются три подразделения: 1) осадочный разрез с аркозами, алевролитами и конгломератами;

2) разрез кислых вулканитов (риолиты, туфы, брекчии риолитов) и 3) разрез андезитовых вулканитов (Fuck, 1967; Trein, Fuck, 1967). Юго-восточнее Куритибы вулканогенно-терригенные образования объединяются в формацию Гуаратубинья, в которой намечается вертикальная последовательность от риолитовых вулканитов через андезитовые вулканиты к осадочным породам (Fuck e. a., 1967a). Южнее этих районов, в Санта-Катарина известна серия (группа) Итажай мощностью около 1000 м, в которой преобладают осадочные породы и резко подчиненными являются вулканиты (Salamuni, Bigarella, 1967b; Beurlen, 1970).

Вулканогенно-терригенный комплекс представляет собой в целом сложную ассоциацию вулканогенных, тонко- и грубообломочных пород, часто красноватых, по-видимому, быстро изменчивых по латерали и вертикали. Местами этот комплекс пронизан дайками андезитов и микрогранитов, связанных, вероятно, с эффузивами, а в Риу-Гранди-ду-Сул прорван гранитами — рапакиви (Goñi, 1961; Goñi e. a., 1962).

Эффузивы рассматриваемого комплекса на юге Восточно-Бразильского щита дают радиометрический возраст 450—500 млн. лет (Salamuni, Bigarella, 1967b; Trein, Fuck, 1967). Соотношения его с ранее описанным терригенным комплексом (формацией Камаринья и серией Рибейра) не выяснены. Возможно, все эти образования представляют единый комплекс, формировавшийся в различных тектонических зонах в завершающие этапы развития докембрийской геосинклинали юга Восточно-Бразильского щита.

### Нескладчатые комплексы (чехол)

В чехле Бразильского щита распространены две группы комплексов: терригенные и терригенно-карбонатные. Первая, включающая местами вулканогенные образования, тяготеет к западным и северным районам Центрально-Бразильского щита, а вторая встречается в основном в восточной части континента.

Докембрийский чехол обычно слабо дислоцирован, на больших площадях залегает почти горизонтально, образуя докембрийские плиты. Вместе с тем имеются участки сравнительно интенсивных дислокаций, особенно на границе различных тектонических блоков.

Терригенный комплекс наиболее широко развит между Гвианским и Бразильским щитами, где сохранился от размыва в основании Амазонского прогиба. Здесь он представлен серией Уатуман, залегающей резко несогласно на нижнем докембрии и перекрывающейся с угловым несогласием серией Тромбетас, относимой к силуру (Оливейра, 1959).

Серия Уатуман, по данным А. Оливейра (1959), сложена аркозовыми песчаниками красных и зеленых оттенков, мелкозернистыми, состоящими из обломков серицитизированного полевого шпата, кварца и биотита, заключенных в глинистом цементе. Е. Феррейра (Ferreira, 1959) в составе серии описывает в основном тонкозернистые граувакки, туфы и туффиты. Граувакки состоят из кварца, полевых шпатов, роговой обманки, биотита, авгита, кремней, филлитов, гнейсов и др. Туфы и туффиты являются производными кварцевых порфиров и кварцевых кераатофиров. Вулканогенные породы, представленные туфами, игнимбритами и риодацитовыми лавами, отмечаются также О. Барбозой (Barbosa, 1966a) на южной окраине Амазонского прогиба, в районе р. Талажос. Мощность серии достигает здесь 1000 м. Отложения пронизаны дайками риолитов и андезитов.

К. Беурленом (Beurlen, 1970) приводятся данные, согласно которым кварцевые порфиры развиты и в других участках южного борта Амазонского прогиба. Они выходят на большом протяжении (более 90 км) по р. Арипуанан ниже устья р. Рузвельт. Южнее кварцевых пор-

фиров распространены слабо метаморфизованные кварциты и графитистые сланцы (формация Бенефисиенти). Основание формации слагают крупнозернистые частично конгломератовые кварциты. Вверх по разрезу они становятся более тонкозернистыми, а затем сменяются графитистыми сланцами.

В верхнем течении рек Арипуанан и Рузвельт находится другая область развития терригенного комплекса. Здесь по р. Арипуанан описана формация Дарданелос мощностью не менее 250 м, представленная обломочными слабо сортированными породами, в которых наряду с полевыми шпатами, слюдами и другими компонентами значительное место занимает туфовый материал и зерна кислых вулканитов (Beurien, 1970).

В бассейне р. Шингу и ее правого притока Риу-Фреску О. Барбоза и др. (Barbosa e. a., 1966) в чехле выделяют три формации. Наиболее древней является формация Риу-Фреску, имеющая наибольшее площадное развитие. Сложена она голубовато-серыми сланцами, перемежающимися с зеленовато- и темно-серыми, иногда слюдистыми аркозами. Мощность достигает нескольких сотен метров. Формация прорвана диабазами и андезитами. На формации Риу-Фреску, а часто непосредственно и на нижнедокембрийском фундаменте залегает формация Горотири (около 300 м), представленная крупно- и среднезернистыми глинистыми песчаниками с кварцитами и галечными песчаниками в основании и в верхней части. Самой молодой считается формация Кубенкранкуем (до 400 м), образованная тонкозернистыми песчаниками с волноприбойными знаками, алевролитами, кремнистыми породами (халцедонитами), тонкими яшмовидными песчаниками и тонкими аркозами с диагональной слоистостью. Она слагает сравнительно небольшие площади и рассматривается К. Беурленом (1970) как возможный стратиграфический аналог формации Горотири.

Отрывочные сведения о терригенном комплексе Центрально-Бразильского щита и основания Амазонского прогиба далеко недостаточны для установления его возраста и проведения корреляции с более изученными районами Южной Америки. Если описанные отложения занимают примерно одинаковое стратиграфическое положение с серией Уатуман, как это принято на геологической карте Южной Америки (Carte Géologique..., 1964), то их можно рассматривать как донижнесилурийские. Фундаментом для них являются нижнедокембрийские, а местами, возможно, и среднедокембрийские образования. Поэтому возрастной диапазон в стратиграфической шкале, куда можно было бы поместить терригенный комплекс, очень широк. Его относят к эопалеозою (Barbosa e. a., 1966), рифею (Loczy, 1963), позднему докембрию (Геология месторождений..., 1968) или кембрию (Оливейра, 1959). Нами он рассматривался в качестве стратиграфического эквивалента карбонатно-терригенного комплекса и условно относился к венду (Берзин, 1970, Карта тектоники..., 1972). О. Барбоза и Д. Рамос (Barbosa, Ramos, 1959) серию Уатуман коррелировали с формацией Суруми штата Риу-Бранку, которая в последнее время относится к глубокому докембрию.

Интересные данные приводят Х. Прим с соавторами (Priem e. a., 1966a; 1971b) по штату Рондония, где распространены тела посттектонических оловоносных гранитов, относимых к типу вулcano-плутонических. На правом берегу р. Мадейра граниты рвут залегающие в грабене песчаники, сланцы и конгломераты (Мара Geologico..., 1966; Priem e. a., 1971 b). В других местах, по Х. Приму и др., эти толщи образуют чехол. Возраст гранитов определяется в  $940 \pm 20$  и  $980 \pm 20$  млн. лет. Если отложения грабена действительно синхронны описанным образованиям чехла, то возраст терригенного комплекса следует рассматривать как заведомо довендский.

Терригенно-карбонатный комплекс распространен в основном в бассейне р. Сан-Франсиску, где слагает ряд плоских прогибов, из которых самым крупным является прогиб Сан-Франсиску. Другая область развития комплекса находится на юге штата Мату-Гросу и в Парагвае, к западу от Парагвайско-Арагуайской складчатой системы среднего докембрия. Кроме того, небольшие площади терригенно-карбонатного комплекса имеются на северо-востоке Бразилии, на границе с девонскими толщами прогиба Парнаиба.

В прогибе Сан-Франсиску описываемый комплекс слагает вытянутую в меридиональном направлении плиту, площадь которой превышает 300 000 км<sup>2</sup>. На востоке плита граничит со складчатыми структурами верхнего докембрия, которые часто надвинуты на нее. В таких случаях в краевых частях плиты обычно наблюдаются довольно интенсивные, но быстро затухающие дислокации. На большей площади плиты преобладает пологое (первые градусы) слабovolнистое залегание слоев. На западе терригенно-карбонатный комплекс залегает на верхнем докембрии, который дислоцирован слабее, чем на востоке.

Терригенно-карбонатный комплекс прогиба представлен серией Бамбуи. На основании наблюдений, проведенных разными исследователями, К. Беурлен (Beurlen, 1970) дает следующее обобщенное описание серии. Серия начинается обломочными породами переменной мощности, которые кое-где почти полностью отсутствуют. Они представлены аркозами, часто крупноконгломератовыми граувакками с поразному окатанными валунами и гальками кварца, сланцев, гнейсов, мигматитов и иногда известняков. Конгломераты местами напоминают тиллиты, но, как считает К. Беурлен, для отнесения их к ледниковым образованиям достаточных оснований нет. Выше грубообломочных пород следуют кварциты с серицитом, мощность которых на западе прогиба Сан-Франсиску составляет несколько сотен метров. Кварциты сменяются алевролитами (около 100 м).

К востоку, в направлении внутренних районов прогиба, мощность нижней терригенной части разреза уменьшается местами до нескольких десятков метров.

На терригенных отложениях залегают известняки и доломиты со средней мощностью 200—300 м. Внизу преобладают темные доломиты и доломитовые известняки, обычно хорошо слоистые, содержащие иногда прослойки филлитов, уменьшающие свою мощность и исчезающие кверху. Доломитовые породы слагают порой всю карбонатную пачку, но местами верхняя ее часть образована слабослоистыми, до массивных, светлыми известняками, среди которых встречаются строматолиты *Collenia*.

Карбонатная пачка, распространенная на обширных площадях прогиба, вверх по разрезу сменяется пачкой кластических пород, наиболее развитых во внутренних районах прогиба Сан-Франсиску. Нижняя часть пачки (около 200 м) состоит из зеленоватых или серых глинистых сланцев, а верхняя (до 100 м) представлена переслаивающимися между собой глинистыми сланцами, алевролитами и оолитовыми известняками.

Серия Бамбуи заканчивается алевролитами и аркозами с прослоями глинистых сланцев мощностью около 200 м. Общая мощность серии без нижней обломочной части составляет, таким образом, 700—800 м.

На востоке прогиба Сан-Франсиску, в районе Сьерры-ду-Эспиньасу еще в 1929 г. Л. Мораесом ниже серии Бамбуи была выделена грубообломочная формация Макаубас. Она соответствует, вероятно, нижней изменчивой по мощности части серии Бамбуи в том объеме, в каком описал ее К. Беурлен. Р. Пфлуг, увлеченный идеей о существовании в докембрии на месте прогиба Сан-Франсиску жесткого кратона, обрамленного геосинклинальными прогибами, «омоложающимися» при приближении к Атлантическому побережью, сделал вывод о том, что

серия Бамбуи и формация Макаубас представляют собой фации, характеризующие различную тектоническую обстановку (Pflug, 1966). Эта идея была поддержана Г. Горлтом (Gorlt, 1972), изучившим геологию Сьерры-ду-Эспиньясу, где распространена формация Макаубас.

Исследования на юго-восточной окраине прогиба Сан-Франсиску (Schöll, 1972) показали, что формация Макаубас является самостоятельным стратиграфическим подразделением, залегающим ниже известняков Бамбуи, но быстро уменьшающимся по мощности или даже выклинивающимся к западу (рис. 11), т. е. наблюдаемая здесь картина сходна с той, которая описана К. Беурленом на западе прогиба. Такой вариант представляется нам более обоснованным.

На востоке и юго-востоке прогиба и в Сьерре-ду-Эспиньясу описанные выше отложения выделяются в последнее время в группы Макаубас и Бамбуи (Schöll, 1972) или рассматриваются соответственно как фации Макаубас и Бамбуи, замещающие друг друга по латерали (Renger, 1970; Gorlt, 1972). Вместе они составляют серию Сан-Франсиску.

На восточной окраине прогиба Сан-Франсиску и в Сьерре-ду-Эспиньясу группа Макаубас образует складчатый этаж, менее дислоцированный, чем подстилающий его верхний докембрий. По Г. Горлту (Gorlt, 1972), группа (фация) Макаубас начинается, как правило, конгломератами или брекчиями с плохо окатанными (до угловатых) гальками. В гальках, размер которых колеблется от места к месту и достигает иногда нескольких десятков сантиметров, преобладают кварциты, жильный кварц, филлиты и гнейсы; в подчиненных количествах присутствуют породы карбонатные и основного состава. Остальная часть группы мощностью в несколько сотен метров сложена кварцитами, филлитами и алевролитами, переслаивающимися друг с другом и часто включающими разрозненные гальки. В группе Макаубас к северо-востоку от г. Дيامантина Г. Горлтом (Gorlt, 1972) описаны актинолит-хлоритовые или актинолит-эпидот-хлоритовые сланцы, являющиеся, по его мнению, продуктом изменения магматических пород основного состава. Грубообломочные отложения группы Макаубас, как и нижняя часть ранее описанной серии Бамбуи, некоторыми исследователями рассматривались в качестве ледниковых. Однако такая точка зрения оспаривается Р. Пфлугом, Ф. Ренгером, Г. Горлтом и др. (Pflug, 1967; Renger, 1970; Gorlt, 1972).

На юго-востоке прогиба Сан-Франсиску и, по-видимому, на большом протяжении вдоль его восточного борта группа Макаубас надвинута на отложения группы Бамбуи. К западу от зоны надвигов и взбросов в пределах собственно прогиба она быстро выклинивается, и на кристаллическое основание местами налегают карбонатные породы группы Бамбуи. По данным В. Шёлля (Shöll, 1972), в основании этой группы встречаются маломощные базальные конгломераты, выполняющие понижения в рельефе и содержащие гальки гнейсов, редко кварца. Разрез группы Бамбуи юго-восточного окончания прогиба, приведенный В. Шёллем, в целом близок обобщенному разрезу К. Беурлена.

Вопрос о возрасте терригенно-карбонатных отложений до последнего времени остается дискуссионным. Группа Макаубас и ее аналоги, подстилающие несогласно группу Бамбуи, обычно относятся к верхам

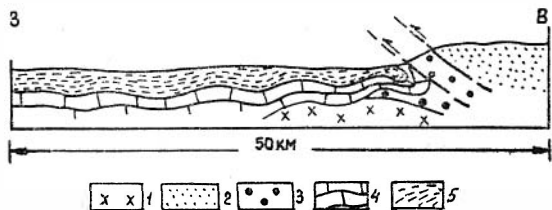


Рис. 11. Схематизированный геологический разрез юго-восточной окраины прогиба Сан-Франсиску (по: Schöll, 1972).

1 — доминантная серия; 2 — серия Минас; 3 — группа Макаубас; 4 — известняки Бамбуи; 5 — филлиты Бамбуи.

докембрия. Группа Бамбуи на основании находок проблематичных образований, принятых за кораллы, долгое время считалась силурийской. Первым, кто пришел к выводу о позднедокембрийском возрасте группы Бамбуи, был К. Беурлен, установивший в 1956 г. неорганическое происхождение «кораллов». Позднедокембрийский возраст позднее был подтвержден находками строматолитов в известняках Бамбуи, а также радиометрическими данными. Rb—Sr датировка валовой пробы из группы Бамбуи при  $\lambda = 1,47 \times 10^{-11}$  составляет 600 млн. лет (Amaral, Kawashita, 1967).

Большинство геологов описанные толщи считают позднедокембрийскими (Ebert, 1957; Grabert, 1963; Pflug, 1967; Beurlen, 1970; и др.) или вендскими (Колотухина, 1966; Геология месторождений..., 1968; Берзин, 1970). Однако некоторые исследователи до последнего времени остаются, по существу, на прежних позициях, лишь несколько удревяняя группу Бамбуи до ордовика (Barbosa, 1966b; Guimarães, 1966a; Guimarães, Dutra, 1969).

Другая область развития слабо дислоцированного терригенно-карбонатного комплекса находится в штате Баия, в широком и плоском прогибе, известном как прогиб Салитри. Этот прогиб занимает площадь около 60 000 км<sup>2</sup>. Он имеет слабо вытянутую в меридиональном направлении форму, расширяющуюся к северу. В основании толщ, слагающих прогиб Салитри, как и в прогибе Сан-Франсиску, развиты терригенные отложения, выделяемые в серию Лаврас (рис. 12).

На восточном борту прогиба серия Лаврас в виде почти горизонтального чехла перекрывает древние гнейсы Катуаба. Серия состоит из трех подразделений, для которых в геологической литературе существует довольно много наименований. Нами приводятся названия, заимствованные из схемы В. Кегеля, а описание дается по материалам, обобщенным в работе К. Беурлена (Beurlen, 1970).

Нижнее подразделение серии Лаврас образовано формацией Томбадор (до 200 м), сложенной хорошо слоистыми разнозернистыми песчаниками, местами с конгломератами в основании. Средняя часть серии обособляется в формацию Парагуасу (до 200 м), представленную глинистыми сланцами и тонкозернистыми песчаниками с тонкой параллельной слоистостью. Заканчивается серия формацией Морруди-Шапеу (около 100 м), состоящей из светлых среднезернистых кварцитовидных песчаников.

На западном борту прогиба устанавливаются те же формации, но имеющие большую мощность. Здесь они собраны в крупные пологие складки север-северо-западного — юго-юго-восточного простирания.

Во внутренних частях прогиба Салитри распространены карбонатные отложения, аналогичные известнякам Бамбуи. Они залегают несогласно на серии Лаврас и во многих местах начинаются базальными конгломератами (см. рис. 12). Конгломераты образованы гальками и валунами разного состава размером иногда до 1 м, заключенными в тонкой неслоистой основной массе. В известняках, как и в прогибе Сан-Франсиску, встречаются *Collenia*.

Сравнительно небольшая область распространения чехла находится в восточной части штата Баия, на правом берегу р. Ваза-Баррис. Терригенно-карбонатные отложения, в которых встречаются *Collenia*, залегают на гнейсах северной окраины нижнедокембрийского блока Итабаяна и отделены разломами от среднедокембрийских сланцев группы Ваза-Баррис. Но в зоне разломов местами наблюдается налегание их на складчатые и рассланцованные толщи этой группы (Humphrey, Allard, 1968).

Восточнее мелового грабена Тукану терригенно-карбонатные отложения объединяются в формацию Эстансия, сложенную в основном крепкими песчаниками и алевролитами, подстилающимися белыми,

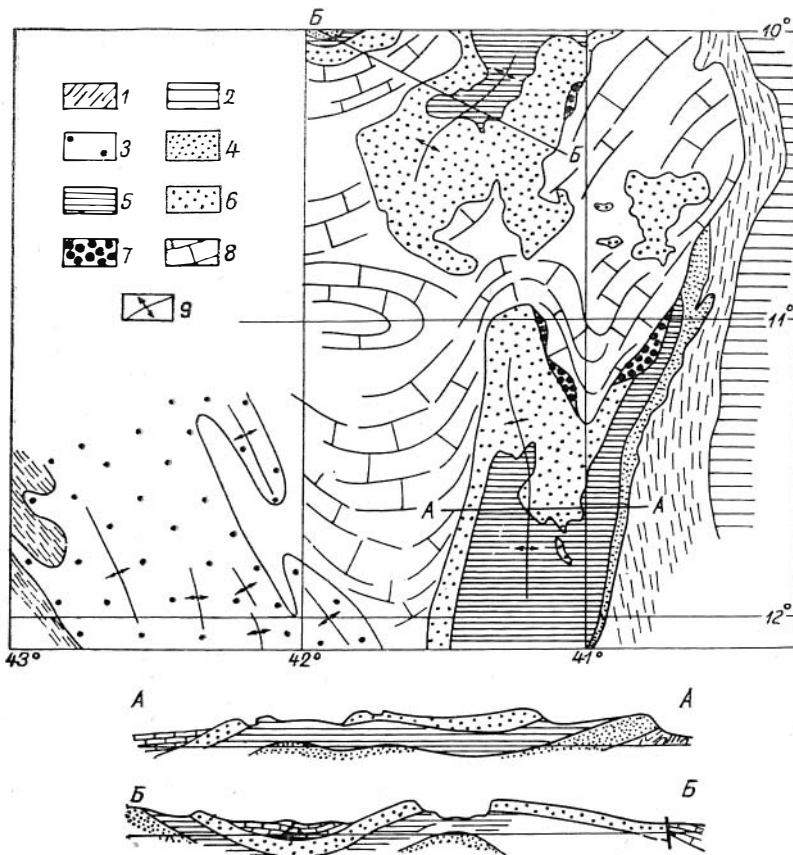


Рис. 12. Схема геологического строения северной части прогиба Салитри (по: Beurlen, 1970).

1 — древние гнейсы (гнейсы Парамирин на западе и гнейсы Катуба на востоке); 2 — горы Жакобина; 3 — серия Лаврас нерасчлененная; 4 — кварциты Томбадор; 5 — сланцы Парагуасу; 6 — кварциты Морру-ди-Шапеу; 7 — конгломераты; 8 — известняки Бамбуи; 9 — оси складок.

до темно-серых, тонкослоистыми доломитами. Вдоль северной границы распространения формации, там, где она примыкает к метаосадочным породам группы Ваза-Баррис или перекрывает их, в зернах песчаников преобладают филлиты и метаморфизованные алевролиты, а южнее увеличивается количество обломков гнейсов. Формация Эстансия, по-видимому, соответствует карбонатным отложениям верхней части разреза соседнего прогиба Салитри.

В северо-западной части штата Сеара на складчатом метаморфическом комплексе блока Кореау залегают слабо метаморфизованные отложения, выполняющие сравнительно небольшой (около 2500 км<sup>2</sup>) прогиб Жаибарас (Beurlen, 1970). В прогибе слои наклонены в целом к юго-востоку и на границе с блоком Акарау срезаны разломом. На юго-западе они погружаются под девонские толщи прогиба Парнаиба.

Наиболее древними породами в прогибе Жаибарас К. Беурленом считаются известняки и красноцветные сланцы с прослоями кварцитов, выделяемые в серию Бамбуи. Выше с несогласием залегают тонкозернистые, местами с включениями конгломератов аркозы формации Трагилля мощностью до 1000 м. Эти отложения прорваны гранитами Меруока, радиометрический возраст которых, по К. Беурлену, отвечает примерно кембрию.

Вдоль юго-восточной окраины прогиба Парнаиба известен еще ряд пунктов, где распространены отложения примерно того же возраста. Они вскрыты также скважинами под средне- и верхнепалеозойскими толщами в центральных и западных районах прогиба Парнаиба (Mesner, Wooldridge, 1964). По мнению Ж. Меснера и П. Вудриджа, эти отложения, принимаемые ими за кембро-ордовиковые, выполняют грабены среди более древних докембрийских образований.

К рассматриваемому комплексу, по-видимому, относятся также отложения, описанные в прибрежной зоне Восточно-Бразильского щита на юге штата Баия. Они выходят в пределах нижнедокембрийского блока в нижнем течении рек Риу-Парду и Жекитиньонья и образуют моноклиналь с юго-западным наклоном слоев (Beurlen, 1970). В моноклинали с северо-востока на юго-запад и, очевидно, снизу вверх по разрезу устанавливается следующая последовательность:

1. Хорошо слоистые алевролиты с прослоями песчаников и иногда доломитовых известняков;

2. Полимиктовые алмазоносные конгломераты и зеленоватые кварциты; в конгломератах галька до 50 см представлена кварцем, гнейсами, гранитами, сленитами и пегматитами;

3. Зеленоватые филлиты, постепенно переходящие в известняки и известковистые доломиты.

В пределах Западно-Бразильского щита терригенно-карбонатный комплекс распространен на юго-восточной окраине огромного нижнедокембрийского массива, на границе с Парагвайско-Арагуайской складчатой системой. Этот осадочный комплекс образует здесь два изолированных прогиба, один из которых находится на юге штата Мату-Гросу и в Парагвае, а другой — в верхнем течении р. Парагвай (рис. 13). На оба прогиба с востока надвинута или взброшена среднедокембрийская складчатая система. В восточной части прогибов слои дислоцированы довольно интенсивно вплоть до опрокинутых к западу складок. В западном направлении складчатость быстро затухает, залегание толщ становится слабоволнистым или даже горизонтальным (рис. 14).

В южном прогибе, в возвышенностях Сьерра-да-Бодокена, комплекс залегает на древнем кристаллическом фундаменте и представлен серией Корумба (или Бодокена). В Парагвае ей соответствует серия Итапукуми (Putzer, 1962). К. Беурлен (Beurlen, 1970) по материалам Ф. де Альмейды и собственным наблюдениям приводит следующие формы серии Корумба:

Керрадинью (около 600 м) — песчаники и глинистые сланцы с прослоями известняков в верхней части. В основании отмечаются местами тиллитоподобные конгломераты.

Боканна (около 1000 м) — довольно однородные темные доломиты.

Таменгу (около 1200 м) — хорошо слоистые, обычно темные известняки с прослоями глинистых сланцев и кварцитов в верхней части разреза.

Гуанкурус (около 1000 м) — глинистые сланцы и алевролиты.

В северном прогибе, расположенном в бассейне верхнего течения р. Парагвай, по данным Дж. Эванса, А. де Оливейры, Ф. де Альмейды и других, изложенным в работе К. Беурлена, разрез терригенно-карбонатного комплекса, занимающего здесь такое же структурное положение, как и на юге Мату-Гросу, представляется в следующем виде. Наиболее древней, залегающей местами на сланцах серии Куяба является, вероятно, группа Жангада, образованная кварцитами, глинистыми сланцами и конгломератами, напоминающими иногда тиллиты. Такие образования имеют полимиктовый состав и содержат валуны и гальки до 1 м в диаметре гранитов, гнейсов, кварцитов, сланцев и т. д., несущие порой следы царапин и шлифовки.

Выше залегает группа Арарас, включающая известняки и доломиты. Нижняя часть группы (около 200 м) представлена хорошо слоистыми темными, до почти черных, известняками с кремнями в конк-

рециях и вдоль поверхностей напластования. Верхняя часть группы (до 500 м) состоит из массивных светлых тонкозернистых доломитов, среди которых встречаются оолитовые разности. В основании описанной группы присутствуют прослои песчаников, кварцитов и глинистых сланцев, а в кровле — тонкозернистые песчаники, алевролиты и мергели. Карбонатные породы группы Аракас коррелируют с доломитами и известняками серии Корумба.

Группа Аракас перекрывается группой Алту-Парагвай общей мощностью около 3000 м. В ней Ф. де Альмейда различает три формации:

Раизама (более 1500 м) — налегает на доломиты группы Аракас и начинается тонкозернистыми параллельно-слоистыми песчаниками, сменяющимися вверх по разрезу алевролитами с прослоями глинистых сланцев. Средняя и верхняя части формации сложены главным образом средне- до крупнозернистыми песчаниками с косой слоистостью. В кровле ее снова появляются параллельно-слоистые тонкозернистые песчаники с прослоями красных глинистых сланцев.

Сепотуба (до 1000 м) — сложена в основном красными или коричневыми глинистыми сланцами и алевролитами, местами с прослоями песчаников или песчаных известняков.

Диамантину (около 600 м) — образована тонкозернистыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Песчаники и алевролиты обладают преимущественным аркозовым составом. Как и в формации Сепотуба, здесь местами отмечаются прослои песчаных известняков.

Между описанными прогибами на правобережье р. Парагвай (район г. Корумба и южнее) терригенно-карбонатный комплекс представлен, по-видимому, только своей средней частью, образованной известняково-доломитовой толщей мощностью менее 500 м. Внизу здесь залегают светлые доломиты, часто окремненные, соответствующие формации Бокаина. Мощность их около 300 м. Выше следует около 120 м темных известняков с прослоями глинистых сланцев и алевролитов. В известняках встречаются водорослевые структуры. В отдельных блоках с неясным стратиграфическим соотношением с карбонатными породами здесь распространена серия Жакадигу, разделенная на формации:

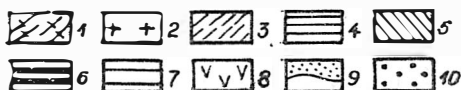
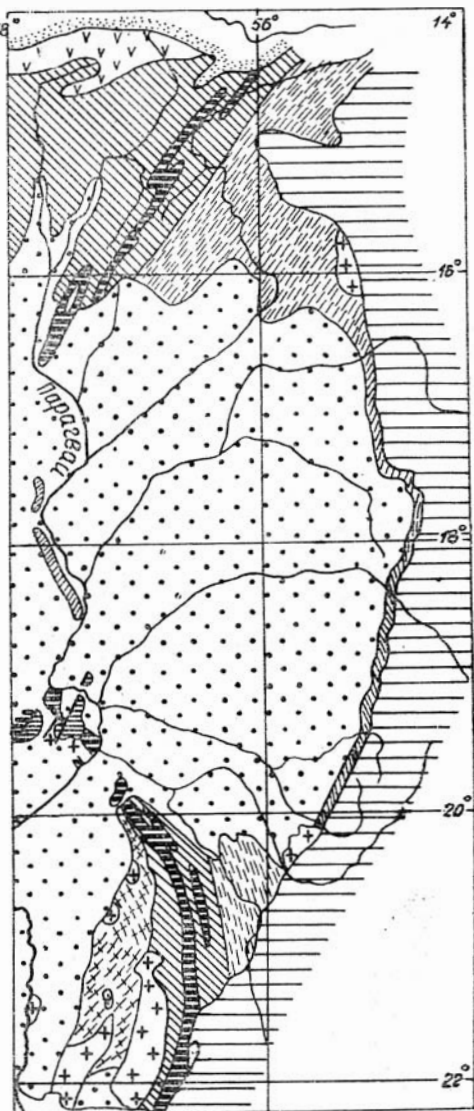


Рис. 13. Парагвайский ороген (по: Beurlen, 1970).

1 — древние кристаллические толщи; 2 — граниты; 3 — сланцы Куяба; 4 — серия Жакадигу; 5 — серия Корумба (сланцы Жангада-Аракас-Алту-Парагвай); 6 — формации известняков серии Корумба; 7 — западная окраина прогиба Парана; 8 — диабазы; 9 — южная окраина плато Парекис; 10 — аллювий.

Урукум (250—300 м) — образована средне, и тонкозернистыми аркозами с горизонтами конгломератов, гальки которых размером до 0,5 м представлены гранитами, гнейсами, диабазам, амфиболитами и кварцитами. Ф. де Альмейда отмечает также гальки известняков из серии Бодокена.

Санта-Крус (300—400 м) — начинается тонко-, среднезернистыми аркозами с гематитовым цементом, включающими 2—3 пласта по 2—4 м, состоящих из почти чистого криптомелана. Выше залегают джеспилиты (200—300 м) — тонкослоистые породы, в которых прослои гематита чередуются с железисто-кремнистыми прослоями.

К. Беурлен (1970) приводит косвенные данные в пользу докоррумпского возраста серии Жакадигу, тогда как другие исследователи (Ф. де Альмейда, Х. Путцер) считают ее более молодой и относят к палеозою.

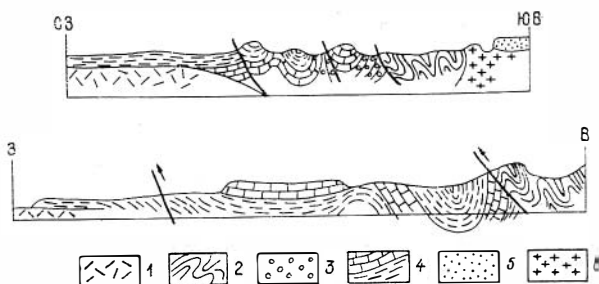


Рис. 14. Геологические разрезы северной и южной части Парагвайского орогена (по: Beurlen, 1970; см. также рис. 13).

1 — кристаллический фундамент; 2 — серия Куяба; 3 — конгломераты Жауга; 4 — серия Корумба; 5 — отложения прогиба Парана; 6 — граниты.

Подводя итог характеристике терригенно-карбонатного комплекса Бразильского щита, можно отметить следующее. Площадь, на которой распространен данный комплекс, охватывает огромные пространства Бразилии и Уругвая. В современной структуре терригенно-карбонатные породы выполняют ряд различных по величине прогибов с разной степенью деформации слоев. Наиболее крупные прогибы, (как Сан-Франсиску и

Салитри) характеризуются в целом опоконным, часто горизонтальным залеганием толщ, хотя и в их пределах, особенно в краевых зонах, нарушенных крупными разломами, дислоцированность резко усиливается.

Мощность отложений в этих плоских прогибах, как правило, небольшая, не превышает 1000—1500 м. Исключением являются прогибы, примыкающие к Парагвайско-Арагуайской складчатой системе, мощность в которых местами превышает 3000 м. Наибольшие мощности отложений и наиболее интенсивная их дислоцированность наблюдаются на месте боковой ветви среднедокембрийского прогиба, западнее г. Куяба.

Терригенно-карбонатный комплекс на всей площади не содержит гранитидных интрузий, кроме одного пункта на северо-востоке Бразилии (граниты Меруока в прогибе Жаибарас).

Складчатость, затронувшая позднедокембрийский чехол Бразильского щита, довольно молодая. Она происходила, вероятно, в конце докембрия — начале палеозоя (ассинтский тектогенез) и охватила огромную территорию, сложенную древними комплексами, о чем свидетельствуют многочисленные радиометрические датировки. Деформации продолжались и в более поздние эпохи. Например, в прогибе Сан-Франсиску, в районе г. Жануария Ф. Робертсоном (Robertson, 1963) отмечается однотипность деформаций и параллельное залегание терригенно-карбонатного комплекса (серия Бамбуи) и меловых отложений.

## АНДИЙСКИЙ ПОЯС

К Андийскому поясу относятся вся западная окраина и южная оконечность континента. Этот пояс охватывает не только горные хребты Анд, но и различные морфоструктурные элементы, расположенные к востоку от них. На севере он граничит с погруженным под фанерозой-

ский чехол нижнедокембрийским массивом, обнимающим Гвианский щит и западную часть Бразильского щита. На юге примыкает к более молодым комплексам Бразильского щита.

Андийский пояс как докембрийский структурный элемент выделяется на основании немногочисленных данных. В его пределах намечаются две зоны: внешняя и внутренняя. Бесспорные докембрийские образования известны во внешней зоне в предгорьях и восточных хребтах горных цепей Анд на территории Венесуэлы, Колумбии, Перу и Аргентины. Во внутренней зоне присутствие докембрия предполагается главным образом на основании косвенных признаков.

### Внешняя зона

Во внешней зоне Андийского пояса распространены, по-видимому, два докембрийских складчатых комплекса. Нижний представлен глубоко метаморфизованными породами, а верхний — толщами зеленосланцевой фации метаморфизма. Древние образования слагают здесь ряд массивов, разделенных более молодыми складчатыми толщами докембрия. Первые по структурному положению условно относятся к среднему докембрию, хотя и не исключено присутствие здесь нижнедокембрийских комплексов. Образования верхнего комплекса, подстилающие в ряде мест с несогласием кембрийские или ордовикско-силурийские слои, рассматриваются как верхнедокембрийские.

В южной части зоны средний докембрий слагает выделенные Х. Харрингтоном (Harrington, 1962) в Аргентине массивы Пампинский, Патагонский и Десеадо.

Пампинский массив, или, по Х. Харрингтону, массив Сьерр Пампы, имеет веретенообразную форму, вытянутую вдоль меридиана более чем на 1000 км при ширине до 500 км. Этот массив сложен в основном слюдястыми сланцами, гнейсами и мигматитами, прорванными крупными батолитами гранитов (Tezon, 1964). Г. Гертом (1959) отмечаются также мраморы и амфиболиты. На западе массива, в Сьерре-де-Веласко, Ж. Турнер выделяет ф о р м а ц и ю А н т и н а к о, сложенную мигматитами и эктинитами — глубоко метаморфизованными породами, образовавшимися за счет слюдястых и кварцево-слюдястых сланцев, филлитов и кварцитов. Толщи вмещают синектонические тела порфириовидных гранитоидов, сопровождаемые дайками аплитов и пегматитов (Геология месторождений..., 1968). Простирающие структурные элементы среднего докембрия в Пампинском массиве в целом меридиональные.

Южнее Пампинского массива кулисно по отношению к нему располагается Патагонский массив, сложенный изверженными и метаморфическими образованиями докембрия, и также, возможно, метаморфическими породами нижнего палеозоя (Эрреро-Дюклу, 1967).

Массив Десеадо, занимающий пространство между реками Рио-Десеадо и Рио-Чико, продолжается, по-видимому, в пределы шельфовой области и захватывает Фольклендские острова. Докембрий в массиве залегает неглубоко, но на поверхность выходит только на Фольклендских островах, в пределах мыса Мередит. Здесь выделяется комплекс мыса Мередит, образованный гранитами, гнейсами и сланцами, пересеченными дайками аплитов и лампрофиров (?) (Frakes, Crowell, 1967). Граниты представляют собой лейкократовые грубозернистые, местами гнейсированные породы. Сланцы, встречающиеся в ксенолитах среди гранитов, состоят из биотита, кварца, мусковита, серицита и полевого шпата.

Образования, условно относимые к среднему докембрию и служащие фундаментом для верхнедокембрийских и более молодых комплексов, известны также в восточной зоне северного отрезка пояса. Они, по-видимому, выходят в Центральные и Восточные Кордильеры Перу.

В Колумбии древний комплекс слагает массив Гарсон, расположенный на юго-западном окончании Восточных Кордильер Колумбии, и массив Санта-Марта на побережье Карибского моря. В Венесуэле он развит в ядре докембрийского массива в Кордильере-де-Мерида.

В Центральных и Восточных Кордильерах Перуанских Анд докембрий выступает в Центральном-Перуанском кристаллическом массиве (Центрально-Андском горсте), протягивающемся от Боливии до границы с Эквадором (Koch, 1962, 1968). Среди докембрийских образований здесь различаются два разновозрастных складчатых комплекса. Древний комплекс гнейсов и кристаллических сланцев, как считают Ф. де Альмейда и Е. Феррейра (Богданов, 1970а), напоминает древние толщи запада Бразильского щита, вскрытые скважинами вблизи перуанско-бразильской границы.

В массиве Гарсон, по данным Г. Герта (1959), Х. Хубаха и др. (Hubach e. a., 1962), Л. Раделли (Radelli, 1967) и других, распространены гнейсы, слюдяные сланцы, гомогенные и гетерогенные мигматиты, а также анатектические граниты и разгнейсованные пегматиты.

В Кордильере-де-Мерида Венесуэлы, как и в Перуанских Андах, в докембрии обособляются два комплекса. Нижний часто выделяется в группу (серию) Иглесиас, а верхний относится к формации Бельявиста (Sutton, 1946; Lexique Stratigraphique..., 1956; Arnold, Smith, 1964; Bellizzia, 1968; Schubert, 1969).

В нижнем комплексе, метаморфизованном в амфиболитовой фации, распространены различные гнейсы и кристаллические сланцы: биотитовые, двуслюдяные, биотит-альмандиновые, силлиманит-альмандин-биотитовые, роговообманково-плагноклаз-биотитовые, а также амфиболиты, мигматиты и в небольших количествах кварциты и мраморы. Для данного комплекса характерны граниты, гнейсы, дайки и силлы пегматитов и аплитов. Предполагается, что образования, аналогичные описанным в массиве Гарсон и в Сьерре-де-Мерида, встречаются также в Сьерре-де-Периха, расположенной к западу от оз. Маракайбо.

Древний комплекс, подтвержденный радиометрическими датировками, известен в блоке Санта-Марта, расположенном в северной части Колумбии вблизи побережья Карибского моря (Mac Donald, Hurley, 1969). Этот блок занимает изолированный горный массив Сьерра-Невада-де-Санта-Марта, считающийся продолжением Центральной Кордильеры Колумбии и имеющий с ней большое литологическое сходство. В прибрежной полосе Сьерры-Невада-де-Санта-Марта среди гранитоидов распространены гнейсы Дон-Диего, или гнейсы Дибуллы. Они метаморфизованы до амфиболитовой или низов гранулитовой фации. Породы представлены в основном полосчатыми биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами. Rb—Sr анализ гнейсов Дибуллы показал около 1400 млн. лет (5 обр.) и 1300 млн. лет (1 обр.). В гнейсах Дон-Диего Rb—Sr отношения оказались слишком низкими для анализа валовых проб, а K—Ar датировки этих гнейсов составили всего около 250 млн. лет. Приведенные Rb—Sr значения указывают на присутствие в молодом Андийском складчатом поясе древних образований. По мнению А. Гансера, В. Мак-Дональда и П. Харли (Mac Donald, Hurley, 1969), блок Санта-Марта можно рассматривать как фрагмент Гвианского щита в складчатом поясе Анд. Этой точке зрения соответствуют представления Ф. де Альмейды и Е. Феррейры в отношении древнего докембрия Перуанских Анд.

Кроме рассмотренных областей, «средний докембрий» развит, возможно, в полосе, протягивающейся от южной границы Эквадора на север в Центральную Кордильеру Колумбии. В этой полосе, являющейся, с одной стороны, продолжением Центрально-Перуанского массива, а с другой, — заканчивающейся массивом Санта-Марта, по описаниям Г. Герта (1959), наряду со сравнительно слабо метаморфизованными

толщами, присутствуют гнейсы, гранито-гнейсы, амфиболиты и другие глубоко метаморфизованные породы. Они, по крайней мере, частично могут соответствовать древнему комплексу восточной зоны Андийского пояса.

Верхнедокембрийский складчатый комплекс востока Андийского пояса метаморфизован в целом в фации зеленых сланцев. Древнейшие отложения, залегающие с угловым несогласием на комплексе верхнего докембрия, являются нижнепалеозойскими. На севере Аргентины к ним относятся фаунистически охарактеризованные кембрийские слои, а в более северных районах, в частности в Перу, Колумбии и Венесуэле,— главным образом ордовикско-силурийские толщи. Иногда они перекрыты средне-, верхнепалеозойскими или даже мезозойскими накоплениями. Верхнедокембрийский возраст данного комплекса подтверждается местами радиометрическими данными. Так, граниты, рвущие сланцы Кордильеры-де-Марида в Венесуэле, датируются в 660 млн. лет (Arnold, Smith, 1964).

По вещественному составу комплекс различен в разных участках рассматриваемой зоны. Местами он включает, вероятно, вулканогенные образования, а в других районах лишен их. Верхнедокембрийский комплекс сравнительно хорошо изучен на северном обрамлении Пампинского массива и в Андах Северо-Западной Аргентины.

В Сьерре-де-Веласко к верхнему докембрию относится описанная в 1962 г. Ж. Турнером ф о р м а ц и я Н е г р о - П е й н а д о, состоящая из филлитов, глинистых сланцев, лизарро, роговиков и в подчиненных количествах кварцитов и линз известняков (Геология месторождений..., 1968). Формация интродуцирована посттектоническими гранитоидами.

В Восточной Кордильере Северо-Западной Аргентины, по данным Ж. Турнера (Turner, 1970), комплекс слагает ядра антиклиналей и образует удлиненные выходы ССВ-ЮЮЗ простирания. Он представлен темными зеленовато-серыми до фиолетовых кварцевыми сланцами, филлитами и аспидными сланцами с четко выраженной сланцеватостью.

Южнее и западнее железной дороги, идущей через г. Жужуй на север, в верхнем докембрии распространены в основном граувакки и сланцы. Граувакки коричневатые-серые и пурпурные, местами с зеленоватым оттенком. Они образуют слои мощностью 30—50 см, чередующиеся с тонкими (до 2 см) прослоями сланцев. Граувакки сложены в основном угловатыми зернами кварца, обломками мусковита и редко полевого шпата, сцементированными серицитом, хлоритом и другими глинистыми минералами. Цемент составляет до 40% породы. Местами в Восточной Кордильере распространены кварцевые песчаники, алевролиты и кремнистые сланцы. Отмечаются также кварцево-слюдистые сланцы, известняки и доломиты. Мощность известняков достигает 300 м, а общая мощность докембрийского разреза, по Ж. Турнеру, не менее 2000 м.

В отличие от среднедокембрийского комплекса, слагающего основную часть Пампинского массива, в данном комплексе отсутствуют синтектонические интрузивные образования. Здесь встречаются единичные плутоны апотектонических гранодиоритов, а также многочисленные кварцевые жилы. Гранодиориты сопровождаются небольшими контактовыми ореолами роговиков. К—Аг и Rb—Sr анализы гранодиоритов дают возраст  $530 \pm 20$  млн. лет. Ж. Турнером гранодиориты считаются докембрийскими, поскольку вместе с вмещающими сланцами они с угловым несогласием перекрываются кембрийскими отложениями.

В Южном Чили, в районе оз. Хенераль-Кароера (непосредственно к западу от Патагонского массива) известны глинистые сланцы и филлиты с мощными пачками мраморов (González-Bonorino, Aguirre, 1970).

В Центрально-Перуанском массиве верхний докембрий, представленный ф о р м а ц и е й М а р а н ъ о н, сложен вулканогенно-осадочными породами — серицитовыми и хлоритовыми сланцами, филлитами, мета-

базитами и кварцитами (Богданов, 1970а). На этом комплексе с угловым несогласием залегают ордовикские отложения. Сходные образования, включающие, кроме того, песчаники, описываются Г. Гертом (1959) в Восточной Кордильере Колумбии и на ее продолжении в Эквадоре.

В Кордильере-де-Мерида Венесуэлы к верхнему докембрию относится формация Бельявиста, состоящая из филлитов, хлоритовых, серицитовых и графитовых сланцев (Lexique Stratigraphique..., 1956; Schubert, 1969). Формация прорвана гранитами с радиометрическим возрастом  $660 \pm 30$  млн. лет (Arnold, Smith, 1964).

Таким образом, во внешней зоне Андийского пояса во многих участках устанавливаются два докембрийских комплекса, довольно резко различающихся по степени метаморфизма. Нижний комплекс на огромном протяжении от Аргентины до Венесуэлы имеет, возможно, разный возраст и соответствует складчатым комплексам смежных частей континента, на которых закладывался Андийский пояс. О его наложенности свидетельствует хотя бы то обстоятельство, что он граничит с разновозрастными тектоническими областями, срезая их. Не ясен стратиграфический объем и верхнего комплекса. Возможно, он также различен. Местами, например на северо-западе Аргентины, где среди сланцев, кварцитов и филлитов встречаются известняки и доломиты, верхний складчатый комплекс Андийской зоны хотя бы частично соответствует вендскому (?) чехлу сравнительно близко расположенных районов Парагвая.

### Внутренняя зона

Во внутренней зоне пояса проблематичный докембрий образует ряд прерывистых выходов в прибрежной полосе Тихого океана, от южных районов Чили до Эквадора. Здесь распространены как гнейсы, так и слабо метаморфизованные толщи (Герт, 1959; Zeil, 1964; Gonzáles-Bonorino, Aguirre, 1970). В Чили они выделяются в кристаллический фундамент, под которым обычно понимаются все регионально метаморфизованные породы и интрузивные образования домезозойского возраста.

По заключению В. Цейля (Zeil, 1964), метаморфическое основание слабо изучено, плохо расчленено и не отделено от метаморфических пород палеозоя. Однако следует подчеркнуть, что метаморфические толщи и неметаморфизованные отложения палеозоя оказываются, как правило, пространственно разобщенными.

По В. Цейлю, интенсивность метаморфизма и складчатости в кристаллическом фундаменте в целом ослабевает с запада на восток. Им приводятся примеры, где наблюдается обратная картина. Это обстоятельство не позволяет выделять здесь разновозрастные комплексы в зависимости от степени метаморфизма.

В последнее время предприняты попытки выделения в кристаллическом фундаменте Чили метаморфических фаций и выявления особенностей их регионального распространения и соотношения друг с другом (Gonzales-Bonorino, Aguirre, 1970). Так в центральных районах Чили указанными авторами выделяются три метаморфические серии: Курепто, Пичилему и Ниривило (рис. 15).

Серия Курепто, отражающая условия среднего и высокого давления, наиболее широко распространена в прибрежной полосе Чили. В Центральном Чили она полностью представлена породами зеленосланцевой фации метаморфизма. Между  $34$  и  $41^\circ$  ю. ш. в метаморфической серии Курепто выделяются три узкие минералогические зоны, отражающие увеличение степени метаморфизма по направлению к западу. Восточная зона (I — см. рис. 15) состоит из метапесчаников и сланцев. Для нее характерна ассоциация кварц — мусковит — хлорит — альбит. Центральная

зона (II) образована филлитами и кварцевыми филлитами и определяется ассоциацией кварц — мусковит — биотит — альбит. Западная зона (III) включает ассоциацию кварц-мусковит — хлорит — альбит + спессартит и представлена в основном кварцево-сланцевыми сланцами. Для пород этой зоны типичны вкрапленники альбита. Местами встречаются стильпномелан, лавсонит и глаукофановый амфибол. В небольших количествах отмечаются эпидот-амфибол-хлорит-альбитовые сланцы и богатые железом кварциты.

Метаморфические толщи, сходные с образованиями Курепто, широко распространены также в Северном и Южном Чили.

Серия Пичилему, сформированная в условиях среднего (до низкого) давления, отличается от описанной выше широким диапазоном степени метаморфизма от зеленосланцевой до гранулитовой фации, причем усиление метаморфизма происходит в восточном направлении. На крайнем западе находится зона развития пород зеленосланцевой фации. В ее пределах выделяются две подзоны: западная кварц-мусковит-биотит-хлорит(-альбит)овая и восточная бесхлоритовая. Породы представлены глинистыми сланцами, метапесчаниками и кварцевыми филлитами. Между подзонами среди сланцев и филлитов встречаются слои амфибол-эпидот-альбитовых сланцев.

Восточнее распространены образования амфиболитовой фации. Они представлены тремя метаморфическими зонами, характеризующимися соответственно следующими ассоциациями: кварц — мусковит — биотит — олигоклаз — гранат; кварц — мусковит — биотит — олигоклаз — андалузит — ставролит ( $\pm$ гранат) и кварц — мусковит — биотит — силлиманит. Основные породы этих зон — слюдяные сланцы и кварциты.

Амфиболитовая фация к востоку сменяется гранулитовой фацией, образующей силлиманит-ортоклазовую зону. Она располагается вблизи гранодиоритового батолита, но интрузивный контакт является секущим по отношению к изоградам метаморфизма. В этой зоне различаются две подзоны. Одна характеризуется ассоциацией кварц — биотит — силлиманит — плагиоклаз — ортоклаз, а другая, примыкающая к батолиту, — ассоциацией кварц — биотит — силлиманит — плагиоклаз — ортоклаз —

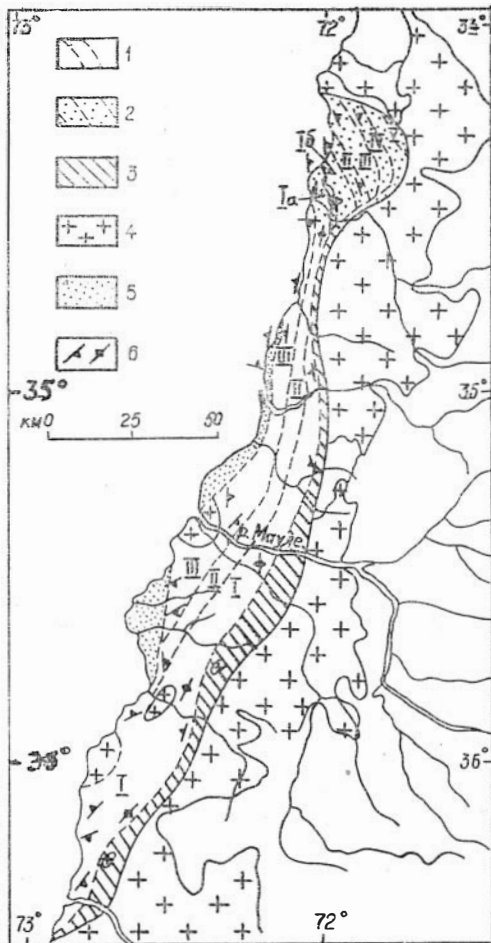


Рис. 15. Карта, показывающая распространение фаций и минеральных зон кристаллического фундамента в северной части Берегового хребта. Центральное Чили (по: González-Bonorino, Aguirre, 1970).

Метаморфические серии: 1 — Курепто; 2 — Пичилему; 3 — Ниривило; 4 — гранитные батолиты и штоки; 5 — кайнозойские береговые осадки; 6 — прогибание и наклон  $S_1$ -плоскостей. Римские цифры — метаморфические зоны (I—V) и подзоны (Ia, Ib).

кордиерит — альмандин. Породы гранулитовой фации представлены слюдистыми и кварцево-слюдистыми сланцами, а у контакта с гранодиоритами — гнейсами, насыщенными гранитными жилами. В нескольких километрах южнее Вальпараисо отмечаются чарнокиты, ассоциирующие с амфиболовыми гнейсами, конформно интродуцированные и частично мигматизированные гранитными породами. В чарнокитах присутствует ассоциация кварц — плагиоклаз — ортоклаз — клинопироксен — ортопироксен (— биотит). В породах, связанных с чарнокитами, развиты следующие ассоциации: кварц — плагиоклаз — роговая обманка — биотит ± калишпат; кварц — плагиоклаз — калишпат — биотит ± мусковит; кварц — плагиоклаз — биотит — альмандин; плагиоклаз — силлиманит — кордиерит — биотит ± мусковит; кварц — калишпат — биотит — кордиерит — альмандин.

Серия Ниривило, образованная метаморфическими породами низкого давления, распространена на границе с гранодиоритовым батолитом. Наиболее четко она устанавливается в области развития толщ с низкой степенью регионального метаморфизма. Ширина контактового ореола достигает местами 15 км. Эта серия рассматривается как продукт контактового метаморфизма. В отношении двух других серий высказывается предположение об их разновозрастности. Серия Пичилему, степень метаморфизма которой меняется от зеленосланцевой до гранулитовой фации, в этом случае считается более молодой (Gonzales-Bonogino, Aguirre, 1970).

Метаморфические толщи Чили одни исследователи считают докембрийскими (Герт, 1959; Zeil, 1964), другие на основании радиометрических данных относят их к началу верхнего палеозоя (Gonzales-Bonogino, Aguirre, 1970; Minizaga et al., 1973). Изотопные датировки метаморфических пород в пределах Анд, по-видимому, не отражают их истинного возраста.

Метаморфические толщи, относимые к докембрию, известны также в пределах Перу и Эквадора.

В Западной Кордильере Перу, по данным А. А. Богданова (1970а), слабо метаморфизованные сланцы, сходные с породами формации Мараньон, выходят на поверхность вблизи границы с Эквадором. В прибрежной полосе выходы метаморфического комплекса известны между городами Писко и Мольендо, где развиты хлоритовые и слюдяные сланцы, кварциты, орто- и парагнейсы (Герт, 1959; Богданов, 1970а). На древние образования местами несогласно налегают, вероятно, отложения верхнего ордовика или нижнего девона. Этот метаморфический комплекс занимает такую же структурную позицию, как и описанные образования Чилийского побережья. В районе г. Писко полоса метаморфических пород, по А. А. Богданову, уходит в океан и срезается краем материкового уступа. Продолжение ее обнаруживается вблизи Эквадора в районе мыса Пунта-Негра.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Распространение структурно-вещественных комплексов докембрия, их строение и взаимоотношение друг с другом позволяют наметить в Южной Америке три крупные тектонические области.

Наиболее древним элементом является Гвианский массив, сложенный складчатыми комплексами преимущественно нижнего докембрия. В северной его части местами распространен среднедокембрийский платформенный чехол (формация Рорайма). В центральных и южных районах массива известны сравнительно слабо дислоцированные, а местами залегающие практически горизонтально, существенно терригенные образования, относимые условно к венду. Однако возраст их нельзя

считать установленным. Он может меняться в широких пределах и, как это имело место с формацией Рорайма, «вендские» толщи Гвианского массива местами могут оказаться значительно более древними. В ряде районов они ассоциируют с кислыми вулканогенными образованиями, что сблизжает их с дорораймским комплексом севера Гвианского щита (с формациями Мурува и Ивокрама и их аналогами).

Восточная часть материка, от Уругвая до устья р. Амазонки, занята более молодой **Уругвайско-Бразильской складчатой областью**, в которой комплексы нижнего докембрия слагают отдельные выступы или элементы типа срединных массивов, а основная площадь занята более молодыми складчатыми сооружениями. Чехол этой области представлен отложениями, относящимися, по-видимому, к венду. Нижние его горизонты, выполненные терригенными отложениями, кое-где являются, возможно, более древними. Простирание главнейших структурных элементов складчатой области субмеридиональное или северо-восточное, в то время как в Гвианском массиве северо-западное. Таким образом, между этими структурными единицами имеются различия не только в возрасте структурно-вещественных комплексов, но и в ориентировке складчатых дислокаций.

Для Уругвайско-Бразильской складчатой области характерно широкое распространение радиометрически омоложенных древних докембрийских комплексов. В этом отношении восточная часть Южной Америки имеет сходство с Мозамбикским поясом востока Африки.

На западной окраине Южно-Американского континента располагается **Андийский складчатый пояс**, который является наиболее молодым структурным образованием докембрия. В его пределах, по-видимому, широко распространены верхнедокембрийские толщи, а более древние комплексы слагают ряд глыб и массивов, представляющих собой выступы фундамента, на котором заложен Андийский пояс. Возраст комплексов фундамента здесь весьма неопределенный. В северной части пояса, где он примыкает к нижнедокембрийскому Гвианскому массиву, возраст их в целом может быть более древним, чем на юге.

Ширина пояса в месте соприкосновения его с Уругвайско-Бразильской складчатой областью больше, чем на границе с древним Гвианским массивом.

О времени заложения Андийского пояса можно предполагать только по косвенным признакам. Например, в северной половине Гвианского массива имеется ряд крупных разломов северо-восточного простираения, близких по ориентировке к простираению северного отрезка Андийского пояса. В зонах этих разломов развиты радиометрически омоложенные породы с датировками в пределах 1200—1400 млн. лет. Близкие значения известны из бассейна р. Гуавьяре на территории Колумбии (Pinson e. a., 1962). Если формирование указанных зон разломов и заложение Андийского пояса связывать с единым процессом, то приведенные цифры могут свидетельствовать о начале этого процесса.

В Южной Америке намечаются различные типы соотношений структурных элементов докембрия с контурами континента. В этом отношении резкие различия имеются между Атлантическим и Тихоокеанским побережьями. В Атлантическом секторе на отдельных участках докембрийские структуры резко обрываются не только вблизи береговой линии, но и у материкового склона. В пределах Андийского пояса дислокации в целом согласуются с направлением береговой линии, хотя на отдельных участках, в районе Перу и Эквадора, докембрийские комплексы срезаются зоной, отделяющей континент от океана.

Наряду с этим на Южно-Американском континенте имеется участок, в котором докембрийские структурно-вещественные комплексы в том виде, в каком они описаны для всего континента, либо отсутствуют,

либо подвержены глубокой переработке. Он находится на западном побережье Колумбии, где, как считают некоторые исследователи (Mac Donald, Hurley, 1969; Gansser, 1973), мезозойские отложения залегают на коре океанического типа. Таким образом, наряду с «выходом» докембрийских комплексов за пределы современных контуров континентов, мы имеем участки в его пределах, где такие комплексы, по-видимому, отсутствуют. Срезание докембрийских структурных элементов на краю континента в ряде случаев может быть объяснено гипотезой глобальной тектоники плит. Многие исследователи обращают внимание не только на подобие очертаний запада Африки и востока Южной Америки, но и на аналогию некоторых геологических комплексов по разные стороны Атлантического океана. Это, в частности, относится и к докембрию. Например, обращает на себя внимание большое сходство вулканогенно-терригенного комплекса Гвианского щита с бирримом Африки (McConnell *et al.*, 1964; Choubert, 1967; и др.). Устанавливается также, что пояс радиометрически омоложенных пород, примыкающий к северо-восточному побережью Бразилии, находит свое продолжение в Африке на территориях Нигерии и Дагомеи (Hurley *et al.*, 1967).

## ЛИТЕРАТУРА

- Берзин Н. А. Тектоника докембрия Южной Америки. — «Геол. и геофиз.», 1970, № 8, с. 44—53.
- Богданов А. А. О геологии Перуанских Анд. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1970а, XLV (2), с. 130—151.
- Богданов А. А. О создании международных геологических карт Южной Америки. — «Геотектоника», 1970б, № 1, с. 3—15.
- Брейсуэлла С. Британская Гвиана. — В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1959, с. 100—106.
- Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М., «Наука», 1968, 279 с. Авт.: Колотухина С. Е., Григорьева Л. А., Клаповская Л. И. и др.
- Герт Г. Геология Анд. М., ИЛ, 1959. 291 с.
- Карта тектоники докембрия континентов. М-б 1 : 15 000 000. Под ред. Ю. А. Колотухина. Новосибирск — Москва, 1972.
- Колотухина С. Е. Стратиграфия докембрия Бразильского щита. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1966, № 5, с. 33—49.
- Лопэс В. М. Юго-Восточная Венесуэла (Гвианское нагорье). — В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1959, с. 303—308.
- Муратов М. В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования. — «Изв. вузов. Геол. и разв.», 1966, № 3, с. 3—48.
- Оливейра А. И. Бразилия. — В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1959, с. 23—83.
- Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1959. 342 с.
- Скарпелли В. Марганцевое месторождение Сьерра-ду-Навиу. — В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 234—244.
- Схолс Г. Суринам. — В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1959, с. 90—99.
- Тольберт Г. Е., Тримейн Дж. В., Мельхер Г. К., Гомес К. Б. Геология и железорудные залежи района Сьерра-дус-Каражас в штате Пара. — В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 291—299.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1970. 431 с.
- Ханн В. Е. Региональная геотектоника. М., «Недра», 1971. 548 с.
- Хедберг Х. Д. Северо-Восточная Венесуэла. — В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1959, с. 308—312.
- Штилле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М., «Мир», 1968. 255 с.
- Штрейс Н. А. О происхождении Гондваны. — В кн.: Гондвана. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9. М., «Наука», 1964, с. 7—47.
- Шубер Б. Французская Гвиана. — В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1959, с. 83—90.
- Эрреро-Дюклу. Анды Западной Аргентины. — В кн.: Кордильеры Америки. М., «Мир», 1967, с. 7—24.
- Ahlfeld F., Braniša L. Geologia de Bolivia. La Paz, 1960. 243 p.

- Allen P. M.** The younger granite group of British Guiana.— In: Intern. Geol. Congr. Report of the XXII Session. V. of abstracts. New Delhi, 1964.
- Airneida F. F. M. de.** Origeme e evolução da plataforma Brasileira.— "Brazil. Div. Geol. e Miner.", 1967, Bol. № 241, p. 36.
- Amaral G., Kawashita K.** Idade do Grupo Bambui.— "Bol. Paranaense de Geciências", 1967, № 26, p. 39, 40.
- Arnold H. C., Smith W. R.** Paleozoic rocks of Merida Andes, Venezuela.— "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.", 1964, v. 48, № 1, p. 70—84.
- Barbosa O.** Evolution of the géosynclinal Espinhaço.— "In: Compt. Rend. Congr. géol. Intern. 19 session. Alger 1954, fasc. 14, p. 17—36.
- Barbosa O.** Geologia basica e econômica da região do Medio Tapajós, Estado do Pará.— "Brazil. Div. Fomento Produção Mineral.", 1966a, Bol. № 126, 53 p.
- Barbosa O.** Idade do grupo Bambui.— In: XX Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, 1966b.
- Barbosa O., Ramos J. R. de Andrade.** Territóri do Rio Branco.— "Brazil. Div. Geol. e Miner.", 1959, Bol. № 196, 46 p.
- Barbosa O., Ramos J. R. de Andrade, Gomes F. de Andrade, Helmbold R.** Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Aroguaiá".— "Brazil. Div. Geol. e Miner.", 1966, Monografia № XIX, 94 p.
- Barbosa R. A.** Charnokitos de Rialma, Ceres e Iaraguá, Estado de Coiás.— "Brazil. Div. Geol. e Miner.", 1959a, Bol. N 201, 26 p.
- Barbosa R. A.** Estudo de Alguns charnockitos do estado do Rio.— "Brazil. Div. Fomento Produção Mineral.", 1959b, Bol. № 192, 31 p.
- Barron C. N.** Notas on the stratigraphy of central British Guiana.— In: Anais da VI conferência geológica das Guianas, Rio de Janeiro, 1966, Avulso № 41, p. 121—126.
- Bellizzia A. G.** Mapa Geologico de la Republica de Venezuela. Prueba Previa, 1968.
- Beurlen K.** Geologie von Brasilien.— Beitráge zur regionalen Geologie der Erde, 9. Berlin — Stuttgart, 1970, 444 S.
- Boer N. P. de** The tectonic framework and history of the sedimentary basins of northern Brazil.— In: Anais da VI conferência geológica das Guianas, Rio de Janeiro, 1966, Avulso № 41, p. 78—82.
- Bossi J.** Carta geologica preliminar del Uruguay. Escala 1 : 1 000 000. 1966.
- Campbell D. F., Moutinho da Costa L. A.** Reconhecimento regional através do geosinclineo centro — leste Brasileiro.— "Brazil. Div. Geol. e Miner. Notas preliminares e estudos", 1965, Bol. 124.
- Cannon R. T.** The gneisses of the Bartica Assemblage, British Guiana.— "Geol. Mag.", 1962, № 2, p. 164—172.
- Carte Géologique de l'Amérique du Sud**, 1 : 5 000 000, 1964.
- Carte Géologique du Département de la Guyane**, 1 : 500 000.
- Carter J. W.** Geological setting of the Marudi Mountain Goldfield.— In: Anais da VI Conferência geologica das Guianas, Rio de Janeiro, 1966, Avulso, № 41, p. 129—142.
- Cecillia M. B.** Mapa tectonico de Venezuela. Prueba Previa, 1969.
- Choubert B.** Ages absolus du Précambrien Guyanais.— "Compt. rend. Acad. Sci.", 1964, t. 258, № 2, p. 631—634.
- Choubert B.** Etat actuel de nos connaissances sur la géologie de la Guyane française.— "Bull. Soc. Géol. France", 1965, t. 7, № 1, p. 129—135.
- Choubert B.** Réflexions sur la finalité des mesures géochronologiques (périodicité des événements du Précambrien et dérive des continents).— "Bull. Soc. Géol. France", 1967, t. 9, № 6, p. 809—819.
- Choubert B.** Les Guyano — éburneides de l'Amérique du Sud et de l'Afrique occidentale (Essais de comparaison géologique).— "Bull. du Bureau de Recherches Geol. et Minier." (Deuxième série), 1969, Section IV, № 4, p. 39—70.
- Choubert B., Brouwer G. C.** Stratigraphie de la série de Pharamaca en Guyana française.— "Compt. rend. Acad. Sci.", 1960, t. 251, № 1, p. 109—111.
- Cordani U. G., Girardi V. A. V.** Geologia da fôlha de Morretes.— "Bol. Univ. Federal Paraná. Geologia", 1967, № 26, 10 p.
- Cordani U. G., Melcher G. C., Almeida F. F. M. de.** Outline of the Precambrian geochronology of South America.— "Can. J. Earth Sci.", 1968, v. 5, № 3, pt. 2, p. 629—632.
- Cox D. P.** Regional environment of the Jacobina auriferous conglomerate, Brazil.— "Econ. Geol.", 1967, v. 62, № 6, p. 773—780.
- Dorr J. V. N. 2d.** Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero Minas Gerais, Brazil.— "U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 641-A", 1969, p. 1—104.
- Dorr J. V. N. 2d, Barbosa A. L. M.** Geology and ore deposits of the Itabira district Minas Gerais, Brazil.— "U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 341-C", 1963, 110 p.
- Ebert H.** Beitrag zur Cliederung des Präkambriums in Minas Gerais.— "Geol. Rundschau", 1957, Bd. 45, H. 3, S. 470—521.
- Ebert H.** Notes on the pre-cambrian of the Guianas.— In: Anais da VI conferência geológica das Guianas, Rio de Janeiro, 1966, Avulso № 41, p. 15—30.
- Ebert H.** The Precambrian geology of the "Borborema" — Belt (States of Paraíba and Rio Grande do Norte; northeastern Brazil) and the origin of its mineral provinces — "Geol. Rundschau", 1970, Bd. 59, H. 3, S. 1292—1326.

- Edilton J. S.** Mapa Geológico Quadricula de Açú. Rio Grande do Norte, 1964.
- Ferreira E. O.** Contribuição à litologia da série Uatuma.— "Brazil. Div. Geol. e Miner.", 1959, Bol. № 185, 31 p.
- Frakes L. A., Crowell J. C.** Facies paleogeography of late Paleozoic diamictite, Falkland Islands.— "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1967, v. 78, № 1, p. 37—58.
- Fuck R. A.** Nota explicativa da folha geológica de Quero — Quero.— "Bol. Univ. Federal Paraná. Geologia", 1966, № 19, 21 p.
- Fuck R. A.** Geologia da folha de Abapã.— "Bol. Univ. Federal Paraná. Geologia", 1967, № 25, 34 p.
- Fuck R. A., Marini O. J., Trein E.** A formação Guaratubinha.— "Bol. Paranaense de Geociências", 1967a, № 23—25, p. 237—255.
- Fuck R. A., Marini O. J., Trein E.** Contribuição ao estudo das rochas graníticas do Estado do Paraná.— "Bol. Paranaense de Geociências", 1967b, № 23—25, p. 183—219.
- Fuck R. A., Trein E., Marini O. J.** Geologia e Petrografia dos Migmatitos do Paraná.— "Bol. Paranaense de Geociências", 1967c, № 23—25, p. 5—41.
- Gair Y. E.** Geologie and ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Brazil.— "U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 341-A", 1962, 67 p.
- Gansser A.** Facts and theories on the Andes (Twenty — sixth William Smith lecture).— "J. Geol. Soc.", 1973, v. 129, pt. 2, p. 93—131.
- Goni J. C.** O Rapakivi lavras. Lavras do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil.— "Bol. Univ. Rio Grande do Sul.", 1961, № 7.
- Goni J. C., Goso H., Issler R. S.** Estratigrafia e Geologia Econômica do Pré — Cambriano e Eopaleozóico Uruguaio e Sul — Riograndense.— "Univ. Rio Grande do Sul. Escola Geol.", 1962, Avulso № 3, 84 p.
- Goni J. C., Hoffstetter R.** Uruguay.— "Lexique stratigraphique international", 1964, v. 4, 200 p.
- González-Bonorino F., Aguirre L.** Metamorphic facies series of the crystalline basement of Chile.— "Geol. Rundschau", 1970, Bd. 59, H. 3, S. 979—994.
- Gorlt G.** Fazieswechsel und Metamorphose in der westlichen Serra Negra (Espinhaço — Zone, Minas Gerais, Brasilien).— "Geol. Rundschau", 1972, Bd. 61, H. 1, S. 166—201.
- Grabert H.** Zum Bau des Brasilianischen Schildes. Versuch einer Analyse des Brasiliden — Orogenes.— "Geol. Rundschau", 1963, Bd. 52, H. 1, S. 292—317.
- Gross W. H.** Evidence for a Modified Placer Origin for Auriferous Conglomerates, Canavieiras Mine, Jacobina, Brazil.— "Econ. Geol.", 1968, v. 63, № 3, p. 271—276.
- Guild P. W.** Iron deposits of Congonias district, Minas Gerais, Brazil.— "Econ. Geol.", 1953, v. 48, № 8, p. 639—676.
- Guimarães D.** Considerações sobre dados cronogeológicos da América do Sul e outros continentes.— "Brazil. Div. Geol. e Miner.", 1965, Bol. № 228, 41 p.
- Guimarães D.** Contribuição ao estudo das formações arqueo — proterozoicas do Brasil.— "Brazil. Div. Fomento Produção Mineral", 1966a, Avulso, № 89, 38 p.
- Guimarães D.** Os metamorfitos denominados "Micaxistos Serido".— "Brazil. Div. Geol. e Miner.", 1966b, Bol. № 237, 31 p.
- Guimarães D., Dutra C. V.** Contribuição ao estudo da série Bambuí.— "Brazil. Div. Geol. e Miner.", 1969, Bol. № 243, 28 p.
- Harrington H. J.** Paleogeographic development of South America.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1962, v. 46, № 10, p. 1773—1814.
- Hawkes D. D.** Differentiation of the Tumatumari — Kopinang dolerite intrusion, British Guiana.— "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1966a, v. 77, № 10, p. 1131—1158.
- Hawkes D. D.** The Petrology of the Guiana Dolerites.— "Geol. Magazine", 1966b, v. 103, № 4, p. 320—335.
- Herz N.** Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.— "U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 641-B", 1970, 55 p.
- Herz N., Hurley P. M., Pinson W. H., Fairbairn H. W.** Age measurements from a part of the Brazilian shield.— "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1961, v. 72, № 7, p. 1111—1119.
- Holtrop J. F.** De mangaanafzettingen van het Guyana Schild.— In: Delft, 1962, 514 p.
- Holtrop J. F.** The stratigraphy and age of the Precambrian rocks of Surinam.— "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1968, v. 79, № 4, p. 501—508.
- Holtrop J. F.** Information on the granitoid rocks of Surinam, South America.— "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1969, v. 80, № 11, p. 2237—2252.
- Hubach H., Radelli L., Bürgli H.** Mapa geológico de Colombia, Escala 1 : 1 500 000. Bogotá, 1962.
- Humphrey F. L., Allard G. O.** The Propria Geosyncline, a newly recognized Precambrian tectonic province in the Brazilian shield.— In: Intern. Geol. Congr. Report of the XXIII Session. Geology of Pre — Cambrian. Prague, 1968, p. 123—139.
- Hurley P. M., de Almeida F. F. M., Melcher G. C., Cordani U. G., Rand J. R., Kawashita K., Vadoros P., Pinson W. H., Fairbairn H. W.** Test of continental drift by comparison of radiometric ages.— "Sci.", 1967, v. 157, № 3788, p. 495—500.
- Hurley P. M., Melcher G. C., Pinson W. H., Jr., Fairbairn H. W.** Some orogenic episodes in South America by K — Ar and whole — rock Rb — Sr dating.— "Can. J. Earth Sci.", 1968, v. 5, № 3, pt. 2, p. 633—638.

- Johnson R. F.** Geology and ore deposits of the Cachoeira do Campo, Dom Bosco and Ouro Branco Quadrangles, Minas Gerais, Brazil.—"U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 341-B", 1962a, 39 p.
- Johnson R. F.** Lead-zinc deposits of the Boquirá district state of Bahia, Brazil.—"U. S. Geol. Surv.", Profess. Paper 1110-A, 1962b, 31 p.
- Jordan H.** Die Minas-Gruppe in Nordost-Bahia, Brasilien.—"Geol. Rundschau", 1972, Bd. 61, H. 2, S. 441—469.
- Jost H.** Esbôço geológico da Fôlha "Cabeceiras do Rio Vacacai", São Gabriel, R. G. S.—"Bol. Univ. Federal Rio Grande do Sul. Geologia", 1970, N 16.
- Jost H., Pinto J. F.** Geologia da Fôlha Estância da Barra, São Gabriel—Rosário do Sul—R. G. S.—"Bol. Univ. Federal Rio Grande do Sul. Geologia", 1970a, N 17, p. 7—26.
- Jost H., Pinto J. F.** Geologia da Fôlha Suspiro, São Gabriel—Lauras do Sul. R. G. S.—"Bol. Univ. Federal Rio Grande do Sul. Geologia", 1970b, N 17, p. 31—54.
- Kalliokoski J.** Geology of north-central Guayana Shield, Venezuela.—"Geol. Soc. Amer. Bull.", 1965, v. 76, N 9, p. 1027—1049.
- Kegel W.** A estrutura geológica do nordeste do Brasil.—"Brazil. Div. Geol. e Miner.", 1965a, Bol. N 227, 47 p.
- Kegel W.** Lineament—Tektonik in Nordost Brasilien.—"Geol. Rundschau", 1965b, Bd. 54, H. 2, S. 1240—1260.
- Kegel W., Barroso J. A.** Contribuição à geologia do médio São Francisco, na região de Juazeiro.—"Brazil. Div. Geol. e Miner.", 1965, Bol. N 225, 24 p.
- Kegel W., Barroso J. A.** Contribuições à geologia do submédio e Baixo Rio São Francisco.—"Brazil. Div. Geol. e Miner.", 1966, Bol. N 231, 42 p.
- Kehrer P.** Zur Geologie der Itabirite in der südlichen Serra do Espinhaço (Minas Gerais, Brasilien).—"Geol. Rundschau", 1972, Bd. 61, H. 1, S. 216—249.
- Koch E.** Die Tektonik im Subandin des Mittel—Ucayali—Gebietes, Ostperu.—"Geotekt. Forsch.", H. 15, Stuttgart, 1962, 67 p.
- Koch E.** Ein tektonischer Schnitt durch Mittelperu.—"Geol. Rundschau", 1968, Bd. 57, H. 2, S. 615—621.
- Korol B. T.** Estratigrafia de la serie Pastora en la region Guasipati—El Dorado.—In: Republica de Venezuela. Ministerio de Minas e Hidrocarburos. Direccion de Geologia, 1961.
- Lexique Stratigraphique International**, v. V, Fasc. 3, Venezuela, 1956, 740 p.
- Loczy L.** de Paleogeography and history of geological development of the Amazonas Basin.—"Jahrb. Geol. Bundesanstalt", Wien, 1963, v. 106, H. 2, p. 449—502.
- Loczy L. de.** Evolução paleogeográfica e geotectônica da Bacia Gonduânica do Paraná e do seu embasamento.—"Brazil. Div. Geol. e Miner.", 1966, Bol. N 234, 71 p.
- Loeban Tobing D. P.** Geology of the Avanavero region in western Surinam.—Paper presented at the VIIth Guiana Geological Conference, Paramaribo, November, 1966.
- Lopes J. A. U.** Nota explicativa da fôlha geológica de Curitiba.—"Bol. Univ. Federal do Paraná. Geologia", 1966, N 20.
- Mac Donald W. D., Hurley P. M.** Precambrian gneisses from Northern Colombia, South America.—"Geol. Soc. Amer. Bull.", 1969, v. 80, N 9, p. 1867—1872.
- Mapa geológico do Estado da Guanabara.** Escala 1:50 000, 1965.
- Mapa geológico do território Federal de Rondônia.** Escala 1:1 000 000. Rio de Janeiro, 1966.
- Marini O. J.** Geologia da fôlha de Araucária.—"Bol. Univ. Federal do Paraná. Geologia", 1967, N 24, 22 p.
- Marini O. J., Trein E., Fuck R. A.** O grupo Acungui no estado do Paraná.—"Bol. Paran. Geociênc", 1967, N 23—25, p. 43—103.
- Marotta C. A., Scarpelli W., Maruo J., Barbour A. P., Lima L. G. B.** Notas sobre o distrito manganesífero de Serra do Navio, território federal do Amapá—Brasil.—In: Anais da VI Conferência geológica das Guianas. Rio de Janeiro, 1966, Avulso N 41, p. 57—69.
- Martin-Kaye P. H. A.** Progress by the Geological Survey Department of British Guiana.—In: Anais da VI Conferência geológica das Guianas. Rio de Janeiro, 1966, Avulso N 41, p. 113—121.
- Martins L. R., Castanho O., Sanguinetti Y. T., Coster S.** Geology of the state of Rio Grande do Sul—Brasil. Synopsis.—"Bol. Univ. Federal Rio Grande do Sul. Geologia", 1966, N 11.
- Maxwell C. H.** Geology and ore deposits of the Alegria District, Minas Gerais, Brazil.—"U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 341-J", 1972, 70 p.
- McConnell R. B.** Fundamental fault zones in the Guiana and West African shields in relation to presumed axes of Atlantic spreading.—"Geol. Soc. Amer. Bull.", 1969, v. 80, N 9, p. 1775—1782.
- McConnell R. B., Dixon C. G.** A geological map of British Guiana.—In: Intern. Geol. Congr. Report of the XXI Session, Norden, 1960, Pt. 9. Copenhagen, 1960, p. 39—50.
- McConnell R. B., Smith D. M., Berrange J. P.** Geological and geophysical evidence for a rift valley in the Guiana Shield.—"Geol. en Mijnbouw", 1969, v. 48, N 2, p. 189—200.
- McConnell R. B., Williams E., Cannon R. T., Snelling N. J.** A new interpretation of the geology of British Guiana.—"Nature", 1964, v. 204, N 4954, p. 115—118.

- McDougall J., Compston W., Hawkes D. D.** Leakage of radiogenic argon and strontium from minerals in proterozoic dolerites from British Guiana.—"Nature", 1963, v. 198, № 4880, p. 564—567.
- Mesner Y. C., Wooldridge L. C. Paul.** Maranhão Paleozoic basin and cretaceous coastal basins, North Brazil.—"Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.", 1964, v. 48, № 9, p. 1475—1512.
- Meunier A. R.** Succession stratigraphique et passages latéraux dus au métamorphisme dans la série Ceará, Antécambrien du Nord—Est brésilien.—"Compt. Rend. Acad. Sci.", 1964, t. 259, p. 3796—3799.
- Monica Dirac F., Ebert H.** Isotopic Ages from the Pegmatite Provinces of Eastern Brazil.—"Nature", 1967, v. 215, № 5104, p. 948—949.
- Morales L. G.** General geology and oil possibilities of the Amazonas Basin, Brazil. New York, 1959, 17 p.
- Munizaga F., Aguirre L., Herve F.** Rb/Sr ages of rocks the Chilean metamorphic basement.—"Earth Planet. Sci. Lett.", 1973, v. 18, № 1, p. 87—92.
- Muratori A.** Nota explicativa da folha geológica de Campo Largo.—"Bol. Univ. Federal do Paraná. Geologia", 1966, № 21, 33 p.
- Muratori A., Fuck R. A., Bigarella J. J.** Contribuição ao estudo da formação Camarinha.—"Bol. Paranaense de Geociências", 1967, № 23—25, p. 221—235.
- Nageli R. H.** Geology of the Serra do Navio manganese district, Brazil.—"Econ. Geol.", 1962, v. 57, № 4, p. 481—498.
- Nilson A. A., Motta J.** Geologia da área Goianira.—Trinidade, Goiás.—"Brazil. Div. Fomento Producao Mineral.", 1969, Bol. № 133, 108 p.
- O'Horne L.** Some remarks about a recent geological map of the three Guianas.—In: Anais da VI Conferência geologica das Guianas. Rio de Janeiro, 1966, Avulso № 41, p. 179—181.
- Pflug R.** A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais.—"Brazil. Div. Geol. e Miner.", 1965, Bol. № 226, 55 p.
- Pflug R.** Die präkambrische Miogeosynklinale der Espinhaço—Kordillere, Minas Gerais.—"Geol. Rundschau", 1967, Bd. 56, H. 3, S. 825—844.
- Pflug R.** Physikalische Altersbestimmungen aus dem Brasilianischen Schild.—"Tectonophysics", 1968a, v. 5, № 5, S. 381—411.
- Pflug R.** Südamerika (der Brasilianische Schild).—In: Präkambrium. Teil II. Südliche Halbkugel (Handbuch der stratigraphischen Geologie, Bd. XIII). Stuttgart, 1968b, p. 389—413.
- Pflug R., Schobbenhaus C., Renger F.** Contribuição a geotectônica do Brasil oriental.—"Sudene, Dep. Rec. nat., Div. Geol., Sér. espec.", 1969, № 9, 59 p.
- Picada R. S., Tessari R. I.** Geologia da Folha de Pinheiro, Encruzilhada do Sul, R. G. S. (noticia explicativa).—"Bol. Univ. Federal Rio Grande do Sul. Geologia.", 1970, № 15.
- Pinson W. H., Hurley P. M., Mencher E., Fairbairn H. W. K.** Ar and Rb—Sr ages of biotites from Colombia, South America.—"Geol. Soc. Amer. Bull.", 1962, v. 73, № 7, p. 907—910.
- Pomerene J. B.** Geology and ore deposits of the Belo Horizonte, Ibirite and Macacos quadrangles Minas Gerais, Brazil.—"U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 341-D", 1964, 84 p.
- Posadas V. G., Kalliokoski J.** Rb—Sr ages of the Encruzilhada granite intrusive in the Imataca complex, Venezuela.—"Earth Planet. Sci. Lett.", 1967, v. 2, № 3, p. 210—214.
- Priem H. N. A., Boelrijk N. A. I. M., Hebeda E. H., Verschure R. H., Bon E. H.** Isotopic age of tin granites in Rondonia, N. W. Brazil.—"Geol. Mijnbouw", 1966a, v. 45, № 6, p. 191—192.
- Priem H. N. A., Boelrijk N. A. I. M., Verschure R. H., Hebeda E. H.** Isotopic age determinations on Surinam rocks.—"Geol. Mijnbouw", 1966b, v. 45, № 1, p. 16—19.
- Priem H. N. A., Boelrijk N. A. I. M., Verschure R. H., Hebeda E. H.** Isotopic age determinations on Surinam rocks. 2.—"Geol. Mijnbouw", 1967, v. 46, № 1, p. 26—30.
- Priem H. N. A., Boelrijk N. A. I. M., Hebeda E. H., Verschure R. H., Verdurmen E. A. Th.** Isotopic age determinations on Surinam Rocks, 4. Ages of Basement Rocks in north—western Surinam and of the Roraima tuff at Tafelberg.—"Geol. Mijnbouw", 1968a, v. 47, № 3, p. 191—196.
- Priem H. N. A., Hebeda E. H., Boelrijk N. A. I. M., Verschure R. H.** Isotopic age determinations on Surinam rocks, 3. Proterozoic and permo—triassic basalt magmatism in the Guiana Shield.—"Geol. Mijnbouw", 1968b, v. 47, № 1, p. 17—20.
- Priem H. N. A., Boelrijk N. A. I. M., Hebeda E. H., Verdurmen E. A. Th., Verschure R. H.** Isotopic ages of the Trans—Amazonian acidic magmatism and the Nickerie metamorphic episode in the Precambrian basement of Suriname, South America.—"Geol. Soc. Amer. Bull.", 1971a, v. 82, № 6, p. 1095—1101.
- Priem H. N. A., Boelrijk N. A. I. M., Hebeda E. H., Verdurmen E. A. Th., Verschure R. H., Bon E. H.** Granitic complexes an associated tin mineralisations of "Grenville" age in Rondônia, Western Brazil.—"Geol. Soc. Amer. Bull.", 1971b, v. 82, № 4.
- Putzer H.** Die Geologie von Paraguay (Beiträge zur regionalen Geologie der Erde). Berlin, 1962, 182 S.
- Radelli L.** Géologie des Andes Colombiennes.—In: Travaux du Laboratoire de Géologie de Faculte des Sciences de Grenoble, 1967, 470 p.

- Reeves R. G.** Geology and mineral resources of the Monlevade and Rio Piracicaba quadrangles, Minas Gerais, Brazil.—“U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 341-E”, 1966, 58 p.
- Renger F.** Fazies und Magmatismus der Minas—Serie in der südlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien.—“Geol. Rundschau”, 1970, Bd. 59, H. 3, S. 1253—1292.
- Robertson J. F.** Geology of the lead-zinc deposits in the Município de Januária, State of Minas Gerais, Brazil.—“U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 1110-B”, 1963, 107 p.
- Rodrigues B. H. F., Ferreira O. E., Loewenstein P., Galeão G. S.** Contribuição à geologia da Fôlha de São Luis (SA—23), no Estado do Pará.—“Museu Paraense Emilio Goeldi”, 1966, № 5, 12 p.
- Rosier G. F.** A geologia da Serra do Mar entre os Picos de Maria Comprida e do Desengano (Est. d. Rio de Janeiro).—“Brazil. Div. Geol. e Miner.”, 1957, Bol. № 166, 58 p.
- Rosier G. F.** Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do Estado de Minas Gerais.—“Brazil. Div. Geol. e Miner.”, 1963, Bol. № 222, 41 p.
- Salamuni R., Bigarella J. J.** Contribuição à geologia do grupo Açungui.—“Bol. Univ. Federal do Parana. Geologia”, 1967a, № 23, 26 p.
- Salamuni R., Bigarella J. J.** The pre-gondwana basement.—In: Problems in Brazilian Gondwana Geology (Brazilian contribution to the I International Symposium on the Gondwana Stratigraphy and Palaeontology). Curitiba, 1967b.
- Sanford R. M., Lange F. W.** Basin—study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline of South Brazil.—“Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.”, 1960, v. 44, № 8, p. 1316—1370.
- Scarpelli W.** Aspectos genéticos e metamórficos das rochas do distrito de Serra do Navio (Amapá—Brasil).—In: Anais da VI conferência geologica das Guianas. Rio de Janeiro, 1966, Avulso № 41.
- Schöll W. U.** Der südwestliche Randbereich der Espinhaço—Zone, Minas Gerais, Brasilien.—“Geol. Rundschau”, 1972, Bd. 61, H. 1, S. 201—216.
- Schubert C.** Structural Geology of a part of the Barinas Mountain Front, southeastern Venezuelan Andes.—“Geol. Soc. Amer. Bull.”, 1969, v. 80, № 3, p. 443—458.
- Simmons G. C.** Geology and Iron Deposits of the Western Serra do Curral, Minas Gerais, Brazil.—“U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 341-G”, 1968a, 57 p.
- Simmons G. C.** Geology and mineral resources of the Barão de Cocais area Minas Gerais, Brazil.—“U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 341-H”, 1968b, 46 p.
- Simmons G. C., Maxwell C. H.** Grupo Tamanduá da Série Rio das Velhas.—“Brazil. Div. Geol. e Miner.”, 1961, Bol. № 211, 30 p.
- Snelling N. J.** Age of the Roraima formation British Guiana.—“Nature”, 1963, v. 198, № 4885, p. 1079—1080.
- Snelling N. J., McConnell R. B.** The geochronology of Guyana.—“Geol. Mijnbouw”, 1969, v. 48, № 2, p. 201—213.
- Suszczyński E. F.** La tectonique et la géologie de la partie orientale du bouclier brésilien.—“Bull. Soc. Géol. France”, 1968, t. IX, № 1, p. 147—152.
- Suszczyński E. F.** La géologie et la tectonique de la plateforme Amazonienne.—“Geol. Rundschau”, 1970, Bd. 59, H. 3, p. 1232—1253.
- Sutton F. A.** Geology of Maracaibo basin, Venezuela.—“Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.”, 1946, v. 30, № 10, p. 1621—1741.
- Tezon R. V.** Explicacion del mapa geologico de la Republica Argentina. Escala 1 : 5 000 000. Buenos Aires, 1964.
- Trein E.** Geologia da fôlha de Contenda.—“Bol. Univ. Federal Parana. Geologia”, 1967, № 27, 39 p.
- Trein E., Fuck R. A.** O grupo Castro.—“Bol. Paranaense de Geociências”, 1967, № 23—25, p. 257—305.
- Turner J. C. M.** The Andes of Northwestern Argentina.—“Geol. Rundschau”, 1970, Bd. 59, H. 3, p. 1028—1063.
- Yerdier Y.** Les charnockites du Salto Necuima (Sierra de Imataca—Guyane vénézuélienne).—“Bull. Soc. Géol. France”, 1965, t. 7, № 5, p. 777—786.
- Wallace R. M.** Geology and mineral resources of the Pico de Itabirito district, Minas Gerais, Brazil.—“U. S. Geol. Surv., Profess. Paper 341-F”, 1965, 68 p.
- Zeil W.** Geologie von Chile. (Beiträge zur regionalen Geologie der Erde. Bd. 3). Berlin—Nikolassee, 1964. 233 S.

## СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

- Абитиби**, складчатая зона 13, 16, 18, 19, 21  
**Абнер**, формация 41  
**Агардсберг**, формация 104  
**Аджибик**, формация 29  
**Анбо**, гранитоиды 87  
**Айдахо-Спрингс**, серия 24, 25, 85  
**Айзек**, формация 127  
**Айленд-Лейк**, группа 16  
**Айрон-Вуд**, формация 29  
**Айрон-Кинг**, вулканыты 86  
**Албанел**, формация 38  
**Алданский массив** 93  
**Аллисон**, формация 41  
**Альпе-фьорд**, формация 104  
**Амаса**, овал 30  
**Амето**, формация 59, 63  
**Амер**, прогиб 66  
**Амиск**, группа 16  
**Андерсон**, филлиты 84  
**Анимики**, надгруппа 29—32, 36, 37, 41, 49, 78, 93  
**Анкомпагре**, формация 118, 129  
**Анкар**, группа 119  
**Антиэтам**, формация 112  
**Апаче**, группа 119, 125  
**Аппалачская геосинклиналь** 133  
**Аппалачская складчатая система** 100, 103, 105, 116  
**Аппалачский складчатый пояс** 5, 81  
**Аппалачско — Гренландский складчатый пояс** 103  
**Аппекуни**, формация 124  
**Арктик-Бей**, формация 98  
**Астон**, формация 98  
**Атабаска**, впадина 11  
**Атабаска**, формация 58, 95, 99  
**Атабаско-Телонский массив** 67  
**Аттикамаген I**, подгруппа 39, 40  
**Аттикамаген II**, формация 40  
**Аттикамаген III**, формация 40  
**Аттикамаген IV**, формация 40  
**Аш-Крик**, подсерия 86  
**Ашуанипи**, комплекс 79  
  
**Багтаун**, формация 84  
**Баззард**, риолиты 86  
**Бакингам**, серия 76  
**Балтиморы**, купола гнейсовые 81, 82  
**Барага**, группа 30  
**Барсайд-Ривер**, формация 56  
**Бар-Ривер**, формация 35, 36  
**Басс**, доломиты 119  
**Батерст**, складчатая зона 55  
**Батерст**, прогиб 54  
**Батерст**, разлом 54  
  
**Беби**, формация 41  
**Бед-Ривер**, формация 29  
**Бейфилд**, группа 100, 101  
**Бек-Ривер**, прогиб 66  
**Бек-Спринг**, доломиты 120  
**Белт**, надгруппа 122—129  
**Белчерская зона** 68, 69, 93  
**Белчерская складчатая система** 92  
**Белчер**, группа 44, 47, 48  
**Белчер**, прогиб 29, 44, 45, 47  
**Бер**, провинция 80  
**Берч-Крик**, сланцы 88, 89, 90, 130  
**Биверлодж**, серия 65, 66  
**Биг-Баг**, подсерия 86  
**Биг-Коттонвуд**, группа 118  
**Биг-Салмон**, комплекс 88  
**Биг-Хед**, формация 107  
**Бланчет**, формация 52  
**Блейк-Ривер**, группа 14, 21  
**Блек-Хиллс**, поднятие 88  
**Блу-Ридж**, антиклинорий 109, 112  
**Блу-Ридж**, комплекс 82  
**Блу-Ридж**, поднятие 81  
**Блу-Ридж**, пояс 110, 111, 113  
**Блу-Ридж**, провинция 108, 112, 114, 115  
**Блэк-Хилс**, поднятие 84  
**Болса**, кварциты 119  
**Боннер**, формация 124  
**Браун**, серия 131  
**Браунс-Хол**, формация 121  
**Боучард**, формация 123  
**Браун-Саунд**, формация 56  
**Бревард**, разрывная зона 111, 113  
**Бристоль**, надвиг 113  
**Брогетдаль**, формация 104, 105  
**Брюс**, формация 33, 35  
**Булл-Арм**, формация 107  
**Бэдуотер**, формация 30  
**Бэр**, прогиб 53, 54  
**Бэр**, складчатая зона 55  
**Бюрк**, формация 122  
  
**Вадинг-Бренч**, формация 109  
**Валден-Крик**, группа 111  
**Валли-Спринг**, формация 80  
**Вальесито**, конгломераты 87  
**Вандерлер**, формация 84  
**Вапуссакат**, формация 79  
**Верхнего озера прогиб** 29, 32, 37, 41, 50  
**Верхнего озера складчатая зона** 32  
**Виктор-Бей**, формация 98  
**Виктори-Маккензи**, «пояс» 55, 59, 67  
**Виндермер**, серия 122, 123, 125—129  
**Вишну**, сланцы 86, 119  
**Внутренний Пьемонтский пояс** 110, 113  
**Волканик-Айрин**, формация 127

Восточно-Гренландская складчатая система 103, 105  
 Восточно-Гренландский прогиб 132, 133  
 Вуд-Каньон, формация 120  
 Вулверин, комплекс 127, 130  
 Вулкан, формация 29  
 Вулластон, складчатая зона 55, 58, 60, 63, 64, 66, 91  
 Вулластон, «складчатый пояс» 55, 58, 64, 136  
 Вулстенхолм, формация 98  
 Вэстерн-Ривер, формация 56

Гангон, группа 72, 79  
 Гаддес, базальты 86  
 Гайавата, формация 30  
 Гамуса, слон 121  
 Ганфлинт, формация 30  
 Гаппотайк, формация 59, 63  
 Гардарский комплекс 100  
 Гарнет-Рейдж, формация 124, 125  
 Генри-Крик, формация 126  
 Геттега, формация 126  
 Гленарм, серия 114  
 Гленелг, формация 98  
 Глен-Фолз, формация 108  
 Гог, кварциты 127  
 Гордон-Лейк, формация 35, 36  
 Готхоб, комплекс 12  
 Гоуганда, формация 33, 35, 37  
 Гоулберн, группа 54, 55, 56  
 Гранд-Каньон, серия 119  
 Грандфатер-Маунтин, формация 109, 110  
 Грандфатер-Маунтин, тектоническое окно 113

Граньяно, сланцы 83  
 Граус-Ридж, формация 130  
 Грейпвайн-Галч, формация 86  
 Грейсон, формация 123, 125  
 Грейт-Слейв, надгруппа (группа) 50, 52, 53, 55, 74  
 Грейт-Смоки-Маунтинс, группа 111, 112, 115  
 Гренвилл, провинция 12, 29, 38, 70—73, 76—78, 80, 92—95, 99, 102, 105, 106, 108, 114, 132, 136  
 Гренвилльская серия 70, 71, 72, 73, 74, 75, 76, 77, 78  
 Гренвилльский глубинный разлом (фронт) 29, 37, 38, 42, 72, 74, 78, 92, 93  
 Гренвилльский пояс 49, 132, 133  
 Гренландский блок 70, 71, 93, 94, 95  
 Гренландский кристаллический массив 69

Гренландско-Аппалачский пояс 116  
 Греннемарк, песчаники 131  
 Гриннел, формация 124  
 Грин-Галч, вулканиты 86  
 Грин-Крик, комплекс 25  
 Грин-Хед, группа 106, 107  
 Гринхорн-Маунтин, формация 123  
 Гризли, формация 84  
 Гудзонская платформа 55  
 Гудзонский блок 63, 64, 66—68, 91, 92, 94  
 Гудзонский массив 67, 95, 136  
 Гудрич, формация 30  
 Гурон, надгруппа (серия) 32, 35—37, 41, 49, 78, 93  
 Гуронский прогиб 29, 32, 33, 38, 41, 50  
 Гусберри-Галча, группа 117

Дабл-Мер, формация 102

Дан-Крик, формация 30  
 Данфи, формация 39  
 Датч-Крик, формация 123  
 Даублет, группа 40  
 Дейли-Бей, комплекс 64  
 Дейли-Лейк, группа 58, 60, 62  
 Денали, разлом 88  
 Денаулт, формация 40, 79  
 Десепшен, риолиты 86  
 Джибролтар, формация 51  
 Джипсум-Валли, формация 126  
 Джонни, формация 120  
 Джордж-Ривер, группа 106  
 Джордж, формация 125  
 Дивайд-Маунтин, формация 126  
 Диллон, гранито-гнейсы 85, 125  
 Дип-Лейк, формация 83  
 Дип-Спринг, формация 120  
 Дисмал-Лейк, группа 97, 99, 128  
 Долин и хребтов пояс 113  
 Доублет, группа 39  
 Драйнинг-Спринг, кварциты 119  
 Дубонт, группа (серия) 67, 95, 66  
 Дуглас-Пеннисула, формация 52  
 Дулей, формация 79  
 Дулут, комплекс 100, 101  
 Дундас, формация 98  
 Ду-Портейдж, формация 39  
 Ду-Чамбон, формация 39  
 Духамел, формация 50

Залива Элеоноры, группа 70  
 Зороастер, граниты 119

Ивигтут-Игаликс, блок 70  
 Иквалулик, группа 98  
 Илимаусак, толща 100  
 Ингеника, серия 127  
 Инглиш-Ривер, зона 15  
 Индиан-Хед-Рейндж, комплекс 81  
 Инком, формация 121  
 Иннунтский прогиб 132  
 Иннунтский складчатый пояс 93, 130, 131  
 Ист-Арма, прогиб 50, 52, 54  
 Ист-Арма, складчатая зона 52, 55, 56  
 Йеллоу-Астер, комплекс 90, 130  
 Йелоунайф, надгруппа (группа, серия) 9, 11, 17, 20, 54, 94

Кадди-Каньон, формация 121  
 Кадиллак, группа 14  
 Казан, формация 66  
 Казегалик, формация 44, 45, 48  
 Калумет, трог 30  
 Кимберленд, плато 113  
 Камерон-Бей, группа 53  
 Каминак, группа 16, 63  
 Каммингем, известняки 127  
 Кампануладаль, формация 104  
 Кампито, формация 120  
 Канадский щит 7, 9, 12—14, 17, 19, 21, 24, 27—29, 50, 70, 71, 78, 80, 85, 94, 95, 99, 102, 103, 105, 114, 126, 128, 134, 136  
 Кангамит, комплекс 12  
 Канинаписко, надгруппа (группа) 38, 39, 41, 42, 49, 78, 79, 92, 93  
 Канинингс-Ков, формация 107  
 Канюак, формация 97  
 Кардифф, метаконгломераты 114  
 Карibu, группа 127

Карлтон, группа 116  
 Карсуэл, формация 95  
 Каскейд, свита 90, 130  
 Киви-Пик, свита 88  
 Киви-Пик, формация 130  
 Киглуайк, серия 89, 90, 130  
 Киллен, формация 98  
 Кинга, формация 59, 63  
 Кингстон-Пик, формация 120  
 Кипалу-Айрон, формация 45, 46, 47, 48  
 Киссинью, комплекс 16  
 Китченер, формация 123  
 Клататский батолит 87  
 Клиппорт, надвиг 113  
 Клондайк, сланцы 88  
 Клуэний, формация 50  
 Кобальт, группа 32, 33, 35, 37  
 Кокран, формация 112  
 Колдбрук, группа 107  
 Кол-Крик, кварциты 25, 117  
 Колорадо, массив 86  
 Колорадо, плато 26, 83, 86, 87, 117, 118, 119, 120, 129, 132, 133  
 Кона, формация 29  
 Коннектинг-Пойнт, группа 107  
 Концепшен, группа 106, 107  
 Коплер-Клифф, формация 33, 35  
 Коплер-Крик, надвиг 113  
 Коппермайн, группа 97, 98, 99, 133  
 Коппермайн, прогиб 103  
 Кордильерский пояс 5, 21, 83, 116, 128  
 Кордильерский прогиб 132, 133  
 Коронейшен, геосинклиналь 50, 54, 65  
 Касмер, пояс 58  
 Касмер, складчатая ветвь 55, 59  
 Касмер, складчатая зона 59, 63  
 Катлер, батолит 36, 37  
 Катоктин, группа 112, 115  
 Катоктин, породы 109  
 Катоктин, формация 14  
 Катсао, формация (Аттикамаген) 79  
 Квирк-Лейк, группа 33, 35  
 Кевагама, группа 13, 14  
 Кейза, группа 127  
 Кейп-Колумбия, группа 130, 131  
 Кейп-Смит, зона 44, 69, 70, 92, 93  
 Кейп-Смит, прогиб 29, 43, 44, 68  
 Кейп-Хенриетта — Марайя, поднятие 44, 47, 48  
 Келли-Каньон, формация 121  
 Кеннеди-Ченнел, группа 131  
 Кеп-Рок, формация 46  
 Кетилдская инфраструктура 70, 71  
 Кивино, надгруппа 100, 101  
 Кивино, прогиб 100, 103  
 Коронейшен, зона 66, 74  
 Костелло, формация 45—47, 49  
 Коулес-Лейк, формация 54  
 Кохочелла, группа 51  
 Краун-Хилл, формация 107  
 Крестон, формация 123  
 Кристалл-Спринг, формация 120  
 Кристи-Бей, группа 51, 52  
 Кристофер-Айленд, формация 66  
 Кроу, формация 85  
 Кизитрин, серия 130  
 Куувик, формация 56  
 Кучичинг, группа 15  
 Куэтико, зона 15  
 Кэкабека, формация 30

Лабрадорская складчатая зона 92, 93

Лабрадорский прогиб (трог) 5, 29, 38—44, 49, 50, 70, 72, 73, 78—80, 92, 93  
 Лади, формация 45, 46, 48  
 Ла-Худ, формация 123  
 Ларч-Кивер, формация 41  
 Лаудон, формация 112  
 Лейс-Лейк, формация 39  
 Леола, формация 127  
 Лепорт, формация 40, 41  
 Либби-Крик, группа 83, 84  
 Ливингстон-Крик, формация 33, 35  
 Линвилл-Фаллс, надвиг 113  
 Линчбург, формация 109, 114, 115  
 Лоаф, формация 45, 47, 49  
 Лов-Ков, группа 106  
 Локаст, серия 76  
 Лонгарм, формация 109  
 Лонг-Рейндж, комплекс 81  
 Лорейн, формация 35  
 Лоус, формация 84  
 Лукаут, формация 84  
 Льяно, поднятие 80, 102, 117  
 Люпайн, формация 123

Мавор, формация 45—47, 49  
 Магфорд, группа 80  
 Магус, горизонт 59  
 Мазатцал, кварциты 118, 119  
 Майетт, группа 127  
 Майо, формация 85  
 Майют, толща 100  
 Мак-Дональд, система разломов 52  
 Мак-Ким, формация 35  
 Мак-Кинли, формация 33  
 Мак-Лауд-Бей, формация 51  
 Мак-Лери, формация 45, 46, 48  
 Мак-Лин, формация 52  
 Мак-Наммара, формация 124, 125  
 Макролло, формация 45—48  
 Маларттик, группа 13, 14  
 Манитунук, надгруппа 44  
 Марки, формация 96  
 Мартелл, формация 96  
 Мартин, формация 65, 66, 95  
 Марш, формация 123  
 Масгрейвтаун, группа 107  
 Маскок, интрузивный комплекс 97  
 Матиненда, формация 35  
 Матьюрин-Пондс, формация 107  
 Маунт-Нелсон, формация 123  
 Маунт-Сити, тектоническое окно 113  
 Медисин-Пик, формация 83  
 Мезнард, формация 29  
 Мейерс-Лейк, группа 60, 62  
 Мейпл-Каньон, формация 121  
 Менденхолл, гнейсы 26  
 Менихек, формация 40, 79  
 Меркебьерг, формация 104, 105  
 Меррей, разлом 36  
 Мескал, доломиты 119  
 Мескал, известняки 119  
 Мидконтинент 28  
 Мизула, группа 123  
 Миламор, формация 39  
 Минерал-Форк, формация 121  
 Миномини, группа 29, 30  
 Минто-Инлет, формация 98  
 Мисси, группа 16  
 Миссиссаги, формация 33, 35  
 Мистассини, группа 37, 38  
 Мистери, толща 104  
 Мичигамми, формация 30

- Мичигамау, интрузия 77  
 Монк, формация 127  
 Монтгомери-Лейк, формация 59, 63  
 Монтезума, толща 109  
 Морин, серия 76  
 Моррисон-Ривер, формация 107, 108  
 Мортон, гнейсы 12  
 Мурдах, формация 40  
 Муссартут, толща 100  
 Муррей, формация 112  
 Мьюттьюал, формация 121  
  
 Найхарт, формация 123, 125  
 Нанкоунп, группа 119  
 Нарсарсук, формация 99  
 Настапока, группа 45, 46  
 Наткусиак, формация 98, 99  
 Науйярсунт, толща 100  
 Наулт, формация 79  
 Наш, формация 84  
 Небо, формация 112  
 Нейн, провинция 70, 100  
 Нейонн, серия 88  
 Неккефоссен, формация 104, 105  
 Нельсон, глубинный разлом (фронт) 29, 47, 93  
 Неруокпак, формация 128  
 Ниггер-Хилл, поднятие 85  
 Нидл-Маунтинс, массив 87  
 Никлин, складчатая зона 58, 63, 64  
 Никлин, пояс 58  
 Никлин, складчатая ветвь 55  
 Николс, формация 112  
 Ниписсинг, диабазы 36, 37  
 Ноб-Лейк, группа 39  
 Новайо-Маунтин, группа 116  
 Ном, группа 130  
 Ном, серия 90  
 Ноначо, складчатая зона 65—67, 91  
 Ноначо, серия 55, 64, 65  
 Нордик, формация 33  
 Нордланд, комплекс 12  
 Норр, формация 126  
 Норсемандал, песчаники 70  
 Нортюэстерн, формация 84  
 Нунасартак, толща 100  
 Нунатак, зона 104  
 Нундей, доломиты 120  
 Нью-Брансуик, провинция 106  
 Ньюланд, формация 123, 125  
 Нюсне, сланцы 131  
  
 Оджик, формация 54  
 Озеро Британия, серия 70  
 Окон, серия 109, 110  
 Олдер, подсерия 86  
 Олдридж, формация 123, 125  
 Омароллук, формация 45, 46, 49  
 Омнеко, кристаллический пояс 122  
 Онапинг, формация 36  
 Орила-Ридж, серия 26  
 Оронто, группа 100, 101  
 Ослер, формация 100  
 Отиш-Маунтин, группа 37  
 Охотский массив 93  
  
 Падли, формация 59, 63  
 Пайкс-Пик, граниты 118  
 Пайнт-Ривер, группа 30  
 Пайонир, сланцы 119  
 Пакегама, формация 29  
 Паксадл, формация 80  
  
 Панхандл, толща 102  
 Парамп, серия 87, 119—121, 129  
 Паун-Маунтин, надвиг 113  
 Пачи, группа 45  
 Пелли, гнейсы 88  
 Пенрин, группа 68, 69  
 Перри-Бей, формация 97  
 Перселл надгруппа (серия) 122, 123, 125  
 Петерман, серия 104  
 Пиган, группа 122, 123  
 Пиджен, алевролиты 109  
 Пикенетун-Пойнт, формация 52  
 Пикокк-Хиллс, формация 56  
 Пикорс, формация 33, 35  
 Пинал, серия 86—88  
 Пирсон, формация 52  
 Пистолет, подгруппа 39  
 Питей, группа 51, 52  
 Питц, формация 66  
 Понн, серия 23, 85  
 Понтнак, группа 14  
 Папасквасейт, формация 38  
 Портейдж-Инлет, формация 52  
 Пост-Амето, комплекс 59, 63  
 Прибл, формация 96  
 Причард, формация 122—124  
 Пувунгнитук, группа 43, 44  
 Пулюки, надвиг 113  
 Пурман, формация 84  
 Пьедмонт, провинция 108, 114  
  
 Рабинал, комплекс 82  
 Равалли, группа 122—124  
 Райс, формация 102  
 Рама, формация 80  
 Рамзай-Лейк, формация 33, 35  
 Рандом, формация 108, 116  
 Рапитан, тиллиты 128  
 Ратклифф-Брук, формация 107  
 Ред-Крик, кварциты 24  
 Ред-Пайн, граниты 118  
 Рей, группа 97, 99  
 Рейнд, мраморы 84  
 Рейнолдс-Пойнт, формация 98  
 Ренсфьорд, комплекс 130  
 Ривертон, формация 30  
 Риветт, формация 122  
 Ривьерадаль, формация 104  
 Рид, доломиты 120  
 Риклюз, формация 54  
 Рини-Крик, формация 29  
 Ричмонд, формация 45, 46  
 Роватт, формация 45—48  
 Рокнест, формация 54  
 Романет, формация 39  
 Роринг-Форк, песчаники 109  
 Роув, формация 30  
 Роум, формация 113  
 Рус, формация 40, 79  
 Рэндвилл, формация 29  
  
 Сагарлоф, формация 84  
 Савигни, формация 39  
 Садбери, лополит 36, 37  
 Сайамо, формация 29  
 Сайе, формация 123, 124  
 Салтвилл, надвиг 113  
 Самон, формация 130  
 Сан-Габриель, массив 27  
 Сан-Изабел, граниты 117  
 Санфли-Лейк, группа 60, 62  
 Саттон-Ренджел, формация 47, 48

Саус-Чаннел, формация 66  
 Свампи-Бей, подгруппа 39, 40  
 Северо-Американская платформа 7, 21, 29, 32, 80, 95, 99, 115, 117, 122, 128  
 Северо-Американский континент 8  
 Северо-Американских Кордильер складчатый пояс 116  
 Селуин, бассейн 128  
 Сент-Джин, массив анортозитов 76  
 Сент-Риджис, формация 122  
 Сенфли-Лейк, группа 58  
 Серпент, формация 33, 35  
 Сеттерс, формация 114  
 Сиблей, формация 100  
 Сикл, группа 16  
 Силвер-Плам, граниты 117  
 Ситон, формация 50  
 Сканлан, конгломераты 119  
 Скотт, складчатая зона 65, 66  
 Слейв, блок 29, 52—55, 90, 94  
 Слейв, массив (типа срединного) 93—95, 136  
 Слейв, провинция 9, 13, 17, 20, 21, 28, 50—52, 54, 80  
 Словай, формация 123  
 Смит, складчатая зона 91  
 Снер, группа 53, 54, 55  
 Сноуберд, группа 109, 111, 112, 115  
 Сноуслип, формация 124  
 Собилл, интрузивный комплекс 79  
 Сокоман, формация 40, 41  
 Сосайети-Клиффс, формация 98  
 Сосэн, группа 50  
 Спад-Маунтин, вулканиты 86  
 Спокан, формация 123  
 Спрюз, формация 123  
 Стамбаг, формация 30  
 Старк, формация 52  
 Стеллук, формация 39  
 Стенеркен, формация 103  
 Стерджен, формация 29  
 Стиллуотер, интрузив 22, 23  
 Стипрок, группа 15  
 Стирлинг, кварциты 120  
 Стоби, формация 33, 35  
 Стоун-Маунтин, надвиг 113  
 Стреткона-Саунд, формация 98  
 Стьюарт-Форк, формация 130  
 Суифт-Ран, формация 109, 115  
 Су, кварциты 100, 102, 129, 132  
 Суондайк, гнейсы 24, 25  
 Сьерра-Невадский батолит 87  
 Сьювард, подгруппа 39  
 Сьюпириор, блок 29, 32, 37, 38, 43, 44, 47—49, 69, 71, 91, 93—95, 136  
 Сьюпириор, массив 71, 93  
 Сьюпириор, провинция 7, 11—16, 18, 20, 21, 28—30, 43, 72, 80  
 Сьюпириор, щит 49, 94  
 Сьюпириор, щитовой массив 94  
 Сьюпириор, эоплатформа 49, 94  
 Сюдвейдал, формация 103  
 Тазин, серия 16, 65, 66, 85  
 Такиюак, формация 54  
 Талзейлей, формация 52  
 Таунер, породы 84  
 Тевен, формация 41  
 Телон, формация 66, 67, 95, 99  
 Темисками, формация 38  
 Тенакихи, группа 127  
 Тессалон, формация 33, 35

Течоди, формация 126  
 Тигараха, сланцы 90  
 Тилман, группа 116  
 Тимискаминг, группа 14, 15  
 Тиндир, группа 128  
 Тинни-Коув, формация 97  
 Тинтик, кварциты 121  
 Тинтина, ров 88  
 Тоби, формация 126  
 Тогофельдене, формация 103  
 Томпсон-Лейк, формация 40  
 Точетви, формация 52  
 Трекант, серия 70  
 Тринити, зона 106, 108  
 Тринни-Ков, формация 107  
 Три-Систерс, формация 127  
 Трой, кварциты 119  
 Тукарак, формация 45, 46, 49  
 Туле, группа 98  
 Уабуш-Айрон, формация 79  
 Уаилдбред, формация 52  
 Уайман, формация 120  
 Уайтрок-Лейк, горизонт 63  
 Уайтрок, член 59  
 Уайтуотер, группа 36, 37  
 Уаскуан, группа 16  
 Уилбоб, формация 40  
 Уилсон-Айленд, группа (серия) 11, 17, 27  
 Уинниатт, формация 98  
 Уиссахикон, формация 114  
 Уишарт, формация 40, 41, 42  
 Улукасик, толща 100  
 Улуксан, группа 98  
 Ульвабьерг, формация 104  
 Унака, пояс 113  
 Унгава, субпровинция 12  
 Уоллас, формация 122—124  
 Уотертон, формация 124  
 Уошито, провинция 132  
 Уошито, складчатая система 100, 106, 116, 133  
 Утсинги, формация 52  
 Уэвертон, формация 112  
 Файевезе, формация 45, 48  
 Фелч, трог 30  
 Фелш, формация 29  
 Фенимор, формация 41  
 Ферн-Крик, формация 29  
 Флаг-Рок, формация 84  
 Флаэрги, формация 45, 46, 48  
 Флеминг, формация 40  
 Флэхерти, формация 47  
 Форчун-Лейк, формация 30  
 Френч, формация 84  
 Фригг-фьорд, аргиллиты 131  
 Фуршу, группа 107  
 Хаген-фьорд, группа 103  
 Хагуст, формация 79  
 Хакатай, сланцы 119  
 Хантинг, формация 98  
 Харбор-Мейн, группа 106—108  
 Харвинг, формация 41  
 Харней-Пик, поднятие 85  
 Харперс, формация 112  
 Хартвилл, поднятие 84  
 Хаф-Лейк, группа 33, 35, 37  
 Хед-Квартерс, формация 83  
 Хейг, интрузивный комплекс 47  
 Хейс-Ривер, группа 16

Хеланкурт, формация 41  
 Хелина, формация 123, 124  
 Херт, формация 83  
 Хессе, формация 112  
 Хирн, формация 52  
 Холстон-Маунтин, надвиг 110, 113  
 Хомстейк, формация 84  
 Хорнби-Бей, группа 96, 97, 99, 128  
 Хорнби-Чаннел, формация 50  
 Хоутес-Шутс, формация 39  
 Хурвитц, группа (серия) 55, 59, 62—67  
 Хурвитц, прогиб 66  
 Хурвитц, складчатая зона 69  
 Хэмлок, формация 30  
 Центрально-Канадская система прогибов 88  
 Центральный метаморфический комплекс 71  
 Центральный метаморфический пояс 70, 104  
 Центральных Скалистых гор блок 88, 93, 94  
 Центральных Скалистых гор провинция 24  
 Чаконипау, формация 39  
 Чарлтон-Бей, формация 51  
 Чеймберлин, формация 123, 125  
 Чено-Ривер, формация 38  
 Черри-Крик, серия 23  
 Черчилл, провинция 11, 16, 20, 28, 55, 67, 69, 71, 76, 80, 94, 136  
 Чибогомо, интрузивный комплекс 79  
 Чилхови, группа 110, 112—114, 116  
 Чиок, формация 41  
 Чиша, формация 125  
 Чоколай, группа 29, 30  
 Чуакус, серия 82  
 Чуар, группа 119  
 Чукотат, группа 43, 44  
 Шалер, группа 97, 98, 99  
 Шедруф, формация 126  
 Шеппард, формация 124, 125  
 Шерри-Крик, серия 85, 92, 125  
 Шн, базальты 86

Шибугамо, группа 37  
 Шилдс, формация 124  
 Шульц, прогиб 66  
 Шусуоп, комплекс 125, 130

Эвингтон, группа 114, 116  
 Эйда, формация 126  
 Экейтчо-Ривер, формация 50  
 Элвин, формация 98  
 Элдер, формация 39  
 Элеонора-Бей, группа 104  
 Эленмод, формация 112  
 Элла-Бей, формация 131  
 Эллиот-Лейк, группа 33, 35  
 Эллисон, свита 84  
 Эллисон, формация 84  
 Элсмир, комплекс 130  
 Элтин, формация 124  
 Эмпайр, формация 123, 125  
 Энчантмент-Лейгор, формация 2  
 Эпуорт, группа 53—55, 96  
 Эрикс-фьорд, формация 100, 132  
 Эримитдаль, серия 104  
 Эруинг, формация 87  
 Эскимо, формация 45, 48  
 Эспанола, формация 33, 35  
 Эт-Тен, группа 95, 96, 99  
 Эхо-Бей, группа 53

Юве, формация 39  
 Юго-Восточный массив 67  
 Южно-Баффинов массив 68  
 Южного Верхоянья складчатая зона 93  
 Южно-Калифорнийский батолит 87  
 Южно-Кордильерский складчатый пояс 81  
 Южно-Мелвиллская зона складчатости 69  
 Юинта-Маунтин, группа 118, 132  
 Юкона, выступ 94  
 «Юконские» сланцы 88  
 Юконский кристаллический массив 88, 130  
 Юнион-Айленд, группа 50, 52, 53  
 Явапай, серия 86, 88

## ЮЖНАЯ АМЕРИКА

Агуа-Клара, формация 205  
 Адампада-Фалаватра, группа 157  
 Акарау, блок 184, 203, 213  
 Алагоас-Пернамбуку, блок 183, 185, 201  
 Алту-Парагвай, группа 215  
 Амазонский прогиб 167, 173, 174, 208  
 Амапа, серия 169, 170  
 Андийский складчатый пояс 173, 216, 223  
 Андреландия, серия 176, 204  
 Антинако, формация 217  
 Аракса, группа (серия) 173, 187, 188  
 Арарас, группа 214, 215  
 Армина, серия 165  
 Асунги, серия (группа) 189, 205

Бамбуи, серия (группа) 210—213, 216  
 Бананейра, формация 201  
 Барама, группа 160  
 Барама-Мазаруни, ассоциация 160, 162  
 Барбасена, серия 176, 180, 181, 203

Баррейру, формация 193  
 Баррозу, формация 203, 204  
 Бартика, комплекс 162, 163  
 Бататал, формация 192  
 Бельявиста, формация 218, 220  
 Бенефисienti, формация 209  
 Бодокена, серия 214, 216  
 Бокаина, формация 214, 215  
 Бонидоро, серия 164  
 Боррахудос, граниты 195  
 Бразилиа, складчатая система 185, 188, 200  
 Бразильский щит 173, 208  
 Бруски, серия 206

Ваза-Баррис, группа 182, 183, 212, 213  
 Вакакаи, формация 206  
 Вила-Нова, серия 169  
 Восточно-Бразильский щит 152, 173, 178, 205, 208

- Восточно-Венесуэльский прогиб 154, 159  
Вотуверава, формация 205
- Галиби, граниты 165  
Гальё-ду-Мигель, кварциты 198  
Гандарела, формация 192, 193  
Гарсон, массив 218  
Гвианская система 169  
Гвианские граниты 164  
Гвианский массив 222  
Гвианский щит 154, 169, 174, 208, 223  
Глория, батолит 182  
Горотири, формация 209  
Гояс, блок 189  
Гояс, срединный массив 189  
Гуанкурус, формация 214  
Гуаньяс, фация 197, 199  
Гуапоре, платформа 173  
Гуаратубинья, формация 208  
Гурупи, серия 203
- Далбана, вулканиты 161  
Дарданелос, формация 209  
Десеадо, массив 217  
Джорнел, группа 170  
Диамантинна, фация 197—199  
Диамантину, формация 215  
Дибулла, гнейсы 218  
Дон-Диего, гнейсы 218
- Жанбарас, прогиб 213, 216  
Жакадигу, серия 215, 216  
Жакареника, формация 183  
Жакобина, серия 200, 201  
Жакока, формация 183  
Жангада, группа 214  
Жунс-ди-Фора, серия 176, 177, 204
- Ивокрама, формация 161, 162, 223  
Иглезиас группа (серия) 218  
Иль-де-Кайенна, серия 158  
Иматака, выступ 154, 155, 161, 169  
Иматака, комплекс 154, 155, 157  
Итабаяна, блок 175, 181, 182, 212  
Итабаяна, формация 183  
Итабераба, гнейсы 175  
Итабира, группа 192, 204  
Итабира, фация 197—199  
Итажай, серия (группа) 208  
Итаколомни, серия 194, 203  
Итапукуми, серия 214
- Кабальяпе, формация 159  
Каза-Форти, формация 179  
Кайетэ, формация 161  
Кайко, комплекс 202  
Камаринья, формация 207  
Камбан, группа (формация) 189, 190, 206  
Камботас, кварциты 191  
Канастра, группа 187, 200  
Канудос, группа 183  
Кануку, группа 157, 167, 168  
Кануку-Фалаватра, выступ 157, 161, 169  
Капиру, формация 205  
Карандаш, формация 203, 204  
Караса, группа 192, 199, 204  
Карибские граниты 165  
Каричапо, формация 158  
Кастру группа (формация) 207  
Катуаба, гнейсы 182, 212  
Кауе, итабириты 192  
Керкадинью, формация 193
- Керрадинью, формация 214  
Кореау, комплекс 203  
Короени, группа 157  
Коррегу-да-Бандейра, филлиты 198  
Коррегу-дас-Боргес, кварциты 198  
Коррегу-Перейра, кварциты 198  
Корумба, серия 185, 214, 215  
Крус-даз-Алмас, формация 201  
Кубенкранкуем, формация 209  
Курепто, серия 220  
Кучиверо, группа 161  
Куювини, группа 167  
Куюни, формация 160  
Куюба, серия 186
- Лаваллея, серия 177, 189, 206  
Лаврас, группа (серия) 200, 201, 212  
Лафаети, серия 180, 181, 203
- Мазаруни, группа 160  
Макамбира, надвиг 183  
Макаубас, серия (формация) 200, 210, 211  
Макини, группа 179, 181  
Мантйкейра, серия 175, 176  
Мараньон, формация 219  
Марика, формация (группа) 207  
Маруди, граниты 168  
Маруди, группа 167, 168  
Меруока, граниты 213, 216  
Мнаба, группа 183  
Минас, серия 180, 190, 195, 197, 198, 201, 203  
Моеда, формация 192  
Мозамбикский пояс 223  
Морру-ди-Шапеу, формация 212  
Мурува, формация 161, 162, 223  
Мыса Мередит, комплекс 217
- Негро-Пейнадо, формация 219  
Нирвилло, серия 222  
Нова-Лима, группа 178, 181, 192
- Орапу, серия 164
- Палмитал, формация 179  
Пампинский массив 217, 219  
Парагвайско-Арагуайская складчатая система 185—188, 210, 214, 216  
Парагуасу, серия (формация) 200, 212  
Паранба-Десенгано, серия 176, 177  
Паранба, разлом 203  
Паранба, серия 176, 204  
Паракуту, формация 187  
Парамака, серия 163  
Парамирин, гнейсы 182, 200  
Парана, прогиб 173, 185, 205, 207  
Парельяс, формация 202  
Парнамба, прогиб 173, 174, 184, 210, 213  
Пастора-Каричапо, ассоциация 158, 162  
Пастора, серия 158, 159  
Патагонский массив 217  
Пернамбуку, разлом 184, 185, 203  
Пиедрас-ди-Афилар, формация 207  
Пирасикаба, группа 193, 204  
Пичилему, серия 221  
Поронгос, серия (группа) 189, 190, 206  
Прадус, формация 203, 204  
Прибрежно-Бразильский щит 173  
Проприя, геосинклиналь 175, 182
- Ранзама, формация 215

Реаль-Корона, формация 159  
Рибейра, серия 207  
Рио-Яма, формация 159  
Риу-Бранку, серия 169,  
Риу-дас-Вельяс, серия 178—180, 192  
Риу-ду-Ору, формация 201  
Риу-Парду-Гранди, филлиты 198  
Риу-Фреску, формация 209  
Розебел, серия 164, 165  
Рорайма, интрузивная серия 171  
Рорайма, формация 170—172, 222  
Рупунун, комплекс 167  
  
Сабара, формация 193, 199  
Салитри, прогиб 201, 212, 213, 216  
Сан-Висенти, группа 185, 203  
Сан-Домингос, зона смятия 183  
Сан-Жуан-да-Чапада, кварциты 198  
Сан-Жуан-дел-Рей, серия 203, 204  
Сан-Луис, блок 174, 203  
Сан-Роки, серия 205  
Санта-Китерия, блок 184, 201  
Санта-Крус, формация 216  
Санта-Мария, группа 170  
Санта-Марта, массив (блок) 218  
Санта-Рита, филлиты 198  
Санту-Антониу, фация 194  
Сан-Франсиску, блок 181, 185  
Сан-Франсиску-Парнаиба-Мараньян, прогиб 173  
Сан-Франсиску, платформа 175  
Сан-Франсиску, прогиб 173, 200, 210, 211, 216  
Сан-Франсиску, серия 211  
Сеара, серия 184, 185, 202, 203  
Сепотуба, формация 215  
Сержипи, геосинклиналь 182  
Сериу, формация 202  
Серро-ду-Ору, формация 206  
Серро-Мантикейра, формация 206  
Ситио-Ларго, амфиболиты 193  
Сетува, формация 205  
Ситио-Ларго, амфиболиты 193  
Сопа-Брумадинью, слои 198

Суруми, формация 161, 209  
Сьерра-ду-Корреу, формация 201  
Сьерра-ду-Навиу, группа 170  
Сьерр Пампы, массив 217  
Сьюдад-Пьяр-Гури, разлом 154, 157

Табонис, кварциты 193  
Такуту, трог 157  
Тамандуа, группа 191, 199  
Таменгу, формация 214  
Темпати, серия 164, 165  
Тирадентес, формация 203, 204  
Токантинс, серия 186  
Томбадор, формация 212  
Трапия, формация 213  
Тромбетас, серия 208  
Тукану, грабен (прогиб) 175, 182, 212

Уатуман, серия 208, 209  
Уругвайско-Аргентинский блок 177  
Уругвайско-Бразильская складчатая область 173, 223  
Урукум, формация 216

Феху-ду-фунил, формация 193

Хаймарака, формация 160

Центрально-Андский горст 218  
Центрально-Бразильский щит 152, 173, 185, 188  
Центрально-Перуанский кристаллический массив 218, 219

Чиквитос, блок 174, 187

Эквадор, формация 202  
Эль-Кальяо, формация 159  
Эль-Торно, формация 159  
Энкаитадас, формация 159, 190  
Эстансия, формация 212, 213

Южной Саванны граниты 167, 168  
Юруари, формация 159

# ОГЛАВЛЕНИЕ

## Докембрий Северной Америки

А. К. Башарин, В. И. Шульдинер, В. Н. Мошкин, Б. Д. Дворкина

|                                                                       |     |
|-----------------------------------------------------------------------|-----|
| Введение (А. К. Башарин)                                              | 5   |
| Нижнедокембрийские структурные этажи (В. И. Шульдинер, А. К. Башарин) | 7   |
| Нижний докембрий Канадского щита                                      | 9   |
| Нижний докембрий Кордильер                                            | 21  |
| Особенности структурного развития в раннем докембрии                  | 27  |
| Среднедокембрийский структурный этаж (А. К. Башарин)                  | 28  |
| Средний докембрий Северо-Американской платформы                       | 29  |
| Провинция Сьюпириор и ее обрамление                                   | —   |
| Провинция Слейв и ее обрамление                                       | 50  |
| Провинция Чёрчилл                                                     | 55  |
| Гренландия                                                            | 69  |
| Провинция Гренвилл (В. Н. Мошкин, Б. Д. Дворкина)                     | 71  |
| Великие Равнины и Мидконтинент                                        | 80  |
| Средний докембрий в складчатых поясах                                 | 81  |
| Аппалачский и Южно-Кордильерский пояса                                | —   |
| Кордильерский пояс                                                    | 83  |
| Особенности структурного развития в среднем докембрии                 | 91  |
| Верхнедокембрийский структурный этаж (А. К. Башарин, В. И. Шульдинер) | 95  |
| Верхний докембрий на Северо-Американской платформе                    | —   |
| Верхний докембрий в складчатых поясах                                 | 103 |
| Аппалачско-Гренландский пояс                                          | —   |
| Кордильерский пояс                                                    | 116 |
| Иннуитский пояс                                                       | 130 |
| Особенности структурного развития в позднем докембрии                 | 131 |
| Общие выводы (А. К. Башарин)                                          | 133 |
| Литература                                                            | 139 |

## Докембрий Южной Америки

Н. А. Берзин

|                                           |     |
|-------------------------------------------|-----|
| Введение                                  | 152 |
| Гвианский щит                             | 154 |
| Складчатые комплексы                      | —   |
| Север Гвианского щита                     | —   |
| Юг Гвианского щита                        | 169 |
| Нескладчатые комплексы (чехол)            | 170 |
| Бразильский щит                           | 173 |
| Складчатые комплексы                      | —   |
| Нижний докембрий                          | —   |
| Средний докембрий                         | 178 |
| Нижний и средний докембрий нерасчлененные | 188 |
| Верхний докембрий                         | 190 |
| Нескладчатые комплексы (чехол)            | 208 |
| Андийский пояс                            | 216 |
| Внешняя зона                              | 217 |
| Внутренняя зона                           | 220 |
| Заключение                                | 222 |
| Литература                                | 224 |

## Указатель региональных названий

|                  |     |
|------------------|-----|
| Северная Америка | 230 |
| Южная Америка    | 235 |

# CONTENTS

## The Precambrian of North America

|                                                                                       |      |
|---------------------------------------------------------------------------------------|------|
| <b>A. K. Basharin, V. I. Shuldiner, V. N. Moshkin, B. D. Dvorkina</b>                 |      |
| Introduction ( <i>A. K. Basharin</i> )                                                | 5.   |
| Lower Precambrian Structural Stages ( <i>V. I. Shuldiner, A. K. Basharin</i> )        | 7    |
| Lower Precambrian of the Canadian Shield                                              | 9.   |
| Lower Precambrian of the Cordilleran                                                  | 21   |
| Structural patterns in development of the Lower Precambrian ( <i>A. K. Basharin</i> ) | 27.  |
| Middle Precambrian Structural Stage                                                   | 28.  |
| The Middle Precambrian of North American Platform                                     | 29   |
| Superior Province and it's surroundings                                               | —    |
| Slave Province and it's surroundings                                                  | 50.  |
| Churchill Province                                                                    | 55.  |
| Greenland                                                                             | 69.  |
| Grenville Province ( <i>V. N. Moshkin, B. D. Dvorkina</i> )                           | 71   |
| Great Plains and Midcontinent                                                         | 80.  |
| The Middle Precambrian in the foldbelts                                               | 81   |
| Appalachian and Southern Cordilleran foldbelts                                        | —    |
| Cordilleran foldbelt                                                                  | 83.  |
| Structural patterns in development of the Middle Precambrian                          | 91   |
| Upper Precambrian Structural Stage ( <i>A. K. Basharin, V. I. Shuldiner</i> )         | 95.  |
| The Upper Precambrian of North American Platform                                      | —    |
| The Upper Precambrian in the foldbelts                                                | 103  |
| Appalachian-Greenland foldbelt                                                        | —    |
| Cordilleran foldbelt                                                                  | 116. |
| Innuition foldbelt                                                                    | 130  |
| Conclusions ( <i>A. K. Basharin</i> )                                                 | 133. |
| References                                                                            | 139. |

## N. A. Berzin

### The Precambrian of South America

|                                        |      |
|----------------------------------------|------|
| Introduction                           | 152. |
| Guiana Shield                          | 154. |
| Folded Complexes                       | —    |
| North of Guiana Shield                 | —    |
| South of Guiana Shield                 | 163. |
| Unfolded Complexes (Cover)             | 170. |
| Brazilian Shield                       | 173. |
| Folded Complexes                       | —    |
| Lower Precambrian                      | —    |
| Middle Precambrian                     | 178. |
| Lower and Middle Precambrian undivided | 188  |
| Upper Precambrian                      | 190  |
| Unfolded Complexes (Cover)             | 208. |
| Andean Belt                            | 216  |
| External Zone                          | 217  |
| Internal Zone                          | 220  |
| Conclusions                            | 222  |
| References                             | 264  |

### Index of Regional Terms

|               |      |
|---------------|------|
| North America | 230. |
| South America | 235. |

# ДОКЕМБРИЙ КОНТИНЕНТОВ

СЕВЕРНАЯ И ЮЖНАЯ АМЕРИКА

*Алексей Константинович Башарин, Николай Августович Берзин,  
Белла Дмитриевна Дворкина, Владимир Николаевич Мошкин,  
Виктор Израильевич Шульдинер*

Ответственный редактор  
*Ариадна Леонидовна Матвеевская*

Редакторы *В. Д. Ермиков, Н. Г. Рязанова*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Художник *В. А. Братухин*  
Технический редактор *А. В. Сурганова*  
Корректоры *В. В. Борисова, О. В. Мозалевская*

---

Сдано в набор 23 июня 1975 г. Подписано в печать 18 февраля 1976 г. МН 01516.  
Формат 70×108/16. Бумага типографская № 2. 15 печ. л., 21 усл. печ. л.+1 вкл.,  
22,4 уч.-изд. л. Тираж 1350 экз. Заказ № 575. Цена 2 р. 35 к.

---

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