

A geological map of the Pacific Ring of Fire, showing tectonic plates and volcanic activity. The map uses various patterns: a cross-hatch pattern for the North American Plate, a grid of plus signs for the Pacific Plate, and horizontal lines for the Eurasian Plate. Small 'v' symbols indicate volcanic arcs. The map covers the Pacific Ocean basin and surrounding landmasses.

В. А. ШУЛЬДИНЕР

ДОКЕМБРИЙ  
НА СЕВЕРЕ  
ТИХООКЕАНСКОГО  
КОЛЬЦА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В. И. Шульдинер

ДОКЕМБРИЙ  
НА СЕВЕРЕ  
ТИХООКЕАНСКОГО  
КОЛЬЦА

Ответственный редактор  
канд. геол.-мин. наук А. М. Смирнов

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
НОВОСИБИРСК  
1973

664  
499

В работе приведена сравнительная характеристика докембрийских комплексов северо-западного и северо-восточного секторов Тихоокеанского подвижного пояса. Главное внимание уделено описанию докембрия Североамериканских Кордильер и прилегающей к ним части Североамериканской платформы. Систематическое описание древних образований Северной Америки сопровождается обширной библиографией и указателем собственных геологических наименований, что придает сводке характер справочника. Сопоставление новых данных по североамериканскому докембрию с фактическим материалом по докембрию Северо-Восточной Азии служит основой для общих выводов об истории формирования земной коры на ранних этапах и, в частности, о докембрийской истории развития тихоокеанского сегмента Земли.

**Виктор Израилевич Шульдинер**  
**ДОКЕМБРИЙ**  
**НА СЕВЕРЕ**  
**ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА**

Ответственный редактор  
*Андрей Максимилианович Смирнов*

Редактор *Г. А. Есева*  
Художник *Б. В. Растегеев*  
Художественный редактор *В. И. Шумаков*  
Технический редактор *А. В. Семкова*  
Корректоры *Н. Г. Примогенова, Т. Г. Селезнева*

---

Сдано в набор 10 августа 1972 г. Подписано к печати 5 января 1973 г. МН 01002.  
Бум. тип. 2, ф-т 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. 10,75 печ. л., 11,8 уч.-изд. л. Тираж 600 экз. Заказ № 108.  
Цена 1 р. 14 к.

---

Издательство «Наука», Сибирское отделение, Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография изд-ва «Наука», Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

**2-9-2**

**706-707-1972**



## ЧАСТЬ I

### ДОКЕМБРИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Северо-восточный сектор Тихоокеанского подвижного пояса представлен складчатой системой Кордильер, которая ограничивает с запада Североамериканскую платформу. Прилегающая к Кордильерам часть платформы, именуемая Великими Равнинами, является плитой, докембрийский фундамент которой погребен под горизонтальными осадками фанерозоя. Далее к северо-востоку простирается огромная эрозионная поверхность, обнажающая докембрийские породы — Канадский щит. Здесь докембрий изучен наиболее полно и его описание целесообразно начать именно с этой структуры.

#### КАНАДСКИЙ ЩИТ (ЗАПАДНЫЕ РАЙОНЫ)

Геологические исследования на Канадском щите, где впервые было обосновано расчленение докембрия и где располагаются стратотипические разрезы его основных подразделений, служат предметом неослабного внимания советских геологов. Это, в частности, нашло свое отражение в публикации в СССР целого ряда сводок по докембрию Канадского щита (Марков, 1962; Павловский, 1962; Семихатов, 1964; Тугаринов, Войткевич, 1970; Салоп, 1970; и др.). Однако в основном эти сводки освещают материал по лучше изученной южной части щита, которая, собственно, и является топотипической местностью, а также по его восточным районам. Для наших же целей необходимо рассмотреть западную, ближайшую к Кордильерам, часть щита. Развернувшиеся за последнее десятилетие исследования этого региона дали новый богатый материал, который имеет очень большое значение для познания докембрийской истории материка.

Геологическое строение Канадского щита неоднородно, что послужило основанием для структурного расчленения его на ряд самостоятельных провинций. Их выделение, перво-

начально проведенное по особенностям литологии докембрийских комплексов, преобладающим структурным направлениям, возрасту главных интрузий и типу минерализации (M. Wilson, 1939; J. Wilson, 1949; Gill, 1949; Jolliffe, 1952), было позднее подтверждено радиогеохронологическими исследованиями (Stockwell, 1961, 1963, 1964, 1965, Stockwell et al., 1970; и др.). На юге и юго-западе щита выделено пять провинций (рис. 1): Саутерн (Южная), Сьюпириор (озера Верхнего), Черчилл, Слейв (Большого Невольничьего озера) и Бэр (Большого Медвежьего озера).

Указанные провинции, из которых подробно будут рассмотрены только три западные (Черчилл, Слейв и Бэр), сложены докембрийскими породами, возраст которых колеблется от раннего архея до конца протерозоя («Geological map of Canada», 1969; «Tectonic map of Canada», 1969; «Isotopic age map of Canada», 1970). На большей части территории они представлены plutоническими образованиями — гранитоидами и сильно гранитизированными породами, перекристаллизованными в гнейсы и крупнокристаллические сланцы. Слабо метаморфизованные и неметаморфизованные толщи, сохранившие отчетливые признаки поверхностного (осадочного или вулканогенного) происхождения, играют по отношению к plutоническим породам двоякую роль. Отчасти они выступают в качестве реликтов, сохранившихся в виде разных по размеру участков среди plutонических пород, отчасти же имеют более молодой возраст и залегают на plutонических породах в виде покровов. Естественно, что реликтовые образования 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 (Emmons, 1888; Irving, 1888; Van Hise, 1908; и др.). Существование такого «главного несогласия» было установлено в разных частях щита и за его пределами, однако не было уверенности в синхронности его проявления в удаленных друг от друга районах и, следовательно, в возможности возрастной корреляции выделяемых комплексов. Решение этого вопроса стало возможным лишь с введением в практику исследований методов изотопной геохронологии.

Изотопные определения показали, что на юге щита (провинции Сьюпириор и Саутерн) возраст plutонических пород, слагающих фундамент региона, определяется 2,5—2,7 млрд. лет. Эти цифры были приняты как верхний рубеж архейской эры. Позднее выяснилось, что фундамент на юге щита характеризуется по крайней мере двухъярусным строением. Под верхним структурным ярусом, сложившимся главным образом

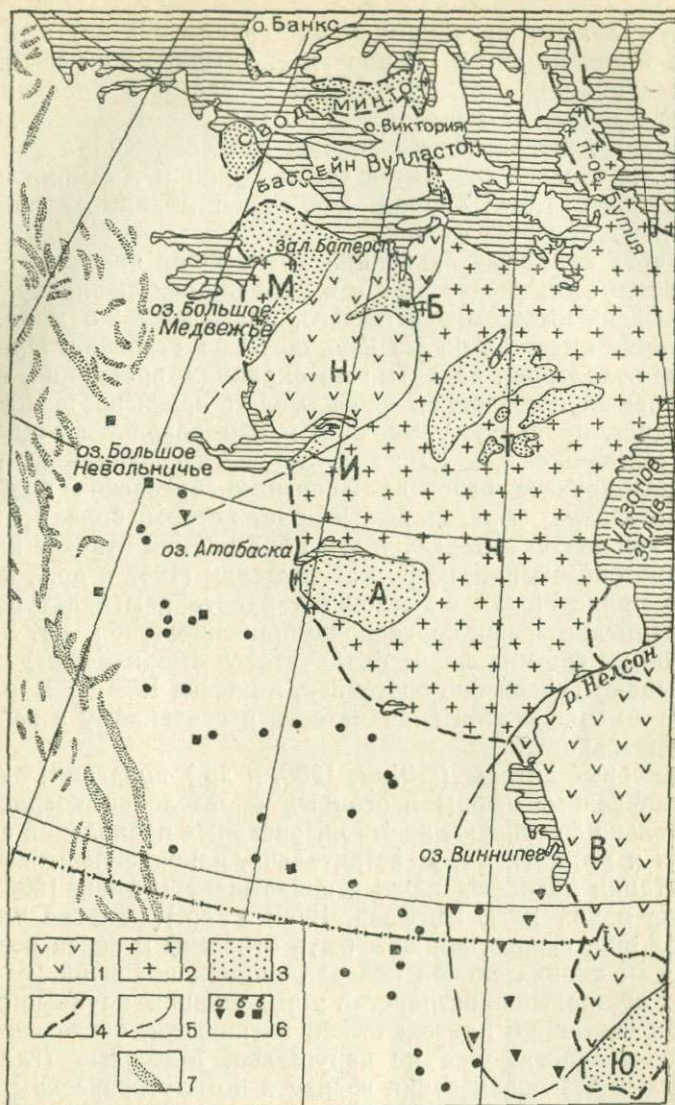


Рис. 1. Северо-западная часть Североамериканской платформы (по материалам Burwash et al., 1966; Hills et al, 1968; Ziegler, 1967; Stockwell, 1965).

1 — преимущественно вулканогенно-терригенные толщи, их метаморфические аналоги и гранитоиды в нижнекембрийских провинциях Канадского щита; 2 — преимущественно терригенные толщи, их метаморфические аналоги и гранитоиды в среднекембрийских провинциях щита; 3 — слабо дислоцированные неметаморфизованные средне- и верхнекембрийские толщи; 4 — граница распространения фанерозойских отложений чехла на платформе; 5 — граница провинций; 6 — определения изотопного возраста пород фундамента под платформенным чехлом: а — более 2,0, б — от 2,0 до 1,6, в — менее 1,6 млрд. лет; 7 — складчатый пояс Кордильер. Главнейшие провинции и субпровинции Канадского щита: Ю — Южная; В — озеро Верхнее; Ч — Черчилл; А — Атабаска; Т — Телон; Н — Большого Невольничье озера; И — Ист-Арм; Б — Батерст; М — Большого Медвежьего озера.

зеленокаменными вулканогенными (серия Киватин) и в меньшей мере обломочными (серия Тимискаминг и др.) породами, залегает нижний, представленный гнейсами и гранулитами, возраст которых не менее 3,2—3,5 млрд. лет. Перекрывающие фундамент протерозойские породы разделяются на две подгруппы. К нижней относятся серии Гурон и Анимики с возрастом более 1,6—1,7 млрд. лет, более молодые отложения объединены в серию Кивино.

Из трех западных провинций древнейшей является Слейв. Возраст ее фундамента, как и в провинции Сьюпириор, с которой Слейв имеет много общего, превышает 2,5 млрд. лет. Фундамент имеет такое же двухъярусное строение. Протерозойские отложения, развитые на окраинах провинции, с резким угловым несогласием перекрывают архейское основание. В соседних провинциях Черчилл и Бэр возраст фундамента более молодой — 1,6—1,7 млрд. лет. Здесь фундамент имеет уже трехъярусное строение и помимо архейских включает протерозойские образования, возраст которых более 1,7 млрд. лет. В канадской литературе эти образования относят к нижнему протерозою или, по К. Х. Стоквеллу (1967 и др.), к афебию, в принятой же в настоящей работе номенклатуре они рассматриваются как среднедокембрийские (табл. 1.). Завершившую их формирование складчатость американские геологи называют гудзонской орогией, и цифры 1,6—1,7 млрд. лет относят именно к этой складчатости и связанному с ней гранитообразованию.

Некоторые авторы (Gilluli, 1966, и др.) полагают, однако, что приведенные цифры изотопных определений возраста не обязательно фиксируют время интенсивных проявлений складчатости и магматизма. Действительно, накопленный опыт интерпретации подобных данных показывает (Салоп, 1963; Мануйлова и др., 1969; Burwash, 1969; и др.), что во многих случаях они, скорее, должны быть отнесены к более поздним процессам окончательной консолидации и поднятий, охватывавших обширные пространства и выведивших крупные структуры из состояний плутонической активности, после чего ход изотопных «часов» уже не нарушался. Массовые (главным образом К-Аг) определения возраста по плутоническим породам фундамента дают статистические максимумы, которые падают на периоды этих послескладчатых процессов. В истории западной части Канадского щита может быть намечено два таких периода, которые служат важнейшими реперами для возрастного расчленения пород: постархейский (кеноранский) и постафебский (гудзонский). Именно эти реперы являются основой выделения на Канадском щите структурных провинций. Более дробное возрастное расчленение может быть произведено лишь геологическими методами.

Сопоставление различных схем расчленения докембрия Канадского щита

США	Канада		Стратотип	Возраст, млрд. лет	Принятая в настоящей работе	
Верхний докембрий, альгонк	Верхний протерозой	Хадриний	Кивино	0,57	Верхний докембрий	Верхний альгонк
		Неохеликий		0,95		Средний альгонк
		Палеохеликий		1,35—1,37		Нижний альгонк
Средний докембрий	Нижний протерозой	Афебий	Гурон, Алимичи	1,6—1,7	Средний докембрий	Верхний афебий Нижний афебий
Нижний докембрий	Архей		Тимискаминг, Киватин	2,5—2,7	Нижний докембрий	Верхний архей
			Гнейсы Мортон и др.	3,2—3,5?		Нижний архей

При благоприятных условиях могут быть использованы и изотопные данные (главным образом Rb-Sr и U-Th-Pb методы, при помощи которых во многих случаях удается зафиксировать реликтовые соотношения изотопов), если при этом иметь в виду их постоянную тенденцию к омоложению и отдавать предпочтение наибольшим цифрам. Для поверхностных же пород, не подвергшихся влиянию плутонических процессов, удовлетворительную информацию нередко дают даже единичные определения, фиксирующие возраст тех или иных поверхностных явлений (излияний лав, гиабиссальных интрузий, конседиментационного минералообразования и т. п.).

Подобные определения нередко используются при расчленении верхнедокембрийских отложений, которые канадские геологи подразделяют на хеликий и хадриный (см. табл. I). В настоящей работе, однако, для верхнего докембрия западной части материка принято более старое, употребляемое с конца прошлого века (Walcott, 1899) обозначение: альгонк. Два крупных перерыва внутри альгонка, на которые падает формирование многих гранитных интрузий, имеют возраст 1,4—1,3 и 1,0—0,9 млрд. лет. В соответствии с этим верхнедокембрийские образования подразделяются на нижний, средний и верхний альгонк; границы между ними примерно отвечают границам соответствующих подразделений рифея в трактовке Б. М. Келлера и М. А. Семихатова (1968).

В табл. 2 приведена составленная на основе указанных принципов схема расчленения докембрия Канадского щита.

### Нижний докембрий

В пределах щита нижний докембрий (архей) наиболее уверенно выделяется в древнейших провинциях Сьюпириор и Слейв (см. рис. 1). Обе они сложены гранитоидами и гнейсами, среди которых обширные, но меньшие пространства заняты суперкрустальными толщами вулканического и осадочного происхождения. Преобладают метавулканы — зеленокаменные породы по базальтам, андезитам, туфам и агломератам с подчиненными им кислыми эффузивами. Меньшую роль играют метаосадки. Толщи интенсивно дислоцированы.

В провинции Сьюпириор архейские суперкрустальные породы разделяются на два резко различных комплекса. В нижнем преобладают метавулканы, объединенные в мощную (7—11 тыс. м) серию Киватин, к которой также относят (или с которой сопоставляют по возрасту) толщи метаосадков — кварцитов, кремнистых сланцев, яшм, джеспилитов, граувакк, иногда конгломератов и др. (Марков, 1962; Павловский, 1962). Верхний комплекс представлен серией Тимискаминг, которая сложена в основном граувакками и

Схема расчленения и корреляции докембрия западной части Канадского щита

Стратиграфические подразделения	Юг провинции Черчилл	Субпровинция Телон	Субпровинция Ист-Арм	Провинция Слейв	Субпровинция Батерст	Провинция Бэр	П-ов Бутия, о-ва Виктория, Банкс и Сомерсет
Верхний и средний альгонк					Коппермайн		Наткуснак
Нижний альгонк	Атабаска	Дубонт (верхняя часть)	Эт-Тен		Хорнби-Бей и аналоги		Шейлер
Верхний афебий	Мартин	Дубонт (нижняя часть)	Грейт-Слейв	Гоулберн		Эпуорт, Снер	
Нижний афебий	Ноначо, Биверлодж, Мисси и их аналоги	Хервиц и аналоги	Юнион-Айленд			? Камерон-Бей ? Эхо-Бей	
Верхний архей	Тазин, Амиск и другие вулканогенно-осадочные и кристаллические породы	Гнейсы и кристаллические сланцы	Уилсон-Айленд	Иеллоунайф	?	?	Кварциты, гнейсы
Нижний архей	Гранулиты и другие кристаллические породы	?	Кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты	?		?	Гранулиты

конгломератами, выполняющими узкие приразломные трогги (Gill, 1952); ее мощность достигает 3—4 тыс. м. Граниты, прорывающие обе серии, называют алгоманскими. Они имеют возраст 2,5—2,7 млрд. лет (Farquhar, Russel, 1957; Lowdon, 1961; Lowdon, et al., 1963, и др.), и считается, что эти цифры определяют возраст кеноранской орогении, которой завершилось развитие архейских комплексов Канадского щита (Стоквелл, 1967).

Серии Киватин и Тимискаминг разделены угловым несогласием. Тимискамингские конгломераты содержат обильную гальку так называемых лаврентьевских гранитоидов, интрузирующих серию Киватин или ее аналоги (Van Hise, Leith, 1911; Grout et al., 1951; и др.). Масштабы и характер дотимискамингских гранитных интрузий остаются, однако, во многом неясными вследствие трудности их разделения с послетимискамингскими. Расчленить их на основе изотопных определений также не удается: возраст тех и других колеблется примерно в одинаковых пределах (Goldich et al., 1961, и др.). Трудности усугубляются тем, что в ряде районов несогласие между сериями Киватин и Тимискаминг не фиксируется (Bass, 1961). Это обстоятельство, а также сходство с моласами молодых орогенов позволяют подходить к серии Тимискаминг как к орогенной эпигеосинклинальной толще (Долгинов, 1969), тесно связанной в своем развитии с предшествовавшим зеленокаменным комплексом. Такой подход делает нецелесообразным проводимое иногда выделение серии Тимискаминг в столь крупное самостоятельное подразделение, как верхний архей. Дополнительные данные о принадлежности серий Киватин и Тимискаминг к единому вулканогенно-седиментационному этапу приведены в сводке Л. И. Салопа (1970).

В провинции Слейв аналоги тимискамингских грубообломочных отложений, по-видимому, отсутствуют, и развитие здесь вулканогенные и терригенные образования серии Йеллоунайф по составу, типу метаморфизма и складчатости хорошо сопоставляются с серией Киватин. Как и в провинции Сьюпириор, возраст событий, завершающих развитие провинции Слейв как подвижной структуры, составляет по К-Аг определениям 2,5—2,7 млрд. лет.

Архейские суперкрупные толщи обеих провинций метаморфизованы большей частью в фации зеленых сланцев, но на значительных пространствах они превращены в кристаллические сланцы и гнейсы амфиболитовой фации. В то же время некоторые гнейсы и залегающие в них граниты подстилают архейские зеленокаменные толщи, составляя древнейший фундамент района. Это дает основание для подразделения канадского архея на две подгруппы — нижнюю и верхнюю.

За пределами древнейших провинций Сьюпириор и Слейв архейские породы зачастую значительно переработаны протерозойскими складчатыми движениями, гранитизацией и метаморфизмом. Поэтому они с большим трудом и лишь местами поддаются более или менее дробному расчленению. Во многих случаях архейские породы не удается даже отделить от протерозойских, тем более что изотопный возраст первых оказывается, как правило, омоложенным.

### *Нижний архей*

К нижнему архею относятся глубоко метаморфизованные образования, более древние, чем серия Киватин или ее аналоги. В провинции Сьюпириор, в частности, это гнейсы Мортон, обнаженные в долине р. Миннесоты; их возраст определен в 3,3—3,6 млрд. лет (Catanzaro, 1963; Stern, 1964; Goldich, 1968; Himmelberg, 1969). Очень большие — более 3,3 млрд. лет — цифры были получены также по гнейсам юго-восточнее оз. Виннипег (Davis, Aldrich, 1953). По-видимому, к нижнему архею относятся все известные в провинции Сьюпириор гнейсы гранулитовой фации, отделенные от верхнеархейских образований резким скачком в степени метаморфизма. В подавляющем большинстве случаев, однако, нижнеархейские гнейсы и гранитоиды этой провинции характеризуются заниженными значениями изотопного возраста — не более 2,4—2,7 млрд. лет (Wanless et al., 1965, 1966, 1967, 1968; Goldich et al., 1970), что связано с нарушением изотопного равновесия в породах в кеноранскую эпоху.

В провинции Слейв заведомо древние дойеллоунайфские породы были открыты лишь недавно. Установлено (Bostock, 1967а, б), что развитые на западе провинции (окрестности оз. Пойнт) гнейсы, кварциты и гранитоиды подстилают верхнеархейские зеленокаменные породы и содержатся в гальке конгломератов верхнего архея. Изотопный возраст гранита из такой гальки соответствует возрасту метаморфизма конгломератов и равен 2,66 млрд. лет (Wanless et al., 1967).

В провинции Черчилл к нижнему архею с достаточной уверенностью можно отнести породы, метаморфизованные в гранулитовой фации, которые по этому признаку сопоставляются с нижнеархейскими гранулитами провинции Сьюпириор. Это подтверждается и другими косвенными данными, хотя К-Аг определения возраста гранулитов дают, как и для других пород провинции Черчилл, цифры от 1,63—1,67 до 1,86—1,98 млрд. лет (Blackadar, 1967; Wanless et al., 1966).

В одном из участков севернее оз. Атабаска (Вагг, 1968а) развиты лейкократовые, богатые кварцем (местами до 80%), гранатовые и пироксеновые гнейсы с подчиненными пироксен-плагиоклазовыми сланцами. В виде протяженной полосы в них залегают гранат-силлиманитовые, нередко пироксен-содержащие гнейсы, местами с маломощными прослоями железистых пород. Среди этих гранулитовых пород почти нет гранитов, хотя окружающие их верхнеархейские биотитовые и роговообманковые гнейсы и амфиболиты амфиболитовой фации интенсивно гранитизированы и содержат крупные гранитные плутоны. Гранулиты характеризуются северо-западным и широтным простираниями складок, тогда как биотитовые и роговообманковые гнейсы — северо-восточными. Структурные элементы северо-восточного направления имеются и в гранулитах, но здесь они возникли при повторном наложении метаморфизма и гранитизации в условиях амфиболитовой фации. Это подтверждается как структурными данными, так и наличием ретроморфических преобразований в гранулитах (биотитизация пироксенов и граната).

Юго-восточнее впадины Атабаска, в так называемом складчатом поясе Вулластон-Лейк и в прилегающих районах, сложенных в основном породами амфиболитовой фации, также есть выходы гиперстеновых амфиболитов и чарнокитов (Money, 1968; Wallis, 1970). Примечательно, что некоторые породы этого пояса обнаруживают реликтовые изотопные соотношения, соответствующие возрасту 2,7 млрд. лет (Rb-Sr изохронный метод).

Крупные выходы гранулитов наблюдаются западнее Гудзонова залива. Развитые здесь слоистые гнейсы и сланцы сложены кварцем, пертитом, плагиоклазом, гиперстеном, диопсидом и роговой обманкой, иногда гранатом и биотитом. Гнейсы перемежаются с гранитоидными породами (чарнокитами), отличающимися массивной текстурой и более крупнозернистым, нередко порфиробластовым строением. Те и другие обнаружены в гальке верхнеархейских конгломератов (Davison, 1963, 1966).

Гранулитовые породы широко распространены также на северном побережье Канады, в частности, к востоку от залива Батерст, на п-ове Бутия и на о. Сомерсет. Они представлены диопсид- и биотит-роговообманково-плагиоклазовыми сланцами, амфиболитами, биотит-, силлиманит-, кордиерит- и гиперстен-гранатовыми гнейсами и мраморами, инъецированными двупироксеновыми или иными гранитоидами (Blackadar, 1967). В процессе наложенной складчатости, возраст которой оценивают примерно в 1,7 млрд. лет, эти гранулитовые породы были частично перекристаллизованы и диафорированы (Brown et al., 1969).

По-видимому, во многих случаях нижнеархейские породы метаморфизованы не столь интенсивно (в амфиболитовой фации) и тогда их трудно отделить от верхнего архея. Это можно сделать с большей или меньшей уверенностью лишь в тех случаях, когда прилегающие верхнеархейские толщи метаморфизованы еще слабее и имеется скачок в степени метаморфизма. Такая ситуация наблюдается, например, в субпровинции Ист-Арм, где наряду со слабо метаморфизованными верхнеархейскими отложениями развит резко отличный от них комплекс гнейсов, амфиболитов, мраморов, мигматитов и гранитных пород (Reinhardt, 1967, 1969). Гнейсы отчетливо слоисты, среди них нередки глиноземистые породы с кордиеритом, гранатом и силлиманитом.

С другой стороны, детальные исследования показали, что метаморфизованные в амфиболитовой фации комплексы в ряде случаев представлены диафоритами, сформировавшимися по гранулитовым и чарнокитовым породам (Koster, Baadsgaard, 1970). Подобные образования скорее всего произошли за счет нижнеархейских толщ.

### *Верхний архей*

Стратотипом верхнего архея служат зеленокаменные образования серии Киватин, возраст которых более 2,6—2,7 млрд. лет. На западе Канадского щита с серией Киватин, как указывалось, надежно сопоставляется серия Йеллоунайф, слагающая обширные пространства в провинции Слейв (McGlynn, Henderson, 1970). Низы серии представлены метаморфизованными андезитами и базальтами, нередко с сохранившейся подушечной текстурой, которым подчинены дациты, риолиты, туфы, вулканические брекчии и кремнистые породы; общая мощность их не менее 11 000 м. Они согласно перекрыты также очень мощной (тысячи метров) толщей метаосадков: слоистых граувакк, аргиллитов, аркозовых и кварцевых песчаников с прослоями кислых и основных эффузивов и туфов, а также железистых пород (Fraser, 1964; Ross, 1966; Bostock, 1967a; Green et al., 1968). В основании осадочной толщи местами известны маломощные конгломераты (рис. 2) с галькой подстилающих вулкаников (Henderson, Brown, 1966); иногда они, как указывалось, содержат также гальку подстилающих кристаллических пород раннеархейского возраста. Нередко вулканические породы серии Йеллоунайф пространственно обособлены в виде узких поясов, окаймляющих обширные выходы осадочных толщ. В ряде случаев внутри серии выявлены местные перерывы и несогласия, а также сложные фациальные

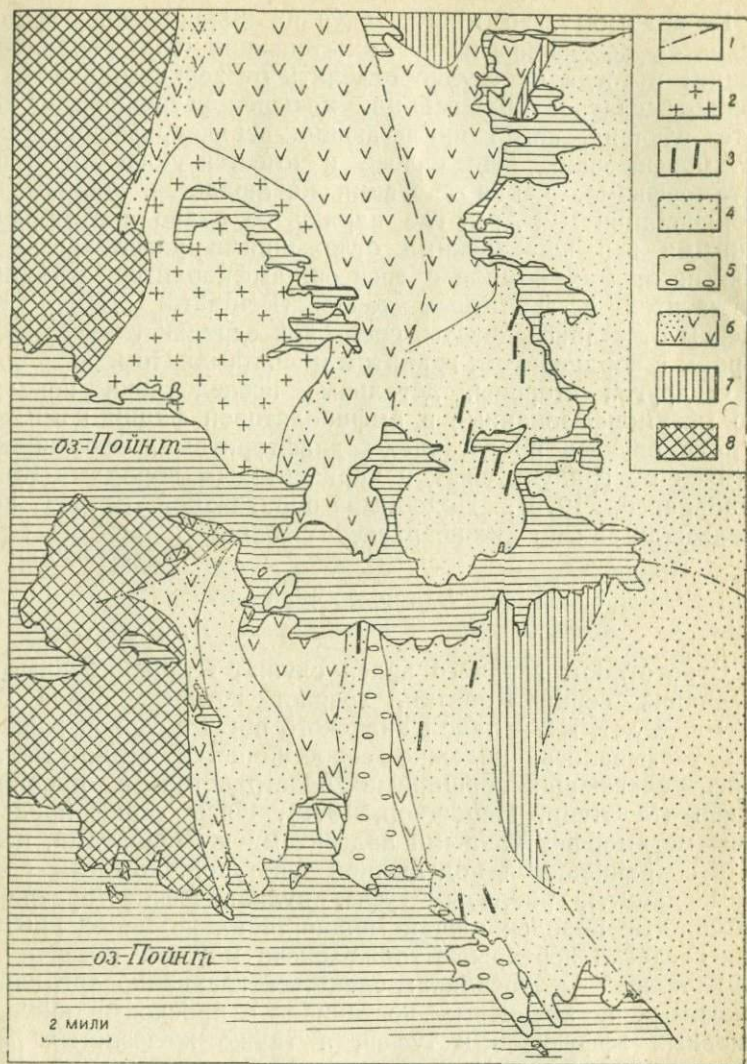


Рис. 2. Схема геологического строения окрестностей оз. Пойнт (по Bostock, 1967b).

1 — разломы; 2 — граниты с реликтами йеллоунайфских метаосадков и метавулканитов; 3—7 — серия Йеллоунайф: 3 — железистые породы; 4 — преимущественно алевролиты и граувакки и их метаморфические аналоги; 5 — конгломераты с подчиненными граувакками; 6 — массивные и подушечные вулканиты основного состава с подчиненными кислыми эффузивами и осадочные породы, которые преобладают в низах (точки); 7 — полевошпатовые кварциты и биотитовые гнейсы; 8 — дойеллоунайфские породы: массивные граниты, мигматиты, подчиненные кварциты и амфиболиты.

замещения по латерали (Henderson, 1970; McGlynn, Henderson, 1970).

Специальные петрохимические и формационные исследования верхнеархейских вулканических зон Канадского щита (Wilson et al., 1965; Baragar, 1966; Goodwin, 1966; 1968; Hart et al., 1970, и др.) выявили следующее процентное содержание развитых в них эффузивов: базальты—48,6; риолиты—18,6; андезиты и риодациты—13; дациты—1,5; деллениты—1,7 и трахиты—0,6. Верхнеархейские вулканы принадлежат к базальт-андезит-риолитовой ассоциации, характерной для континентальных орогенических поясов и для островных дуг. Этому соответствует и толеитовый характер базальтов (средний состав, %:  $\text{SiO}_2$ —48,8;  $\text{TiO}_2$ —1,1;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ —15,3;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ —2,4;  $\text{FeO}$ —9,1;  $\text{MgO}$ —5,5;  $\text{CaO}$ —8,0;  $\text{Na}_2\text{O}$ —2,3;  $\text{K}_2\text{O}$ —0,6;  $\text{H}_2\text{O}$ —3,4;  $\text{CO}_2$ —2,7).

Переслаивание подушечных лав с осадками континентального происхождения, с вулканическими брекчиями и шлаковыми туфами указывает на перемежаемость подводных и наземных условий вулканической деятельности. Залегание выше вулканических осадков представляют собой турбидиты, отложенные мутьевыми потоками, и по своему строению напоминают флиш. Они состоят из песчано-сланцевых ритмов, в которых преобладает песчаный материал. Средняя мощность ритмов 0,3 м, максимальная 8 м. Текстуры внутри ритмов меняются от тонкослоистых до массивных (Henderson, 1968).

Серия Йеллоунайф интенсивно дислоцирована и в большинстве случаев характеризуется вертикальными или очень крутыми углами падения слоев. Полагают, что она подвергалась складчатости по меньшей мере дважды, так что на крутые изоклинальные складки северо-восточного или субмеридионального направления наложены поперечные складки, связанные с протерозойской деформацией (Ross, 1966). Этим, отчасти, объясняют нелинейный, изометричный характер складок и дугообразный тип простираций, присущие архею провинции Слейв (Stockwell, 1965).

Йеллоунайфские породы претерпели сложную метаморфическую эволюцию (Kretz, 1968). Региональный метаморфизм проявился почти повсеместно; в метаосадочных породах он выразился в перекристаллизации обломков плагиоклаза, кварца и слюд и в новообразовании биотита (редко амфибола), основные вулканы превращены в зеленые сланцы. В широких ореолах вокруг гранитоидных plutонов на эти породы наложены процессы контактового метаморфизма, выразившегося в образовании «нодулярных» пород с порфириобластами кордиерита, биотита, местами граната, андалузита, силлиманита, ставролита, куммингтонита, акти-

нолита. Широко развит кордиерит, тогда как альмандин имеет только локальное распространение; это свидетельствует о малоглубинных условиях метаморфизма. Метавулканиты в окологранитных ореолах зачастую превращены в амфиболиты. В ряде мест породы претерпели метасоматические (мусковитизация, турмалинизация) и более поздние ретроградные (хлоритизация кордиерита и др.) преобразования.

Возраст метаморфических минералов серии Йеллоунайф определен К-Аг и изохронным Rb-Sr методами в 2,6—2,7 млрд. лет (Wanless et al., 1967; Green et al., 1968; Green, Baadsgaard, 1971).

Наиболее древние интрузии, залегающие в низах серии, — силлы и дайки диабазов, габбро и диоритов, подвергшихся складчатости и метаморфизму наравне с вмещающими их толщами. Известны также небольшие тела анортозитов, интрузирующих гнейсы (Fraser, 1964). Гранитоиды слагают крупные плутоны, частью с согласными, частью с секущими контактами. Они представлены роговообманковыми гранодиоритами (до кварцевых диоритов в краевых зонах) и более поздними биотитовыми и мусковитовыми гранитами, с которыми связаны обильные жилы пегматитов (Green et al., 1968; Kretz, 1968). Возраст гранитоидов, согласно определению U-Pb и изохронным Rb-Sr методами, составляет 2,64—2,57 млрд. лет (Green, Baadsgaard, 1971). Наблюдения над контактами свидетельствуют об интрузивном происхождении гранитоидных плутонов, хотя, по-видимому, не исключаются и явления анатексиса и метасоматического замещения вмещающих пород гранитами.

Складчатые и разрывные деформации сопровождались золоторудной минерализацией (Boyle, 1961). Месторождения представлены кварцевыми жилами, локализующимися как в вулканогенных, так и в осадочных породах. В первом случае они приурочены к широким зонам расланцевания и хлоритизации, во втором — к участкам интенсивного смятия пород. Золото в жилах сопровождается серебром, а также мышьяком и сурьмой (в вулканитах), либо бором, железом, свинцом и цинком (в осадочных породах). Изотопные составы свинцов из галенитов золотоносных кварцевых жил показывают, что отделение сульфидов произошло 2,8 млрд. лет назад (Robertson, Gunning, 1968).

Подошва серии Йеллоунайф не обнажена, но присутствие в ее конгломератах гальки гранитов и гнейсов (Henderson, Brown, 1966; Vostock, 1967a, b; Green et al., 1968) свидетельствует о наличии в основании серии древнейшего гранито-метаморфического фундамента.

В провинции Черчилл верхнеархейские серии, выделяемые в разных ее частях под разными названиями, по-види-

тому, включают в себя отчасти также и нижнеархейские образования.

В окрестностях оз. Атабаска архейские образования объединены в серию Тазин (Alcock, 1936; Chamberlain, 1950, и др.). Они представлены осадочными породами, существенно различающимися как по составу, так и по метаморфизму. Преобладают аргиллиты, кварциты, местами доломиты и конгломераты и их метаморфические производные — слюдистые сланцы и гнейсы, большей частью гранатосодержащие, мраморы<sup>1</sup> и др. Конгломераты содержат гранитные валуны, что указывает на существование в данном районе древнейших дотазинских гор (Wilson, 1965). Осадочным породам подчинены основные вулканы, нередко с сохранившейся подущечной текстурой. Наиболее полно изученный разрез к северо-востоку от оз. Биверлодж включает следующие толщи (Tremblay, 1968b):

1. Гнейсы Фут-Бей — отчетливо слоистые красные породы, обогащенные (10—30%) цветными минералами, главным образом роговой обманкой; подчиненные амфиболиты и кварцито-гнейсы. 670 м.

2. Гнейсы Дональдсон-Лейк — более массивные светло-серые биотитовые разности; подчиненные роговообманковые сланцы, амфиболиты и кварциты. 400 м.

3. Переслаивание кварцитов и хлорит-серицитовых сланцев. 270 м.

4. Переслаивание аргиллитов, глинистых сланцев, хлорит-эпидотовых, иногда хлорит-биотитовых сланцев, местами, по-видимому, замещаемых роговообманковыми сланцами и амфиболитами. 130 м.

5. Кварциты с подчиненными хлорит-серицитовыми сланцами и аргиллитами. 270 м.

Выше залегает мощная (4000 м) толща негранитизированных пород, объединяемых в свиту Мермак-Бей. Это главным образом грубослоистые белые кварциты с мощными прослоями амфиболитов; в подчиненном количестве встречаются гранат-биотитовые гнейсы и кристаллические доломиты и известняки.

Серия Тазин смята в сложно построенные складки северо-восточного простирания. Их оси изогнуты, и они осложнены поперечными малыми складками, что указывает на двукратный процесс складкообразования (Tremblay, 1968b). Породы инъецированы разнообразными гранитоидами — от сильно сланцеватых гранито-гнейсов до светлых массивных адзскитов; во многих случаях граниты инъецируют метаосадки

<sup>1</sup> Вопрос о распространенности и формационном характере мраморов на юге Канадского щита рассмотрен Х. М. Армстронгом (Armstrong, 1960).



lit-par-lit, либо связаны с ними постепенными переходами через гнейсовые разности. Изотопные определения возраста дают 1,7—1,8 млрд. лет (Burwash et al., 1962; Peterman, Hedge, 1964); лишь в некоторых случаях получены менее омоложенные значения — до 2,3 млрд. лет (Wanless et al., 1968).

В субпровинции Ист-Арм сходные образования объединены в серию Уилсон-Айленд (Hoffman, 1968a; Reinhardt, 1969). 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 аркозовыми песчаниками и ортокварцитами с многочисленными прослоями конгломератов, галька которых состоит из вулканитов и песчаников нижней толщи. В верхах часто переслаиваются песчаники и ортокварциты, содержащие многочисленные прослои доломитов, филлитов и конгломератов. Мощность серии составляет несколько тысяч метров. Она представляет редкий для архея Канадского щита «шельфовый» тип отложений — латеральный аналог эвгеосинклинальной серии Йеллоунайф.

В субпровинции Телон и на юге провинции Черчилл верхнему архею соответствуют толщи умеренно, местами сильно метаморфизованных пород осадочного и вулканического происхождения, прорванные кварцевыми диоритами и совместно с ними интенсивно мигматизированные под влиянием крупных гранитных плутонов (Cugrie, 1961; Taylor, 1963; Davison, 1966). В некоторых из них известны конгломераты с галькой нижнеархейских гранулитов. Широко распространены кварциты, а также гнейсы — биотитовые, роговообманковые, силлиманитовые, кордиеритовые. В более западных районах как будто бы имеются переходы этих гнейсов через очковые нодулярные сланцы к неметаморфизованным и слабо метаморфизованным породам: тонкозернистым кварцитам, массивным грауваккам и алевролитам с прослоями аргиллитов и конгломератов (Fraser, 1962; Davison, 1962, 1963). Однако неясно, не относятся ли подобные образования к протерозою.

На других участках на юге и востоке провинции Черчилл, наоборот, преобладают вулканические породы (Wright, 1967; Davidson, 1970a, b; Ridler, 1971). Это дислоцированные, хотя нередко лишь слабо рассланцованные и сохранившие подушечную текстуру эффузивы, состав которых колеблется от базальтового до дацитового и риолитового. На северо-западном побережье Гудзонова залива они выделены в многокилометровую серию Каминак, содержащую наряду с мета-

эффузивами метаграувакки и железистые породы; возраст серии, определенный К-Аг методом по роговой обманке, 2,58 млрд. лет (по биотиту — 2,01—1,80 млрд. лет). На самом юге провинции Черчилл подобные вулканогенные и связанные с ними терригенные образования известны под названием серий Амиск, Векуско и др. (Bruce, 1918; Harrison, 1949; Lang, 1965; Wilson, 1965; Williams, 1966; и др.), которые проявляют черты отчетливого сходства с серией Киватин. Их метаморфические аналоги, а также более древние кристаллические породы доверхнеархейского фундамента чаще всего называют гнейсами Киссинью (Harrison, 1951; Wilson, 1965). В некоторых районах установлено налегание серии Амиск на Киссинью (Gaskarth, 1968), но есть старые указания и на обратные соотношения этих толщ (Bruce, 1918).

На восточном берегу о. Виктория в основании верхнедокембрийских толщ обнажен небольшой выход кварцитов и граувакк (Thorsteinsson, Tozer, 1962). Они смяты в складки северо-северо-восточного простирания и интродуцированы гранодиоритами с возрастом около 2,4 млрд. лет (К-Аг метод), что дает основание сопоставить их с верхним археем материка.

Верхнеархейские толщи провинции Черчилл, как и Слейв, повсеместно интенсивно и сложно дислоцированы и вмещают крупные плутоны гранитоидных пород. Гранитоиды большей частью не расчленены, так что неясно, какова среди них относительная роль пород ранне- и позднеархейского и протерозойского возраста.

Несмотря на трудности в расчленении архейских пород, к настоящему времени накоплен значительный материал, позволяющий предполагать едва ли не повсеместное (в современных границах щита) присутствие сиалического фундамента под верхнеархейскими породами. Об этом, кроме прямых данных о древнейших гнейсах, свидетельствуют (Wheeler, 1967): 1) толеитовый характер верхнеархейских базальтов, свойственный базальтам орогенических областей с континентальным типом коры; 2) широкое развитие в верхнеархейских толщах кварц-полевошпатовых кластических пород, образовавшихся за счет разрушения гранитоидов или кислых метаморфических пород; 3) высокая степень сортированности некоторых верхнеархейских осадков, указывающая на их неоднократное переотложение в течение более чем одного орогенического цикла.

По мнению А. М. Гудвина (Goodwin, 1968, 1969), обобщившего большой материал по архею Канадского щита, верхнеархейские толщи формировались в подвижных поясах, у края древнейших сиалических кратонов или между ними. О при-

роде и степени устойчивости кратонов можно судить лишь предположительно по их функции как источника обломочного материала. Шельфовые (миогеосинклинальные) фации для верхнего архея Канадского щита либо не характерны, либо плохо сохранились. Как отмечалось, серия Уилсон-Айленд, характеризующаяся развитием кварцитов, аркозовых песчаников, конгломератов, наличием косой слоистости и знаков ряби, может быть, относится к этому типу. Гораздо полнее изучены эвгеосинклинальные серии, представленные вулканогенными и флишоидными фациями, которые частью замещают друг друга по латерали, частью же, как в серии Йеллоунайф, последовательно сменяются по вертикали.

Вулканогенные фации, нередко называемые зеленокаменными, имеют очень большую мощность (до 10 000 м). В типичном случае они представлены базальт-андезит-риолитовыми ассоциациями, несортированными вулканокластическими породами (граувакками, туфами, брекчиями), 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 сиалического основания и накоплением обломочного материала по способу классического флиша. Их характерные особенности — литологическое однообразие, наличие градационной слоистости, конседиментационных оползней, несогласий.

### Средний докембрий

Граница между ниже- и среднедокембрийскими отложениями наиболее отчетливо проявлена на некоторых окраинах древнейших вулканических провинций, особенно на южной окраине провинции Сьюпириор. Здесь зеленокаменные толщи и интродуцирующие их архейские гранитоиды перекрыты полого залегающими неметаморфизованными терригенными, отчасти карбонатными отложениями, образующими платформенный чехол. По мере удаления к югу от границы с археем эти отложения переходят в дислоцированные метаморфизованные (зеленосланцевая, местами амфиболитовая фации) образования Пенокийского складчатого пояса (Gill, 1952, и др.).

Обширный материал американских исследователей по среднему докембрию (афебию) южной части Канадского щита был недавно обобщен в подробной сводке М. А. Семихатова (1964).

Среднедокембрийские комплексы выделяются здесь под местными названиями Гурон и Анимики. Это мощные (до 7—8 тыс. м) толщи конгломератов (частично ураноносных), песчаников, кварцитов, граувакк, в меньшем количестве алевролитов, аргиллитов, известняков и доломитов, а также яшм и железистых кварцитов, иногда эффузивов. С отложениями Анимики связаны известные крупные месторождения железных руд. Верхняя возрастная граница Гурона и Анимики характеризуется многочисленными определениями возраста минералов из метаморфизованных пород и из прорывающих их интрузий в 1,7—1,8 млрд. лет.

Однако полученные за последние годы данные показывают, что по крайней мере часть этих отложений имеет очень древний возраст, превышающий 2,15—2,3 млрд. лет (Van Schmus, 1965; Fairbairn et al., 1969). Так, возраст диабазов Ниписсинг, пересекающих весь разрез Гурона и внедренных, как полагают, во время складчатости рассматриваемых отложений, определен Rb-Sr методом в 2,1 млрд. лет (Cloud, 1971). Это указывает на возможность выделения нижней части афебиа в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения.

В западных районах Канадского щита отложения, соответствующие среднему докембрию, слагают ряд зон в пределах обширной провинции Черчилл, разделяющей архейские провинции Сьюпириор и Слейв; кроме того, они развиты западнее последней, в провинции Бэр. Литологически они близки к образованиям Гурона и Анимики, хотя и в этом, и в других отношениях они достаточно разнообразны. Это разнообразие и разобщенность выходов афебиа крайне затрудняют их корреляцию, несмотря на то, что внутри отдельных зон они хорошо изучены и местами подробно расчленены. Собранный за последние годы материал как будто бы позволяет говорить о двучленном строении афебиа на западе щита, хотя такое деление во многом предположительно и нуждается в уточнении.

### *Нижний афебий*

Отложения нижнего афебиа, с резким угловым несогласием перекрывающие архейские метаморфические породы и гранитоиды, сильно эродированы и слагают довольно узкие зоны, разделенные обширными поднятиями архейского фундамента.

Между озерами Атабаска и Большое Невольничье к нижнему афебию относится серия Ноначо. Она слагает длинный узкий пояс северо-восточного направления, который ограничен зонами долгоживущих разломов и, видимо, совпадает по конфигурации с древним конседиментационным прогибом (Brown, Wright, 1957; Blackadar, Fraser, 1961; McGlynn, 1971).

Серия состоит из конгломератов, аркозов, глинистых сланцев, граувакк, аркозовых песчаников и кварцитов. Конгломераты приурочены в основном к низам разреза, где слагают толщу мощностью до 600—700 м. Породы смяты 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 был определен в 1,55 млрд. лет.

Южнее, на северном побережье оз. Атабаска с серией Ноначо, возможно, следует сопоставить серию Биверлодж (Alcock, 1936; Blackadar, Fraser, 1961). По данным выделившего ее Ф. Дж. Алкока, она сложена главным образом белыми, реже красными кварцитами, местами косослоистыми; мощность их измеряется, видимо, сотнями метров. В низах залегают конгломераты мощностью до 15 м, которые несогласно перекрывают архейские сланцы серии Тазин и инъецирующие их гранитоиды, а вверх по разрезу постепенно переходят в кварциты. Галька конгломератов представлена гранитами, зелеными сланцами и метаморфизованными карбонатными породами серии Тазин. Серия Биверлодж интенсивно дислоцирована. В ней, как и в подстилающих архейских сланцах, залегают согласные основные интрузии.

Нужно сказать, что более поздние исследователи не выделяли эти отложения в самостоятельную серию, а включали их в архейскую серию Тазин (Christie, 1953; Tremblay, 1968b).

В субпровинции Ист-Арм отложения нижнего афебия слагают серию Юнион-Айленд, в составе которой выделены толщи: 1) доломитов с подчиненными красными аргиллитами, аркозовыми песчаниками и конгломератами в основании; 2) черных известковистых сланцев и доломитов; 3) серых глинистых сланцев с подчиненными граувакками; 4) основных вулканических пород с подушечной текстурой и 5) доломитов (Hoffman, 1968b). Серия перекрывает архейскую толщу Уилсон-Айленд с резким угловым несогласием.

В западной части провинции Бэр низы среднедокембрийского разреза представлены серией Эхо-Бей мощностью не менее 3000 м (Blackadar, Fraser, 1961). Ее нижняя часть состоит из массивных туфов, тонкослоистых кремнистых пород, в меньшей мере известняков и конгломератов и содержит послойные интрузии порфириров. Верхняя часть сложена амигдалоидными андезитами с прослоями туфов. Кремнистые породы содержат водорослевые структуры. Породы дислоцированы умеренно, так что углы наклона обычно менее 45°. Возраст андезитов определен К-Аг методом в 1,74 млрд. лет (Wanless et al., 1966). Серия Эхо-Бей интродуцирована крупными телами гранитоидов, воз-

раст которых U-Th-Pb методами определен в 1,4—1,5 млрд. лет (Collins et al., 1954; Eckelmann, Kulp, 1957). Таков же возраст уранинита из жил, пересекающих серию Эхо-Бей (Cumming et al., 1955).

Более молодая серия Камерон-Бей сложена аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, аргиллитами и туфами с прослоями трахитов и андезитов, в основании которых залегают конгломераты, содержащие гальки и валуны преимущественно эффузивных пород, характерных для серии Эхо-Бей. Как и последние, они умеренно дислоцированы в том же направлении и прорваны гранитоидами и порфирами; возраст гранитов определен в 1,8—1,85 млрд. лет (K-Ar метод по слюдам).

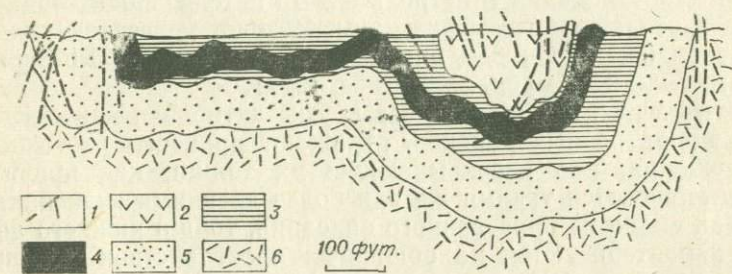


Рис. 3. Геологический разрез через трог, выполненный серией Хервиц (по Bell, 1968с).

1 — разломы; 2—5 — серия Хервиц: 2 — вулканиды, 3 — алевролиты, 4 — силл габбро, 5 — ортокварциты; 6 — архейский фундамент.

В субпровинции Телон и прилегающих районах на востоке провинции Черчилл к нижнему афебию, вероятно, относится серия Хервиц, залегающая с резким угловым несогласием на подстилающих архейских породах; обычно она выполняется ограниченными разломами узкие трогги северо-восточного направления, несогласные с простираем ахрейских толщ (рис. 3). Базальные слои сложены аргиллитами и песчаниками, перекрытыми метаморфизованными конгломератами (с валунами гранитов и кварца) и алевролитами; выше они сменяются серицитизированными кварцевыми песчаниками, а затем конгломератами с прослоями песчаников. Эти породы с глубоким размывом перекрываются валунными и галечниковыми конгломератами (100—300 м), над которыми лежат зелено-серые и бурые алевролиты (30—200 м), грубозернистые ортокварциты (300 м), мелкозернистые тонкослоистые ортокварциты с волноприбойными знаками (280 м), аргиллиты и алевролиты, местами со строматолитовыми доломитами в основании (230—270 м), основные эффузивы с прослоями аргиллитов и туфов (170—230 м); подстилающая эти эффузивы толща содержит

силлы габбро. Разрез венчается 600-метровой толщей пестроцветных песчаников, несогласно залегающих на аргиллитах и на алевролитах, а местами, видимо, непосредственно на архее (Bell, 1968b, с и др.). В некоторых районах к серии Хервиц отнесены толщи с преобладанием кварцитов и кристаллических известняков; вероятно, с нею же могут быть сопоставлены серии Чантри и Маккензи-Лейк, сложенные кристаллическими известняками и кварцитами с прослоями грубообломочных пород и основных вулканитов (Heuwood, 1961; Davidson, 1970a, b).

Предполагается, что накопление осадков и вулканитов Хервиц протекало в условиях неустойчивой платформы (Bell, 1970). Породы серии заметно, местами интенсивно дислоцированы и отчасти метаморфизованы. Возраст пересекающих их гранитоидов, по данным определений изохронным Rb-Sr методом, 1,71—1,96 млрд. лет. (Eade, 1971).

Эти цифры, как и почти все другие датировки нижнеафёбских пород разных районов, отражают процессы изотопного омоложения, ибо перекрывающие их толщи, как правило, характеризуются такими же или более древними значениями.

Как видно из приведенного описания, толщи нижнего афебья характеризуются на обширных пространствах северной части провинции Черчилл и в провинции Бэр значительным разнообразием формационных особенностей, будучи представлены частью терригенными и карбонатно-терригенными, частью вулканогенно-карбонатно-терригенными геосинклинальными образованиями. В соответствии с формационным составом различных прогибов, некоторые из них могут быть причислены к классу типичных миогеосинклиналей (серии Ноначо, Биверлодж, Хервиц), другие же отклоняются к эвгеосинклинальному типу (Эхо-Бей, Камерон-Бей, Юнион-Айленд) с тем, однако, отличием, что вулканиты в них являются в основном сравнительно кислыми образованиями — андезитами, трахитами. Прогибам обоих типов свойственны такие особенности, как широкое развитие хорошо сортированных кварцевых осадков, местами — органогенных известняков большой мощности. Отмечаются умеренная складчатость, ограниченные масштабы гранитного магматизма и слабый метаморфизм. Все эти признаки свидетельствуют о сравнительно малой подвижности геосинклинальных прогибов на рассмотренной территории, которая в виде двух широких поясов ограничивает древнюю провинцию Слейв, игравшую, вероятно, роль срединного массива.

Контуры этих поясов изучены недостаточно. Северо-западный пояс Бэр на большей площади погружен под пологий чехол верхнедокембрийского и палеозойского возраста. Юго-восточный пояс, вероятно, ограничен на юге линией, которую примерно можно провести через оз. Атабаска в северо-восточном

направлении к Гудзонову заливу. Южнее этой линии нижний афебий дислоцирован и метаморфизован сильнее и не может быть уверенно отделен от верхнего архея. Вероятно, к нижней афебии относятся такие толщи, как серия Мисси на самом юге провинции Черчилл, которая сложена аркозами, грауваками, кварцитами и конгломератами с подчиненными аргиллитами, кремнистыми и глинистыми сланцами и вулканическими породами (Lang, 1965; Wilson, 1965). Как и архейские, эти породы интенсивно дислоцированы. Они образуют системы крупных линейных складок северо-восточного простирания и частью глубоко метаморфизованы; в этом случае они уже не отличимы от архейских. Еще более сложно выделить интрузии среднедокембрийского возраста, хотя их широкое распространение в этом районе не вызывает особых сомнений. По характеру складчатости, магматизма и метаморфизма, южный пояс провинции Черчилл отличается от северного значительно большей подвижностью. Зона сочленения этого пояса с архейской провинцией Сьюпириор, называемая метаморфическим фронтом Нелсон (Stockwell, 1965), протягивается в северо-восточном направлении, пересекая широтные складчатые структуры провинций Черчилл и Сьюпириор. Вдоль метаморфического фронта прослеживаются резко выраженные гравитационные и магнитные аномалии; сланцеватость в пределах широкой полосы совпадает по направлению с простиранием фронта; в том же направлении вытянуты приуроченные к метаморфическому фронту тела никеленосных ультраосновных пород (Kornik, 1969). Заложение фронта Нелсон связывают с движениями вдоль крупных разломов в земной коре (Wilson, Brisbin, 1962). Изотопные датировки внутри фронта характеризуются смешением ранне- и среднедокембрийских значений, обусловленным частичным или полным омоложением древних образований (Moore et al., 1960).

### *Верхний афебий*

Отложения верхнего афебия выделяются только в северном поясе провинции Черчилл и в провинции Бэр, где они, в зависимости от структурного положения, относятся к двум структурно-формационным типам.

Непосредственно вдоль окраин архейской провинции Слейв развиты отложения терригенно-карбонатного типа. На южной ее границе, в субпровинции Ист-Арм, они представлены мощной (около 7000 м) серией Грейт-Слейв, разделенной на 4 подсерии (Hoffman, 1968 б).

Подсерия Сосан состоит из четырех свит: 1) речные косо-слоистые песчаники (Хорнби-Чаннел) — до 1700 м; 2) морские,

в основном прибрежные строматолитовые доломиты (Духамел) — до 305 м; 3) речные косослоистые песчаники (Клузай) — около 500 м; перекрывают доломиты с несогласием; 4) дельтовый комплекс песчаников, алевролитов и глинистых сланцев (Акаитчо-Ривер) — до 330 м.

Подсерия Кахочелла имеет в основании свиту пирокластов андезитового состава (Ситон) мощностью более 1400 м, которые на юго-западе провинции фациально замещают верхнюю половину подсерии Сосан. Выше залегают морские мелководные красные глинистые сланцы, сверху с обильными известковистыми конкрециями (свиты Джибролтер и Мак-Лауд-Бей) — до 1500 м и темно-зеленые глинистые сланцы с турбидитами более глубоководного происхождения (Чарлтон-Бей) — 170 м.

Подсерия Петей фациально неустойчива, за исключением маломощной (20—40 м) нижней свиты глинистых известняков (Даглас-Пенинсула). На севере района они перекрыты мелководными морскими, в основном прибрежными доломитами и известняками, частью строматолитовыми и оолитовыми (платформенная карбонатная формация) общей мощностью около 500 м (свиты Талтейлей, Ютсинги, Уайлдбред, Херн). На юге их стратиграфическими аналогами являются три терригенные свиты глубоководного происхождения: 1) тонкослоистые известковистые аргиллиты (Мак-Лин) — до 130 м; 2) ритмичнослоистые граувакки, турбидиты, аргиллиты и известняки (Бланчет) — до 330 м и 3) очень тонко переслаивающиеся известняки и аргиллиты (Пеканатуи-Пойнт) — до 110 м.

Подсерия Кристи-Бей состоит из четырех свит: 1) красные мелководные морские глинистые сланцы с отпечатками галита, содержащие прослой строматолитовых доломитов и известняков (Старк) — 670 м; 2) красные морские и речные песчаники, косослоистые, со знаками ряби и трещинами усыхания (Точатуи) — 620—870 м; 3) красные и бурые глинистые сланцы и алевролиты с отпечатками гипса и галита (Портидж-Инлет) — 235 м и 4) столбчатые базальты (Пирсон) — более 180 м.

Серия Грейт-Слейв перекрывает с резким несогласием архейские метаморфические породы и также, по-видимому, с несогласием нижнеафебскую серию Юнион-Айленд (Reinhardt, 1967, 1969; Hoffman, 1968 a, b).

Сложенный серией Грейт-Слейв синклинорий северо-восточного направления имеет асимметричное строение. Его северное крыло наклонено очень слабо (5—10°), образуя пологую «гомоклиналь» (Stockwell, 1965), залегающую на архее провинции Слейв. Южное крыло смято в крутые складки с углами падения на крыльях в 30—70°. Простираание этих структур параллельно границе провинций.

Серия сечется многочисленными телами диабазов, иногда

диоритов. Возраст диоритов 1,85 млрд. лет (Hoffman, 1968b). В отдельных случаях возраст секущих нижние свиты даек достигает 2,17 млрд. лет (Leeson et al., 1963).

В юго-восточной части провинции Бэр верхнеафебская серия Снер (Brown, Wright, 1957) слагает несколько меридиональных зон, тянущихся от залива Норт-Арм (на севере Большого Невольничьего озера). Базальные слои серии представлены грубозернистыми аркозовыми песчаниками, кварцитами (часто водорослевыми), либо постепенно переходят вверх по разрезу в переслаивание аргиллитов, граувакк, кварцитов и доломитов или известняков. На севере развиты массивные подушечные андезиты, базальты и дациты, частью подстилающие, частью перекрывающие осадочные породы (Wanless et al., 1968). Отмечается фациальная неустойчивость отложений, общая мощность которых достигает 5000 м. Серия смята в широкие открытые складки с углами падения на крыльях до 20° или менее; местами, однако, дислокации проявлены более интенсивно и породы интродуцированы гранитами и порфирами, а также диабазами, габбро и диоритами. Так, в районе оз. Меса установлено два этапа деформации серии 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 связано образование наложенных поперечных складок северо-западного простирания и внедрение микрогранитов. Деформация затронула также подстилающие архейские породы серии Йеллоунайф, что выразилось в образовании круто погружающихся складок, осложняющих крылья более древних структур.

Прорывающие серию Снер граниты имеют возраст 1,7—1,8 млрд. лет; примерно такие же значения были получены и по эффузивам, ассоциирующимся с осадками Снер (Wanless et al., 1966).

На северо-востоке провинции Бэр к верхнему афебию относится серия Эпуорт, которая состоит из свит (Fraser, 1966; Fraser, Tremblay, 1969, Hoffman et al., 1971):

Оуджик — кварциты и аргиллиты, прослой конгломератов с кварцевой галькой, а также карбонатных пород. Мощность 470—2300 м.

Рокнест — строматолитовые доломиты, прослой аргиллитов, редко известняков и чертов. Мощность 700—1700 м.

Реклус — аргиллиты, алевролиты, граувакки с подчиненными кварцитами и известняками. Мощность 600—1800 м и более.

Каулес-Лейк — известняки, переслаивающиеся с серыми и красными аргиллитами. Мощность 800 м.

Такиюак — известковые и полевошпатовые песчаники и алевролиты. Мощность 400 м или более.

Мощность серии превышает 6000 м. Местами в нижних свитах содержатся прослои андезитов с подушечной и амигдалоидной текстурой. Серия смята в меридиональные складки; на границе с провинцией Слейв, где она несогласно перекрывает йеллоунайфские зеленокаменные породы и гранитоиды, складчатость пологая, но по мере удаления от этой границы интенсивность деформации нарастает. Параллельно неметаморфизованные породы сменяются филлитами и биотитовыми сланцами с андалузитом и гранатом. Возраст слюд из метаморфических сланцев определен К-Аг методом в 1,815—1,835 млрд. лет (Wanless et al., 1966, 1968).

В субпровинции Батерст, на восточной окраине провинции Слейв, распространены осадки серии Гоулберн мощностью более 5000 м (Fraser, 1964, Fraser, Tremblay, 1969). В ее составе выделены:

1. Переслаивающиеся аргиллиты, доломиты и кварциты — 1200 м.

2. Розовые кварциты — до 2500 м.

3. Красные, зеленые, серые аргиллиты. Мощность около 700 м.

4. Доломиты, часто строматолитовые — около 250 м.

5. Красные, серые, бурые глинистые сланцы и аргиллиты. Мощность примерно 300 м.

6. Красные косослоистые песчаники с прослоями конгломератов в основании. Мощность неизвестна.

Те же отложения в виде узкого протяженного «залива» заходят далеко внутрь провинции Слейв, но здесь их мощность существенно уменьшается вплоть до 750—900 м (Tremblay, 1967, 1968a). Они образуют 5 свит:

Уэстерн-Ривер — главным образом аргиллиты и кварциты.

Бернсайд-Ривер — розовые кварциты с подчиненными конгломератами и красными аргиллитами.

Пикок-Хилс — тонкополосчатые аргиллиты с подчиненными кварцитами.

Куувик — тонкослоистые доломиты и известняки с подчиненными аргиллитами.

Браун-Саунд — переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников.

Серия Гоулберн слагает пологие складки северо-восточного простирания, на крыльях которых углы падения лишь местами превышают 15°. Она несогласно залегает на архейских гранитах и гнейсах с изотопным возрастом около 2,5 млрд. лет. Имеются данные, позволяющие сопоставить серию Гоулберн с серией Эпуорт. К числу их относятся одинаковые соотношения с подстилающим архейским фундаментом и перекрывающими

толщами верхнего докембрия, близость строения разрезов — обе серии состоят в низах из аргиллитов и кварцитов, а в верхах из аргиллитов и известняков и содержат толщи песчаников в кровле; на возможность корреляции указывают также структурное сходство серий и другие признаки (Fraser, Tremblay, 1969). Возраст диабазового силла, залегающего в низах серии Гоулберн, определен в 1,55 млрд. лет (Wanless et al., 1967).

Структурное положение (приуроченность к окраинам древнего массива), пологая складчатость, формационный состав (мелководные терригенно-карбонатные толщи, эвапориты) указывают на субплатформенный характер описанных серий, слагающих структуры типа краевых прогибов. Лишь на западе провинции Бэр наблюдается увеличение мощностей, деформированности и метаморфизма отложений, что свидетельствует о переходе к геосинклинальным условиям (Hoffman et al., 1970). На востоке же, в провинции Черчилл, верхний афебий представлен красноцветными отложениями, напоминающими формации внутренних позднеорогенных прогибов.

Типичным их представителем может служить свита Мартин, развитая севернее оз. Атабаска в окрестностях озер Биверлодж и Тазин<sup>1</sup>, где она с резким угловым несогласием залегает на серии Тазин и, по Алкоку (Alcock, 1936), на серии Биверлодж. Отложения Мартин залегают в узких прогибах, приуроченных к крупным разломам (рис. 4). Характерна значительная расчлененность рельефа фундамента, подстилающего свиту (Fahrig, 1961). Разрез свиты, мощностью до 6500 м (Tremblay, 1968b), характеризуется следующим строением (рис. 5):

1. Базальная конгломератовая толща. Местами включает мощные пачки алевролитов. Мощность до 800 м.

2. Нижняя аркозавая толща. Красноцветные аркозовые песчаники, местами с прослоями алевролитов и с линзами конгломератов — 1000—2700 м.

3. Переслаивание амигдалоидных базальтов и андезитов с аркозовыми песчаниками; в низах содержатся силлы габбро — до 1200 м.

4. Верхняя аркозавая толща. Аналогична по составу нижней. Местами включает мощные пачки конгломератов — 300—2300 м.

5. Алевролитовая толща. Тонкослоистые красноцветные алевролиты с тонкими прослоями аркозовых песчаников и конгломератов — 300—2000 м.

Источником сноса, как показывает анализ распределения осадков и косой слоистости в аркозовых песчаниках, служили

<sup>1</sup> В ранних работах (Alcock, 1936; Chamberlain, 1959) эти отложения рассматривались как возрастной аналог верхнедокембрийской свиты Атабаска.

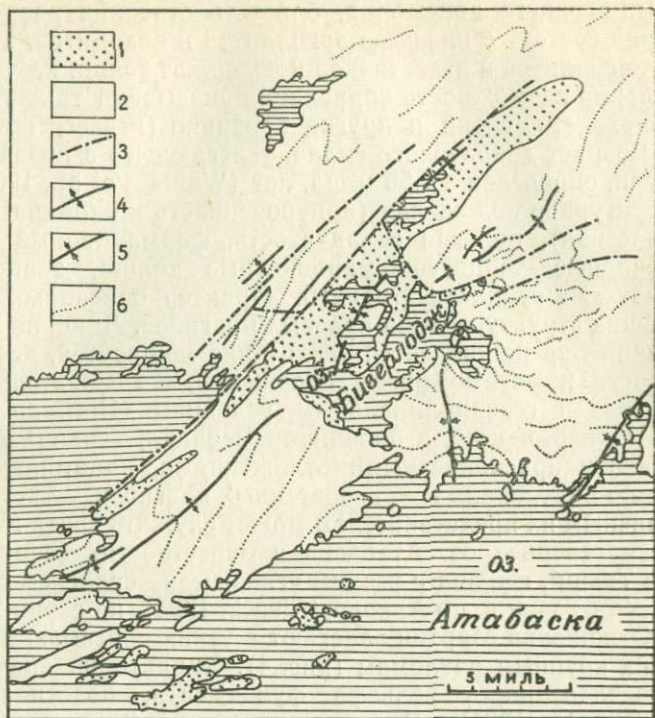


Рис. 4. Геологическое строение северного побережья оз. Атабаска в окрестностях оз. Биверлодж (по Коерпел, 1968).  
 1 — осадки и вулканиты свиты Мартин; 2 — кристаллический фундамент (серия Тазин); 3 — разломы; 4 — оси антиклиналей; 5 — оси синклиналей; 6 — линии простираний.

породы серии Тазин к северу и северо-востоку от области накопления мартинских осадков. Плохая сортированность последних, их «незрелость», слабая окатанность обломочного материала свидетельствуют о преимущественно механическом характере выветривания, близости источников сноса и быстром накоплении кластических осадков.

Свита Мартин смята в открытые складки северо-восточного простирания, на крыльях которых углы падения редко превышают  $30^\circ$ . Породы не метаморфизованы; лишь в узких зонах катаклаза проявлены гематитизация, хлоритизация, карбонатация, окремление и, нередко, урановая минерализация главным образом в виде урановых смолков (Robinson, 1955). Подобные рудопроявления широко распространены и в домартинских породах, образуя в окрестностях оз. Атабаска особую металлогеническую провинцию (Beck, 1970). Возраст урано-

вых смолков определен в 1,8—1,9 млрд. лет (Collins et al., 1953; Eskelmann, Kulp, 1956, 1957; Коерпел, 1968). Другими методами для свиты Мартин получены несколько меньшие значения возраста — от 1,83 до 1,65 млрд. лет (Fraser et al., 1970).

В субпровинции Телон свите Мартин соответствуют низы серии Дубонт, которая образует покров (рис. 6) на архейско-нижнеафеском фундаменте (Donaldson, 1965; Wright, 1967). Нижние свиты, которые обнажены на востоке субпровинции, полого дислоцированы. Базальная свита Саут-Чаннел сложена нацело конгломератами, мощность которых сильно меняется и местами достигает 1700 м. Она согласно перекрыта свитой Казан мощностью до 4000 м, образованной хорошо сортированными полевошпатовыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов, в которых наблюдаются трещины усыхания, знаки ряби. Для обеих свит характерен красноцветный облик, что сближает их со свитой Мартин и позволяет сопоставлять с нею по возрасту (Donaldson, 1968).

По направлению к западу обнажаются более молодые толщи небольшой мощности, занимающие, однако, обширные поверхности благодаря горизонтальному залеганию. Свита Кристофер-Айленд сложена андезитами, латитами и трахитами,

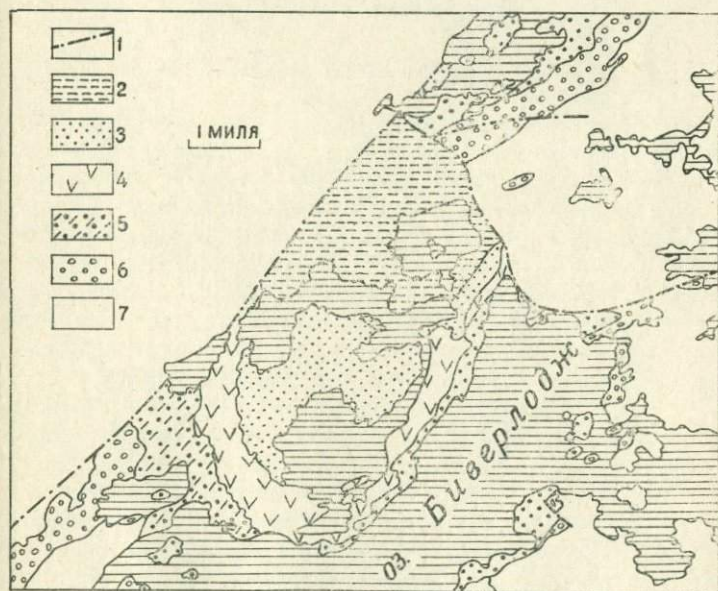


Рис. 5. Отложения свиты Мартин в окрестностях оз. Биверлодж (по Tremblay, 1968b).

1 — разломы; 2-6 — толщи: 2 — алевролитовая, 3 — верхняя аркозвая, 4 — базальт-андезитовая, 5 — нижняя аркозвая, 6 — базальная конгломератовая; 7 — кристаллический фундамент.

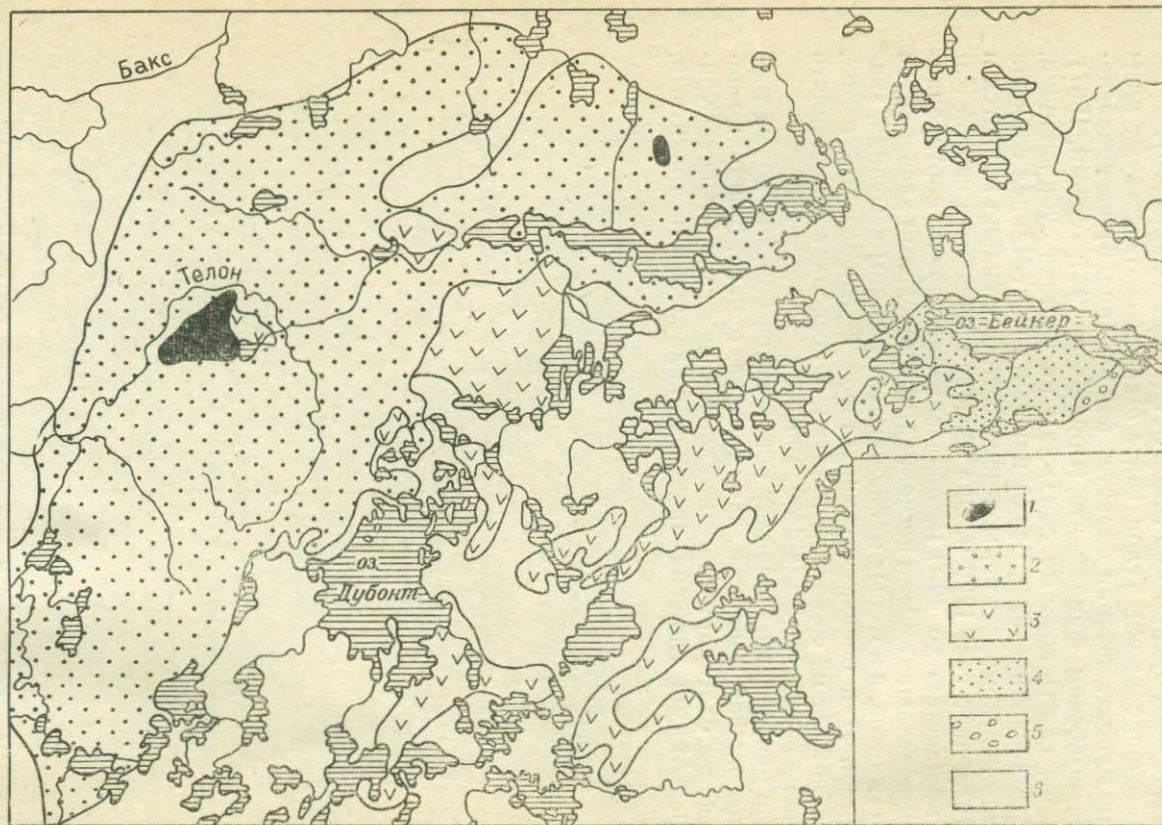


Рис. 6. Геологическое строение субпровинции Телон (по Donaldson, 1968).

1 — палеозойские отложения; 2—5 — серия Дубонт: 2 — сероцветные песчаники Телон, 3 — вулканические породы Кристофер-Айленд и Питц, 4 — красноцветные песчаники Казан, 5 — конгломераты Саут-Чаннел; 6 — додубонтские породы (архей и нижний архей).

реже риолитами, в основании которых залегают туфогенные песчаники и агломератовые туфы. Мощность свиты, достигающая местами 70 м, сильно колеблется, так как свита отложилась на неровном рельефе после длительного периода эрозии. Свита содержит небольшие штоко- и силлоподобные тела сиенитов. Свита Питц мощностью около 70 м представлена порфирами с крупными вкрапленниками полевых шпатов, реже кварца. На них с эрозионным перерывом залегают свита Телон мощностью до 130 м, сложенная сероцветными грубоклас-тическими отложениями — песчаниками с подчиненными конгломератами и алевролитами. Конгломераты содержат гальку пород подстилающих свит. Среди песчаников преобладают кварцевые, хотя нередки и полевошпатовые разности, особенно в низах свиты.

Возраст вулканических пород, определенный К-Аг методом, 1,51—1,77 млрд. лет (Lowdon, 1960, 1961; Wanless et al., 1966, 1967)<sup>1</sup>. Изохронный Rb-Sr метод дал цифру 1,73 млрд. лет (Fraser et al., 1970). Возможно, что верхние свиты Кристофер-Айленд, Питц и Телон относятся уже к верхнему докембрию и сопоставляются со свитой Атабаска (Donaldson, 1968).

## Верхний докембрий

### *Нижний альгонк (палеохеликий)*

Наиболее крупные выходы верхнедокембрийских отложений известны южнее оз. Атабаска, где они выполняют обширную овальную впадину. Эти отложения, выделенные в свиту Атабаска, представлены песчаниками и конгломератами, которым подчинены алевролиты и граувакки; преобладают кварцевые песчаники (Alcock, 1936; Chamberlain, 1959). Мощность свиты 4—5 тыс. м. Она сложена главным образом речными отложениями, сформировавшимися в условиях прибрежной долины. Песчаники являются зрелыми породами с низким содержанием тяжелых минералов, что интерпретируется как результат многократного перемыва (Fahrig, 1961, 1971).

Свита Атабаска залегают на архейских кристаллических породах с резким угловым несогласием. С отложениями среднего докембрия, включая свиту Мартин, отложения Атабаска не соприкасаются. Примечательно, что область накопления осадков свиты Мартин, расположенная непосредственно на северо-западном продолжении палеотечений во впадине Атабаска, отличается от последней сильно расчлененным палеорель-

<sup>1</sup> Одно определение, вероятно ошибочное, дало цифру 2,24 млрд. лет (Wright, 1967).

ефом. Это, по мнению У. Ф. Фарига, не согласуется с высказывавшимися ранее представлениями об одновозрастности рассматриваемых свит; отсутствие же, несмотря на пространственную близость, мартинских отложений в подошве свиты Атабаска свидетельствует о значительном эрозионном перерыве, разделяющем формирование этих свит.

Свита Атабаска содержит урановые рудопроявления, приуроченные в основном к ее нижней части. Возраст урановых руд примерно 0,4 млрд. лет. Возраст секущей свиту диабазовой дайки 1,2 млрд. лет (единичное определение К-Аг методом). Это определение, как и ряд других косвенных данных (Wilson, 1965; Fraser et al., 1970), позволяет относить свиту Атабаска к низам верхнего докембрия. В частности, на такой вывод наталкивает и ее сопоставимость с верхней частью серии Дубонт, о чем говорилось выше.

Развитая в субпровинции Ист-Арм серия Эт-Тен сложена грубообломочными породами, выполняющими грабенообразный прогиб, где они почти горизонтально залегают на эродированной поверхности серии Грейт-Слейв и подстилающего ее архея. Низы Эт-Тен представлены свитой Мерки, сложенной слабо сцементированными конгломератами с прослоями и линзами песчаников, алевролитов, глинистых и известковистых сланцев и амигдалоидных базальтов, мощностью до 1000 м. Верхняя свита Пребл сложена аркозами с характерными признаками речного происхождения; их мощность не менее 3000 м. Дайки диабазов, секущих серию Эт-Тен, имеют возраст 1,3 млрд. лет (Hoffman, 1968b), что позволяет отнести свиту к нижнему альбгону.

В провинции Бэр выделяются отложения серии Хорнби-Бей, с резким несогласием, горизонтально или очень полого (5—10°) перекрывающие серию Эпуорт. Они представлены переслаиванием конгломератов, песчаников и кварцитов мощностью в тысячи метров, на которых согласно залегают доломиты, нередко строматолитовые, мощностью 1300 м. Так, на северном берегу оз. Дисмал (несколько северо-восточнее Большого Медвежьего озера) был выявлен следующий разрез: ортокварциты, постепенно сменившиеся вверх по разрезу черными алевролитами (те и другие с косою слоистостью и знаками ряби); красные аргиллиты (с обильными трещинами усыхания и отпечатками кристаллов каменной соли и, по-видимому, гипса); тонкослоистые доломитовые породы, в верхней части содержащие прослой со строматолитами, онколитами и оолитами, а также линзы и включения кремней, черных глинистых сланцев и внутриформационных конгломератов; массивные доломитовые породы, местами с крупными строматолитовыми постройками; плосчатые доломитовые породы со строматолитами (Donaldson, 1969).

В субпровинции Батерст тот же, по-видимому, стратиграфический уровень занимают маломощные осадки, подразделенные на три свиты (Fraser, 1964; Fraser, Tremblay, 1969):

Тинни-Ков — косослоистые песчаники с конгломератами в основании, перекрывающие серию Гоулберн с угловым несогласием — 60 м.

Перри-Бей — строматолитовые доломиты — 160 м.

Кануяк — красные доломиты, глинистые сланцы и песчаники — 60 м.

В своде Минто (о. Виктория) верхний докембрий образует широкую пологую синклиналь Холмен-Айленд, в которой обнажена серия Шейлер, несогласно перекрывая среднеальгонской свитой Наткуснак (Thorsteinsson, Tozer, 1962). Серия расчленена на пять свит общей мощностью более 3500 м:

Гленелг — в основании на архейских гранодиоритах залегает толща красных песчаников и конгломератов с галькой кварцитов, выше — красные, серые и белые песчаники и ортокварциты с глинистыми сланцами, алевролитами и доломитами, в верхах строматолитовыми — 1200 м.

Рейнолдс-Пойнт — известняки, часто аргиллитистые, местами строматолитовые, прослой песчаников и сланцев — около 800 м.

Минто-Инлет — более чем наполовину состоит из гипсов и ангидритов, переслаивающихся с песчаниками, известняками, глинистыми сланцами, доломитами и алевролитами, — 100—400 м.

Уинниатт — темные известняки с подчиненными доломитами, известковистыми глинистыми сланцами и песчаниками, гипсами — 900 м.

Килиен — в низах преобладают светлые гипсы, ангидриты и гипсодержащие глинистые сланцы. Верхняя часть сложена глинистыми сланцами, песчаниками, алевролитами и строматолитовыми известняками — более 500 м.

Подобные отложения развиты и в других районах Арктических островов (Blackadar, 1957, 1967; Fortier et al., 1963).

### *Средний альгонк (неохеликий)*

Наиболее молодые образования западной части Канадского щита представлены серией Коппермайн, обнаженной в провинциях Бэр, Батерст и в своде Минто. Нижняя часть серии мощностью 3700 м сложена базальтами, частично амигдалоидными. Возраст их 1,2—1,3 млрд. лет, хотя во многих случаях были получены меньшие значения изотопного возраста (Robertson, 1964; Wanless et al., 1965, 1966, 1968).

С коппермайнскими базальтами связаны sillы и дайки диабазов, а также крупная дифференцированная интрузия

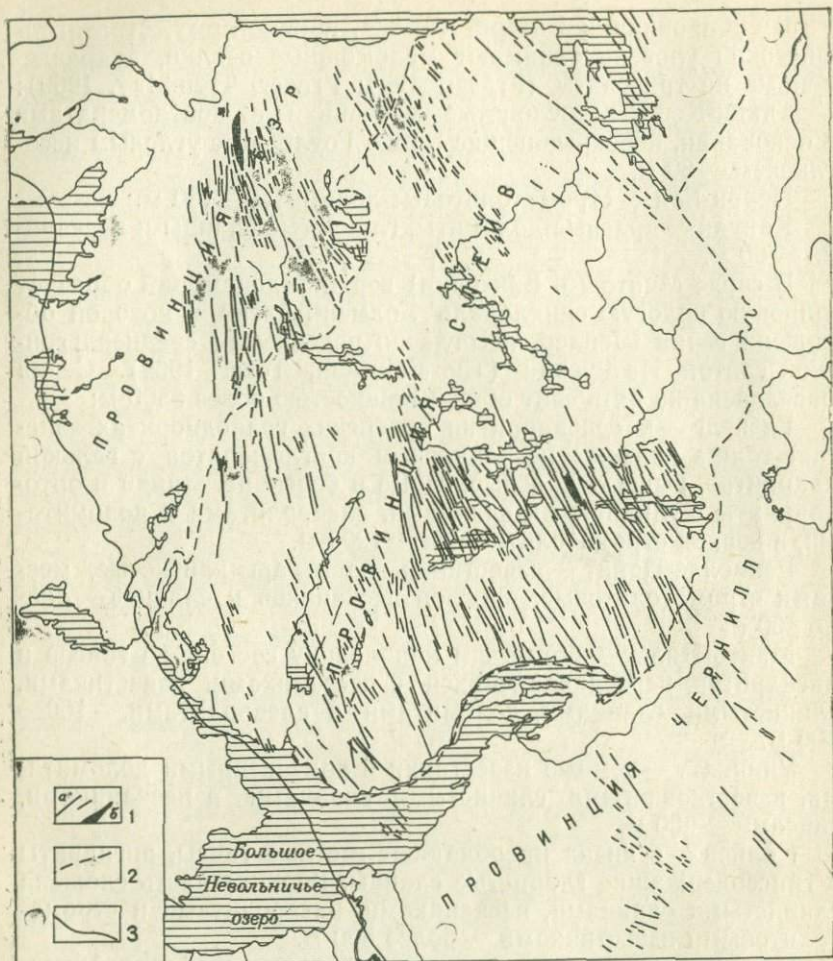


Рис. 7. Дайковый пояс Маккензи (по Fahrig et al., 1965).

1 — дайки базальтов (а) и дифференцированная интрузия Маскокс (б); 2 — границы структурных провинций; 3 — восточная граница распространения палеозойского чехла.

Маскокс (Irvine, 1971, и др.); ее средний состав, определенный по закаленным краевым частям, отвечает, как и состав эффузивов, базальту; внутренняя дифференцированная часть интрузии сложена дунитами, пироксенитами, габбро и гранодиоритами с возрастом 1,1—1,2 млрд. лет. Диабазы образуют едва ли не крупнейший в мире дайковый пояс Маккензи (рис. 7), возраст которого определяется в 1,2—1,3 млрд. лет. По составу дайки Маккензи в отличие от излившихся толеи-

товых базальтов Коппермайн приближаются к континентальным щелочным базальтам (Fahrig et al., 1965, 1969).

Лавы Коппермайн перекрыты (как установлено в последнее время — с несогласием) 500-метровой толщей переслаивающихся песчаников, кварцитов, аргиллитов и доломитов, которые прорваны диабазами, имеющими возраст около 0,6 млрд. лет.

Описанные толщи содержат многочисленные разнообразные по генезису месторождения меди (Kindle, 1969).

На о. Виктория к серии Коппермайн относятся вулканические породы свиты Наткусиак, которая в ядре синклинали Холмен-Айленд несогласно перекрывает нижнеальгонкскую свиту Килиен (Thorsteinsson, Tozer, 1962). Это темные эффузивы и пирокластические породы преимущественно базальтового состава, в основании которых местами обнажены красные и зеленые агломераты. Видимая мощность свиты превышает 300 м. Породы Наткусиак содержат дайки и силлы габбро и диабазов, которые нигде не проникают в палеозойские толщи. Возраст одного из силлов определен К-Аг методом в 0,64 млрд. лет. Кембрийские (?) и более молодые породы перекрывают верхний докембрий с несогласием.

По мнению ряда исследователей (Irvine et al., 1965), сложенная позднедокембрийскими базальтами обширная провинция на севере Канады по своему строению, размерам, возрасту, типу магм (преимущественно толитовые базальты) и по характеру тектонического развития подобна области распространения серии Кивино в провинции Саутерн (см. ниже). Нижнему Кивино соответствуют серии Хорнби-Бей и Шейлер. Вулканогенная серия Коппермайн сопоставляется с вулканистами среднего Кивино, тогда как перекрывающая ее терригенная толща — с осадками верхнего Кивино. Как и в провинции Саутерн, верхняя терригенная толща с определенной долей условности может быть отнесена совместно с вулканистами к среднему альгонку.

## ВЕЛИКИЕ РАВНИНЫ

На западе Североамериканской платформы докембрийская эрозионная поверхность, как указывалось, очень полого погружается под палеозойские и более молодые осадки чехла, мощность которого невелика и обычно не превышает 3000 м. Местами склоны щита осложнены пологими поднятиями типа упоминавшихся сводов Минто и Бутия (см. рис. 1), антеклизы Су или протяженного свода, прослеживающегося на юго-юго-восток через поднятия Блэк-Хилс, Чадрон, Кембридж и Централ-Канзас (рис. 8). В кульминациях поднятий нередко

Тонкие газлаты Коппермайр придижлелот к континентал-  
 ным шлозным газлатам (Fabríz et al, 1965, 1966).

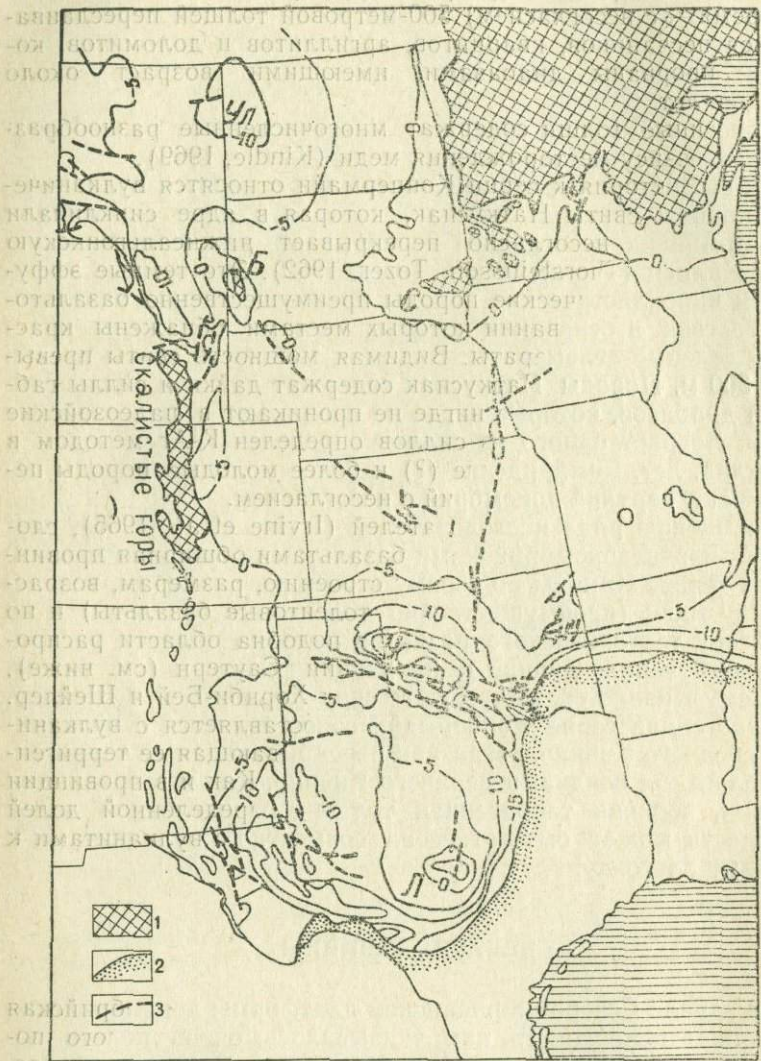


Рис. 8. Поверхность кристаллического фундамента на западе США (по «Basement map...», 1967; заимствовано у Muehlberger et al., 1967).

1 — выходы фундамента на дневную поверхность; 2 — граница складчатой системы Уочито; 3 — главные разломы. Изогипсы обозначены в тысячах футов. Ул — синеклиза Уиллистон; Б — поднятие Блэк-Хилс; С — антеклизга Су; У — авлакоген Уичито; Л — поднятие Льяно.

обнажается докембрий. Отрицательными структурами являются глубокие синеклизы типа впадины Уиллистон и др.; особенно сильно прогнута докембрийская поверхность в авлакогене Уичито<sup>1</sup>. На юге, вдоль северного края низменности Мексиканского залива докембрийский фундамент резко погружается под палеозойские осадки складчатой системы Уошито.

Породы фундамента хорошо изучены благодаря многочисленным скважинам и детальным геофизическим исследованиям. В западной Канаде (Birgwash et al., 1966) погребенные склоны щита сложены метаморфическими и изверженными породами с изотопным возрастом 2,6—1,6 млрд. лет, подобными породами провинции Черчилл, на непосредственном продолжении которой они и распространены (см. рис. 1). Южнее, на продолжении провинции Сьюпириор кристаллические сланцы и гранитоиды имеют возраст более 2 млрд. лет. Столь же древние образования, описание которых будет приведено ниже, выступают на поверхность в Центральных Скалистых горах. Некоторые авторы (Engel, 1963; Muehlberger et al., 1967; Hills et al., 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 1,4—1,5 млрд. лет (рис. 9); эта провинция не имеет своего аналога на щите. 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 свидетельствует наличие «реликтовых» датировок в 1,8—1,6 млрд. лет (Muehlberger et al., 1966) в пределах широкой зоны на севере провинции. Эти кристаллические породы как будто бы не отличаются от развитых в древних провинциях на севере платформы. В поднятии Льяно, например, обнажены гнейсы и сланцы, разделенные на две свиты общей мощностью более 7000 м (Clabaugh, 1958; Lidiak et al., 1961; Clabaugh, McGehee, 1962; McGehee, 1963; Zartman, 1964a, b). Нижняя свита Валли-Спринг состоит из мелкозернистых полосчатых гнейсов с редкими прослоями кварцитов, известково-силикатных пород и основных сланцев. Верхняя свита Паксадл, сложенная разными сланцами и мраморами, имеет следующий разрез:

1. Мраморы и известково-силикатные породы, переслаива-

<sup>1</sup> Природа структуры Уичито недостаточно ясна. Этот вопрос у нас обсуждался Н. С. Шатским (1945), а недавно — В. Д. Наливкиным и др. (1969).

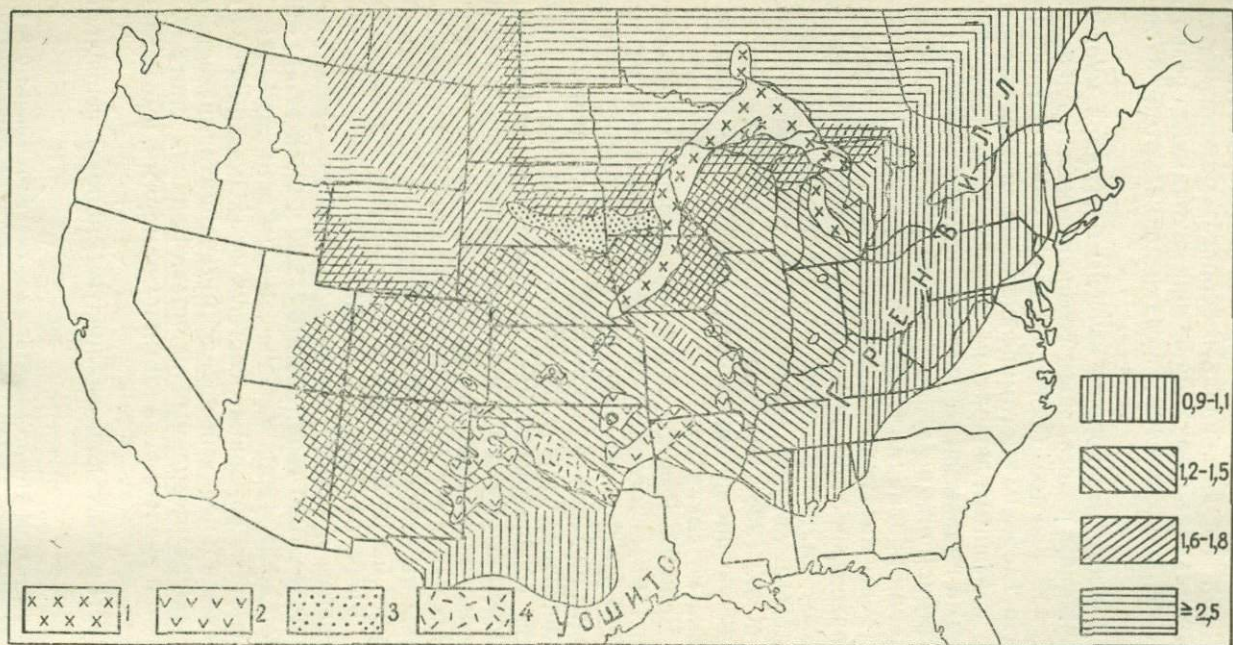


Рис. 9. Изотопные возрасты (млрд. лет) кристаллических пород фундамента в США (по Goldich et al., 1966);  
 Перекрещивающаяся штриховка — на территориях, где разновозрастные события перекрывают друг друга. По-  
 казаны докембрийские покровы на кристаллических породах фундамента:

1 — базальты Кивино; 2 — кислые эффузивы; 3 — кварциты Су; 4 — осадки складчатой системы Уичито.

ющиеся с графитовыми и амфиболовыми сланцами и лептитамми,— 1000 м.

2. Амфиболовые, реже графитовые сланцы — 500 м.

3. Преобладание лептитов — 1000 м.

Породы метаморфизованы в высоко-, местами — в низкотемпературной области амфиболитовой фации. Для многих сланцев характерно присутствие силлиманита, граната, кордьерита, 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, Muehlberger, 1970), однако преимущественно развиты разнообразные гранитоиды, многие из которых, вероятно, также относятся к раннему и среднему докембрию.

Изотопное «омоложение» всех этих пород ясно связано с магматической активизацией региона в позднем докембрие. Она проявилась во внедрении послескладчатых гранитов умеренной и малой глубинности и в излияниях кислых лав. Граниты в главной своей массе предшествуют эффузивам и имеют раннеальгонский возраст — 1,35—1,45 млрд. лет (Muehlberger et al., 1966, 1967). Эффузивы имеют в основном возраст от 1,1 до 1,35 млрд. лет и относятся к среднему альгонку. Они объединяются в толщу Панхандл, представленную неметаморфизованными и недеформированными реолитовыми порфирами, которым подчинены риодациты, латиты и андезиты, а также местами туфы, доломиты и глинистые сланцы (Flawn, 1956; R. Anderson, 1963; Zimmermann, Amstutz, 1968). Эффузивы слагают обширные покровы под палеозойским чехлом на юге Великих Равнин (см. рис. 9). С ними связаны экструзии гранит-порфиров и гранофиоров, а также, по-видимому, более крупные плутоны мезозоны. Подобные плутоны широко распространены в южном Техасе, где они изучены в поднятии Льяно (Clabaugh, 1958; Hutchinson, 1960a, b; и др.). Они сложены преимущественно породами гранитного состава, на контактах с которыми гнейсы и кристаллические сланцы преобразованы в высокотемпературные роговики пироксен-роговиковой фации.

В грубой схеме намечается определенная зональность в распределении изотопных датировок. Граниты северных районов (штаты Канзас, Миссури, Оклахома) имеют, как указывалось, возраст 1,35—1,45 млрд. лет, а эффузивы — 1,15—1,35 млрд. лет. Южнее (северный Техас) эффузивы датируются в 1,1—1,2 млрд. лет. На крайнем юге Великих Равнин выделяется зона, в которой все породы имеют возраст не древнее 1,0—1,1 млрд. лет (Tilton et al., 1962; Wasserburg et al., 1962; Silver, 1963; Zartman, 1963, 1964a, b, 1965; Denison et al., 1966; Ulrich, Reynolds, 1966; Zartman, Wasserburg, 1969). Эта зона

является непосредственным продолжением альгонкской провинции Гренвилл, окаймляющей Североамериканский кратон с востока и юго-востока (см. рис. 9).

Особняком стоят породы гор Уичито, слагающие фундамент палеозойского авлакогена. Низы разреза представлены здесь серией Тилман (тысячи метров), состоящей из граувакк с прослоями алевролитов, аргиллитов, песчаников и кремнистых пород. Они перекрыты базальтовой серией Новайо-Маунтин, включающей базальты, спилиты, андезиты и измененные палагонитовые туфы мощностью в несколько тысяч метров. Обе серии содержат мощные (до 3000 м) стратифицированные интрузии габброидов, которые считаются интрузивными аналогами базальтов; они представлены диаллаговыми и оливиновыми габбро, анортозитами и диоритами (так называемая серия габбро Раггеди-Маунтин). Разрез завершается риолитами и туфами серии Карлтон мощностью не менее 1500 м, с которыми связаны приповерхностные пертитовые граниты, образующие многофазные интрузивы в форме неправильных плутонов или силлов мощностью до 200—500 м. Возраст гранитов и риолитов гор Уичито составляет 0,525 млрд. лет, а более древних основных пород — 0,535 млрд. лет (Hamilton, 1956, 1959; Tilton et al., 1962; Ham et al., 1964; Merritt, 1967; Ham, 1970). Отметим, что габбро-анортозитовая интрузия известна также в юго-западной Небраске, но там она не датирована.

В более северных провинциях платформы признаки существенной активизации в альгонке не проявились и позднекембрийские породы слагают недислоцированные толщи, выполяющиеся обширные бассейны и во многом напоминающие образования платформенного чехла. Таковы охарактеризованные выше осадки серий Хорнби-Бей и Коппермайн, которые на значительной территории погружены под палеозойские отложения впадины Вулластон (см. рис. 1). Образования такого типа слагают серию Кивино, которая в виде длинного узкого пояса прослеживается под палеозойским чехлом из центральных штатов Америки в район оз. Верхнего, где она обнажается на поверхности (см. рис. 9). В этом районе ее делят на три подсерии (Семихатов, 1964; Келлер, Семихатов, 1968). Нижнее Кивино мощностью до 300—400 м представлено в основном красноцветными песчаниками, местами с прослоями мергелей и известняков; в основании содержатся конгломераты, состоящие из обломков подстилающих среднекембрийских пород. Среднее Кивино состоит из основных эффузивов, которым подчинены средние и кислые лавы, а также красноцветные песчаники и конгломераты. Мощность их очень велика и достигает 6—7 тыс. м, а местами и более. Верхнее Кивино залегает с размывом; в его составе преобладают красноцветные аркозовые песчаники и алевролиты, которым подчинены кварцевые

песчаники, аргиллиты и конгломераты. Мощность их местами также достигает нескольких тысяч метров.

Возраст лав и интрузий в верхах среднего Кивино определялся К-Аг- и Rb-Sr методами и оказался равным 1,1—1,2 млрд. лет или несколько менее. Возраст сланцев из верхнего Кивино около 1,1 млрд. лет (Chaudhuri, Faure, 1967). Это дает основание рассматривать серию Кивино как среднеальгонкскую; возможно, исключением является нижнее Кивино, которое, судя по аналогии с серией Хорнби-Бей, может оказаться нижеальгонкским.

В том же районе, в поднятии Су обнажаются кварциты Су, которые считались соответствующими по возрасту верхам серии Кивино (Stevenson, 1958; Tilton et al., 1962). Позднейшими исследованиями, однако, установлено, что возраст залегающих среди кварцитов и, видимо, прорывающих эти кварциты риолитов — 1,47 млрд. лет (Rb-Sr метод) и, следовательно, кварциты Су являются нижеальгонкскими (Lidiak, 1971).

Осадки верхнего альгонка на платформе развиты ограниченно. Вероятно, к ним относятся аркозовые песчаники и песчанистые сланцы свиты Райс в штате Канзас: они несогласно залегают на кристаллических породах с возрастом 1,1—1,2 млрд. лет и несогласно же перекрыты верхним кембрием (Scott, 1966).

## ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КОРДИЛЬЕРЫ

Изучение развитых в Кордильерах Северной Америки докембрийских образований имеет длительную историю. Уже к началу XX столетия существование здесь докембрия было твердо доказано и была предложена концепция его двучленного строения (Walcott, 1889; Van Hise, 1908 и др.). Согласно этой концепции, нижние части докембрия Кордильер, представленные интенсивно метаморфизованными, мигматизированными и дислоцированными комплексами, относили к архею, сопоставляя их с древнейшими породами Канадского щита. Верхние серии, сложенные осадочными толщами, залегающими на архее с резким угловым несогласием, были выделены в самостоятельную альгонкскую систему, которой приписывали объем всего протерозоя или его верхней части. С введением в практику методов радиогеохронологии эти представления подверглись резкой критике; однако надо сказать, что критика не была достаточно обоснованной и полученные на первых порах изотопные определения возраста скорее запутали вопрос и дезориентировали геологов, чем помогли им в расчленении докембрия. Только после того, как по изотопному датированию

был накоплен обширный материал, он в сочетании с новыми данными геологических исследований позволил внести определенную ясность в понимание докембрийской истории Кордильер, хотя, конечно, нерешенных вопросов еще очень много.

Геологическое строение Североамериканских Кордильер, окаймляющих континент с запада в виде огромного горного пояса, неоднородно. Ф. Б. Кинг (King, 1966) выделяет в их составе три главных сегмента, резко отличных друг от друга по своему геологическому и тектоническому строению: Северные, Центральные и Южные Кордильеры. Границы между сегментами, имеющие характер узких переходных зон, примерно совпадают с северной и южной границами Соединенных Штатов Америки.

В настоящей работе будет рассмотрен докембрий Северных и Центральных Кордильер. Древние образования Южных Кордильер изучены значительно хуже, и о них имеются лишь отрывочные сведения (Cserna, 1970). Характеристику докембрия Кордильер удобнее начать с центрального сегмента, так как его докембрийская структура больше всего напоминает охарактеризованную структуру фундамента платформы.

В пределах Центральных Кордильер различается несколько структурных зон, в которых роль докембрийского фундамента и его строение неодинаково (рис. 10). Прилегающая к платформе зона Скалистых гор представляет собой область молодых (мезокайнозойских) интенсивных дислокаций докембрийского фундамента платформы, в результате которых его поверхность была здесь сильно расчленена — опущена и захоронена во впадинах (бассейнах в американской терминологии) и резко приподнята и эродирована в сводообразных поднятиях-хребтах — с амплитудой вертикальных движений до нескольких тысяч метров. Докембрий Скалистых гор представлен кристаллическими породами, изотопный возраст которых в северной части зоны более 2,5, а в южной — 1,8 млрд. лет и меньше. По этому признаку здесь выделяют две провинции, которые не получили устоявшихся названий<sup>1</sup> и будут нами именоваться провинциями Центральных и Южных Скалистых гор.

\* Вторая структурная зона — плато Колорадо — представляет собой остаточный массив, отделенный от прилегающей платформы дислокациями Южных Скалистых гор. На большей части плато кристаллический цоколь скрыт под платформенными осадками верхнего докембрия и фанерозоя, обнажаясь лишь в глубоких каньонах, а также в приподнятых окраинных частях массива.

---

<sup>1</sup> Северную из этих провинций иногда называют Вайоминг (Engel, 1963) или Бэртут-Бигхорн (Burwash et al., 1966).

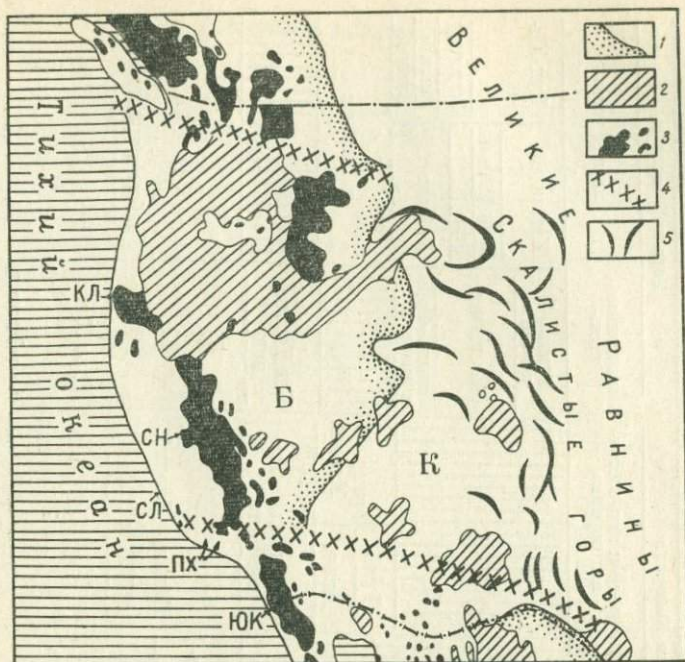


Рис. 10. Основные структурные элементы Центральных Кордильер (по King, 1966).

1 — восточная граница геосинклинальной области; 2 — третичные вулканические образования; 3 — гранитные интрузии; 4 — зоны сочленения Центральных Кордильер с Северными и Южными; 5 — складки в пределах платформы перед фронтом геосинклинали Кордильер. Б — Большой Бассейн; К — плато Колорадо. Главнейшие гранитные массивы в прибрежной зоне; КЛ — Кламатский; СН — Сьерра-Невадийский; ЮК — Южно-Калифорнийский. СЛ — выходы гранулитов в хребте Санта-Луисия; ПХ — то же в Поперечных хребтах.

Структуры Большого Бассейна принадлежат уже Кордильерской геосинклинали, располагаясь в восточной, миогеосинклинальной ее зоне. В основании складчатых сооружений здесь обнажаются геосинклинальные толщи верхнего докембрия и местами образования кристаллического доверхнедокембрийского фундамента.

В прибрежной эвгеосинклинальной зоне Кордильер, сложенной мощными, отчасти метаморфизованными отложениями, докембрий не выделяется. Лишь в наиболее глубоко эродированных гранитных хребтах Сьерра-Невада и Кламат некоторые кристаллические породы, по-видимому, имеют докембрийский возраст, но прямые доказательства этого отсутствуют.

Схема сопоставления докембрийских образований из разных районов Центральных Кордильер представлена в табл. 3.

Схема расчленения и корреляции докембрия Центральных Кордильер

Стратиграфические подразделения	Скалистые горы		Плато Колорадо		Большой бассейн		
	Центральные	Южные	северо-восточная окраина	центр и юго-восточная окраина	восточная часть	южная часть	
Верхний докембрий	Нижний кембрий				Тинтик и аналоги	Кампито	Вуд-Каньон
	Верхний альгонк				Мьютьюал	Дип-Спринг	Стерлинг
	Средний альгонк				Минерал-Форк и аналоги	Уайман	Джонни
	Нижний альгонк	Свита красных кварцитов Ред-Пайн Уинта-Маунтин		Трой Апаче	Гранд-Каньон	?	Нундей
Средний докембрий	Кристаллические сланцы в горах Медисин-Боу, Ларами, Хартвилл Блэк-Хилс	Кол-Крик, Гусберри-Галч	Эруинг и аналоги	Мазатал, Тексес-Галч	Биг-Коттонвуд	Парамп	?
			Вальесито	Пинал, Явапай, Вишну	?		
		Айдахо-Спрингс, Суондаик и аналоги	?		Грин-Крик	Гнейсы и кристаллические сланцы	
Нижний докембрий	Верхний архей						
	Нижний архей	Гранулиты гор Бэртут, Бигхори, Сноукрест и др.	?		Гранулиты гор Сербат, Верджин, Уосатч		?

## Нижний докембрий

Архейские образования известны в разных структурных зонах Центральных Кордильер, но наиболее распространены они в Скалистых горах. В провинции Центральных Скалистых гор (рис. 11) их возраст надежно обоснован радиометрически. Наиболее полно изучен архей в поднятии гор Бэртут, где в течение последних лет проводились детальные систематические исследования (рис. 12).

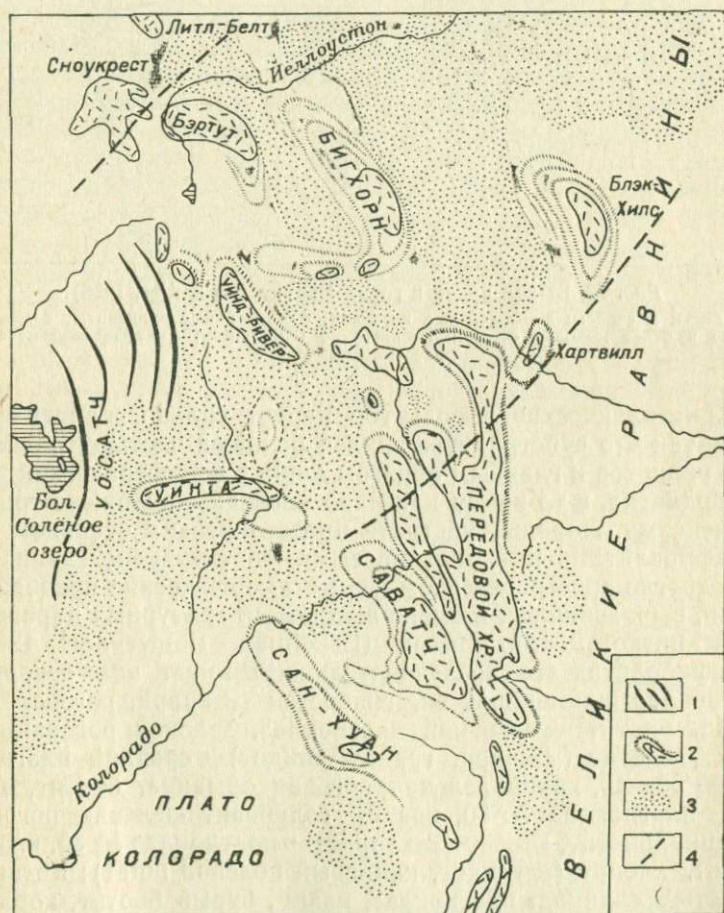


Рис. 11. Центральные и Южные Скалистые горы (по King, 1959 и др.).  
 1 — складки и тектонические блоки в геосинклинальных осадках; 2 — поднятия к востоку от геосинклинальной области с выходами пород докембрийского основания в их более высоких частях; 3 — бассейны, выполненные кайнозойскими осадками; 4 — границы архейской провинции Северных Скалистых гор.

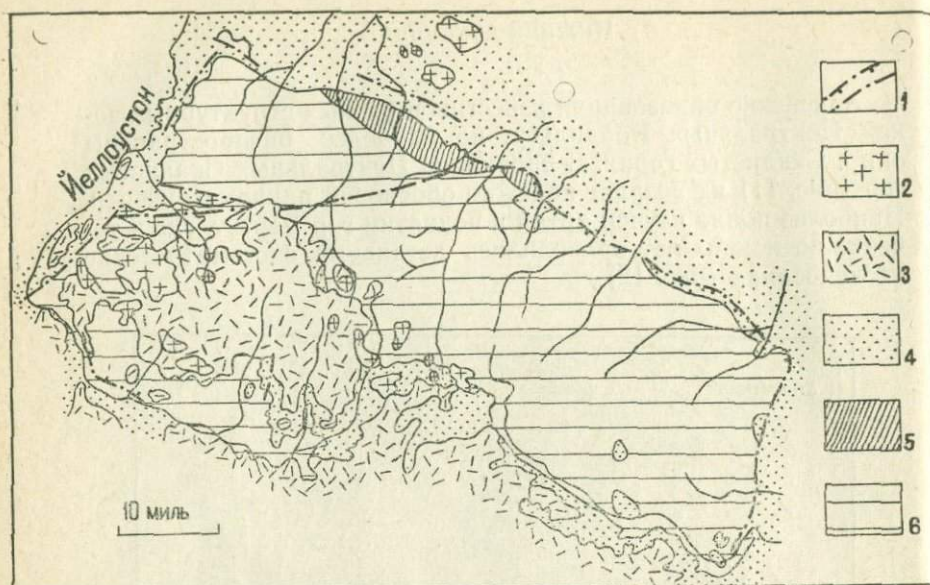


Рис. 12. Выход архея в горах Бэртут (по Butler, 1966).

1 — надвиги и сбросы; 2 — третичные интрузии; 3 — третичные вулканы; 4 — палеозойские и более молодые осадки; 5 — интрузив Стиллоутер; 6 — архейский метаморфический комплекс.

Кристаллические породы гор Бэртут сильно гранитизированы, так что субстрат 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 глиноземистыми биотитовыми сланцами. Те и другие претерпели сложные метаморфические преобразования, выразившиеся в смене высокотемпературных парагенезисов низкотемпературными (Eckelman, Poldervaart, 1957). В амфиболитах эта последовательность имеет вид: основной плагиоклаз, клинопироксен, 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); в глиноземистых сланцах: 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

(±эпидот). Кроме описанных пород, местами широко распространены ставролитовые, гранат-ставролитовые и ставролит-кордиерит-антофиллитовые плагиогнейсы и сланцы (Butler, 1966). Наряду с параамфиболитами значительно развиты и ортоамфиболиты, нередко наблюдаемые в виде искривленных и разлинзованных в процессе складчатости даек (Prinz, 1965).

Перечисленные выше самые ранние метаморфические ассоциации как будто бы свидетельствуют об их формировании в условиях гранулитовой фации, хотя описавшие их авторы относят эти породы к альмандин-силлиманитовой субфации амфиболитовой фации. По их мнению, наблюдаемая последовательность смены парагенезисов, кажущаяся регрессивной, обусловлена возрастанием концентрации воды; кульминация этого процесса — метасоматическое образование гранито-гнейсового ядра под воздействием щелочных водных растворов. В подтверждение этой гипотезы приводятся доказательства формирования гранитов *in situ*. Оси складок пересекаются зонами различно гранитизированных пород (краевая сланцево-мигматитовая зона — промежуточная зона перемежаемости мигматитов и гранито-гнейсов — центральное гранито-гнейсовое ядро) под углами до 40—50°. Мигматиты и гранито-гнейсы связаны друг с другом взаимопереходами как вдоль, так и вкрест сланцеватости и полосчатости мигматитов, которые, в свою очередь, параллельны первичной слоистости метаосадков. Сохранившиеся в промежуточной зоне горизонты устойчивых к гранитизации пород прослеживаются по простиранию в виде скиалитов в гранито-гнейсовое ядро. Специальные минералогические и химические исследования (Haggis, 1959) также свидетельствуют об автохтонном образовании гранито-гнейсов.

Следует, однако, оговорить, что отмеченная выше 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 гор Бэртут (Rowan, Larsen, 1965; Larsen et al., 1966, Bentley, 1968), показавшего, что близмеридиональные складки, формирование которых совпадало с процессами региональной гранитизации или предшествовало ей, не первичные, а наложены на более древнюю структуру. Последняя при этом была почти полностью разрушена, но в отдельных участках, где преобладают устойчивые по отношению к гранитизации амфиболиты и кварциты, можно наблюдать ее реликты,

и по ним удалось восстановить характер крупных первичных складок, имевших широтное простирание.

Следующий, послегранитный этап интрузивной деятельности отмечен формированием широко известного послескладчатого интрузива Стиллаутер (Howland et al., 1936; Peoples, Howland, 1940) и связанных с ним мелких тел ультраосновных пород. Интрузив представляет собой пластовое тело, приуроченное к крупному надвигу, который ограничивает выход докембрия гор Бэртут с северо-востока (см. рис. 12). Тело пересекает субмеридиональные структуры гнейсов почти под прямым углом. Длина его достигает 50 км, а мощность превышает 5 км. Нижняя закаленная зона (около 100 м) сложена диабазовыми норитами, которые переходят кверху в слоистые ультраосновные породы (более 800 м) — бронзовые пироксениты и гарцбургиты с подчиненными дунитами; в гарцбургитах встречаются прослойки хромита. Затем следуют ритмичнослоистые нориты, габбро и анортозиты (рис. 13).

Древние гнейсы и сланцы, а также секущие их ортоамфиболиты на контакте с интрузивом Стиллаутер ороговикованы в мощной зоне, ширина которой достигает почти 1000 м (Butler, 1966). По мере приближения к контакту сланцеватость вмещающих пород постепенно исчезает, лепидобластовые структуры переходят в гранобластовые, ставролит исчезает, сменяясь гиперстеном, уменьшается содержание кварца, биотита и плагиоклаза, окраска биотита меняется от светло-бурой до темной красно-бурой, зеленая и сине-зеленая роговая обманка сменяется гиперстеном и биотитом, местами появляется зеленая шпинель. Наряду с кордиерит-гиперстеновыми и другими роговиками, околосконтактный ореол содержит кварциты и полосчатые железистые породы.

Сам интрузив также значительно метаморфизован и пересечен жилами гранитных пегматитов. Мелкие тела ультраосновных пород чаще всего линзовидные, сложены метаморфизованными перидотитами альпийского типа, которые еще до наложенного на них регионального метаморфизма были частично серпентинизированы (Skinner, 1963). В результате метаморфизма они превратились в оливин- и актинолит-ортопироксеновые шпинельсодержащие породы, часто обогащенные антофиллитом. Ярко выраженное геохимическое сходство мелких альпинотипных тел с интрузивом Стиллаутер позволяет предположить, что они представляют собой тектонически отторженные части стратиформных массивов (Bowes, Skinner, 1969).

Возраст пегматитов, секущих интрузив Стиллаутер, 2,66 млрд. лет. Такой же или близкий возраст (2,75 млрд. лет) был получен разными методами и по дистиллуотерским гранитам, гнейсам и пегматитам; это значение повторяется в многочисленных пробах. Естественно предположить, что оно свя-

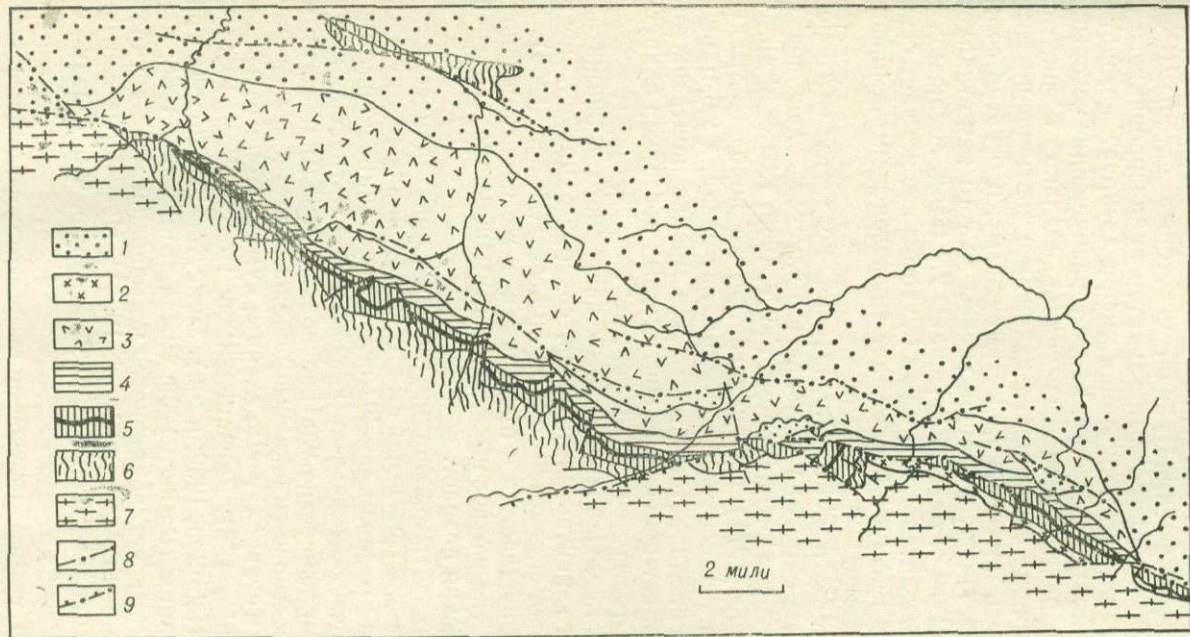


Рис. 13. Геологическое строение интрузива Стиллаутер (по Page, Jackson, 1967).

1 — палеозой и мезозой; 2 — послестиллаутерские гранитоиды; 3—5 — комплекс Стиллаутер: 3 — преимущественно нориты, габбро и анортозиты; 4 — бронзититы, 5 — чередование бронзититов и габбро; жирной линией обозначена зона хромититов; 6—7 — достиллаутерские метаморфические породы: 6 — метаосадки, 7 — гранито-гнейсы; 8 — разломы, 9 — надвиги.

зано с эпохой метаморфизма интрузива (Butler, 1966; Powell et al., 1969), тогда как прорываемые им толщи могут иметь значительно более древний возраст. Действительно, возраст циркона из гранито-гнейсов был определен в 3,1 млрд. лет, что может быть принято за возраст самого раннего метаморфизма в гранулитовой фации. Правда, некоторые авторы (Condie, 1967b), отмечая обломочный характер анализированного циркона, полагают, что полученная цифра датирует возраст еще более древних образований, за счет разрушения которых образовались рассматриваемые толщи. Однако сомнительно, чтобы в цирконе сохранились начальные соотношения изотопов при столь интенсивном метаморфизме, и богатая событиями история, которую прошли гнейсы до того как стиллуотерские породы были метаморфизованы 2,7 млрд. лет назад, указывает на ее длительность и как будто бы все же дает основание принять цифру 3,1 млрд. лет за возраст метаморфизма осадочных толщ.

K-Ar, Rb-Sr и U-Pb определения возраста по породам и минералам самого интрузива Стиллуотер дают довольно большой разброс цифр (Fenton, Faure, 1969; Kistler et al., 1969; Nunes, Tilton, 1971). Предполагается, что породы Стиллуотера сформировались более 3 млрд. лет назад, а 2,6 млрд. лет назад претерпели метаморфизм. Это мнение подтверждается тем, что возраст биотита из контактовых роговиков вокруг интрузива Стиллуотер был определен K-Ar методом в 3,065 млрд. лет. Небольшой шток кварцевого монцонита, пересекающего контактовый ореол, содержит циркон, возраст которого был определен в 3,1 млрд. лет (Butler, 1966). Хотя эти цифры нуждаются в проверке, все же не исключено, что интрузив Стиллуотер имеет, как и вмещающие его гнейсы, раннеархейский возраст.

Другие хребты провинции сложены кристаллическими породами, во многом сходными с образованиями гор Бэртут. В них также распространены сильно дислоцированные биотитовые и роговообманковые гнейсы, гранито-гнейсы, амфиболиты, метаморфические ультраосновные породы, местами мраморы и известково-силикатные породы, железистые кварциты, гранатовые и ставролитовые сланцы, куммингтонитовые сланцы и др. (Hoppin, 1961; Palmquist, 1965; Hodge, Worl, 1966; Condie, 1967c; Heimlich, 1969; и др.). Присутствуют породы гранулитовой фации (Parker, 1962; Ebens, Smithson, 1966; Perry, 1968). Местами устанавливается по меньшей мере двукратное проявление складчатости (Reed, 1963)<sup>1</sup>. Изотопные соотношения дают довольно большой разброс цифр, что связано с по-

---

<sup>1</sup> Иногда поздние деформации связывают с ларамийской складчатостью (Barnes, Houston, 1969).

следующим «омоложением» пород, первоначально метаморфизованных более чем 2,7 млрд. лет назад (Bassett, Giletti, 1963; Giletti, 1963; Cannon et al., 1966; Catanzaro, 1967; Zartman, Stern, 1967). Ф. У. Остервальд (Osterwald, 1949, 1955, 1959) на примере гнейсов гор 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 определен в 3 млрд. лет и более (Heimlich, Banks, 1968).

Все древние породы провинции Центральных Скалистых гор пересечены многочисленными дайками основных пород, принадлежащими к нескольким поколениям (Condie, Barsky, Mueller, 1969; Condie, Leech, Baadsgaard, 1969). Наиболее распространены среди них дайки с возрастом 1,9—2,2 млрд. лет, но некоторые внедрились не позднее чем 2,5 млрд. лет назад, т. е. на рубеже нижнего и среднего докембрия.

Северо-западная граница описанной древней провинции проходит через южные отроги гор Сноукрест (см. рис. 11). Развитые севернее добелтские (доверхнедокембрийские) метаморфические породы обычно разделяют на две серии (Heinrich, 1953): 1) Пони, представленную биотитовыми, биотит-гранатовыми и роговообманковыми гнейсами, амфиболитами и пироксен-гранат-плагиоклазовыми сланцами и 2) Черри-Крик, сложенную гнейсами, амфиболитами, мраморами, кварцитами, слюдяными и силлиманитовыми сланцами, полосчатыми железистыми породами, антофиллитовыми и куммингтонитовыми сланцами. Имеется указание на наличие в серии Черри-Крик конгломератов с галькой подстилающих гнейсов Пони (Tansley et al., 1933), однако это указание как будто не подтвердилось более новыми исследованиями, оставившими вопрос о соотношении серий открытым (Reid, 1955). Детальное их изучение в одном из районов хребта Сноукрест (горы Тобакко-Рут) показало, что обе серии характеризуются одинаково длительной и сложной метаморфической и структурной эволюцией (Reid, 1958, 1963; Hess, 1967; Root, 1967; 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 изоклинные складки и повторно метаморфизованы в гранулитовой фации. Не исключено, что эти дайки основных пород, превращенных в пироксен-гранат-плагиоклазовые сланцы, соответствуют по возрасту интрузиву

Стиллуотер в горах Бэртут. Впоследствии все кристаллические породы были диафторированы в условиях амфиболитовой и более низких ступеней метаморфизма.

В соседних участках рассматриваемой провинции были выявлены аналогичные образования, также первоначально метаморфизованные в гранулитовой фации (Scholten et al., 1955; Levandowski, 1958; Foster, 1962; Clark, 1965; Worl, 1969). Полученные для пород этого района разными методами (Cattanzago, Kulp, 1960, и др.) значения возраста (1,5—1,8 млрд. лет) связаны, как показало специальное исследование (Giletti, 1963, 1966a, b), с их «омоложением» под влиянием протерозойских гранитоидов. Граница зоны омоложения не является литологической: развитые в южных отрогах гор Сноукрест кристаллические породы не отличаются от распространенных севернее омоложенных гнейсов и, судя по всему, имеют одинаковый с ними геологический возраст. В южных отрогах гор Сноукрест он был определен в 2,6 млрд. лет; здесь же были обнаружены и значительно более древние породы — 3,2—3,5 млрд. лет. Все это дает основание рассматривать гранулитовые породы гор Сноукрест и их окрестностей как одновозрастные с гнейсами гор Бэртут нижеархейские образования.

Очевидно, на севере Центральных Скалистых гор докембрийские образования были наиболее глубоко эродированы, так что здесь выведен на поверхность нижеархейский структурный ярус. У юго-восточной границы провинции развиты отличные породы, не обнаруживающие признаков метаморфизма в гранулитовой фации и последующего диафтореза; изотопный возраст их не древнее чем 2,7 млрд. лет. Эти породы могут быть отнесены к верхнему архею. Рассмотрим некоторые их выходы.

Вдоль северного подножья гор Уинта в основании верхнего докембрия обнажены метаморфические породы серии Ред-Крик мощностью около 7000 м. Она сложена в основном кварцитами, которым подчинены амфиболиты, слюдяные сланцы и (очень мало) карбонатные породы. 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 2,72 млрд. лет (Hansen, 1965).

Северная часть хребта Медисин-Боу (рис. 14) сложена лейкократовыми и биотитовыми гнейсами с редкими прослоями роговообманковых гнейсов и кварцитов. Интрузии представлены небольшими телами гранитов и габбро. Структура гнейсов очень сложна и характеризуется преобладанием северо-западных простираций. Изохронным Rb-Sr методом возраст гнейсов определен в 2,4 млрд. лет (Armstrong, Hills, 1967; Sayyah,

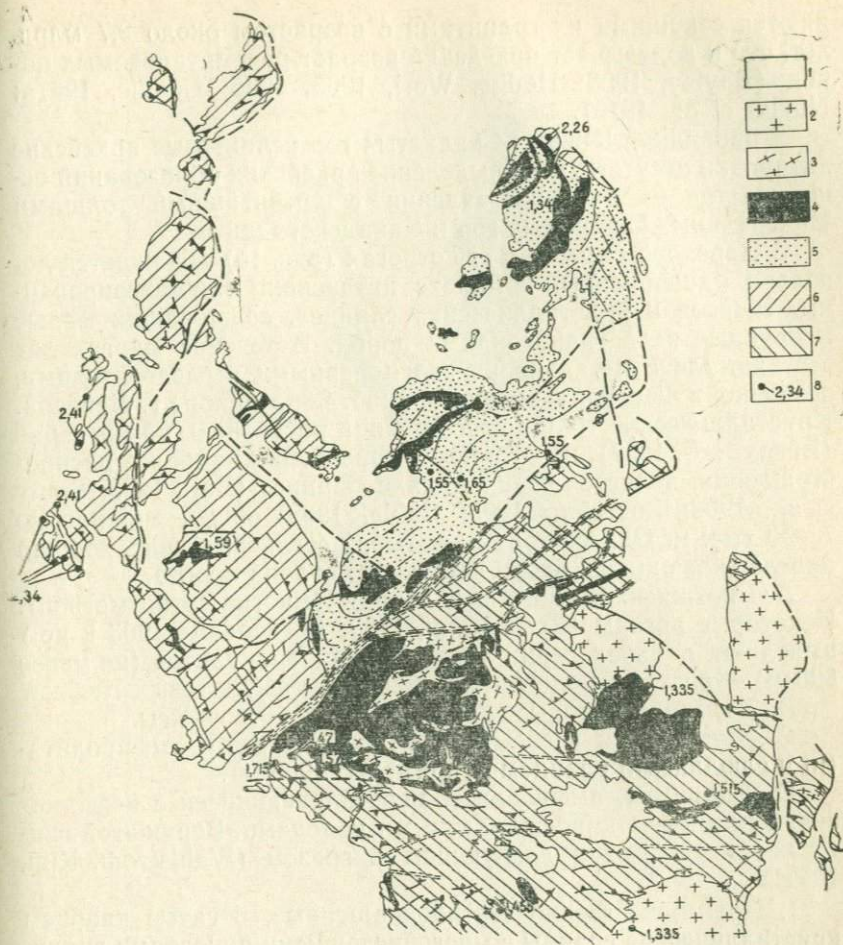


Рис. 14. Схема геологического строения хребта Медисин-Боу (по Hills et al., 1968).

1 — последевонские осадочные породы; 2 — граниты типа Шерман; 3 — гнейсовидные граниты; 4 — основные изверженные породы; 5 — метасадочные породы; 6 — лейкократовые гнейсы; 7 — рогообманковые гнейсы; 8 — определения изотопного возраста, млрд. лет.

1967; Hills et al., 1968), что, с учетом вероятного омоложения, позволяет отнести гнейсы к верхнему архею.

Реликты наименее метаморфизованных архейских пород сохранились в центре провинции — на юге хребта 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 сме-

няются секущими их гранитами с возрастом около 2,7 млрд. лет, что и доказывает архейский возраст рассматриваемых пород (Bayley, 1963; Hodge, Worl, 1965, 1966; Condie, 1967a; Naylor et al., 1970).

В провинции Южных Скалистых гор реликтовые архейские датировки отсутствуют и выделение архейских образований основывается на их сопоставлении с древнейшими толщами Центральных Скалистых гор и Канадского щита.

В Передовом хребте и его отрогах (рис. 15) обнажается довольно однообразный комплекс интенсивно мигматизированных гнейсов и кристаллических сланцев, содержащих малые и крупные тела гранитоидных пород. В течение многих лет этот комплекс детально изучался разными исследователями, особенно в центральной части хребта — в районе г. Денвера. Кристаллические толщи этого района расчленены на ряд серий (Boos, Boos, 1957), из которых древнейшей и наиболее распространенной является серия Айдахо-Спрингс (Ball, 1906; Spurr et al., 1908; Lovering, 1935; Gable, 1968) общей мощностью 7—10 тыс. м. Она состоит из четырех согласных свит, хорошо прослеживающихся вдоль восточного склона хребта.

А. Биотит-силлиманитовые сланцы (многие сотни метров). Некоторые авторы (Koschmann, 1960; Bergendahl, 1963 и др.) выделяют в низах серии также толщу гранулитов (не менее 800 м) — светлых полосчатых кварц-полевошпатовых гнейсов.

В. Кварц-биотитовые сланцы и биотитовые гнейсы.

С. Кварциты и гнейсы, переслаивающиеся с амфиболитами и слюдяными сланцами (примерно 4000 м).

Д. Кварциты, амфиболиты, переслаивающиеся с известковистыми и известково-силикатными породами. Верхи этой свиты характеризуются следующим разрезом (Wahlstrom, Kim, 1959):

1. Преимущественно светлоокрашенные, богатые кварцем кристаллические сланцы с многочисленными прослоями силлиманит-мусковит-кварцевых и биотит-кварцевых сланцев. Последние местами преобладают. Мощность не менее 750 м.

2. Сложное переслаивание роговообманко-плагиоклазовых сланцев, амфиболитов, пироксеновых пород, известковистых роговиков, кальцитовых прослоев и кварцитов — 100—200 м.

3. Биотит-силлиманитовые гнейсы, частью очковые, чередующиеся с мусковит-силлиманитовыми и биотитовыми сланцами, изредка с амфиболитами — 330—360 м.

4. Биотитовые гнейсы, местами роговообманковые — 270 м.

5. Темные роговообманко-плагиоклазовые сланцы с мало мощными прослоями пироксен-плагиоклазовых сланцев и роговообманковых гнейсов. Мощность примерно 130 м.

6. Биотитовые гнейсы с маломощными прослоями амфиболитов и биотитовых сланцев — 750—850 м.

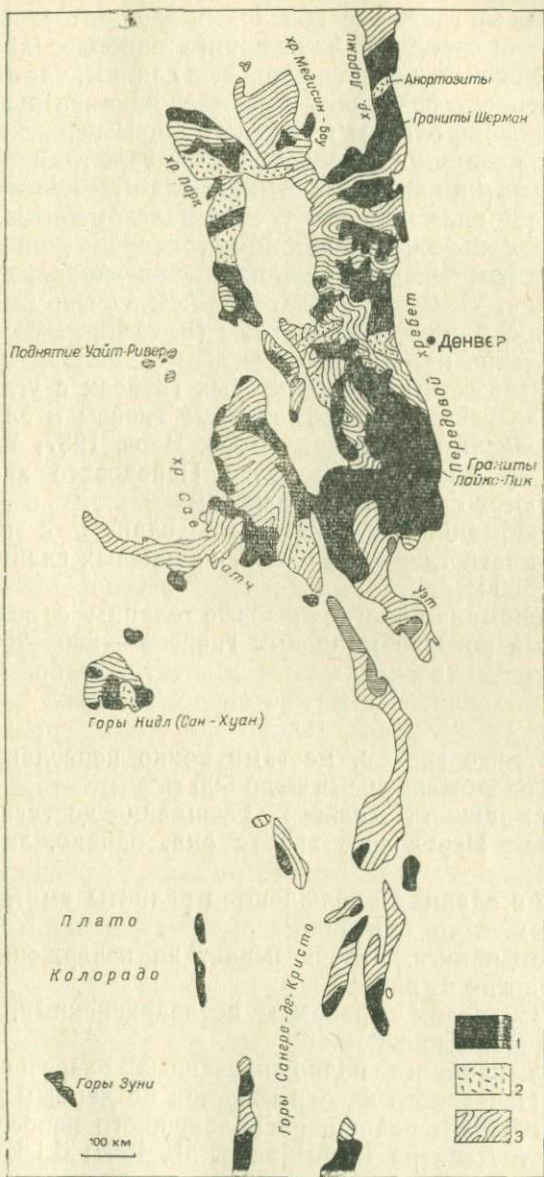


Рис. 15 Выходы докембрия в Передовом хребте (по King, 1959).

1 — гранитоиды; 2 — основные изверженные породы; 3 — гнейсы и кристаллические сланцы.

7. Роговообманковые гнейсы, амфиболиты, скарны, мраморы, прослои кварцитов и пироксеновых пород — 0—200 м.

8. Биотитовые гнейсы с прослоями кварцитов — до 600 м.

В целом для серии Айдахо-Спрингс наиболее характерны биотитовые гнейсы и биотит-кварцевые сланцы, часто с силлиманитом, которым подчинены известково-силикатные породы, гранатсодержащие сланцы и другие породы первично-осадочного происхождения, образовавшиеся за счет глинистых толщ с песчаниковыми и известняковыми линзами и прослоями. Обращает на себя внимание отсутствие конгломератов, а также вулканогенных пород. По-видимому, осадки серии слагали разрез, в котором перемежались прибрежно-морские и дельтовые отложения. Некоторые плагиогнейсы с очень высоким отношением Na/K близки к грауваккам (Lovering, 1935; Lowman, 1964; Sims, Gable, 1964).

На биотитовых и силлиманитовых гнейсах с угловым несогласием залегают роговообманковые гнейсы и сланцы, называемые гнейсами Суондайк (Boos, Boos, 1957; Wahlstrom, Kim, 1959). В центральной части Передового хребта они характеризуются следующим разрезом:

1. Роговообманко-плагиоклазовые сланцы с прослоями биотитовых плагиогнейсов и биотит-кварцевых сланцев. Мощность около 550 м.

2. Роговообманко-плагиоклазовые сланцы с подчиненными прослоями роговообманковых гнейсов — 230—260 м.

3. Тонкое переслаивание биотит-роговообманко-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, они иногда образуют дайки, секущие серию Айдахо-Спрингс. Это указывает на изверженное происхождение многих из них.

Гнейсы Суондайк перекрыты послепаркейскими, вероятно, кварцитами Кол-Крик.

Один из наиболее полно изученных разрезов нижнего докембрия Передового хребта известен по данным детальных съемок небольшого района, расположенного непосредственно к западу от Денвера (Sheridan et al., 1967; Lickus, LeRoy, 1968). Здесь в его составе выделены следующие свиты:

Ролстон-Баттес — тонкополосчатые амфиболиты с подчиненными прослоями эпидот-гранатовых тактитов и кварцитов — до 2300 м.

Белчер-Хилл — крупнозернистые, богатые кварцем слюдяные сланцы, местами переслаивающиеся с кварцитами, — до 4000 м.

Крофолд-Галш — тонкозернистые слюдяные сланцы, переходящие в грубозернистые мусковит-силлиманитовые сланцы и гнейсы; местами в основании содержатся маломощные конгломераты с гранитной галькой — до 1600 м.

Кресманс-Галш — амфиболиты и тактиты с горизонтом кварцитов Чейс-Ранч. Несогласно перекрывают свиту Крофолд-Галш — до 260 м.

Джанкшен — мусковит-силлиманитовые сланцы и гнейсы. Несогласно перекрывают свиты Крофолд-Галш и Кресманс-Галш — до 300 м.

Голден-Гейт-Каньон — тонкополосчатые амфиболиты с редкими маломощными линзами кварцитов. Перекрывают свиту Джанкшен с несогласием — около 1500 м.

Сидар-Галш — биотитовые гранито-гнейсы — около 300 м. К этой же свите относят гнейсовидные граниты, слагающие согласное тело мощностью около 1000 м.

Клир-Крик — мигматизированные биотитовые гнейсы — более 1600 м.

Маунт-Вернон-Каньон — полосчатые амфиболиты, которые местами замещаются биотитовыми плагиогнейсами — около 600 м.

Айдлдейл — биотитовые гранито-гнейсы — около 600 м. Терки-Крик-Каньон — силлиманитовые слюдяные сланцы и гнейсы и гранатовые гнейсы — более 600 м.

Корреляция этого многокилометрового разреза с охарактеризованными выше сериями затруднена.

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 спессартинового компонента); кордиерит + жедрит и др. (Sims, Gable, 1964). Метаморфизм проявлен равномерно, хотя изредка отмечаются переходы к слабо метаморфизованным породам фации зеленых сланцев (Bird, 1966).

Кристаллические породы серии Айдахо-Спрингс подверглись неоднократным деформации и метаморфизму (Moench et al., 1962; Wells et al., 1964; Wells, 1967; Peterman et al., 1968). Установлены две, а местами три фазы складчатости. В период ранней деформации породы были смяты в крупные (шириной до 5—6 км) сжатые, нередко изоклинальные складки северо-западного и запад-северо-западного направлений. Метаморфизм этой стадии проявлен в фации зеленых сланцев; воз-

можно, с этим периодом связаны некоторые интрузии гранодиоритов и кварцевых диоритов. Наложенные складки поздней стадии имеют северо-северо-восточное до субширотного простирание; с ними связаны повторное расслаивание, мигматизация и метаморфизм более высокой степени, сопровождающийся образованием граната, кордиерита, силлиманита, ставролита. Вопрос со ставролитом, впрочем, не совсем ясен, так как некоторые авторы считают его реликтовым минералом, возникшим еще в первую стадию метаморфизма.

Этот материал показывает, что сравнительно небольшие — 1,6—1,7 млрд. 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, архейскому циклу развития района.

Гнейсы Айдахо-Спрингс и Суондайк хорошо сопоставляются с развитыми на юге Центральных Скалистых гор верхнеархейскими образованиями, отличаясь от нижнего архея гор Бэртут, Сноукрест и др., представленного диафторированными гранулитами. Рассматриваемые породы развивались в последовательности от низко- к высокотемпературным. Наиболее высокотемпературная гранулитовая ступень в них нигде не была достигнута. Основываясь на этих критериях, можно считать серии Айдахо-Спрингс, Суондайк и их аналоги верхнеархейскими образованиями.

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

Особенностью северного отрога Передового хребта — Ларами, сложенного гнейсами и мигматитами типа Айдахо-Спрингс (Ferris, 1966), является наличие довольно крупного массива анортозитов, окаймленного с севера полосой гиперстеновых сиенитов (Hodge, 1966). Самая северная часть хребта Ларами, где изотопный возраст пегматитов равен 2,5 млрд. лет (Hills et al., 1968), входит уже в состав провинции Центральных Скалистых гор.

Гнейсы, развитые на юге хребта Медисин-Боу (см. рис. 14), скорее напоминают серию Суондайк, так как отличаются широким развитием роговообманковых разновидностей. Кроме того, здесь встречаются мраморы, силлиманитовые и диопсидовые гнейсы; местами многочисленные силлы амфиболитов. Главное направление складчатости широтное и северо-восточное. Гнейсы вмещают довольно крупные интрузии габбро, пере-

сеченных гнейсовидными гранитами; на востоке хребта обнажены более молодые массивные граниты.

Южная оконечность Передового хребта (Уэт) сложена мощной серией гнейсов и кристаллических сланцев, похожих на Айдахо-Спрингс (Singewald, Brock, 1955; Boyer, 1962; Singewald, 1966). Очень близки к породам Передового хребта гнейсы хребтов Саватч и Сангре-де-Кристо (Ahrens, 1955; Aldrich et al., 1957; Slawson, Austin, 1960; Heinrich, Vian, 1965; Wasserburg et al., 1965), а также поднятия Уайт-Ривер (Bass, Northrop, 1963).

К западу от Скалистых гор, в пределах плато Колорадо выходы архея неизвестны, а в Большом Бассейне он обнажается лишь в окраинных, наиболее эродированных районах. Северо-западнее Большого Соленого озера, в хребтах Албион и Рафт-Ривер (рис. 16) он представлен комплексом Грин-Крик, который сложен порфиروبластическими биотитовыми 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 определен Rb-Sr методом в 2,4 млрд. лет (Armstrong, Hills, 1967; Sayyah, 1967; Hills et al., 1968).

В хребте 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. Возможно, что гранулиты комплекса относятся к нижнему архею. Изотопный возраст пород более 1,6—1,7 млрд. лет (Giletti, Gast, 1961; Odekirk, Whelan, 1963; Condie, 1966; Hashad et al., 1970).

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 дупироксеновыми кристаллическими сланцами (Thomas, 1953). В соседних горах Вержин развиты гранатовые, гранат-кордиерит-силлиманитовые и гиперстеновые гнейсы (Volborth, 1962). Как и комплекс гор Сербат, они сопоставимы с нижнеархейскими образованиями Скалистых гор, хотя изотопный возраст их всего 1,65—1,7 млрд. лет (Wasserburg, Lanphere, 1965).

Крупные выходы нижнего докембрия известны также в Поперечных хребтах, пересекающих Центральные Кордильеры на юго-западном фланге (см. рис. 10). Считают, что вдоль разломов, ограничивающих Поперечные хребты, произошли значительные сдвиговые перемещения (King, 1966). Однако эти разломы характеризовались также существенной

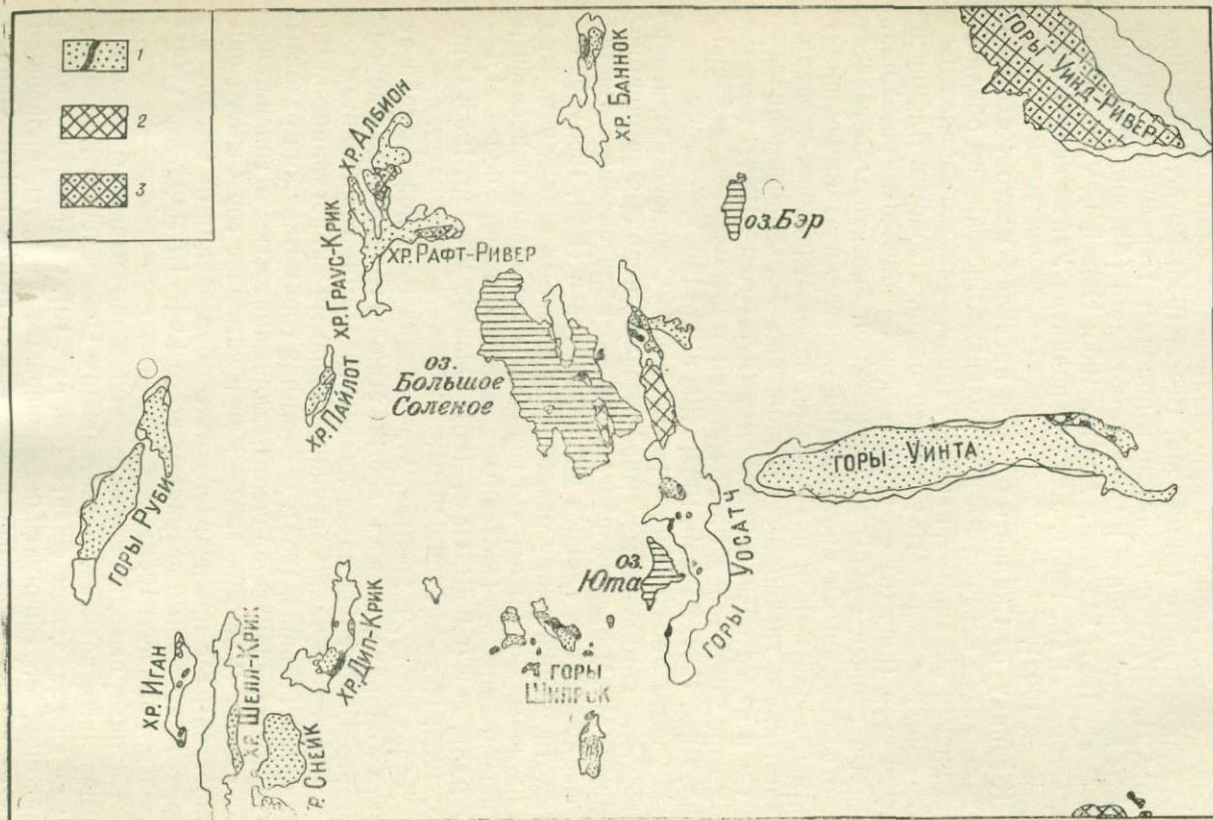


Рис. 16. Выходы докембрия в районе Большого Соленого озера (по Condie, 1966).

1 — верхний докембрий, включая выходы тиллитов (черное); 2 — средний докембрий; 3 — нижний докембрий,

вертикальной амплитудой перемещений, обусловивших вывод на поверхность глубинных архейских структур фундамента.

В Поперечных хребтах широко распространены кварцевые диориты и граниты, среди которых в виде многочисленных, но большей частью сравнительно мелких выходов обнажаются биотитовые и роговообманковые гнейсы, биотитовые сланцы, кварциты, мраморы и другие кристаллические породы (Miller, 1946; Dibblee, 1963, 1966; Crowder, 1967). Детальные исследования в горах Сан-Габриель (западная оконечность Поперечных хребтов) показали, что среди биотитовых и роговообманковых пород местами сохранились пироксеновые гранулиты. На западе гор они известны под названием гнейсов Менденхолл (Oakeshott, 1958; Silver et al., 1963). Это темные, несмотря на кислый состав, породы, сложенные голубым кварцем, плагиоклаз-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. Амфиболиты характеризуются присущей гранулитовым породам бурой окраской роговой обманки и присутствием клинопироксена (Higgs, 1954a). Возраст циркона из гнейса был определен в 1,44 млрд. лет.

На востоке гор Сан-Габриель описана серия Орила-Ридж (Hsu, 1955), состоящая из: 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 и 4) мраморов. Наблюдаемые парагенезисы 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 метаосадочные породы (гнейсы, мраморы, кварциты и др.), отвечающие амфиболитовой фации и лишенные каких-либо признаков гранулитового метаморфизма. В отличие от гранулитов они образуют складки широтного простирания, 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, 1954a, b; Oakeshott, 1958; Silver et al., 1963), слагающими массив Сан-Габриель в западной части гор (рис. 17). Это овальное в плане тело длиной около 30 км, характеризующееся сводообразной поверхностью кровли, конформной с полосчатостью вмещающих гнейсов, хотя местами наблюдаются и несогласные соотношения. В составе комплекса участвуют андезиновые 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. На нориты и габбро наложены метаморфические преобразования, соответствующие амфиболитовой фации; они очень похожи на те, что наблюдаются во вмещающих гранулитах.

Подчиненную роль в составе комплекса играют гранофиры и пегматиты. Возраст циркона в этих породах определен в 1,2 млрд. лет. Полагают, что с анортозитовым комплексом генетически связаны также сиенитовые массивы, которые характеризуются таким же изотопным возрастом цирконов (Silver, Carter, 1966). Цифры эти представляются, несомненно, заниженными.

Уже после пород, прогрессивно метаморфизованных в амфиболитовой фации, сформировались кварцевые диориты и граниты (Hsu, 1955; Higgs, 1954b). Диориты слагают синкинематические граниты — посткинematические интрузивы; с последними связана рекристаллизация милонитизированных гранулитов.

Восточнее, в горах Сан-Бернардино обнажается комплекс гнейсов, кварцевых диоритов и гранитов, подобных комплексу гор Сан-Габриель (Miller, 1946; Dibblee, 1966). Гнейсы, включая своеобразные марганцовистые пьомонтитсодержащие разновидности (Smith, Albee, 1967), принадлежат амфиболитовой фации. Не исключено, что некоторые из них, подобно сан-габриельским, являются диафоритами, однако парагенезисы гранулитовой фации здесь пока неизвестны. Еще восточнее, в горах Орокопия вновь обнажается комплекс очень близких к сан-габриельским гнейсов, а также габбро-анортозитов. Сходство настолько велико, что многие исследователи считают породы гор Сан-Габриель и Орокопия (а также габброиды ряда других районов на западе Калифорнии), принадлежащими одной провинции и лишь впоследствии смещенными относительно друг друга вдоль разлома Сан-Андреас на расстояние в сотни километров (Crowell, Walker, 1962; D. Ross, 1970).

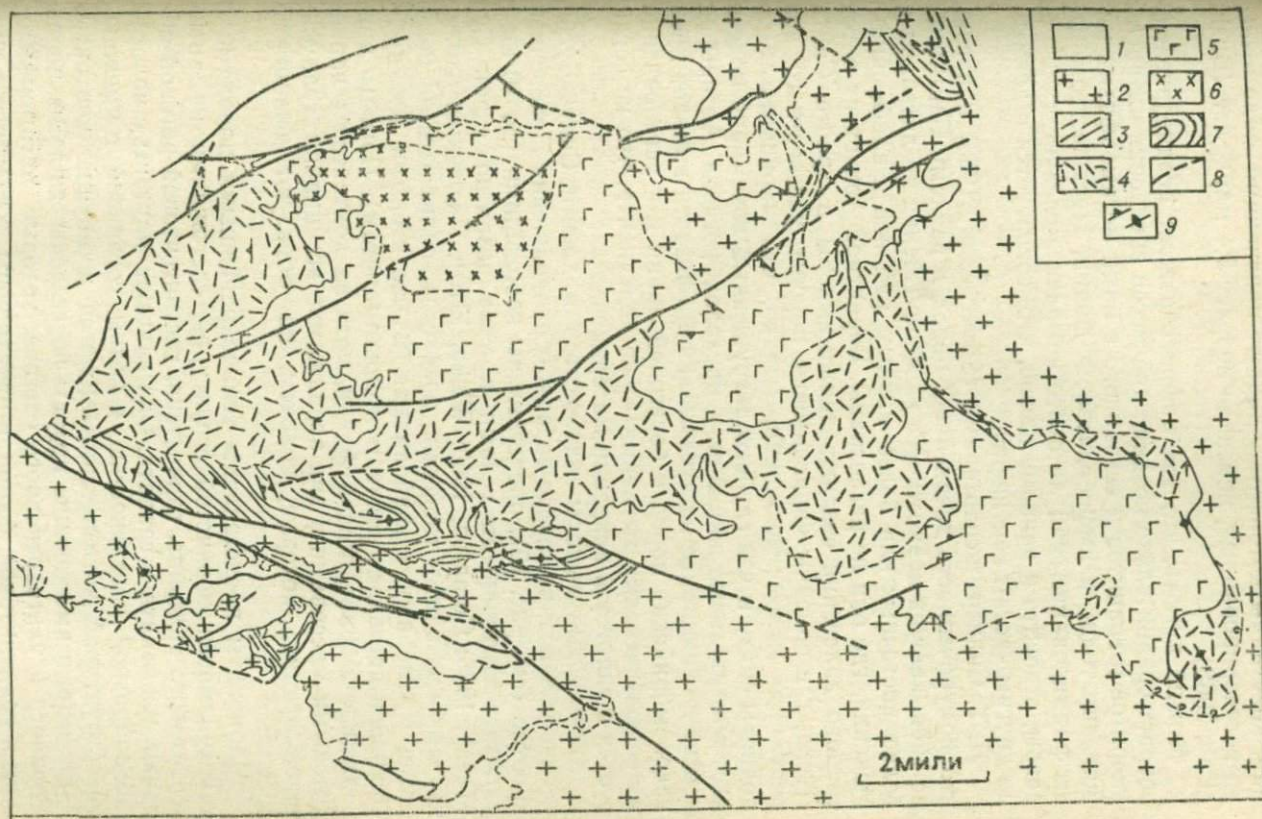


Рис. 17. Габбро-анортозитовый массив на западе гор Сан-Габриель (по Oakeshott, 1958).

1 — кайнозойские осадки и эффузивы; 2 — меловые гранитоиды; 3 — доюрские (?) гнейсы и кристаллические сланцы; 4—7 — докембрийские породы: 4 — габбро, нориты и диориты, 5 — анортозиты, 6 — анортозиты и граниты, 7 — гнейсы Менденхолл; 8 — разломы; 9 — элементы залегания слоистости и полосчатости.

Изучение циркона из мигматизированных гнейсов гор Орокопия, кристаллы которого обладают признаками обломочных, но регенерированных, показало возраст 2,4 млрд. лет (Bushee et al., 1963).

Можно думать, что эта цифра отражает позднеархейский 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 раннему архею, что согласуется с данными по другим частям континента.

Л. Т. Силвер с соавторами (Silver et al., 1963) полагают, что приуроченность древнейших пород к разлому Сан-Андреас указывает на возможность их перемещения по латерали из более восточных или более южных районов Калифорнии и Мексики, где они не распознаны. Вероятной точкой их автохтонного залегания считают также выходы в хребте Санта-Лусия, где описаны чарнокитовые породы неизвестного возраста (см. ниже). Возможно, однако, что чарнокиты были подняты снизу и что глубоко погруженный докембрий подстилает значительные площади в пределах региона. Авторы акцентируют внимание на чрезвычайной близости выходов древнедокембрийских пород к береговой линии и к установленному геофизическими методами краю континента, что не согласуется с гипотезой аккреции материков.

Упомянутые выходы чарнокитов в хребте Санта-Лусия, расположенном на северо-западном продолжении Поперечных хребтов (см. рис. 10), представлены небольшими (до 10 км в длину) интрузивными телами в поле развития серии Сур (Trask, 1926; Compton, 1960; Wiebe, 1970). Последняя сложена лейкократовыми гнейсами, известково-силикатными породами, мраморами, амфиболитами и биотитовыми сланцами (большой частью с гранатом и силлиманитом). Породы принадлежат амфиболитовой фации, хотя на контактах с чарнокитовыми массивами в них появляются ассоциации гранулитовой фации, которые, впрочем, не образуют сплошного ореола.

Чарнокиты представлены темноокрашенными породами с аллотриоморфнозернистой структурой, состоящими из антипертитового андезина, гиперстена, гастингситовой роговой обманки, ильменита и граната. Они слагают плутоны с пологой сводообразной поверхностью, в целом согласной с вмещающей структурой, хотя местами имеются и секущие контакты. Чарнокиты и вмещающие породы пересечены жилами пород основного и ультраосновного состава, которые метаморфизованы в гранулитовой фации и превращены в гастингсит-двупироксен-плагноклазовые сланцы. По мере удаления от чарно-

китового массива эти дайковые породы сменяются гиперстенсодержащими, а затем и беспироксеновыми амфиболитами со сфеном. Аналогичная зональность наблюдается и в распределении кислых жильных пород.

Из сказанного следует, что гранулитовый метаморфизм проявился локально и после того, как были внедрены гранитоидные интрузивы и пересекающие их основные жилы. Описанный участок — единственный в Кордильерах, где смена амфиболитового метаморфизма гранулитовым установлена в прогрессивной последовательности. Поэтому вопрос о сопоставимости рассмотренных чарнокитов с раннеархейскими породами других районов, где гранулитовые ассоциации являлись реликтивными среди более низкотемпературных образований, требует для своего решения дополнительных данных.

### Средний докембрий

Средний докембрий широко распространен в восточной, эпиплатформенной части региона — в Скалистых горах и особенно на плато Колорадо. В отличие от одновозрастных образований на Канадском щите разделить средний докембрий в Кордильерах не удается.

В Центральных Скалистых горах он представлен сравнительно слабо метаморфизованными породами, приуроченными к юго-восточной границе провинции. В горах Медисин-Боу (см. рис. 14) мощный (8000 м) разрез среднего докембрия начинается свитой Дип-Лейк (Blackwelder, 1926; Cloud, 1971), залегающей на архейских гнейсах и сложной метакварцитами с прослоями мелкогалечных конгломератов мощностью более 650 м. Свита Дип-Лейк несогласно перекрыта серией Либби-Крик, которая включает следующие свиты:

Сланцы Хедквортс — тонкополосчатые кварц-хлоритовые зеленые сланцы с прослоями метаморфизованных кварцитов, доломитов и тиллитов. Полагают, что тиллиты этой свиты представляют собой следы обширного оледенения, охватившего в среднем докембрии значительную территорию Северной Америки (Young, 1970). Мощность около 950 м.

Метаграувакки Харт — метаграувакки и хлоритовые филлиты, большей частью косослоистые — 500 м.

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

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

Метакварциты Шугарлоф — 650 м.

Свита Наш — органогенные карбонатные породы с прослоями графитистых и известковистых филлитов, темных муско-

вит-хлоритовых сланцев, яшм. Преобладают строматолитовые биогермные, иногда рифовые известняки (Swetnam, 1962; Knight, 1968) — 800 м.

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

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

Зеленокаменные породы Таунер — 300 м.

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

По мнению Блэкуэлдера, охарактеризованный разрез представлен мелководными, частью континентальными фациями. Породы сильно дислоцированы, будучи смятыми в крутые складки северо-восточного простирания, и интродуцированы силами габбро и небольшими штоками и дайками гранитных и сиенитовых пород.

Описанные образования ранее относили к верхнему докембрию, однако изотопные определения показали их неожиданно древний возраст (Hills et al., 1968). Возраст метаморфизма нижней свиты Дип-Лейк равен 1,84 млрд. лет (Rb-Sr метод); метаморфизм серии Либби-Крик также датируется в 1,7—1,8 млрд. лет (Cloud, 1971).

Вероятно, с этим разрезом могут быть сопоставлены сравнительно слабо метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы, которые наряду с архейскими гнейсами и мигматитами развиты в соседнем хребте Ларами. Здесь они слагают следующий разрез 750-метровой мощности (Short, 1958): 1) роговообманковые сланцы; 2) доломиты; 3) кристаллические сланцы; 4) пересланвание кварцитов и филлитов; 5) амфиболиты; 6) гранатовые сланцы и 7) конгломераты и эффузивы. По-видимому, подобные же породы имеются в составе докембрия и в поднятии Хартвилл (McGrew, 1963).

Похожие образования общей мощностью около 6000 м развиты на севере поднятия Блэк-Хилс, где они расчленены на свиты (Noble, Harder, 1948):

Пурман — преобладают серые филлиты — около 700 м.

Хомстейк — сидероплезит-кварцитовые сланцы. Мощность 70—100 м.

Эллисон — филлиты и кварциты — 1300—1600 м.

Нортуэстерн — главным образом филлиты — более 1300 м.

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

Гризли — филлиты — 1000 м. Свита несогласно перекрыта верхним кембрием.

К востоку от описанного разреза метаморфизм пород довольно быстро усиливается, так что филлитовым породам соответствуют гранатовые и ставролитовые, а сидероплезитовым — куммингтонитовые разности (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, 1963, 1968), выделены следующие свиты:

Вандерлер — амфиболовые и гранатовые сланцы и гнейсы, кварциты — до 750 м.

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

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

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

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

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 мелкие складки северо-восточного простирания и еще более поздние куполовидные поднятия разных масштабов.

В ряде мест распространены крупные выходы гранитов. Широко развиты также пегматиты, образующие два крупных рудоносных узла: в поднятии Ниггер-Хилл на севере района и в поднятии Харней-Пик на юге. С конца прошлого века они служат поставщиками олова, тантала, лития, бериллия, а также ряда нерудных ископаемых, в первую очередь слюды (Page et al., 1953).

Возраст метаморфических и гранитных пород определен К-Аг и Rb-Sr методами в 1,7—1,8 млрд. лет (Peterman, Hedge, 1964; и др.), хотя известны и большие — до 2 млрд. лет — цифры (Wetherill et al., 1956). Последние исследования

(Zartman et al., 1964, 1967) показали, что некоторые гнейсовидные граниты имеют возраст более 2,5 млрд. лет (Rb-Sr определения по разным минералам и породам в целом и U-Th определения по цирконам без признаков обломочного происхождения) и что кажущееся значение 1,8 млрд. лет связано с последующим их омоложением. Но соотношения этих гранитов с осадочно-метаморфическими образованиями дискуссионны; хотя в последних работах граниты трактуются как самые древние образования, это мнение не является строго аргументированным. Если граниты, согласно прежним данным (Ruppel, 1934), моложе метаморфизованных осадков поднятия Блэк-Хилс, то, вопреки принятому здесь представлению, эти осадки следует рассматривать как верхнеархейские 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 (1,6—1,8 млрд. лет), оказываются здесь в равной мере присущими и более древним, архейским породам, подвергшимся в этот период омоложению. В северных районах (горы Сноукрест, Литл-Белт) первично-осадочные отложения среднего докембрия, по-видимому, отсутствуют, и образования этого возраста представлены только интрузивными породами. Это прежде всего гранито-гнейсы Диллон с возрастом 1,6 млрд. лет, которые мигматизируют нижнеархейские серии Пони и Черри-Крик и с которыми, по крайней мере отчасти, связан диафторез этих серий в амфиболитовой фации (Heinrich, 1953; Giletti, 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 серии Белт.

В Южных Скалистых горах среднедокембрийский возраст, возможно, имеют менее метаморфизованные и менее дислоцированные по сравнению с архейской серией Айдахо-Спрингс осадочные и вулканогенно-осадочные образования. В Передовом хребте это, например, кварциты Кол-Крик мощностью около 5000 м, содержащие конгломераты с кварцевой галькой (Boos, Boos, 1957), а также серия Гусберри-Галч, состоящая из кварцитов, серицитовых и хлоритовых сланцев и подчиненных им метаконгломератов (Heinrich, 1968). Те и другие имеют очень ограниченное распространение. Возраст мусковитов из серии Гусберри-Галч, определенный К-Аг методом в 1,29 млрд. лет, обусловлен скорее всего наложенной магматической регенерацией области (подобное омоложение обнаруживают и заведомо более древние породы этой области); тем не менее

более молодой, альгонкский, возраст части или даже всех кварцитов категорически отрицаться не может.

С большей уверенностью выделяются среднедокембрийские гранитоиды, которые связываются во времени с повторными складчатостью и метаморфизмом серии Айдахо-Спрингс; их возраст определен изохронным Rb-Sr методом в 1,65—1,75 млрд. лет (Davis et al., 1964; Wetherill, Bickford, 1965; Hedge, 1967; Hedge et al., 1967; Peterman, Hedge, 1968). Эти гранитоиды, представленные гнейсовидными гранодиоритами, 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 (Hutchinson, 1959, 1960b; Peterman et al., 1966, 1967; Hawley et al., 1966; Stern et al., 1971 и др.).

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

На юго-западной окраине плато средний докембрий представлен очень мощной (14—18 тыс. м) серией гнейсов и кристаллических сланцев, известных под названиями Явапай и Пинал (Cooper, Silver, 1954; Gilluly, 1956; Anderson, Creasey, 1958; Simons, 1964; Erickson, 1968; и др.). 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. Строение разреза изучено недостаточно. Обычно считают, что в нижней половине разреза (подсерия Аш-Крик) резко преобладают породы вулканического происхождения, главным образом основные (сланцы Йейгер), но в кровле подсерии — кислые (риолиты Ред-Рок, свита Флаинг); верхние же 7—10 тыс. м (подсерия Олдер) характеризуются преобладанием терригенных пород (E. Wilson, 1939, 1962; Anderson, 1951; Gastil, 1958).

Последние исследования поставили под сомнение принадлежность терригенных отложений Олдер к серии Явапай из-за их неясного стратиграфического положения (Anderson et al., 1971). Вулканогенные же образования разделены на подсерии Аш-Крик и Биг-Баг. Более сильные деформации и метаморфизм подсерии Биг-Баг и некоторые другие данные как будто указывают на ее более низкое стратиграфическое положение (Anderson, 1968), но изотопные определения возраста

противоречат этому, так что соотношения подсерий остаются спорными.

Подсерия Аш-Крик расчленена на: 1) подушечные базальты Гаддес, основание которых не обнажено; 2) риолиты Базард, включающие также кислые туфы и брекчии; 3) базальты Ши, местами замещаемые андезитами и дацитами; 4) риолиты Десепшен с прослоями туфов и брекчий и 5) дацитовые лавы, туфы и брекчии свиты Грейпвайн-Галч. Возраст циркона из риолитов Десепшен — 1,82 млрд. лет.

В составе подсерии Биг-Баг выделены: 1) вулканиты Грин-Галч — подушечные базальты с прослоями риолитов и туфов; 2) вулканиты Спад-Маунтин — главным образом андезитовые и риолитовые туфы и брекчии с прослоями базальтов и 3) вулканиты Айрон-Кинг — переслаивание риолитов и кислых туфов внизу и подушечные базальты вверху. Возраст циркона из риолита свиты Спад-Маунтин 1,775 млрд. лет.

Мощности обеих подсерий примерно одинаковы и в сумме составляют около 14 000 м. Среднедокембрийские сланцы интенсивно дислоцированы и инъецированы интрузиями габбро, диоритов и гранитов, возраст которых определен в 1,65—1,77 млрд. лет (Silver, 1965; Livingston, Damon, 1968; Damon, 1968). Вулканиты подсерии Биг-Баг смяты в сильно сжатые изоклинные складки и рассланцованы, тогда как для подсерии Аш-Крик характерны открытые складки и отсутствие сланцеватости. Наиболее типично северо-восточное простирание складок (Damon, Giletti, 1961). Судя по геофизическим данным, оно является региональным и характеризует фундамент всего Колорадского массива (Case, Joesting, 1962).

В центре плато сланцам Явапай соответствуют похожие на них сланцы Вишну (Кэмпбел, Мэксон, 1939; King, 1959). Их изотопный возраст несколько омоложен и составляет 1,55—1,35 млрд. лет (Aldrich et al., 1957; Giletti, Damon, 1961; и др.), но недавно по ним были получены обычные для среднего докембрия цифры — 1,7—1,85 млрд. лет (Pastells, Silver, 1966; Cloud, 1971).

На северо-восточном фланге плато Колорадо докембрий слагает небольшой кристаллический массив Нидл-Маунтинс (в горах Сан-Хуан) и другие выходы (Hunter, 1925; Baars, See, 1968; Mose, Bickford, 1969; Barker, 1969). Самые древние образования этого района представлены конгломератами Вальесито и согласно перекрывающей их свитой Эруинг (рис. 18). Конгломераты Вальесито — кремнистые по составу породы, состоящие из галек кварца и кварцитов, реже вулканических зеленых пород, сцементированных кварц-серицитовой массой; мощность их не менее 800 м. В свите Эруинг преобладают зеленокаменные породы вулканического происхождения, составы которых укладываются в рамки магматической

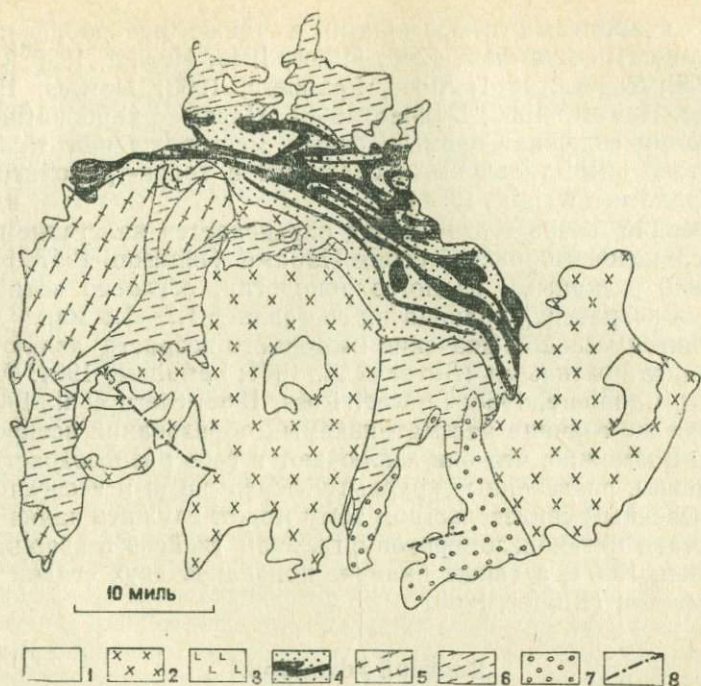


Рис. 18. Схема геологического строения массива Нидл-Маунтинс (горы Сан-Хуан) (по Bickford et al., 1969).

1 — последокембрийские породы; 2 — послепермские граниты; 3 — габбро; 4 — кварциты (черное) и сланцы свиты Анкомпагре; 5 — доанкомпагрские граниты; 6 — свита Эруинг; 7 — конгломераты Вальесинто; 8 — разломы.

дифференциации от оливиновых и толеитовых базальтов до риодацитов; их мощность измеряется тысячами метров. Возраст метаморфизма определен изохронным Rb-Sr методом в 1,8 млрд. лет (Barker et al., 1969). Породы интенсивно дислоцированы и содержат тела различных по составу гранитоидов, возраст которых колеблется в интервале 1,78—1,67 млрд. лет (Hedge et al., 1968; Mose, Bickford, 1969; Bickford et al., 1969).

Вероятно, такой же состав и возраст имеют докембрийские породы в расположенных южнее горах Зуни (Fitzsimmons, 1967).

### Нерасчлененные доальгонкские образования

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 (Gardner, 1940; Miller, 1946; Hewett, 1956; Grose, 1959; Rogers, 1961; Albee, Lanphere, 1963; Drewes, 1963; Dibblee, Hewett, 1966; Dibblee, 1968). Пачки с карбонатными прослоями содержат промышленные месторождения талька, представленные тальковыми сланцами и тальк-тремолитовыми породами (Wright, 1954).

Древний возраст этих пород определяется налеганием на них верхнедокембрийской серии Парамп (Johnson, 1957; Kupfer, 1960) и данными радиогеохронологии, согласно которым верхняя возрастная граница их составляет 1,7—1,8 млрд. лет; имеющиеся меньшие значения изотопного возраста являются, видимо, заниженными (Silver et al., 1961; Lanphere, 1964; Wasserburg, Lanphere, 1965; Stewart, Ross, 1966; Stern et al., 1966). Нижняя же граница рассматриваемых образований неопределенна. Возможно, что они заключают в себе разновозрастные комплексы, разделенные крупными перерывами и несогласиями; косвенным свидетельством тому может служить наличие в их составе метаконгломератов с галькой гнейсов и кварцитов (Johnson, 1957), а также наличие признаков двух стадий метаморфизма (Kupfer, 1960).

## Верхний докембрий

### *Нижний и средний альгонк*

Самые восточные выходы верхнего докембрия в Кордильерах расположены, видимо, на плато Колорадо и его окраинах. В горах Сан-Хуан и прилегающих районах (Хиндс, 1940; Barks, See, 1968; Barker, 1969; Bickford et al., 1969) они представлены свитой Анкомпагре мощностью почти 3000 м (см. рис. 18). В ее основании залегают конгломераты, содержащие хорошо окатанную гальку жильного кварца, кварцитов и среднедокембрийских зеленокаменных пород Эруинг. Выше преобладают кварциты, перемежающиеся с глинистыми сланцами и аргиллитами, которые нередко превращены в метаморфические сланцы с хлоритом, серицитом, андалузитом и гранатом. Свита интенсивно дислоцирована.

Свита Анкомпагре залегает на гранитах с возрастом 1,67 млрд. лет и прорвана посткинematическими гранитами с возрастом 1,47 млрд. лет, т. е. относится к нижнему альгонку. Раннеальгонкский цикл завершается формированием ряда последовательных интрузий гранитов и порфиров, наиболее поздние из которых имеют возраст 1,35 млрд. лет (Mose, Bickford, 1969).

Со свитой Анкомпагре сопоставляют развитые на южной окраине плато Колорадо кварциты Мазатцал (E. Wilson, 1939;

Хиндс, 1940). Местами они ассоциируются с метариолитами, образующими в них прослой либо надстраиваемыми разрез (Gastil, 1958), мощность которого в этом случае достигает 3000 м и более. Породы интенсивно дислоцированы и прорваны гранитами, многие из которых имеют надежно установленный возраст 1,35—1,45 млрд. лет (С. Anderson, 1963; Wasserburg, Lanphere, 1965; Damon, 1968 и др.).

Однако неясно, фиксируют ли эти цифры непосредственно верхний возрастной предел мазатцалских кварцитов и не являются ли последние более древними образованиями. Хотя неоднократно указывалось на несогласие между кварцитами и подстилающими среднекембрийскими сланцами Явапай (E. Wilson, 1939; Gastil, 1958), характер его недостаточно изучен. Судя по литературным данным, не известно, перекрывают ли кварциты Мазатцал среднекембрийские граниты или совместно со сланцами Явапай интродуцированы ими; это вызывает сомнение в принадлежности упомянутых серий к разновозрастным комплексам (Anderson, 1951). Вопрос остается открытым<sup>1</sup>, хотя сходство кварцитов Мазатцал с кварцитами Анкомпаге, раннеальгонкский возраст которых хорошо доказан, широкое распространение в них кислых эффузивов, столь характерных для позднекембрийского этапа развития на юге Североамериканской платформы, отсутствие секущих гранитов с изотопным возрастом древнее 1,45 млрд. лет и сравнительно слабый метаморфизм мазатцалских пород делают, как кажется, более вероятным предположение об их принадлежности к альгонку (Livingston, Damon, 1968). К нижнему же альгонку, очевидно, относится сложная метаморфизованными риолитовыми туфами и красноцветными сланцами свита Тексес-Галч, которую ранее относили к среднекембрийской серии Явапай. Новые исследования показали, что она имеет в основании базальные кварцито-песчаники и конгломераты, которые залегают на размытой поверхности гранодиоритов (возраст 1,77 млрд. лет), прорывающих серию Явапай (Anderson et al., 1971).

На раннеальгонкских гранитах и на кварцитах Мазатцал с резким угловым несогласием залегают сланцы серии Апаче и перекрывающие их кварциты Трой (E. Wilson, 1939, 1962; Granger, Raup, 1964; Creasey, 1967; Shride, 1967; Krieger, 1968). Серия Апаче состоит из: 1) сланцев Пайонир (30—150 м), представленных алевролитами, аргиллитами и кислыми туфами с пачкой базальных конгломератов Сканлан в основании, 2) кварцитов Дриппинг-Спринг (200—250 м) с прослоями аркозов, алевролитов и конгломератов и 3) известняков и доло-

<sup>1</sup> В связи с этим теряет свою определенность и термин «мазатцалская ороения», широко используемый для обозначения предверхнекембрийских тектонических событий в Центральных Кордильерах.

митов Мескал (80—140 м), в значительной мере органогенных; в них обнаружены ниже-среднерифейские строматолиты *Conophyton cylindricus* Masl. (Cloud, Semikhatov, 1969). Нижние горизонты известняков Мескал отличаются широким развитием грубых карстовых брекчий, формирование которых связывают с выщелачиванием эвапоритов; в верхах они содержат толщу базальтов и аргиллитов. Кварциты Трой (до 400 м) представлены большей частью грубозернистыми плохо сортированными породами. Они несогласно перекрыты среднекембрийскими кварцитами Болса.

Описанные отложения сформировались в условиях мелкого шельфа и характеризуются однообразием фациальной обстановки по латерали. Установленные внутри них эрозионные перерывы и несогласия указывают по меньшей мере на трехкратно повторявшиеся крупные морские трансгрессии. Особенно значительный перерыв, в течение которого серия Апаچه была местами полностью эродирована, предшествовал накоплению кварцитов Трой. Весьма крупный перерыв и глубокая эрозия устанавливаются также для предкембрийского времени. С этим периодом связаны своеобразные дислокации альгонских толщ, проявленные вдоль узких приразломных зон меридионального простирания; между этими зонами толщи оставались практически недеформированными, если не считать небольших нарушений, связанных с внедрением диабазовых даек и силлов. Возраст последних, определенный Pb и K-Ar методами, составляет не менее 1,15—1,20 млрд. лет (Silver, 1960; Livingston, Damon, 1968), что подтверждает вывод о длительности предкембрийского перерыва, продолжавшегося с середины среднего альгонка до среднего кембрия.

С внедрением диабазов связывают формирование залегающих в алевролитах серии Апаче урановых месторождений (Neuerburg, Granger, 1960).

В центральных районах плато Колорадо нижеальгонские отложения неизвестны, но средний докембрий Большого Каньона интродуцирован гранитами с возрастом 1,35 млрд. лет (Aldrich et al., 1957). Серия Гранд-Каньон, залегающая на сланцах Вишну с резким угловым несогласием, сформировалась, очевидно, уже после упомянутых гранитов и обусловленных ими процессов омоложения пород фундамента, т. е. в среднем альгонке (верхняя граница принимается по аналогии с серией Апаче). Низы серии Гранд-Каньон — подсерия Анкар (1400 м) — сложены строматолитовыми доломитами и перекрывающими их красноцветными песчаниками и сланцами, содержащими прослой основных лав. Верхняя часть — подсерии Нанкоуип (100 м) и Чуар (1800—2000 м) — состоит из пестроцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов с подчиненными известняками (Hinds, 1936; Van Gundy, 1951; Келлер,

Семихатов, 1968). Указанные подсерии разделены эрозионными перерывами. Дислокации серии Гранд-Каньон выразились в основном в блоковых перемещениях; небольшое угловое несогласие отделяет ее от вышележащих нижекембрийских песчаников Тешит (King, 1959).

Формационный облик и характер структур свидетельствуют о платформенном типе среднего альгонка на плато Колорадо. Следовательно, к этому времени рассматриваемый регион сформировался как консолидированный массив. В позднем альгонке он представлял собой приподнятый блок, подвергшийся в определенных зонах магматической регенерации, что выразилось во внедрении интрузий с возрастом около 1 млрд. лет. Подобные интрузии, судя по данным изотопных определений, широко распространены на юго-западе плато.

Процессы интенсивной магматической регенерации в позднем докембрии проявились и в соседних Южных Скалистых горах, где, как указывалось, осадочные породы этого возраста отсутствуют или развиты незначительно. Гранитный магматизм Скалистых гор синхронен магматизму Колорадского массива и представлен двумя комплексами «внескладчатых» интрузий (Hutchinson, 1959; Hawley et al., 1966; Peterman et al., 1966, 1967, 1968 и др.). Более ранние граниты типа Силвер-Плам или Сан-Изабел, большей частью двуслюдяные, сформировались в условиях мезозоны (Wells, 1967). Их возраст определен Rb-Sr методом в 1,35—1,45 млрд. лет; с этим периодом связывают регионально проявленное в докембрии Южных Скалистых гор и прилегающих частей фундамента платформы омоложение изотопных возрастов (Wetherill, Bickford, 1965). К этой же группе относятся граниты Шерман, образующие на севере Передового хребта крупный батолит, который в периферической части сливается с кольцевым дайковым комплексом гранитов (Eggler, 1968). Возраст гранитов Шерман и секущих их даек оливиновых диоритов и базальтов составляет 1,32—1,42 млрд. лет (Aldrich et al., 1957; Ferris, Krueger, 1964; Hills et al., 1968). Интрузии основных пород такого же возраста, представленные, помимо даек диабазов, базальтов и андезитов, небольшими штоками габбро и диоритов, распространены и в других районах Скалистых гор (Eggler, Larson, 1968; Mutschler, Larson, 1969).

Поздняя группа представлена гранитами эпизоны Пайкс-Пик и Редскин с возрастом 1,0—1,1 млрд. лет. Первые слагают очень крупный массив на юге Передового хребта; они содержат дайки щелочных пород и карбонатиты неизвестного возраста. Граниты Редскин, с которыми ассоциируются также породы более основного состава — монцониты, диориты и габбро, образуют штокообразные тела (Lovering, 1935; Hawley et al., 1966). С этим же этапом связаны некоторые щелочные по-

роды, докембрийский возраст которых установлен лишь недавно. Таков щелочной комплекс в горах Сакраменто (южное продолжение Скалистых гор в Нью-Мексико) с возрастом 1,17 млрд. лет (Kelley, 1968); с ним, может быть, сопоставляется небольшой шток щелочных пород в горах Сан-Хуан (интрузив Айрон-Хилл), представленных грубозернистыми мелилитовыми породами (ункомпагритами), пироксеновыми и нефелиновыми сиенитами, ийолитами и др., которые ассоциируются с мелкими выходами мраморов (Larsen, Cross, 1956).

Возможно, такой же возраст (1,0—1,2 млрд. лет) имеют и граниты рапакиви, залегающие в архейских гранулитах гор Верджин (Volborth, 1962; Wasserburg, Lanphere, 1965). Однако последние данные свидетельствуют об их более древнем — раннеальгонкском (1,45 млрд. лет) возрасте (Zartman, Wasserburg, 1969).

Судя по низкому начальному отношению изотопов стронция, позднекембрийские гранитные магмы не являются палингенными (Wetherill, Bickford, 1965). Этот вывод о ювенильном происхождении магм распространяется и на молодые, мезозойские граниты (Moorbath et al., 1967).

Обращает на себя внимание сходство и синхронность проявлений «внескладчатого» магматизма плато Колорадо и Скалистых гор с подобными же проявлениями на юге платформы, что свидетельствует о единстве позднекембрийского тектономагматического режима на всей южной части континента.

На востоке Большого Бассейна доверхнеальгонкские отложения верхнего докембрия известны в хребте Уосатч (см. рис. 16), где они представлены мощной (более 5500 м) серией Биг-Коттонвуд, сложенной в основном светлыми кварцитами с прослоями филлитов, иногда карбонатных пород (доломитов) и метабазальтов (Хиндс, 1940; Eardley, Hatch, 1940; Crittenden et al., 1952; Hintze, 1962). По всему разрезу проявлены признаки, косая слоистость, трещины усыхания; характерна фациальная неустойчивость разреза. Базальные слои серии содержат гальку подстилающих кристаллических пород с возрастом около 1,6 млрд. лет (Giletti, Gast, 1961; Odekirk, Whelan, 1963). Серия умеренно дислоцирована.

Восточнее, в горах Уинта очень похожий разрез имеет толща неметаморфизованных пород, в составе которой выделены (Williams, 1953; Crittenden et al., 1967; и др.):

Серия Уинта-Маунтин — кварциты, частью полевошпатовые; аркозы, глинистые сланцы. Фациально неустойчивы. Базальные слои содержат конгломераты и с резким угловым несогласием залегают на архейском кристаллическом комплексе (Hansen, 1960, 1965). Мощность 5—7 тыс. м.

Сланцы Ред-Пайн — красные и пестроцветные сланцы — до 1000 м.

Свита красных кварцитов и сланцев — сотни метров. Первоначально эта свита сопоставлялась с кварцитами Мьютьюоал в хребте Уосатч (см. ниже), однако дальнейшие исследования показали ошибочность такой корреляции (Armstrong, 1968).

Прекрасно выраженная косая слоистость указывает на устойчивый снос с севера. Будучи совершенно неметаморфизованными на востоке хребта, породы слабо изменены на западе.

Докембрий гор Уинта образует обширный (250×50 км) пологий свод широтного простирания, ограниченный разломами на флангах. Он перекрыт кембрийскими кварцитами с небольшим угловым несогласием, которое не везде отчетливо проявлено.

Н. Хиндс (1940) предположил, что кварциты Биг-Коттонвуд и Уинта-Маунтин одного возраста с кварцитами Анкомпагре и Мазатцал. Новые данные по этому вопросу отсутствуют, и, учитывая большое литологическое сходство перечисленных толщ, можно условно принять такую корреляцию.

Вдоль юго-западной окраины Большого Бассейна, особенно в Долине Смерти, также широко распространены верхнедокембрийские отложения, которые выделяют под названием серии Парамп. Один из наиболее полных разрезов обнажается в горах Сайльюриан-Хилс, где в его составе выделены три толщи (Kupfer, 1960). Нижняя, мощностью более 800 м, сложена хорошо сортированными кварцитами (преобладают) и 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 широко распространены 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, верхняя толща соответствует свите Кристал-Спринг, которая слагает низы серии Парамп в более восточных районах (Hewett, 1956). Нижняя часть (до 350 м) свиты Кристал-Спринг состоит из кварцитов, песчаников и аркозов, в основании которых залегает базальная пачка конгломератов с галькой подстилающих гнейсо-гранитов. Верхняя часть свиты (около 500 м) представляет собой переслаивание глинистых сланцев и доломитов, в которых известны стромаболиты типа среднерифейских форм *Baicalia* и *Jacutophyton* (Howell, 1971). Они перекрыты доломитами Бек-Спринг (около 400 м), содержащими прослой глинистых сланцев и песчаников. Доломиты содержат остатки водорослей (Cloud et al., 1969). Завершает разрез более чем 700-метровая свита Кингс-

гон-Пик, сложенная песчаниками и образующими мощную пачку в середине разреза свиты конгломератами. Некоторые конгломераты и песчаники свиты Кингстон-Пик считаются тиллитами (Wguske, 1967).

Серия Парамп содержит силлы и дайки диабазов; на контактах этих интрузий с карбонатными породами известны крупные тальковые месторождения (Wright, 1952; Stewart, Ross, 1966). Серия 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 — превращены в биотитовые сланцы. Серия Парамп с резким угловым несогласием залегает на кристаллических породах фундамента, возраст которых заведомо древнее 1,6—1,8 млрд. лет (Kupfer, 1960; Drewes, 1959, 1963), и, в свою очередь, также с более или менее ясно выраженным угловым несогласием перекрыта осадками верхнего альгонка и (или) нижнего кембрия (Hewett, 1956; Johnson, 1957; Albee, Lanphere, 1963; Dibblee, Hewett, 1966). Внутри серии также отмечается ряд перерывов и несогласий. Видимо, наиболее крупный перерыв наблюдается в основании свиты Кристалл-Спринг, которая в восточных районах ложится непосредственно на доальгонкский фундамент. Другой перерыв отмечается в основании свиты Кингстон-Пик, о чем говорит наблюдающееся местами выпадение из разреза подстилающих доломитов Бек-Спринг (Wguske, 1967).

Нужно отметить, что среди доальгонкских кристаллических пород на юге Большого Бассейна, судя по изотопным данным, развиты раннеальгонкские граниты с возрастом 1,40—1,45 млрд. лет. (Silver et al., 1963; Lanphere, 1964). Эти граниты нигде не интродуцируют серию Парамп, что косвенно указывает на ее более молодой возраст и тем самым на наличие раннеальгонского перерыва на юге Большого Бассейна.

### *Верхний альгонк*

Самые молодые докембрийские образования распространены в Большом Бассейне, где они слагают базальную серию мощного геосинклинального комплекса палеозоя. Лучше изучены и более надежно датированы верхнеальгонкские толщи на юге Большого Бассейна. На западной стороне Долины Смерти (горы Инью, Уайт-Маунтинс) разрез верхнего альгонка состоит из следующих свит (Nelson, 1962; Stewart, 1965, 1970):

Уайман — тонкослоистые бурые аргиллиты, алевролиты и тонкозернистые песчаники с прослоями и линзами оолитовых известняков — 3000 м.

Доломиты Рид (верхние 200—300 м местами замещены кварцитами и песчаниками) — около 700 м.

Дип-Спринг — состоит из трех толщ. Нижняя представлена известняками с подчиненными доломитами, кварцитами, известковистыми песчаниками, средняя — кварцитами и перекрывающими их известняками, верхняя — кварцитовидными песчаниками и перекрывающими их доломитами. Мощность более 500 м.

Кампито — нижняя часть этой свиты мощностью 800—900 м состоит из кварцитовидных песчаников с прослоями алевролитов и глинистых сланцев. В верхней, сланцевой, части содержится раннекембрийская фауна.

В более восточных районах (хребет Панаминт и горы к востоку от Долины Смерти) разрез верхнего альгонка существенно отличается от охарактеризованного, особенно в низах. Здесь на среднеальгонкской серии Парамп, будучи отделены от нее угловым несогласием, залегают (Hazzard, 1937; Burchfiel, 1964; Wright, Troxel, 1966; Stewart, 1966, 1970; Barnes, Christiansen, 1967):

Доломиты Нундей. Содержат крупные месторождения свинца, серебра и цинка (Stewart, Ross, 1966). Мощность примерно 500 м.

Свита Джонни. Алевролиты, кварциты (иногда гальковые), которым подчинены доломиты и известняки с вендскими строматолитами *Linella aff. L. ukka* Kryl., а также с характерной для верхнего рифея — нижнего кембрия формой *Voxonia* (Cloud, Semikhatov, 1969) — 800—1200 м.

Кварциты Стерлинг разделены на пять толщ. 1. Кварциты, частью с галькой, в верхах с подчиненными алевролитами. 2 и 3. Алевролиты с отдельными прослоями кварцитов и доломитов. 4. Доломиты с подчиненными известняками, кварцитами и алевролитами. 5. Кварциты, редко алевролиты и доломиты. Общая мощность свиты возрастает по направлению с юго-востока на северо-запад, одновременно частично возрастает роль глинистых и карбонатных пород, хотя кварциты остаются преобладающими. Толщи 4 и 5 этого разреза сопоставляются с доломитами Рид из западного разреза, тогда как корреляция более нижних частей неопределенна. Мощность свиты 800—1600 м.

Вышележащая свита Вуд-Каньон разделена на три толщи. Нижняя, алевролитовая, с подчиненными кварцитами и доломитами, которые играют роль очень выдержанных маркирующих горизонтов, сопоставляется со свитой Дип-Спринг на западе. Средняя, кварцитовая, и верхняя, кварцит-алевролитовая, по литологии и по наличию раннекембрийской фауны в верхах сопоставляются со свитой Кампито. Мощность свиты Вуд Каньон 700—1200 м.

Далее к востоку, при переходе к структурам плато Колорадо описанные верхнеальгонкские толщи выпадают из разреза, и нижний кембрий с угловым несогласием ложится на средний альгонк или на подстилающие его красталлические сланцы (Wheeler, 1947; Stewart, 1970).

Та же закономерность — изменение мощности разреза в широтном направлении и выклинивание к востоку — наблюдается и на северо-востоке Большого Бассейна (см. рис. 16), где к верхнему альгонку относится кластический разрез, состоящий из кварцитов, аргиллитов и тиллитов (Armstrong, 1968). Крайние на востоке выходы в хребте Уосатч (район Биг-Коттонвуд) характеризуются сокращенной мощностью и двучленным строением разреза. Это тиллиты Минерал-Форк (300—1000 м) и несогласно залегающие на них красные кварциты и красные и зеленые глинистые сланцы свиты Мьютьюал (до 400 м) (Eardley, Hatch, 1940; Granger et al., 1952). Тиллиты Минерал-Форк несогласно перекрывают нижнеальгонкскую свиту Биг-Коттонвуд; поверхность контакта отполурована. Небольшое угловое несогласие отделяет свиту Мьютьюал от вышележащих кембрийских кварцитов Тинтик; в более западных районах контакт этих свит согласный и часто характеризуется постепенным переходом (Condie, 1966). Возможно, что кварциты Тинтик и их аналоги (Проспект-Маунтин, Камелбак-Маунтин, Гиртсен-Каньон) включают самые верхние слои докембрия (Crittenden et al., 1971).

Несколько западнее мощность верхнего альгонка быстро увеличивается. Близ Хантсвилла залегающие над тиллитами Минерал-Форк отложения имеют следующий разрез:

Свита Мейпл-Каньон — тонкослоистые алевритистые аргиллиты или алевролиты (низы свиты), тонкозернистые аркозовые песчаники (средняя часть) и конгломераты с прослоями кварцитов и аргиллитов (верхи) — 300—350 м.

Свита Келли-Каньон — аргиллиты с прослоями известняков и доломитов внизу и кварцитов вверху. Первые сотни метров.

Серия Бригем, сложенная в основном кварцитами мощностью свыше 2000 м, разделена на свиты:

Кварциты Кадди-Каньон — 500—800 м.

Инком — аргиллиты, зеленоватые в нижней и красные в верхней половине разреза — 120—150 м.

Мьютьюал — грубозернистые красные полосчатые кварциты, нередко косослоистые, иногда с галькой. Содержат прослой аргиллитов, местами основных и кислых туфов. Мощность измеряется сотнями метров. Специфический облик кварцитов Мьютьюал сохраняется на обширных пространствах и позволяет коррелировать толщи удаленных друг от друга разрезов хребта Уосатч и его окрестностей.

Свита Браунс-Хол состоит из нижней, базальтовой, толщи (от 60 до 150 м) и верхней 50-метровой толщи кварцитов.

В хребте Баннок (северное окончание хребта Уосатч) к верхнему альгону относится свита Покателло. Низы (200 м) и верхняя часть (700 м) свиты сложены черными тонкополосчатыми аргиллитами с подчиненными им алевролитами и кварцитами. Большая же часть разреза, мощность которой измеряется многими сотнями метров, представляет собой переслаивание серых среднезернистых кварцитов с тиллитами. Местами эти осадки замещаются по простиранию основными лавами, туфами и туфобрекчиями, мощность которых достигает 300 м. Кварцито-тиллитовая толща выделяется под названием Скаут-Маунтин, а замещающие ее вулканы — Баннок. Свита Покателло перекрыта серыми известняками Блэрок-Каньон мощностью в первые сотни метров, которые сопоставляются с низами свиты Келли-Каньон. Выше залегает серия Бригем, которая имеет здесь такое же, как и близ Хантвилла строение, но отличается значительно большей мощностью — до 5000 м. Серия включает алевролиты и кварциты свиты Папус-Крик (600 м), кварциты Кадди-Каньон (тысячи метров), свиты Инком (300, иногда до 800 м) и Мьютьюал (1000 м) (Crittenden et al., 1971).

Подобные же разрезы изучены и к югу и юго-западу от хребта Уосатч, в горах Каньон (Christiansen, 1952), Бивер (Woodward, 1968), Шипрок (Cocopour, 1956), Дагуэй (Staatz, Carr, 1964). Наиболее полно разрез верхнего альгона представлен здесь в горах Шипрок, где в его составе выделены:

1. Толща черных слоистых филлитов — около 900 м.
2. Толща темных глинистых сланцев, конгломератов и граувакк (вероятный аналог нижней части свиты Покателло) — около 500 м.
3. Тиллиты Датч-Пик (аналог тиллитов Скаут-Маунтин и Минерал-Форк) — свыше 1000 м.
4. Зеленоватые и буроватые глинистые сланцы и белые кварциты (аналоги свит Папус-Крик и Кадди-Каньон).

Указанные толщи объединены в серию Шипрок, выше которой согласно залегают свиты Мьютьюал и Тинтик.

Специфический характер и ледниковое происхождение грубообломочных несортированных отложений хребта Уосатч были установлены уже в начале нашего века (Blackwelder, 1910). В основном это массивные, неслоистые породы («диамиктиты»), сложенные угловатыми обломками, размеры которых разнообразны и могут достигать 1 м и которые сцементированы глинистой или песчанистой массой черного цвета. Окраска цемента обусловлена обилием углеродистого вещества и пирита. Как псефитовый, так и псаммитовый материал неокатан. Крупные обломки имеют ошлифованные грани и бо-

розды скольжения. Характерны, кроме того, тонкослоистые черные сланцы, содержащие спорадически разбросанные валуны и гальки, а также грубозернистые зелено-серые аркозовые кварциты и граувакки. Несмотря на возражения отдельных авторов (Condie, 1967 d), большинство исследователей не сомневается в ледниковой природе описанных отложений (Armstrong, 1968; Crittenden et al., 1971; и др.).

Верхнеальгонкские толщи хребта Уосатч смяты в пологие складки и заметно метаморфизованы, обычно в зеленосланцевой, но иногда и в амфиболитовой фации. Залегающие на докембрии палеозойские осадки вплоть до пенсильвания, метаморфизованы в той же мере, что указывает на послекембрийский возраст метаморфизма.

В более внутренних частях Большого Бассейна (хребты Дип-Крик, Снейк, Шелл-Крик, Иган и др.) верхний альгонк представлен серией Мак-Кой-Крик, которая отличается преобладанием сланцев, хотя кварцитам здесь по-прежнему принадлежит существенная роль (Bick, 1959; 1966; Misch, Hazzard, 1962; Woodward, 1965; Nelson, 1966). Нижняя часть имеет следующий разрез, изученный в хребте Дип-Крик:

1. Слюдяные сланцы — 70—100 м.
2. Доломитовые мраморы — 170—200 м.
3. Слюдяные сланцы с прослоями тиллитов — 450 м.
4. Кварциты и кремнистые сланцы — 200 м.
5. Слюдяные сланцы с прослоями тиллитов — 450 м.
6. Слюдяные сланцы с прослоями кварцитов — 1200 м.
7. Массивные кварциты — 500 м.

Верхняя часть разреза обнажена в хребте Снейк, где она расчленена на свиты:

Кварциты Уилард-Крик — около 170 м.

Строберри-Крик — кварциты, аргиллиты, алевролиты — 250 м.

Кварцито-конгломераты Шингл-Крик — около 170 м.

Аргиллиты Осеола — красновато- и зеленовато-серые сланцевые породы — 270 м.

Кварциты Стелла-Лейк — 230—270 м.

В окрестных районах изучены похожие разрезы (McKee, Moiola, 1962; Woodward, 1963, 1967a, Drewes, 1967), но тиллиты в них уже не встречаются. Общая мощность серии достигает 6000 м. Ее соотношения с нижнекембрийскими кварцитами Проспект-Маунтин не совсем ясны. Некоторые авторы (Condie, 1966; Drewes, 1967) указывают на их согласное залегание, однако, большинство исследователей (Misch, Hazzard, 1962; Woodward, 1967 b) подчеркивает наличие перерыва и параллельного несогласия в основании кварцитов Проспект-Маунтин. Метаморфизм всеми авторами признается последокембрийским (мезозойским или моложе).

Еще западнее, в центральных и северо-восточных хребтах Большого Бассейна (горы Руби, Рафт-Ривер, Албион) к верхнему докембрию относили серию Харрисон (Condie, 1966), состоящую из кварцитов, биотитовых сланцев и мраморов общей мощностью более 3000 м. Породы регионально метаморфизованы в амфиболитовой фации. В хребтах Албион и Рафт-Ривер они слагают периферические части окаймленных гнейсовых куполов, в ядрах которых обнажены архейские гнейсы. Однако в последнее время были высказаны обоснованные сомнения в докембрийском возрасте серии Харрисон (Armstrong, 1968; Howard, 1971). Возраст ее метаморфизма определяется как мезозойский.

### Проблематичный докембрий эвгеосинклиналиальной зоны

Развитые на западе Центральных Кордильер гранитоидные массивы, включая такие гигантские плутоны, как Клакатский, Сьерра-Невадийский, а также расположенный уже в Южных Кордильерах Южно-Калифорнийский (см. рис. 10), на основе геологических и радиогеохронологических данных относят к мезозою. Между тем не исключается, что часть этих гранитов, как и заключенных в них ксенолитов метаморфических пород, имеет более древний, докембрийский возраст. Отдельные цифры изотопных определений как будто подтверждают это; например, в Южно-Калифорнийском батолите были обнаружены граниты, содержащие циркон с возрастом 1,7 млрд. лет (Banks, Silver, 1963). Для некоторых ксенолитов устанавливается длительная и сложная история развития, включающая до трех фаз складчатости догранитного возраста (Kistler, Bateman, 1966), что также может служить указанием на древний возраст пород.

Наиболее крупные выходы метаморфических пород известны в горах Клакат. По последним данным (Davis, Lipman, 1962), развитый здесь комплекс состоит из трех свит:

Стьюарт-Форк — ритмичное переслаивание кварцитов, кремнистых сланцев, графитовых филлитов, в меньшей мере зеленых сланцев и очень редко мраморов. Породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев.

Самон — роговообманковые сланцы и гнейсы альмандин-амфиболитовой фации. Местами диафторированы.

Граус-Ридж — нижняя треть сложена крупнозернистыми слюдяными и роговообманковыми сланцами и гнейсами; выше залегают кварциты, мраморы, роговообманковые сланцы и гнейсы. Они метаморфизованы в альмандин-амфиболитовой и диафторированы в зеленосланцевой фации.

Нижняя свита не только слабее метаморфизована, но и менее интенсивно дислоцирована, что объясняется как резуль-

тат надвигания на нее более древних верхних толщ (Davis et al., 1965), либо наложения диафтореза на нижнюю свиту (Holdaway, 1963, 1965). Возраст кристаллических сланцев, определенный изотопным Rb-Sr методом, равен 0,38 млрд. лет, что древнее всех остальных пород гор Кламат (Lanphere et al., 1968). Дж. А. Дейвис (Davis, 1968) полагает, что выделенные им роговообманковые сланцы Самон представляют собой метаморфизованные вулканы — базальтовую океаническую кору, тогда как вышележащая свита Граус-Ридж — эвгеосинклинальные осадки докембрия или нижнего палеозоя.

## СЕВЕРНЫЕ КОРДИЛЬЕРЫ

Северные Кордильеры состоят из трех структурных зон. Крайняя с востока — Северные Скалистые горы в Канаде и хребет Брукса на Аляске (рис. 19) — сложена складчатыми, но неметаморфизованными миогеосинклинальными комплексами мезозоя и палеозоя и подстилающего их верхнего докембрия. В соседней с запада внутренней зоне плато и низменностей вскрыты глубинные уровни той же миогеосинклинали. Развитые здесь верхнедокембрийские и более молодые отложения зачастую интенсивно метаморфизованы; возможно, что здесь обнажены также образования древнего — нижне-среднедокембрийского — кристаллического фундамента. Береговые хребты расположены в зоне эвгеосинклинального развития; расчленение здесь домезозойских пород и выделение докембрия составляет трудную задачу, которая решена лишь приближенно и только на отдельных участках.

### *Средний альгонк*

Среднеальгонкские отложения Северных Кордильер представлены широко известной в литературе серией Белт, которая образует обширные выходы в самой южной части Северных Скалистых гор, у северной границы Соединенных Штатов Америки — в горах Биттер-Рут, Льюис, Белт и их окрестностях (см. рис. 19). Данные по ней были недавно обобщены в сводке Б. М. Келлера и М. А. Семихатова (1968), которая использована в настоящем описании.

Серия Белт представляет собой монотонную ассоциацию очень мощных — до 13 000 м — толщ, сложенных в основном темноокрашенными тонкозернистыми кластическими породами, которые трактуются как мелководные морские образования, отложившиеся в условиях обширной дельты у края кратона (Wheeler, 1966; Roddick et al., 1967). Подчиненную (но очень важную для корреляции) роль играют карбонатные отложения, зачастую содержащие обильные органические остат-



ки (Rezak, 1957; Ross, Rezak, 1959). Почти все границы между отдельными толщами постепенные. Монотонный характер серии в целом и многочисленные вариации в деталях затрудняют ее расчленение и сопоставление разрезов из разных районов, что привело к неизбежному разнобою в номенклатуре. Все же наиболее крупные подразделения, на которые делят Белт — подсерии Равалли, Пиган и Мизула — прослежены на значительной части территории (Ross, 1963), хотя и по этому вопросу среди геологов нет единого мнения (Smith, Barnes, 1966; Harrison, Campbell, 1968).

В западной части области в районе гор Биттер-Рут изучен следующий разрез (Harrison, Campbell, 1963; Harrison, Jobin, 1963):

Свита Причард — темноокрашенные, обычно пиритсодержащие серые и зеленые аргиллиты, алевролиты и подчиненные глинистые песчаники, в верхах — карбонатные породы (до 7000 м и более). Основание не обнажено.

Подсерия Равалли (2,5—3 тыс. м) состоит из трех свит:

Берк — темно-серые и зеленовато-серые плитчатые аргиллиты и алевролиты — 1000—1500 м.

Реветт — в низах тонкослоистые белые и черные кварциты с остатками *Newlandia Walc.*, выше серо-зеленые алевролиты и аргиллиты — 250—650 м.

Сент-Риджис — алевролиты и аргиллиты — 250—500 м и более.

Подсерия Пиган представлена свитой Уоллис, сложенной внизу белыми, выше — серыми, зеленоватыми и голубоватыми карбонатными алевролитами и аргиллитами с подчиненными доломитами и известняками (1,5—5 тыс. м). Содержит строматолиты *Collenia summetrica* Fent. et Fent. и другие органические образования. Толща имеет значение маркирующей.

Подсерия Мизула (до 5000 м) состоит из свит:

Спрус (и ее эквивалент Стрипид-Пик) — красные и серые аргиллиты и алевролиты с прослоями кварцитов и доломитов — до 1200 м.

Кварциты Лупин — 1000 м.

Словей — свита того же состава, что и Спрус — 1500 м.

Бучард (и ее эквивалент Либби) — темные аргиллиты, алевролиты, кремнистые и известковые сланцы, которые залегают на разных подстилающих породах с краевым несогласием, — до 1300 м.

Для подсерии Мизула весьма характерны признаки мелководного происхождения — трещины усыхания, косая слоистость, волноприбойные знаки, отпечатки галита.

Выше залегают среднекембрийские кварциты Флатхед, в основании которых в нескольких пунктах отмечено ясно выраженное угловое несогласие. В большинстве случаев, однако,

средний кембрий лежит на разных толщах серии Белт с параллельным несогласием, отделяясь от них глубоким — в тысячи метров разрывом (Campbell, 1959, и др). Несколько западнее подобные же соотношения намечаются в подошве нижнего кембрия (Weis, 1959).

К востоку от хребта Биттер-Рут намечается заметное сокращение мощностей и некоторое погрубление осадков. В районе гор Белт отложения серии заходят глубоко в сторону платформы (рис. 20). Изученный разрез включает (Ross, 1963):

Кварцитовидные песчаники Найхарт — 230 м.

Темные песчано-глинистые сланцы Чемберлин — 500 м.

Известняки Ньюланд, частично доломитизированные, местами строматолитовые (*Collenia symmetrica* Walc.), с прослоями песчаников и сланцев — до 800 м.

Темные глинистые сланцы Грейсон с прослоями песчаников и строматолитовых (*Collenia multilabellata*) доломитов — 300 м.

Пестроцветные глинистые сланцы Спокейн — 500—700 м.

Темные глинистые сланцы Эмпайр — до 300 м.

Известняки Хелина — 800 м.

Глинистые сланцы Марш — до 1000 м.

Кварциты Гринхорн-Маунтин — 600 м.

Обычно известняки Ньюланд параллелизуют с подсерией

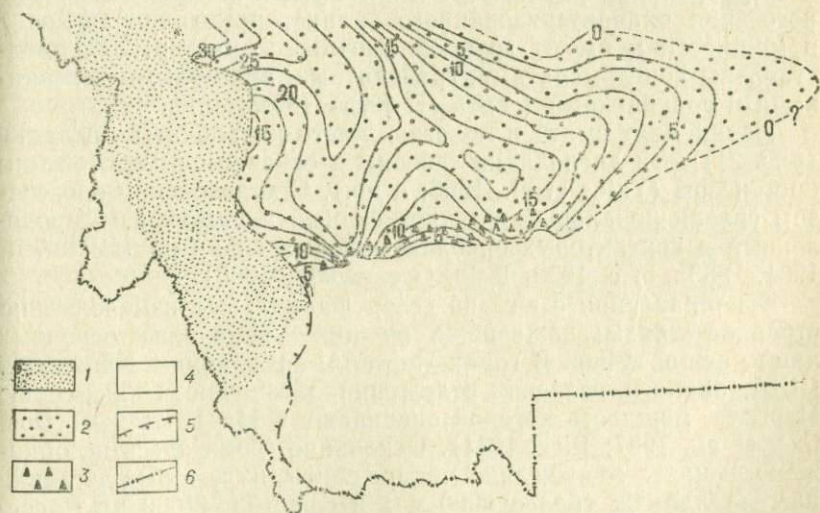


Рис. 20. Схема распространения отложений серии Белт в западной Монтане (реконструкция по McMannis, 1963).

1 — зона развития очень мощных отложений; 2 — зона развития отложений умеренной мощности (изопахиты обозначены в тысячах футов); 3 — область развития прибрежных грубообломоченных отложений (свита Ла-Худ); 4 — область разрыва, источник сноса; 5 — надвиговая зона; 6 — юго-западная граница штата Монтана.

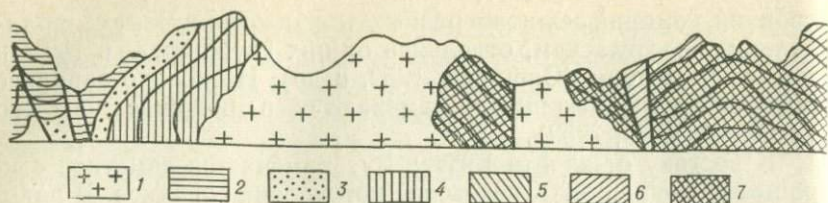


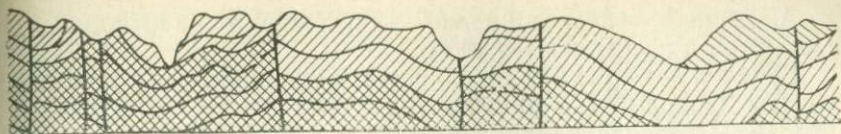
Рис. 21. Геологический разрез через Скалистые горы  
 1 — меловые граниты; 2 — кембрий; 3 — верхний альгоник, серия Уиндермир; (подсерия Мизула), 6 — средняя часть (подсерия Равалли и карбо

Пиган, сопоставляя тем самым все вышележащие свиты с подсерией Мизула (Walcott, 1906; Ross, 1963). Однако существует и другая схема, по которой с подсерией Пиган сравнивают известняки Хелина. В этом случае Равалли соответствуют сланцы Спокейн и Эмпайр, а Мизула — сланцы Марш и кварциты Гринхорн-Маунтин (Daly, 1912; Smith, Barnes, 1966). При такой корреляции в серии Белт могут быть выделены два очень крупных ритма, каждый из которых начинается более глубоководными, темноокрашенными, обогащенными пиритом и содержащими карбонатные слои сланцами (Причард и Равалли) и завершаются крайне мелководными пестроцветными обломочными отложениями (Пиган и Мизула).

Прибрежные фации, обнаженные узкой полосой вдоль южного края охарактеризованного залива, резко сокращены в мощности и имеют грубообломочный характер: они представлены конгломератами, гравелитами, аркозовыми песчаниками и граувакками (свита Ла-Худ) (McMannis, 1963).

Серия Белт смята в пологие, часто коробчатые складки (рис. 21); эти дислокации связаны в основном с мезозойским орогенезом (Yates et al., 1966; и др.). С мезозойским орогенезом связан локальный, но интенсивный метаморфизм, проявленный в контактовых ореолах молодых гранитов (Hietanen, 1961, 1963a, b, c, 1968; Reid, Greenwood, 1968).

В направлении с юга на север фациальные изменения не столь отчетливы; важнейшее из них — появление основных лав и, реже, туфов. В горах Перселл, на границе Канады и США, аналоги белтских отложений обозначают как серию Перселл, мощность которой оценивают в 11—15 тыс. м (Bostock et al., 1957; Rice, 1941). Основание серии здесь не обнажено. В низах ее выделяют четыре свиты, из которых две нижние — Олдридж (более 5000 м) и Крестон (2000 м) — состоят преимущественно из кварцитов, аргиллитистых кварцитов и аргиллитов. Суммарная мощность верхних свит — Китчер и Сайе (аналог подсерии Пиган) — превышает 2500 м; они сложены пестроокрашенными известковыми и доломитовыми породами и аргиллитами. Встречающиеся в разрезе



в районе северной границы США (по Yates et al., 1966).

4—7 — средний альгонк, серия Белт: 4 — нерасчлененная, 5 — верхняя часть натные породы, 7 — нижняя часть (свита Причард и ее аналоги).

базальтовые слои обычно именуют лавами Перселл; в кровле свиты Сайе они образуют довольно мощный, хотя и прерывающийся покров, который часто выделяют в самостоятельную свиту.

Верхняя часть серии состоит из свит Датч-Крик (1400 м) и Маунт-Нелсон (1100 м), сложенных серыми, зелеными и черными аргиллитами, доломитовыми известняками и кварцитами.

Серия Перселл перекрыта верхнеальгонкской серией Уиндермир. В большинстве случаев угловое несогласие между ними не выражено или выражено слабо, однако местами оно достигает  $45^\circ$  и более (Bostock et al., 1957). В горах Перселл смятые в пологие складки отложения одноименной серии интрузированы небольшими массивами лейкократовых грубозернистых гранодиоритов с изотопным возрастом 0,7—0,8 млрд. лет (Hunt, 1962; Leech, 1962; Wanless et al., 1967)<sup>1</sup>. Преуиндермирский перерыв и несогласие связывают с так называемой восточно-кутенеической орогенцией (White, 1959), приведшей к образованию открытых меридиональных складок, которые под углом пересекают северо-восточные структуры фундамента примыкающей платформы. Мезозойские движения в определенной степени преобразовали древнюю структуру, в результате чего сформировался крупный антиклинорий, характеризующийся своеобразными коробчатыми формами (Wheeler, 1966).

Восточнее Рва Скалистых гор (см. рис. 19) серия Белт обнажена в разрезах сокращенной мощности. В хребтах Льюис и Кларк, где ее иногда называют серией Льюис (Bostock et al., 1957), она имеет мощность не более 6—7 тыс. м. Здесь выделены свиты (Childers, 1963; Ross, 1963; Smith, Barnes, 1966; и др.):

Уотертон — переслаивание красных, зеленых и серых доломитов, известняков и доломитов — 200 м.

Олтин — полосчатые доломиты — 350—500 м.

<sup>1</sup> Предкембрийские гранитоиды с изотопным возрастом около 0,6 млрд. лет известны и в более южных районах, но там они не отделяются от мезозойских интрузивных пород (Leopard, Stern, 1966).

Аппекуни — переслаивание серо-зеленых аргиллитов, кварцитов и песчаников — 300 м.

Гриннелл — красные аргиллиты и песчаники, реже конгломераты и кварциты — до 800 м.

Сайе — переслаивание известняков, доломитов, известковистых аргиллитов. Породы содержат обильные строматолиты *Collenia symmetrica* Fent. et Fent., *Coll. frequens* Walc., *Conophyton inclinatum* Rez. и др. Здесь же определена характерная для нижнего — среднего рифея форма *Conophyton cylindricus* Masl., известная также в других частях разреза подсерии Мизула (Cloud, Semikhatov, 1969) — до 1300 м.

Карбонатные отложения Сайе в последние годы параллелизуют со свитой Хелина (Smith, Barnes, 1966; McGill, 1970). Выше залегает мощная — до 400 м — толща пестроцветных аргиллитов и алевролитов с прослоями строматолитовых доломитов (состав строматолитов близок к таковому в свите Сайе) и кварцитов. В основании содержится пласт базальтов (лавы Перселл) мощностью до 100 м. Толща разделена на ряд невыдержанных по простиранию свит, в целом соответствующих подсерии Мизула. Наиболее подробно ее разрез изучен в южной оконечности хребта Льюис, где выше карбонатной свиты Сайе выделены свиты (Childers, 1963; McGill, Sommers, 1967):

Сноуслип — зеленые и красные кварциты и аргиллиты с пачкой осадочных брекчий в основании. Характерны знаки ряби, трещины усыхания, косая слоистость. В нижней части содержатся строматолиты *Collenia undosa* — 200—500 м и более.

Шепард — серо-зеленые доломиты, известковистые алевролиты и глинистые сланцы со строматолитами — до 660 м.

Шилдс — красноцветные аргиллиты и кварциты, часто косослоистые, с трещинами усыхания, и отпечатки галита — до 900 м.

Кварциты Боннер — до 320 м.

Мак-Намара — красно- и сероцветные алевролиты и аргиллиты — до 1000 м.

Гарнет-Рейндж — слюдистые кварциты, алевролиты и аргиллиты — 300 м.

Несмотря на сравнительно хорошую изученность серии Белт, принадлежность которой к верхнему докембрию (альгонку) была установлена еще в конце прошлого века (Walcott, 1889), вопрос о ее возрастных границах до самого последнего времени оставался неясным и спорным. Считалось, что верхние свиты серии соответствуют самым верхним частям докембрия или даже низам палеозоя (Nelson, Dobell, 1961). Укреплению такой точки зрения, отмечают Б. М. Келлер и М. А. Семихатов (1968), способствовали данные о находках в

белтских породах остатков артропод и брахиопод (Walcott, 1889; Fenton, Fenton, 1936), которые, как оказалось впоследствии, были либо ошибочно определены как *Metazoa*, либо были собраны в палеозойских отложениях, образующих блоки среди белтских (Ross, 1956; Glaessner, 1961, 1962). Проводившееся сопоставление белтских пород с верхнеальгонской серией Уиндермир (Ross, 1956, 1963, и др.) также оказалось ошибочным (Rice, 1941, Reeser, 1957; Smith, Barnes, 1966 и др.).

Изотопные исследования последних лет (Eckelmann, Kulp, 1957; Goldich et al., 1959; Hunt, 1960, 1962; Gulbrandsen et al., 1963; Wanless et al., 1967; Giletti, 1968; Obradovich, Peterman, 1968; Ryan, Blenkinsop, 1971) позволили в значительной степени приблизиться к решению вопроса. Были получены многочисленные K-Ar, Rb-Sr и более редкие U-Th-Pb определения возраста из разных частей разреза серии Белт, которые дали довольно большой разброс — от 1,6 до 0,7 млрд. лет. Некоторые из них оказались ошибочными, но большинство разделилось на три группы, распредившиеся по разрезу следующим образом (Obradovich, Peterman, 1968). Изотопный возраст нижних свит (Найхарт, Чемберлин, Ньюланд, Грейсон) около 1,3 млрд. лет; средней части разреза (свиты Эмпайр, Шепард, Мак-Намара) — примерно 1,1 млрд. лет; самых верхних толщ — (Гарнет-Рейндж и др.) от 0,9 до 0,76 млрд. лет. Последняя цифра представляется несколько заниженной, так как пересекающие серию Перселл граниты имеют, как указывалось, возраст 0,7—0,8 млрд. лет. Это позволяет определить верхнюю границу серии Белт примерно в 0,9 млрд. лет, что соответствует данным о среднерифейском возрасте развитых в них строматолитов (Комар и др., 1964; Cloud, Semikhatov, 1969).

Фундамент серии Белт обнажен в южных районах ее распространения, где она залегает на очень древних архейских сланцах типа Черри-Крик, которые прорваны гранито-гнейсами Диллон с возрастом 1,6—1,8 млрд. лет (Giletti, 1966 a, 1968). Однако эти породы зачастую омоложены, на что указывают сравнительно часто встречающиеся цифры — 1,5—1,3 млрд. лет. Естественно думать, что это омоложение было связано с плутоническими процессами, предшествовавшими отложению белтских осадков. Изотопные определения возраста нижних белтских свит, равные, как указывалось, 1,3 млрд. лет, подтверждают высказанное предположение. Оно хорошо увязывается также с данными о среднеальгонском возрасте серий Апаче и Гранд-Каньон, с которыми серия Белт издавна сопоставлялась (Walcott, 1899; Ross, 1963). Тем не менее нижнюю границу серии Белт еще нельзя считать окончательно определенной. Некоторые глубоко метаморфизованные отложения,

относимые к низам серии Белт, содержат циркон, возраст которого примерно 1,5 млрд. лет. Если корреляция этих отложений с низами серии Белт верна, то это свидетельствует о раннеальгонкском (или даже более древнем) возрасте нижней части серии Белт и о наличии длительного посленижне-белтского перерыва, в течение которого низы серии были местами деформированы и метаморфизованы (Reid et al., 1970).

Севернее гор Перселл среднеальгонкские отложения погружены под осадки верхнего альгонка и вновь выходят на поверхность только на севере Скалистых гор, в районе хребта Стон (Bell, 1968 a). Нижняя половина развитой здесь мощной (8000 м) серии характеризуется преобладанием сходных с отложениями Белт кварцитов и карбонатных пород, отложившихся в условиях мелководного шельфа. Она расчленена на свиты:

Чиша — пестрые доломиты и кварциты с подчиненными алевролитами — 1050 м.

Тетса — темно-серые и черные аргиллиты, алевролиты и песчаники, подчиненные кварциты — 340—350 м.

Джордж — серые известняки и доломиты — 390—580 м.

Генри-Крик — известковистые аргиллиты и алевролиты, подчиненные песчаники и известняки — 350—520 м.

Тучоди — кварциты, доломиты и алевролиты, редкие прослой красных глинистых сланцев — 1700 м.

Верхняя подсерия сложена относительно глубоководным флишем и состоит из двух свит:

Аида — серые аргиллиты и алевролиты — 1160—2700 м.

Гагага — темно-серые аргиллиты и алевролиты с подчиненными песчаниками — более 1500 м.

Эти свиты с небольшим (5—15°) угловым несогласием перекрыты нижним кембрием.

Подобные образования выявлены в горах Маккензи, где они слагают разрез мощностью около 8500 м, представленный кварцитами, глинистыми сланцами, алевролитами, доломитами и известняками с подчиненными конгломератами и железистыми породами (Gabrielse et al., 1965). Они с несогласием перекрыты верхнеальгонкскими тиллитами (Ziegler, 1967). Восточнее, в горах Франклин средний альгонк представлен 2000-метровой толщей пестроокрашенных глинистых сланцев, алевролитов и песчаников, несогласно подстилающих нижний кембрий и сопоставляемых с серией Перселл (Bell, 1959; Douglas, Norris, 1963).

В горах Огилви разрез среднего альгонка существенно меняется: преобладают карбонатные породы и эвапориты (Green, Roddick, 1962; Ziegler, 1967 и др.). Здесь выделены свиты:

Норр — внизу темные глинистые сланцы и аргиллиты (1500 м), сверху оранжевые доломиты (1500 м).

Джипсум-Валли — внизу переслаивание глинистых сланцев, доломитов и известняков (700—800 м), сверху гипсы, ангидриты, известняки (470 м).

Дивайд-Маунтин — глинистые сланцы и доломиты — 650 м.

Эти породы смяты в сжатые складки и местами метаморфизованы до филлитов; они с угловым несогласием перекрыты верхним альгонком, местами нижним и средним кембрием.

На границе Канады с Аляской, к северу от р. Юкон альгонк представлен серией Тиндир (Mertie, 1937) — чередованием доломитов, известняков, аргиллитов, глинистых сланцев и кварцитов, а также эффузивов в следующей последовательности:

1. Преобладание тонкослоистых известняков — около 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 — около 300 м.

5. Тонкослоистые доломиты, глинистые сланцы, аргиллиты, кварциты — около 3000 м.

6. Массивные доломитовые известняки и доломиты — не менее 3000 м.

7. Тонкослоистые доломиты и аргиллитовые породы. Мощность не определена.

Полная мощность серии оценивается в 7—8 тыс. м. Породы слабо дислоцированы и неметаморфизованы. Известное сходство в литологии позволяет сопоставить ее с серией Перселл (Белт). Однако отсутствие признаков несогласия или перерыва между серией Тиндир и нижним кембрием (Vgrab, 1967) дает основание считать, что серия Тиндир наряду со средним альгонком включает также и верхний.

### *Верхний альгонк*

Верхний альгонк представлен серией Уиндермир, развитой в канадской части Кордильер (Walker, 1926), где она протягивается почти непрерывной полосой западнее Рва Скалистых гор. В составе серии преобладают аргиллиты, песчаники, кварциты, местами конгломераты и брекчии (Wheeler, 1966). Карбонатные породы играют существенную роль лишь вдоль западной кромки полосы развития серии; здесь они залегают в основном в верхних частях разреза.

Базальные слои обнажаются на юге региона, в горах Перселл. Разрез здесь представлен следующими свитами (Rice, 1937, 1941; Reesor, 1957; Little, 1960; и др.):

Тоби — грубые конгломераты и осадочные брекчии, залегающие на разных свитах серии Перселл. Сложены несортированными по размеру и окатанности обломками осадочных пород, характерных для серии Перселл, иногда гранито-гнейсами; напоминают по облику тиллиты, которые, возможно, коррелируются с верхнеальгонкскими тиллитами Большого Бассейна (Crittenden et al., 1971, Aalto, 1971). Мощность очень изменчива: достигает на западе 1500 м, местами 3500 м, и сильно уменьшается к востоку.

Волканик-Айрин — зеленокаменные эффузивы с прослоями обломочных, реже карбонатных пород. В западных районах достигают 2000—3000 м (Daly, 1912; Park, Cannon, 1943), к востоку быстро выклиниваются.

Две вышележащие свиты образуют подсерию Хорстиф-Крик:

Монк — аргиллиты с толщей конгломератов (70 м) в основании; в верхах появляются грубозернистые песчаники, переслаивающиеся с тальковыми сланцами, аргиллитами и маломощными слоями известняков и известковистых сланцев. Мощность 1400 м.

Три-Систерс — преобладают крупнозернистые песчаники, которые нередко замещаются тонкообломочными отложениями. Мощность 700—1000 м.

К западу мощность серии увеличивается, параллельно снижается роль грубообломочных отложений и возрастает — карбонатных. Это говорит о сносе с востока, отчасти с края кратона, отчасти с растущего поднятия на месте современных гор Перселл.

У границы с США нижний кембрий перекрывает серию Уиндермир с ясно выраженным несогласием (Wheeler, 1966). В более северных районах соотношения между верхним альгонком и нижним кембрием согласные, что, несмотря на заметно проявленный во многих выходах верхнего альгонка метаморфизм, позволяет осуществить удовлетворительную возрастную корреляцию. Этому способствует также общий для верхнеальгонкских отложений западной Канады грубообломочный характер.

В горах Карибу с серией Уиндермир сопоставляются неравномерно метаморфизованные отложения, в составе которых выделены свиты:

Кейза — полевошпатовые кварциты и филлитизированные грубозернистые песчаники; вероятная мощность 3000 м.

Айзек — глинистые сланцы, филлиты, известняки, кварциты, грубозернистые песчаники — 1000—1600 м.

Известняки Каммингем — около 400 м.

Эти породы перекрыты нижнекембрийской серией Карибу. В ядрах крупных антиклинорий докембрий интенсивно мета-

морфизован (ставролит-кианитовая ступень) и дислоцирован с развитием изоклинальных складок течения (Campbell, 1967, 1968, 1970).

Восточнее Рва Скалистых гор описанным верхнедокембрийским толщам соответствует близкая по литологии серия Майетт (Charlesworth et al., 1967; Campbell, 1968), которая состоит из свит:

Медоу-Крик — конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты — более 40 м.

Олд-Форт-Пойнт — аргиллиты, алевролиты, известняковые брекчии и известняки — свыше 300 м.

Уинд — конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты — около 1300 м.

Этот разрез, однако, является частным, в целом же серия испытывает значительные изменения состава и мощности. Местами в верхах появляется мощная (до 300 м) пачка доломитов, выделенных в свиту Бинг (Slind, Perkins, 1966). Серия Майетт перекрыта кембрием с краевым несогласием, причем складки в кембрийской серии Гог в сравнении с подстилающими породами Майетт более открытые и просто построенные, что может служить указанием на проявления предкембрийской складчатости.

Серия Майетт большей частью образует многочисленные надвиговые чешуи (Price, Mountjoy, 1966; Price, 1967). Иногда она совместно с нижнекембрийскими кварцитами серии Гог окаймляет выходы глубоко метаморфизованных пород — гнейсов и амфиболитов, которые резко отличаются от верхнедокембрийских пород и кажутся экзотичными среди окружающих метасадочных толщ. Это заставляет предполагать их более древний, ранне- или среднедокембрийский возраст (Giovanella, 1968). Не исключено, что и в некоторых других участках среди метаморфизованных верхнедокембрийских отложений могут быть выделены более древние образования.

В более северных районах Скалистых гор верхи докембрия изучены фрагментарно и большей частью менее подробно. В окрестностях гор Ингеника они представлены нижней частью метаморфического комплекса Вулверин — серией Тенакихи. Она сложена в основном кварцитами и кварц-сланцевыми сланцами, частью с гранатом, кианитом и ставролитом, а также гнейсами, реже мраморами, общей мощностью около 4500 м. Они согласно (хотя, возможно, и с перерывом) подстилают серию Ингеника, включающую нижний кембрий (Armstrong, 1949; Roots, 1954). Метаморфизм комплекса увеличивается с переходом ко все более низким частям разреза и считается древним, поскольку им не затронуты миссисипские и более молодые толщи.

В районе хребта Стон с серией Уиндермир сопоставляют примерно 2000-метровую толщу филлитовых и хлоритовых сланцев с подчиненными песчаниками и зелеными сланцами; толща согласно подстилает нижний кембрий.

На юге гор Маккензи с серией Уиндермир параллелизуют толщу тиллитов (1500 м), перекрытую доломитами и темно-серыми и бурыми песчаниками (около 1100 м). На них со стратиграфическим перерывом залегают нижнекембрийские кварциты (Ziegler, 1967).

На обширном плоскогорье между горами Огилви и Рвом Тинтина (бассейн Селуин) в составе верхнеальгонкских отложений существенную роль играют кварциты. Они слагают толщу мощностью в несколько тысяч метров, в которой не было обнаружено стратиграфических несогласий (Bostock et al., 1957; Green, McTaggart, 1960). 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.

Севернее, в горах Огилви с серией Уиндермир сопоставляют тиллиты Рапитан, содержащие в низах ледниковые валуны джеспилитов — гематит-кремнистых пород. Тиллиты несогласно залегают на среднеальгонкских отложениях и, в свою очередь, также с угловым несогласием перекрыты кембро-ордовикскими породами (Gabrielse, 1967a; Ziegler, 1967).

Описанные верхнекембрийские образования на северо-западе Канады иногда выделяют под условным названием толщи «грит» (grit — гравий, грубозернистый песок). Обломочный материал, слагающий породы этой толщи, образовался за счет размыва кристаллических пород фундамента. Поскольку структуры Канадского щита отделены от зоны накопления толщи «грит» широкой полосой неметаморфизованных аргиллитов и карбонатных отложений среднего альгонка в горах Маккензи и Огилви, предполагается существование размывавшихся поднятий фундамента к юго-западу от Рва Тинтина (Gabrielse, 1967b; Roddick et al., 1967).

В хребте Брукса верхам докембрия, возможно, соответствует напоминающая толщу «грит» свита Неруокпак, которая состоит из кварцитов, разнозернистых кварцевых песчаников (вакк), известковистых песчаников, известняков, чертов, аргиллитов, большей частью метаморфизованных в зеленосланцевой фации (Reed, 1968). Мощность свиты несколько тысяч метров. Свита перекрыта каменноугольными или, возможно, верхнедевонскими отложениями (Leffingwell, 1919). Ряд ис-

следователей относит ее к докембрию (Norris et al., 1963), другие коррелируют со среднепалеозойскими породами (Bros-gé et al., 1962). Однако значительный, сопровождавшийся складчатостью, метаморфизмом и глубоким размывом перерыв, отделяющий свиту Неруокпак от вышележащих пород, как будто бы противоречит последней точке зрения (Reed, 1968).

### *Докембрий нерасчлененный*

Во внутренней зоне Канадских Кордильер широко распространены комплексы, по степени и характеру метаморфизма резко отличающиеся от окружающих их палеозойских и мезозойских образований. В совокупности они слагают так называемый кристаллический пояс Оминек, протягивающийся полосой вдоль восточного края зоны плато и низменностей. Наиболее полно изучен комплекс Шусуоп, слагающий обширные пространства на юге Внутренних плато (Wheeler, 1965; Froese, 1966; Lyons, 1968; и др.).

Примечательной особенностью комплекса является широкое распространение структур типа гнейсовых куполов (рис. 22). Ядра куполов сложены гранито-гнейсами, которые по периферии окружены парагнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами и известково-силикатными породами, содержащими жилы пегматитов. С известково-силикатными породами местами связаны сульфидные месторождения свинца и цинка. Породы метаморфизованы в высокотемпературных условиях амфиболитовой фации (мусковит- и ортоклаз-силлиманитовая субфации) и интродированы крупными телами массивных гранитоидов.

Главные оси куполов ориентированы широтно, т. е. нормально к региональному кордильерскому простиранию. Склоны куполов осложнены мелкими складками, оси которых также имеют широтное простирание. Анализ малых структурных форм свидетельствует о преобладании вертикальных движений в ядрах куполов.

Происхождение центральных гранито-гнейсов и их соотношения с метаосадочной оболочкой трактуются различно. Они слагают либо интрузивные тела, интродировавшие до куполообразования и затем деформированные и метаморфизованные (Reesor, 1965), либо являются отторженцами древнего метаморфического фундамента, механически внедренными в ядра крупных антиклинальных структур (Ross, 1968). В обоих случаях предполагается, что с куполообразованием связано наложение высокотемпературного метаморфизма и формирование новых массивов лейкократовых гранитных пород. Такое предположение как будто подтверждается обнаруженными

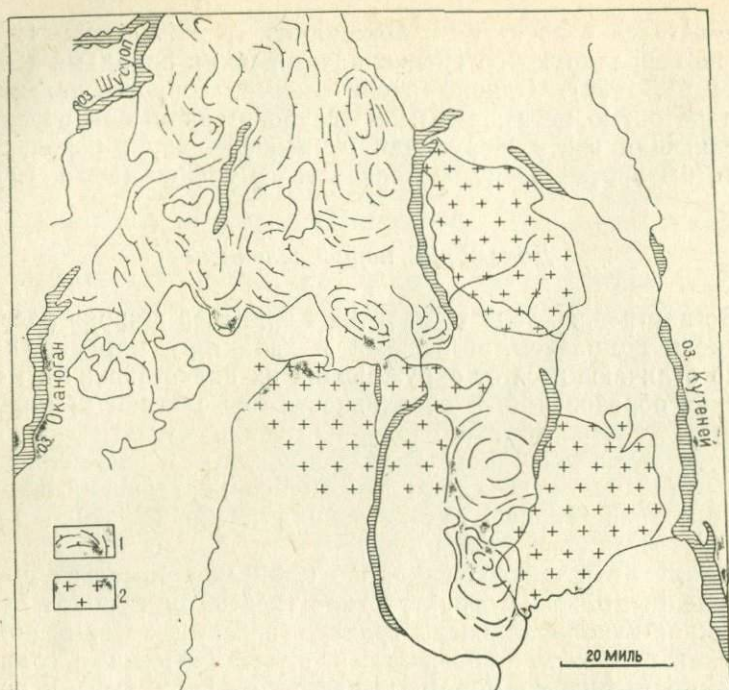


Рис. 22. Структуры комплекса Шусуоп (по Hurdman, 1968).  
 1 — комплекс Шусуоп и простираения его структурных линий; 2 — граниты.

ми на юге комплекса признаками высокотемпературного диафтореза метаморфических пород, первоначально принадлежавших, возможно, гранулитовой фации (характерные гранулитовые ассоциации, однако, в диафторитах обнаружены не были) (Snook, 1965).

Возраст комплекса в течение длительного времени также служит предметом дискуссии. Одни исследователи, учитывая глубокий метаморфизм слагающих его пород, в целом не характерный для фанерозойских образований данной зоны, относили комплекс к глубокому докембрию (архею), считая его выходом древнего фундамента, продолжающегося из области кратона в миогеосинклиральную часть Кордильер (Dawson, 1898; Jones, 1959; и др.). Другие же полагали, что возраст метаморфизма, как и пораженных им толщ, более молодой — вплоть до мезозойского (Wosk, 1923; Caignes, 1939). Подобные представления в последнее время подтвердились детальными структурными исследованиями (Hurdman, 1968; и др.), показавшими, что прилегающие к комплексу Шусуоп триасовые породы, метаморфизованные в гораздо меньшей степени, пре-

терпели те же три последовательные фазы складчатости, которые были установлены и в комплексе Шусуоп. Ранняя генерация представлена сильно сжатыми, большей частью изоклинальными нередко запрокинутыми складками широтного простирания, формирование которых сопровождалось региональным метаморфизмом и развитием линейности, параллельной осям складок. Вторая фаза выразилась в образовании прямых меридиональных складок; следующая деформация связана с формированием гранитных плутонов. Начавшись в триасе, эти деформации, вероятно, развивались в течение юрского периода и завершились до внедрения постскладчатых молодых гранитов с возрастом 110 млн. лет.

Эти данные, свидетельствующие о сложной тектонической и плутонической истории района и объясняющие небольшие цифры изотопного возраста, не снимают, однако, вопроса о древнем, возможно, докембрийском возрасте глубоко метаморфизованных образований, которые могли быть вовлечены в поднятия и ремобилизованы в течение мезозойской орогении. Степень деформации и соотношения различных структур меняются от места к месту, соответственно оказываются различными и оценки их возраста (McMillan, 1970; Fyson, 1970; J. Ross, 1970; и др.). По мнению В. А. Прето (Preto, 1965), нигде нет доказательств, что самые ранние из распознающихся деформаций — мезозойские. Для отдельных участков получены свидетельства домезозойского возраста главной фазы метаморфизма. Возраст метаосадков периферических частей куполов неясен и может колебаться от позднего докембрия до позднего палеозоя и мезозоя, но для некоторых из них путем детального сопоставления разрезов удалось достичь удовлетворительной корреляции с верхнеальгонкскими отложениями серии Уиндермир (Wheeler, 1965; Campbell, 1966; Reesor, 1966; Preto, 1967; Ross, 1968; Ross, Kellerhals, 1968). Это, в свою очередь, дает возможность предположить, что гнейсы и сланцы в ядрах куполов относятся к еще более древним толщам, возможно, слагающим кристаллический фундамент. Некоторые косвенные данные о докембрийском возрасте метаморфических пород получены также в процессе изотопного исследования свинцов (Reynolds, Sinclair, 1971).

Ряд небольших выходов сильно метаморфизованного и потому нерасчлененного докембрия известен и в других районах Внутренних плато и Скалистых гор (Gabrielse, 1963; и др.). Но наиболее крупные выходы метаморфические сланцы образуют на севере Канадских Кордильер, в Юкон-Тананском нагорье (см. рис. 19). Эти породы слагают Юконский кристаллический массив, протягивающийся в северо-западном направлении вдоль крупных линейментов — Рва Тинтина и разлома Денали (Gates, Gryc, 1963; Roddick et al., 1967). На Аляске,

где они именуются сланцами Берч-Крик (Mertie, 1937), преобладают кварц-слюдяные сланцы и кварциты, подчиненную роль играют графитовые сланцы, биотитовые, роговообманковые, гранатовые гнейсы, амфиболиты (Holmes, 1965; Foster, 1967; и др.). Породы нацело перекристаллизованы, и лишь в единичных случаях в них можно наблюдать реликты исходных осадочных текстур. В верхах разреза появляются кристаллические известняки; значительную роль здесь приобретают также кварц-хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы, образовавшиеся, возможно, за счет кислых эффузивов. Магматическое происхождение приписывается также гнейсам (гнейсы Пелли), залегающим в сланцах 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 (Cairnes, 1914), либо под разными местными названиями. Так, в районе Клондайка (Bostock et al., 1957), они известны как серия Нейсина, 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, сирицитовые 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; описаны также линзы эклогитов (Tempelman-Kluit, 1970). К верхам разреза приурочены зеленые сланцы, подстилающие 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 верхнедо-

кембрийской серией Тиндир, с которой они почти соприкасаются по р. Юкон, дало основание предположить раннекембрийский возраст сланцев Берч-Крик (Mertie, 1937). Проведенные позднее изотопные определения дали сильно заниженные цифры — 0,14—0,22 млрд. лет (Lowdon, 1960; 1961, Lowdon et al., 1963; и др.), что, по мнению некоторых геологов (Muller, 1967; и др.), указывает на мезозойский возраст метаморфизма. Другие исследователи (Wasserburg et al., 1963) полагают, что возраст метаморфизма может быть определен в 0,66—1,17 млрд. лет с последующим омоложением 0,12—0,18 млрд. лет назад. С другой стороны в некоторых метаморфических сланцах, похожих на Берч-Крик (например, в сланцах Тотатлантика), в последние годы была обнаружена палеозойская фауна (Wahrhaftig, 1968).

Д. М. Раган и Дж. У. Хокинс (Ragan, Hawkins, 1966) предприняли попытку прочитать полициклическую историю древних кристаллических сланцев путем реконструкции последовательной смены минеральных ассоциаций. 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 пост-интрузивная рекристаллизация в фации зеленых сланцев на контактах мезозойских интрузивов.

Подобный характер метаморфических явлений установлен и на 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 кианитовой зоны (Forbes, Brown, 1961). С диафоритами ассоциируются 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 горах 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 хребта Рейнбоу. В восточной части Юкон-Тананского нагорья включения гранулитовых пород обнаружены в лавах современного вулкана Приндл. Эти и другие данные, полагают упомянутые авторы,

свидетельствуют о наличии докембрийского основания, подстилающего большую часть Аляски.

Крайним северо-западным выступом докембрия в Кордильерах является метаморфический комплекс п-ова Сьюард. Комплекс состоит из трех различающихся по литологии и степени метаморфизма серий (Sainsbury et al., 1970). Нижняя серия Киглуайк расчленена на четыре согласные толщи: 1) биотитроговообманковых гнейсов с пропластами известково-силикатных пород; 2) мраморов (мощность до 250 м); 3) биотитовых гнейсов с прослоями известково-силикатных пород (сотни метров) и 4) андалузит- и биотит-гранатовых сланцев, переслаивающихся с мраморами и известково-силикатными породами. Серия инъецирована ортогнейсами и гнейсовидными гранитами, которые нигде не проникают в более молодые отложения. Возраст гнейсов из верхней части разреза определен Rb-Sr методом в 0,75 млрд. лет. Обращает на себя внимание значительное сходство серии Киглуайк, особенно верхних сланцев, со сланцами Берч-Крик на востоке Аляски (Mertie, 1937). С другой стороны, они очень близки к кристаллическим сланцам Восточной Чукотки, возраст которых не моложе среднепротерозойского, а скорее — позднеархейский.

Вышележащие породы вулканического происхождения объединены в серию Ном, которая занимает на полуострове обширные пространства. В составе серии преобладают зеленые и голубые сланцы, сложенные альбитом, хлоритом, актинолитом, эпидотом, гранатом и глаукофаном. Они содержат прослои метаосадочных пород — графит-хлорит-слюдяных и других сланцев и мраморов, а также силлы метагаббро. Серия Ном представляет крайне редкий случай присутствия глаукофановых сланцев в докембрии; в отличие от более молодых глаукофановых пород Тихоокеанского кольца сланцы серии Ном не содержат характерных для фации голубых сланцев омфацита и лавсонита.

Серия Ном смята в крутые изоклинальные складки и содержит многочисленные, также деформированные дайки основных пород, что отличает ее от более молодых метаосадочных отложений серии Кузитрин и дает основание предполагать наличие несогласия между этими сериями. Серия Кузитрин отличается меньшей степенью метаморфизма и лучшей сохранностью осадочных структур. Преобладающими породами, определяющими облик серии, являются графит-кварцевые сланцы. Они согласно перекрыты более чем 700-метровой толщей неметаморфизованных известняков, которые имеют доордовикский возраст и, возможно, относятся к самым верхам докембрия.

Можно думать, что докембрийские образования присутствуют в виде фрагментов и в береговой зоне Кордильер. Здесь

широко распространены молодые гранитоиды и осадочные — преимущественно мезозойские — породы. Хотя соотношения гранитоидов с вмещающими породами, как и изотопные данные, свидетельствуют о меловом возрасте плутонов, галька гранитоидов нередко встречается и в прорываемых ими конгломератах юрского и более древнего, возможно, палеозойского возраста, что говорит о проявлениях плутонической деятельности в более древние эпохи (Roddick, 1965). В многочисленных останцах 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 et al., 1965; Vaer, 1968b; Muller, 1971; и др.). С вмещающими гранитами они контактируют через зоны мигматизации. Имеются также данные о присутствии здесь пород, метаморфизованных, по-видимому, в гранулитовой фации (MacKevett, Blake, 1963). 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 о докембрийском возрасте некоторых метаморфических пород береговой зоны Кордильер получены на севере Каскадных гор, у границы Канады и США (см. рис. 19). Строение этого района рассмотрено в ряде работ (Yeats, 1962, 1964; Stout, 1964; Menzer, 1966; Hawkins, 1968; и др.) и особенно подробно — у П. Миша (Misch, 1966). По его данным, метаморфические породы могут быть объединены в два комплекса, из которых более молодой назван метаморфической свитой Каскейд, сложенной филлитами, зелеными и голубыми сланцами, местами гнейсами и амфиболитами досреднедевонского, по-видимому, возраста. Более древний комплекс Йеллоу-Астер образует фундамент, обнажающийся в кульминациях складок или в тектонических чешуях. Комплекс претерпел сложную метаморфическую эволюцию, свидетельствующую об его более древнем возрасте. Ранние стадии охарактеризовались образованием пироксеновых (местами гиперстенсодержащих) плагиогнейсов, указывающих на гранулитовую формацию метаморфизма. Гранулитовые ассоциации большей частью замещены парагенезисами амфиболитовой фации, образование которых, в свою очередь, предшествовало более низкотемпературному метаморфизму Каскейд. Подобные же полиметаморфические породы отмечаются и на островах Сан-Хуан.

## ЧАСТЬ II

### ДОКЕМБРИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СЕКТОРА И СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ НА СЕВЕРЕ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Строение северо-западного сектора Тихоокеанского пояса очень сложное. Его внутренние, приокеанические зоны представлены внутренними морями и ограничивающими их системами островных дуг и Камчатско-Корякской областью кайнозойской складчатости, в пределах которых существование докембрия считается проблематичным, хотя и отстаивается многими геологами (Smirnov, 1968; Парфенов, 1970, и др.). В составе внешних зон выделяются Верхояно-Чукотская и Сихотэ-Алиньская области мезозойской складчатости, характеризующиеся гетерогенным строением. В их пределах имеются более или менее крупные срединные массивы (Чукотский, Омолонский, Колымский, Тайгоносский, Охотский, Ханкайский), фундамент которых сложен докембрием. Внешние зоны ограничивают с востока Сибирскую и Китайскую платформы и разделяющие их складчатые системы Байкальской и Монголо-Охотской областей. Несколько особняком стоит Становая область позднеархейской-раннепротерозойской складчатости, которая обрамляет с юга Сибирскую платформу, и одними геологами рассматривается как часть этой платформы, а другими выделяется в качестве самостоятельного структурного элемента. Во всех этих обрамляющих древние платформы складчатых системах, как и на самих платформах, докембрий широко распространен и представлен разнообразными в структурно-формационном отношении разновозрастными комплексами.

Предлагаемое ниже описание не преследует цели дать полный обзор докембрийских образований северо-западного сектора Тихоокеанского кольца, а ограничивается характеристикой важнейших и наиболее полно изученных примеров, необходимых для понимания общих особенностей геологического развития региона на докембрийском этапе\*.

\* Синтез материалов по Северо-Восточной Азии проведен с помощью А. М. Смирнова и с использованием его данных. Совместно разработана большая часть вопросов, затронутых в соответствующем разделе монографии. Автор весьма признателен А. М. Смирнову, а также Л. М. Парфенову и А. К. Башарину за советы и консультации.

## Нижний докембрий

### *Нижний архей Северо-Восточной Азии*

В отличие от Североамериканского сектора на территории Северо-Восточной Азии древнейшие — доверхнеархейские — образования слагают крупные кристаллические массивы, сохранившиеся от переработки последующими орогеническими процессами. Вследствие этого они изучены здесь значительно полнее.

Исследования последних лет показали, что древнейшие комплексы в разных районах Северо-Восточной Азии характеризуются неодинаковым строением, что привело к необходимости их более полного стратиграфического и структурного расчленения (Смирнов и др., 1970). Исследования на Алданском щите и хребте Становом положили начало такому расчленению и выявили существенные различия архейских образований, слагающих, с одной стороны, северную, большую часть Алданского щита (алданский комплекс), и с другой — его южную окраину и выступы фундамента в прилегающей к южной окраине позднеархейской-раннепротерозойской Становой складчатой области. Соотношения тех и других изучены еще недостаточно и трактуются по-разному, но, по-видимому, лучше всего могут быть объяснены предположением В. А. Кудрявцева (1966) о более древнем возрасте архейских пород южной окраины Алданского щита и Становой складчатой области, выделенных им в самостоятельной курультино-гонамский комплекс. Это предположение, основанное на интерпретации особенностей формационного состава, складчатых структур, характера магматизма сравниваемых комплексов, находится в соответствии и с результатами петрологического изучения. На основании такого изучения А. А. Маракушев (1965) пришел к выводу, что доверхнеархейские толщи южной части Алданского щита были метаморфизованы в более глубоких условиях (сутамская фация) по сравнению с породами северной части (алданская фация глубинности). По мнению А. А. Маракушева, это свидетельствует о более низком стратиграфическом положении первого комплекса. Дополнительные аргументы в пользу этого предположения выдвинули С. В. Нужнов и В. А. Ярмолюк (1968).

Нижние части курультино-гонамского комплекса представлены мощными толщами метаморфических пород основного и ультраосновного состава, которые не столь широко развиты в алданском комплексе. Это также указывает на разновозрастность рассматриваемых комплексов и возможность отнесения по крайней мере нижних толщ курультино-гонамского комплекса к самым древним — катархейским — образованиям. По-

ложение более верхних толщ менее ясно, и не исключено, что они полностью или в какой-то части могут параллелизоваться с алданским комплексом.

Можно думать, что курультино-гонамский комплекс и его аналоги имеют в Сибири региональное распространение, обнажаясь не только в пределах Алданского щита и Становой области, но и в ряде других пунктов; в Монголо-Охотской складчатой области (Озерский и др., 1970; Шульдинер, 1971), на Охотском массиве (Гринберг, 1968), на п-ове Тайгонос (Мишкин и др., 1969) и, по-видимому, в некоторых других районах (рис. 23). На всей этой огромной территории разрез древнейших толщ характеризуется исключительной выдержанностью,

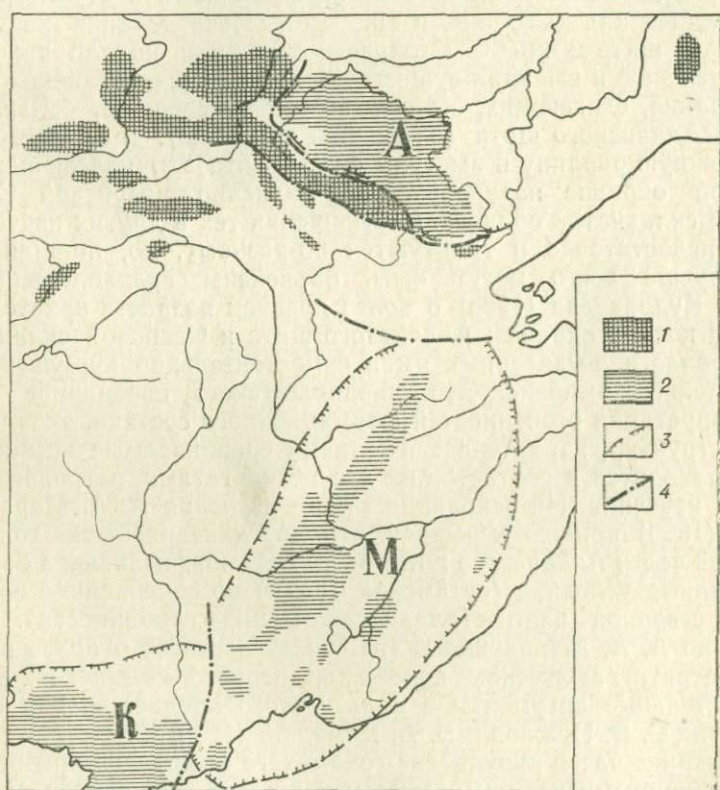


Рис. 23. Схема распространения нижнеархейских комплексов Восточной Сибири и Дальнего Востока (по Смирнову и др., 1970).

1 — области распространения выходов курультино-гонамского комплекса; 2 — то же, для алданского комплекса и его аналогов; 3 — предполагаемые границы бассейнов седиментации алданского комплекса и его аналогов (А — Алданский, М — Маньчжурский, К — Кэнтэйский); 4 — предполагаемые разломы древнего заложения.

Олекмо-Витимская горная страна

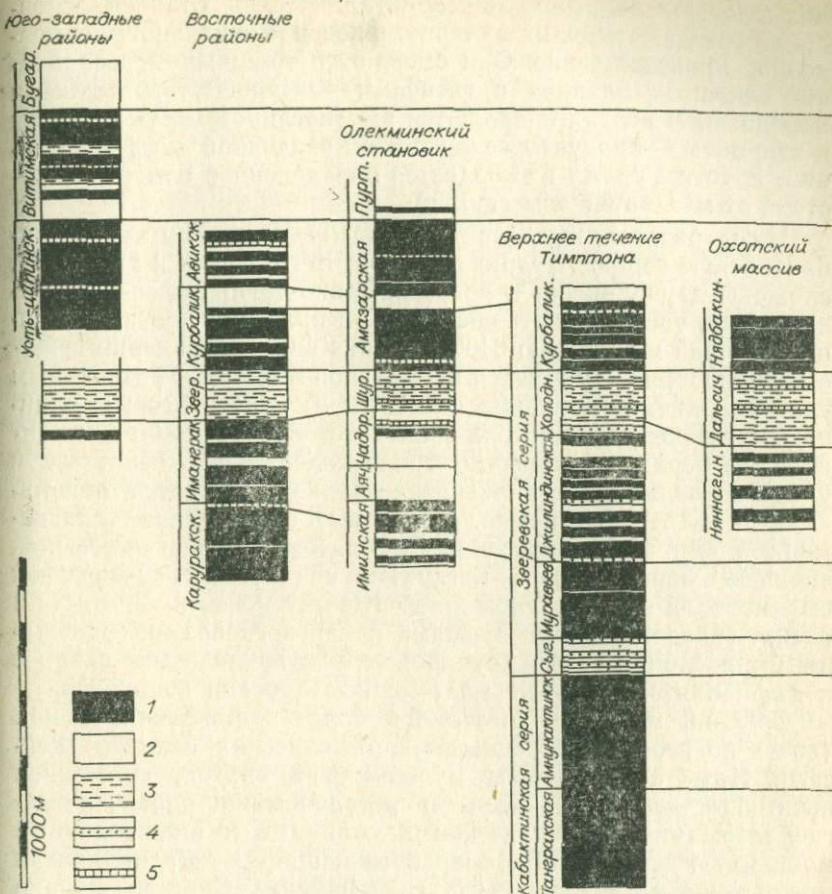


Рис. 24. Схема сопоставления разрезов курультино-гонамского комплекса в различных районах Восточной Сибири.

1 — кристаллические сланцы основного и ультраосновного состава; 2 — биотитовые, пироксеновые и амфиболовые гнейсы; 3 — высокоглиноземистые гнейсы и сланцы с гранатом, кордиеритом и силлиманитом; 4 — кварциты; 5 — известковистые породы (мраморы, диопсидовые породы). Сокращенные наименования свит: Бугар.— Бугарихтинская, Иманграк.— иманграканская, Звер.— зверевская, Курбалик.— курбаликитская, Аяч.— аячинская, Чадор.— чадорская, Шур.— шуругинская, Пурт.— пуртовская, Сыг.— сыгынахская, Муравьев.— муравьевская, Холодн.— холодниканская, Дальсич.— дальсичанская.

что позволяет сопоставлять его отдельные свиты, развитые в изолированных районах, нередко разделенных сотнями километров (Смирнов и др., 1970).

Курультино-гонамский комплекс характеризуется очень грубой ритмичностью; мощность выделяемых в нем мегаритмов составляет 7—8 тыс. м (рис. 24). В основании каждого из

них залегают мощные толщи кристаллических сланцев основного состава, имеющих вулканогенное или вулканогенно-осадочное происхождение. Они сменяются толщами переслаивания основных сланцев с гнейсами — первично-терригенными породами. В верхах появляются высокоглиноземистые породы и кварциты — продукты совершенной осадочной дифференциации. В то же время наблюдается определенное изменение состава от мегаритма к мегаритму.

Низы разреза, выделенные в верховьях р. Тимптон в кабактинскую серию (Кудрявцев, 1966; Ветлужских и др., 1966), сложены двупироксен- и роговообманко-двупироксен-плагиоклазовыми, часто гранатсодержащими кристаллическими сланцами общей мощностью 6400 м. В нижних частях серии существенная роль принадлежит глубоко метаморфизованным ультрабазитам — клинопироксеновым и энстатитовым сланцам, часто содержащим оливин, магнезиальный гранат и шпинель. К верхам количество гранатсодержащих основных и ультраосновных кристаллических сланцев снижается, появляются пачки гиперстеновых, гранатовых и биотитовых плагиогнейсов и клинопироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев. Разрез нижнего мегаритма венчается 1300-метровой сыгинахской свитой, сложенной гиперстеновыми, биотит- и гранат-гиперстеновыми гнейсами и плагиогнейсами, содержащими прослой и пачки двупироксен-плагиоклазовых сланцев и амфиболитов, а также маломощные прослой кварцитов.

Средний мегаритм отличается более постепенной сменой (вверх по разрезу) основных кристаллических сланцев гнейсами. Низы представлены муравьевской свитой, сложенной преимущественно пироксен- и роговообманко-пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами и амфиболитами мощностью 2300—2500 м. Перекрывающая ее джилдинская свита, как и ее аналоги в других районах Сибири, широко распространена наряду с основными сланцами различных по составу гнейсов, часто гранатсодержащих. Мощность ее примерно 3200 м. Очень характерна верхняя толща среднего мегаритма, которая благодаря широкому распространению и специфическому составу является маркирующей. Она повсеместно представлена высокоглиноземистыми гнейсами и кристаллическими сланцами, обычно тесно ассоциирующимися с кварцитами, количество и мощность которых меняются. В верховьях р. Тимптон эта свита именуется холодниканской (2000 м), в Олекминском Становике — шуругинской (1000 м), в Охотском массиве — дальсичанской (около 2000 м).

Верхний мегаритм, наиболее полно представленный на западе Становой области — в Олекминском Становике и в Олекмо-Витимской горной стране (Шульдинер, 1969) — значительно отличается от двух нижних. Роль основных кристалличе-

ских сланцев в нем несколько снижается, хотя они по-прежнему остаются главнейшим компонентом разреза. Среди этих сланцев большое место занимают породы осадочного происхождения, образовавшиеся, по-видимому, за счет граувакк, мергелей и т. п. О первично-осадочном генезисе многих сланцевых толщ верхнего мегаритма можно судить по их тонкоритмичному (напоминающему флишоидное) строению и по наличию в них косослоистых текстур (Кирилюк, 1966); такая особенность для нижних мегаритмов не отмечалась. В верхнем мегаритме появляются, хотя и в небольшом количестве, известковистые породы — мраморы, кальцифиры, диопсидовые сланцы и др., которые в подстилающих толщах встречаются лишь как исключение.

Складчатые структуры рассматриваемого комплекса разнообразны. Местами древнейшие толщи слагают купола и мульдообразные синклинали, характеризующиеся неправильными, извилистыми очертаниями в плане. Более распространены, однако, открытые линейные складки, которым присущи частая ундуляция шарниров, их виргация и резкие изменения простираций. Связанные с комплексом магматогенные породы разделяются на три группы. Самая ранняя, доскладчатая, представлена пластовыми телами основных и ультраосновных кристаллических сланцев, которые произошли за счет эффузивов и согласных интрузий. Раннескладчатые интрузии представлены дайками основного состава. Третью группу составляют соскладчатые и частью позднекладчатые, преимущественно анатектические гранитоиды, главным образом плагиограниты. По-видимому, к этому же периоду относится формирование чарнокитов, известных в ряде пунктов. Древнейший гранитный магматизм и связанная с ним гранитизация проявлены обычно в ограниченных масштабах (Шульдинер, 1969).

Алданский комплекс, как и курультино-гонамский, метаморфизован в гранулитовой фации, но в менее глубинных условиях. Н. В. Фролова (1962) и другие исследователи подчеркивают, что в составе алданского комплекса преобладают первичнотерригенные образования. Метаморфизованные вулканы играют здесь хотя и заметную, но все же подчиненную роль. Характерной составляющей разреза являются известковистые породы. Общая мощность комплекса, по-видимому, не менее 20 тыс. м.

Наиболее распространенная схема стратиграфического расчленения алданского комплекса включает три серии: иенгскую, тимптонскую и желтулинскую (Салоп, 1968а).

Иенгская серия имеет в основании верхнеалданскую свиту, сложенную кварцитами и высокоглиноземистыми сланцами и гнейсами — гранатовыми, силлиманитовыми и кордиеритовыми породами. Мощность свиты превышает 2700 м. По

составу верхнеалданская свита очень близка к холодниканской курультино-гонамского комплекса и, возможно, является ее стратиграфическим аналогом, однако залегающие на этих свитах толщи не вполне сопоставимы, так как существенно различаются по объему содержащихся в них известковистых пород. Не исключаются и другие варианты сопоставления курультино-гонамского и алданского комплексов. В любом случае верхнеалданская свита, по-видимому, венчает разрез какого-то крупного мегаритма, аналогичного одному из мегаритмов курультино-гонамского комплекса. Присутствие в основании верхнеалданской свиты толщи более основного состава, включающей пироксеновые и роговообманковые гнейсы и кристаллические сланцы, подтверждает этот вывод.

Лежащие выше отложения также разделяются на мегаритмы, каждый из которых начинается основными кристаллическими сланцами, часто с прослоями мраморов; вверх по разрезу они сменяются гнейсами и завершаются толщами, содержащими глиноземистые породы. Нижний цикл представлен свитами: федоровской, состоящей из роговообманковых, клинопироксеновых и реже гиперстеновых и двупироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев с прослоями мраморов, кальцифиров и диопсидовых пород, часто флогопитоносных (2000—3700 м); иджекской, образованной биотитовыми и гиперстеновыми гнейсами с прослоями гранатовых гнейсов (2000—3000 м и более) и улунчинской свитой гранатовых и биотитовых гнейсов с подчиненными силлиманитовыми и кордиеритовыми разностями (1300—1600 м). Улунчинская свита принадлежит уже тимптонской серии. Средний ритм начинается клинопироксеновыми, гиперстеновыми и роговообманковыми кристаллическими сланцами с подчиненными гнейсами суннангинской свиты (до 3000—4000 м); выше залегают биотит-гранатовые гнейсы, гранулиты и гиперстеновые гнейсы кюриканской свиты (около 3000 м) и гранат-биотитовые гнейсы с прослоями мраморов и гиперстеновых сланцев сутамской свиты желтулинской серии (1500 м).

Раннеархейская структура Алданского щита характеризуется сложным сочетанием куполовидных и линейных складок. Первые особенно характерны для нижней — иенгрской серии алданского комплекса. Вышележащие тимптонская и желтулинская серии смяты в линейные складки. Сложная магматическая история комплекса включает, по мнению ряда исследователей, по меньшей мере двукратное проявление процессов гранитизации и гранитного магматизма.

Если исключить изотопные определения возраста по диопсидам и ультраосновным породам, результаты которых, видимо, сильно завышены, то архейские — более 2,6 млрд. лет — цифры удалось получить лишь для небольшого количества об-

разцов из иенгрской серии; все остальные породы оказались омоложенными («Геохронология докембрия...», 1968). Наиболее вероятны значения, полученные по сланцам иенгрской серии изохронным Pb и Th-Pb методами и свидетельствующие о возрасте метаморфизма серии не моложе 3,2—3,4 млрд. лет (Рудник, Соболевич, 1969).

На основании геологических, петрологических и радиохронологических данных с алданским комплексом сопоставляют глубоко метаморфизованные образования ряда других районов Северо-Восточной Азии. К ним принадлежат кристаллические толщи Анабарского щита (Рабкин, 1959; Лутц, 1964), Сино-Корейского массива (Saito, 1943; Маракушев и др. 1966), Байкальской глыбы (Салоп, 1964а), а также многочисленных мелких массивов, сохранившихся в качестве реликтов северо-восточного выступа Китайской платформы, где они объединены в маньчжурский комплекс (Смирнов, 1963; Смирнов и др., 1970).

Общий структурный план нижеархейских образований подчиняется двум главным направлениям — субмеридиональному и субширотному. От Анабара до Северной Кореи протягивается полоса выходов нижнего архея, в которой преобладают субмеридиональные простирания. Другая полоса, в общем субширотная, включает архей Сино-Корейского массива и тянется на запад.

В пределах этих полос нижний архей развит не повсеместно: каждый комплекс ограничен в своем распространении определенными областями грубо овальных очертаний. Так, породы алданского комплекса неизвестны за пределами собственно Алданского щита ни в Становой области, ни в Олекминской зоне. Маньчжурский комплекс не распространяется севернее Южно-Тукурингского разлома и западнее р. Муданьцзяна; на юге породы маньчжурского комплекса отделены от нижнего архея Сино-Корейского щита крупным разломом. Образования корейского комплекса развиты на Ляодунском полуострове и в прилегающих районах Кореи. Севернее они неизвестны (см. рис. 23).

Каждой из выделенных областей присущ свой структурный рисунок. На Алданском и Анабарском щитах преобладают субмеридиональные простирания, но в южной части Алданского щита отмечается «подворот» структур в субширотном направлении, примерно параллельно южной границе щита (рис. 25). Главное направление складчатости нижнего архея на Сино-Корейском щите — субширотное и северо-восточное, но вдоль его северо-восточной границы наблюдается дугообразное изгибание осей складок к юго-востоку. В пределах северо-восточного выступа Китайской платформы простирания раннеархейских структур отличаются меньшей выдержан-

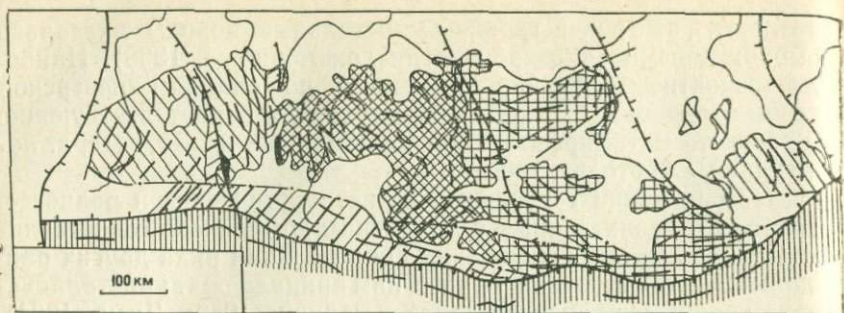


Рис. 25. Схема геологического строения Алданского щита (по Фрумкину, Нужнову, 1968).

1 — послепархейские отложения; 2—7 — комплексы архея; 2 — субганский; 3 — становой, 4 — олекминский, 5 — курультино-гонамский, 6 — тимптоно-джелтулинский, 7 — венгрский; 8 — направление складчатых структур; 9 — основные разломы; 10 — глубинные разломы.

ностью. Но в целом, там, где это доступно наблюдению, раннеархейские складки простираются параллельно контурам областей современного распространения нижнеархейских комплексов. Такая особенность наводит на мысль, что эти контуры в общем соответствуют границам раннеархейских областей прогибания и осадконакопления, ставших впоследствии ареной складчатых движений (рис. 26, А).

Нужно сказать, однако, что работы последних лет свидетельствуют о более сложном строении древнейших областей, внутри которых широко распространены своеобразные комплексы линейных складок, группирующихся в крупные дугообразно изогнутые или концентрически замкнутые системы (Гришкян, 1970; Салоп, Травин, 1971). Эти данные, видимо, не противоречат выводу о наличии преобладающих генеральных направлений раннеархейских структур в определенных регионах, но могут существенно изменить наши представления о самом типе древнейших дислокаций.

#### *Главные черты геологического развития в раннем архее*

Одна из резко бросающихся в глаза особенностей древнейших комплексов — их глубокий метаморфизм, соответствующий отчасти амфиболитовой, а в большей мере гранулитовой фации метаморфизма. В обоих рассмотренных секторах Тихоокеанского пояса во всех случаях, когда возраст глубоко метаморфизованных пород удастся достаточно надежно обосно-

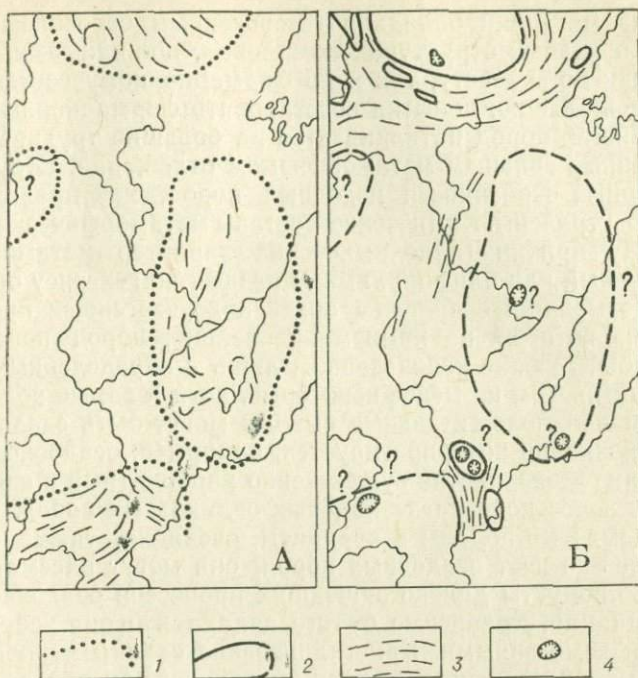


Рис. 26. Палеотектонические схемы Дальнего Востока (по А. М. Смирнову).

А — ранний архей, Б — поздний архей; 1 — предполагаемые контуры эпиранеархейских ядер консолидации, в пределах которых распространены образования алданского комплекса и его аналогов; 2 — установленные и предлагаемые контуры эпиранеархейских глыб в позднеархейских складчатых структурах; 3 — простирания складок; 4 — позднеархейские структуры платформенного типа.

вать геологическими и радиогеохронологическими методами, оказывается, что породы гранулитовой фации метаморфизма принадлежат очень древним, доверхнеархейским комплексам. Это позволяет отличать самые древние образования и с большой степенью вероятности выделять нижний архей даже тогда, когда другие геологические данные оказываются недостаточными.

Широкое развитие выходов нижнего архея в разных структурах позволяет сделать вывод о том, что древнейшие кристаллические комплексы на рассматриваемой территории современных материков пользовались едва ли не повсеместным распространением (возможное исключение — внутренние зоны Тихоокеанского пояса, где глубокий докембрий не выявлен). Иными словами, материка как структуры земной коры первого порядка к началу позднего архея были, по-видимому, уже сформированы. Судя по Северо-Восточной Азии, раннеар-

хейские материка обладали гетерогенным строением и развитые в разных структурах комплексы, по-видимому, отличались как по возрасту, так и по формационному составу.

К сожалению, попытка восстановить формационный облик древнейших пород наталкивается на большие трудности, обусловленные сильным метаморфизмом отложений. Структурно-текстурные особенности исходных пород, как правило, полностью утрачены. Химические составы метаморфических пород по ряду причин (аллохимический характер метаморфизма, одинаковый или близкий химизм разных по генезису образований, возможная специфика архейских экзогенных процессов, влияние которых на химизм древнейших пород неизвестно) могут быть также использованы лишь с определенными ограничениями. Тем не менее некоторые, хотя и самые общие и во многом предположительные выводы могут быть сделаны.

Однозначно интерпретируется, например, осадочное происхождение большинства существенно карбонатных и связанных с ними известково-магнезиальных силикатных пород. Высокоглиноземистые породы и кварциты, очевидно, также сформировались за счет осадочных пород, они могут рассматриваться как продукты далеко зашедших процессов осадочной дифференциации, независимо от того, являются ли они терригенными или хемогенными. Кристаллические сланцы основного состава могли произойти за счет эффузивов или образовавшихся при их разрушении граувакк; определенную роль среди них играют, конечно, и интрузивные породы, а также мергелистые осадки. Ультрасосновные сланцы в подавляющем большинстве имеют, очевидно, интрузивное происхождение. Гнейсы же чаще всего рассматриваются как результат метаморфизма терригенных пород. Правда, гиперстеновые гнейсы иногда считаются сформировавшимися за счет эффузивов, но данные современной петрологии не позволяют отличать их по первичному происхождению от других, например биотитовых или роговообманковых, гнейсов, так как наличие или отсутствие гиперстена зачастую связано лишь с особенностями метаморфического процесса. В то же время какая-то часть гнейсов, особенно лейкократовых, несомненно, образовалась за счет изверженных — интрузивных или излившихся — пород.

Опираясь на эти представления, можно попытаться определить главные формационные особенности нижнеархейских комплексов. К числу их относятся: 1) чрезвычайная выдержанность элементов разреза на площади и его слабая фациальная изменчивость; 2) широкое распространение продуктов совершенной осадочной дифференциации (кварциты, в меньшей степени глиноземистые породы), которые часто, особенно в верхах крупных ритмов, преобладают в составе первично-осадочных пород; 3) полное или почти полное отсутствие грубообло-

мочных отложений; 4) четкое разделение толщ на мелкие стратиграфические единицы, резко различающиеся литологически; 5) резкое преобладание формаций, характеризующихся бедным набором литологических разновидностей пород; 6) наличие фосфорных (апатиты), железистых и марганцовистых руд; 7) отсутствие признаков глубоких размывов внутри очень мощных комплексов; 8) существование отчетливо выраженных направленных формационных рядов; 9) незначительное распространение тонкоритмичных серий.

Указанные формационные особенности свойственны структурам платформенного типа (Херасков, 1967) и отражают спокойные тектонические условия осадконакопления и слабую расчлененность раннеархейских бассейнов седиментации. Вероятно, эти бассейны представляли собой огромные плоские ванны, погружавшиеся как единое целое и испытывавшие волновые колебания небольшой амплитуды. Непрерывное накопление осадков в течение огромного промежутка времени могло привести к образованию очень мощных толщ даже при незначительной скорости погружения.

По-видимому, уже на стадии погружения, величина которого даже по самым скромным оценкам составляла не менее 15—20 км (порядок этих цифр примерно согласуется как с измеренной мощностью нижнеархейских комплексов, так и с существующими оценками давлений при гранулитовом метаморфизме), нижнеархейские толщи подверглись складчатости и метаморфизму. Судя по характеру метаморфизма, особенностью существовавшего в раннем архее теплового потока было его равномерное распределение на площади или по крайней мере отсутствие ясно выраженной линейной зональности. Складчатость и метаморфизм сопровождалась гранитизацией и становлением различных, преимущественно гранитоидных интрузий. Все эти процессы, однако, вряд ли могут быть в полной мере сопоставлены с проявлениями орогенеза в более молодых складчатых зонах. Об их специфике говорит хотя бы тот факт, что, судя по отсутствию в архее грубообломочных пород, они не сопровождалась сколько-нибудь значительным расчленением рельефа. Длительное и медленное погружение бассейнов седиментации сменялось, видимо, столь же длительными, замедленными и равномерными на обширных пространствах поднятием и эрозией, которая уже к началу формирования позднеархейских осадочных толщ вывела на дневную поверхность глубинные горизонты, соответствовавшие гранулитовой фации метаморфизма.

Сказанное позволяет определить раннеархейские структуры как подвижные области негеосинклинального типа, характеризовавшиеся отсутствием ограничивающих их стабильных структур и, следовательно, огромными, «бескрайними» разме-

рами, отсутствием четко выраженной линейности во внутреннем строении, замедленным темпом и малыми амплитудами тектонических движений, напоминающих в этом смысле эпейрогенические колебания, однородным, нерасчлененным строением и интенсивным проявлением плутонических процессов, равномерно охвативших значительные площади. Изложенные представления хорошо согласуются с широко обсуждающейся в настоящее время в советской литературе идеей о специфике тектонического режима на ранних этапах формирования земной коры и о необходимости выделения особой, догеосинклинальной и доплатформенной стадии ее развития (Фролова, 1962; Павловский, 1962; Салоп, 1964б; Лазько, 1964; Дзевановский, Миرونюк, 1968; и др.).

С другой стороны, имеющийся фактический материал указывает на то, что тектонические условия в раннем архее не оставались постоянными, а характеризовались направленным изменением во времени. Сокращение вверх по разрезу роли основных кристаллических сланцев и увеличение мощности гнейсовых толщ свидетельствуют об ослаблении вулканической деятельности и о все большем значении терригенного осадконакопления, столь слабо проявленного на заре архейской эры, в кабактинское время. Это, кроме того, косвенно указывает на расширение площадей поднятия и размыва, что подтверждается и неповсеместным, обособленным распространением сравнительно поздних образований алданского комплекса и его аналогов. В то время как самые нижние части архея (курультино-гонамский комплекс) характеризуются единообразным строением разреза на всей изученной огромной территории, обособленные прогибы алданского возраста отличаются друг от друга и строением разрезов, и их мощностью, что, очевидно, обусловлено известными различиями в тектоническом режиме. Свойственные ранней стадии куполовидные и мульдобразные формы складчатых сооружений позднее сменяются линейными складками. Складчатость, гранитизация и гранитообразование на поздних стадиях проявились с большей интенсивностью по сравнению с ранними. В связи с последним обстоятельством и раннеархейские структуры консолидированы по-разному. Действительно, на всей территории Восточной Сибири курультино-гонамский комплекс не образует консолидированных структур и обнажается только в основании позднеархейских и более молодых складчатых сооружений. Алданские же структуры зачастую входят в состав фундамента платформ в непереработанном последующими движениями виде.

Таким образом, эволюция тектонического режима в раннем архее протекала в направлениях: 1) увеличения дифференциации тектонических движений по их направлению и интен-

сивности; 2) увеличения дифференциации тектонических структур по степени их подвижности или консолидации; 3) увеличения роли линейных структур; 4) интенсификации складчатых движений и гранитного магматизма. В этом едином процессе отчетливо различаются две стадии. На ранней стадии за счет излияний основных эффузивов происходило формирование первичной однослойной коры базальтового состава. В дальнейшем, в результате эрозии базальтов и отложения осадочного материала, подвергшегося осадочной дифференциации, начал формироваться первичный осадочный слой, и к концу ранней стадии процессы складчатости и метаморфизма привели к образованию первых элементов будущего гранитного слоя. Таким образом, были подготовлены условия для первичной дифференциации земной коры.

Эта дифференциация отчетливо проявилась на поздней стадии, когда обособились изолированные прогибы, в которых за счет размыва разделяющих их поднятий продолжалось накопление терригенного материала. Одновременно во всех прогибах резко усиливаются процессы карбонатобразования. Последнее, вероятно, связано главным образом с эволюцией экзогенных факторов (состава гидросферы и атмосферы), влияние которых, надо полагать, проявилось независимо от тектонического режима повсеместно (или, во всяком случае, на очень больших площадях) примерно в одинаковое время. Если это так, то это свидетельствует о приблизительной синхронности формирования обособленных раннеархейских прогибов на рассматриваемой территории, что можно использовать как дополнительный структурный признак для стратиграфического расчленения архея Северо-Восточной Азии.

В конце раннего архея мощные процессы гранитизации и гранитного магматизма привели к образованию первичного гранитного слоя в пределах каждого из прогибов алданского типа. Эти участки первичной двуслойной коры могут быть названы эпираннеархейскими ядрами консолидации, формирование которых знаменовало собой переход к новой стадии развития земной коры — платформенно-геосинклиальной.

*Верхний архей Северо-Восточной Азии  
и особенности позднеархейского этапа  
геологического развития*

Наиболее типичным для Северо-Восточной Азии представителем верхнеархейских образований является становой комплекс, хотя его возраст пока не может считаться достаточно твердо обоснованным. Несмотря на то, что мнение о позднеархейском возрасте станового комплекса получило в послед-

нее время подтверждение на основе определений изотопного возраста («Геохронология докембрия...», 1968) и в результате изучения соотношений с нижним протерозоем удоканского комплекса (Кудрявцев, 1968), эти данные все еще слишком малочисленны, и многие геологи (Мошкин, Шпак, 1967, и др.) считают возраст комплекса раннепротерозойским. Часть исследователей (Кориковский, 1967; Салоп, 1968а) разделяет представления Д. С. Коржинского (1939), отрицавшего самостоятельное стратиграфическое значение станового комплекса и рассматривавшего входящие в его состав толщи как переработанные в процессе протерозойской орогении образования алданского комплекса. Каждая из этих точек зрения имеет определенные основания, и имеющиеся разногласия скорее всего обусловлены недостаточной расчлененностью комплекса, в составе которого, видимо, присутствуют породы разного возраста и происхождения.

Породы станового комплекса развиты в Становой складчатой области, которая обрамляет Алданский щит с юга, протягиваясь в виде полосы широтного простирания вдоль Станового хребта и прилегающего к нему на западе Олекминского Становика. В той же полосе, как указывалось, известны и более древние, раннеархейские образования. В некоторых районах, например в Олекминском Становике, разделение этих комплексов достаточно надежно. Становой комплекс представлен породами амфиболитовой фации, тогда как в состав подстилающих его комплексов входят в той или иной степени диафторированные породы гранулитовой фации. Соотношения тех и других определяются здесь следующими данными: 1) меридиональные структуры гранулитов, проявленные в региональном плане, обрезаются широтно ориентированными структурами станового комплекса; 2) на меридиональные складки гранулитов наложены поперечные складки широтного направления, присущего структурам станового комплекса; 3) становой комплекс метаморфизован в менее глубинных условиях, что может отражать его более высокое стратиграфическое положение; 4) диафторез раннеархейских гранулитов протекал в условиях, которые соответствовали условиям прогрессивного метаморфизма станового комплекса; 5) позднеархейские гранитные интрузии, представленные в становом комплексе соскладчатыми согласными плутонами, секут уже сформировавшуюся ранее структуру гранулитов, образуя в последних трещинные тела; 6) формированию этих тел в гранулитах предшествовали региональные проявления мигматизации и гранитизации, завершившие, очевидно, предшествующий тектоно-магматический этап; 7) наложенные на гранулиты повторные проявления складчатости, метаморфизма и магматизма синхронны и связаны во времени с прояв-

лениями тех же процессов в становом комплексе (Шульдинер, 1969).

Аналогичные соотношения наблюдаются и в других районах, но во многих случаях диафторез и повторная гранитизация столь кардинально изменили облик гранулитов, что сделали их практически не отличимыми от более молодых пород станового комплекса (Кориковский, 1967).

Недостаточная изученность станового комплекса позволяет дать ему лишь самую общую характеристику. Судя по пересечению Становой складчатой области в ее средней части (район Алдано-Якутской магистрали), она может быть подразделена на внешний (северный, примыкающий к Алданскому щиту) и внутренний (южный) пояса (Неелов, Седова, 1963).

Внешний пояс сложен становой серией. В основании ее, по-видимому, залегает толща биотитовых и двуслюдяных кварцито-сланцев, тонко переслаивающихся с биотитовыми, эпидот-биотитовыми и двуслюдяными гнейсами и сланцами; местами — с высокоглиноземистыми гранатовыми и кордиеритовыми гнейсами. Вышележащая толща представлена тонкослоистыми амфибол-биотитовыми и амфиболовыми гнейсами и сланцами с прослоями диопсид-амфиболовых сланцев и амфиболитов. Разрез венчают биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы с прослоями диопсид- и гранатосодержащих сланцев и гнейсов. Мощность становой серии несколько километров. Преобладание тонкослоистых, обычно ритмичных терригенных осадков, существенно кварцевых в основании серии и глинисто-мергелистых в ее средней и верхней частях, слабое проявление вулканизма и отсутствие раннеорогенных основных и ультраосновных интрузий, по А. Н. Неелову и И. С. Седовой, составляют характерную особенность внешнего пояса Становой складчатой области.

Метаморфические породы внутреннего пояса объединены в урканскую серию. Она сложена биотит-амфиболовыми, амфиболовыми и диопсид-амфиболовыми сланцами, чередующимися с биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами; в верхах серии появляются гранат-биотитовые и силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы, иногда кварциты. Мощность серии, по-видимому, более 8—10 тыс. м. Характерно широкое распространение раннеорогенных основных и ультраосновных интрузий.

Сходное строение установлено и для более западных районов Становой складчатой области (Олекминский Становик), хотя здесь структура осложнена многочисленными выступами нижнеархейского фундамента (Шульдинер, Озерский, 1967; Озерский и др., 1968). Последний обнажается в пределах глыб — жестких, устойчивых блоков, разделяющих геосин-

клинальные зоны, и в ядрах крупных антиклинорий. Становой комплекс слагает две структурно-формационные зоны, протягивающиеся в северо-восточном, близком к широтному, направлении и разделенные упомянутыми выступами нижнего архея (рис. 27).

Северная, Тунги́ро-Олекминская зона служит продолжением охарактеризованного выше внешнего пояса Становой области. Развитые здесь толщи станового комплекса выделены в тунгирскую серию, сложенную биотитовыми и биотит-роговообманковыми гнейсами и плагиогнейсами, биотит-роговообманко-плагиоклазовыми и клинопироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, образовавшимися в основном за счет терригенных и хемогенно-терригенных осадков. Высокоглиноземистые гнейсы и кварциты играют подчиненную роль. Породы метаморфизованы в амфиболитовой фации. Они смяты в систему простых линейных складок такого же, как и в других зонах Становой области, близширотного простирания. Но вблизи нижнеархейских глыб их складчатое строение и формационный облик существенно меняются. Простые линейные складки уступают здесь место неправильным, нередко брахиформным структурам, с невыдержанными или ориентированными параллельно ограничениям глыб простираниями осей. Очень характерны также структуры типа гнейсовых куполов, которые в виде цепочек и валов протягиваются вдоль разломов, ограничивающих глыбы. По периферии Верхне-Моклинской глыбы, расположенной во внутренней части Тунги́ро-Олекминской зоны, в разрезе станового комплекса появляются мощные (до 2000 м) линзы мраморов. У северной окраины зоны резко преобладают терригенные, нередко хорошо сортированные отложения. Вдоль разломов иногда отмечаются маломощные прослои основных пород вулканогенного происхождения. Метаморфизм вблизи выступов нижнего архея местами снижается до эпидот-амфиболитовой фации, и развитые здесь породы нередко отличаются хорошей сохранностью исходных структурно-текстурных особенностей. Раннеархейские породы в пределах глыб, расположенных внутри Тунги́ро-Олекминской зоны, подверглись интенсивному диафорезу. Переработка раннеархейских структур проявлена в интенсивном раннесланцевании параллельно простиранию главных позднеархейских структур; наложенные пликативные дислокации здесь не отмечены.

Амазарская структурно-формационная зона, расположенная южнее Тунги́ро-Олекминской, относится к внутреннему поясу Становой области. Ее главнейшие структурные элементы — Амазарский синклинорий и Могочинский антиклинорий. В Амазарском синклинории развиты образования никиткинской серии, относимые к становому комплексу; они смяты

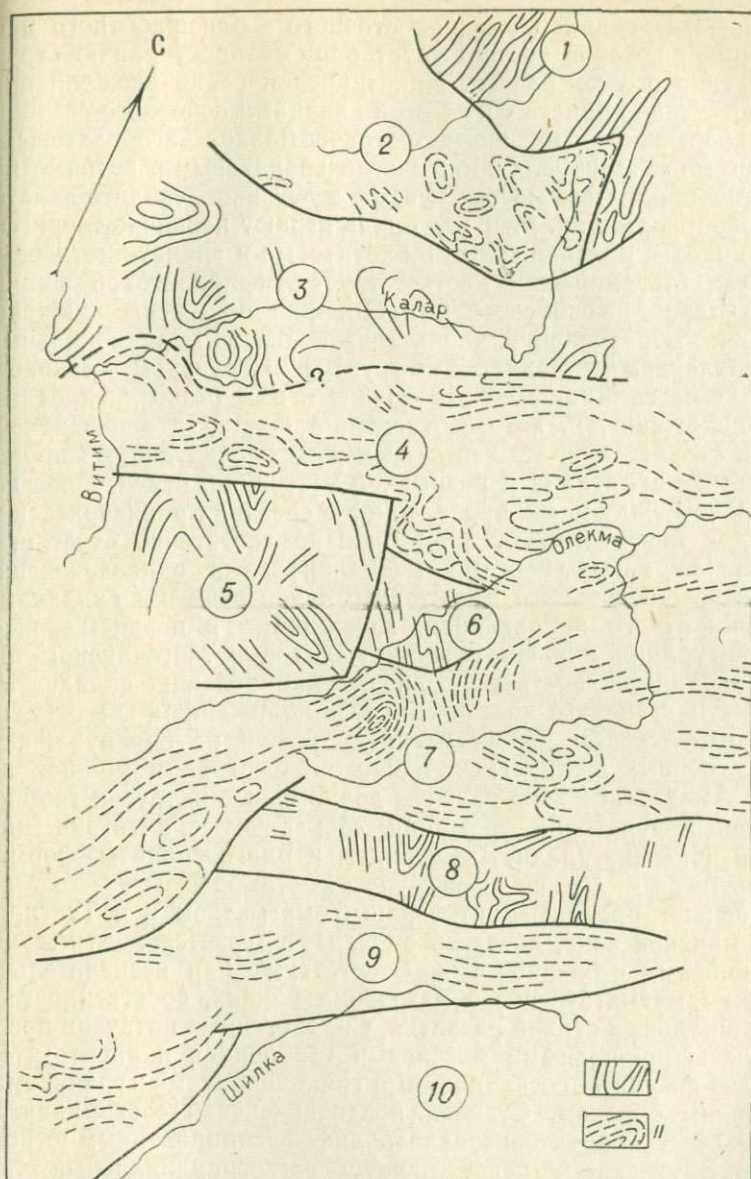


Рис. 27. Соотношение ранне- и позднеархейских структур на западе Становой складчатой области (по Озерскому и др., 1968).

I — направления раннеархейских структур; II — направления позднеархейских структур. Цифры на схеме: 1 — Чарская глыба; 2 — Кодаро-Удоканский прогиб; 3 — Каларская глыба; 4 — Калаканский синклиниорий; 5 — Верхне-Моклинская глыба; 6 — Моклаканский антиклинорий; 7 — Тунгирский синклиниорий; 8 — Могочинский антиклинорий; 9 — Амазарский синклиниорий; 10 — Монголо-Охотская складчатая область.

в линейные складки северо-восточного — близширотного простиранья, которое соответствует общему простиранью структур станового комплекса. Никиткинская серия сложена преимущественно кристаллическими сланцами основного состава: роговообманко- и биотит-роговообманко-плагиоклазовыми сланцами и амфиболитами, иногда гранатовыми, которые являются продуктом метаморфизма эффузивов спилито-кератофировой формации. Меньшую роль играют первично-терригенные породы, превращенные в биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы. Метаморфизм соответствует амфиболитовой фации.

В ядре Могочинского антиклинория обнажены нижнеархейские образования, характеризующиеся меридиональным направлением складчатых структур. Структуры станового комплекса занимают по отношению к ним резко дискордантное положение, и, хотя соотношения ниже- и верхнеархейского структурных этажей затушеваны последующими проявлениями магматизма и разрывной тектоники, структурное несогласие между ними, проявленное в срезании раннеархейских складок позднеархейскими, выражено достаточно отчетливо. В то же время местами меридиональные раннеархейские структуры осложнены наложенными поперечными складками близширотного направления, возникшими в позднем архее. Конфигурация нижнеархейских выходов в Могочинском антиклинории полностью подчинена направлению складчатых структур станового комплекса. С приближением к нижнеархейским выходам верхнеархейские толщи не обнаруживают существенных фациальных изменений состава и мощностей.

В Амазарской зоне развиты доорогенные интрузии габбро-перидотит-дунитовой формации, соскладчатые интрузии диоритов и позднескладчатые граниты и плагиограниты, сформировавшиеся в условиях зоны ультраметаморфизма. Столь же интенсивно проявлен интрузивный магматизм и в Тунгиро-Олекминской зоне, но здесь он характеризуется иными формационными особенностями. Отсутствуют или незначительно развиты магматические образования ранних, собственно геосинклинальных стадий развития. Синорогенные интрузии представлены пришовными массивами габброидов и анортозитов и более поздними соскладчатыми гранодиоритами и гранитами.

Таким образом, Становая позднеархейская геосинклинальная область характеризовалась дифференцированным строением. Внутреннему поясу присущ эвгеосинклинальный тип развития, что выражено в интенсивном проявлении основного вулканизма на ранней (собственно геосинклинальной) стадии. Отсутствие признаков фациальных изменений верхнеархейских толщ вблизи выходов нижнего архея, линейная конфигурация этих выходов, полностью подчиненная направлению позднеархейских складок, глубокая переработка раннеархей-

ских складчатых структур под влиянием позднеархейских дислокаций заставляют считать, что нижнеархейский фундамент в процессе формирования позднеархейской эвгеосинклинали был полностью погружен, и лишь последующие складчатые движения, в которые он был вовлечен наряду со становым комплексом, обусловили его поднятия в ядрах крупных положительных структур.

Во внешнем поясе, который благодаря отсутствию или резкой подавленности процессов вулканизма на стадии прогибания может быть противопоставлен внутреннему как миеосинклинальный, соотношения нижне- и верхнеархейского комплексов иные. Форма выходов нижнеархейского комплекса здесь не подчиняется позднеархейским складчатым структурам, а наоборот, оказывает влияние на их морфологию и направление. Формационный состав станового комплекса вблизи нижнеархейских выходов претерпевает закономерные изменения, указывающие на относительно высокое стояние сложенных нижним археем структур в период позднеархейского седиментогенеза. Все это говорит о наличии во внешнем поясе устойчивых, испытывавших тенденцию к поднятию уже на ранних стадиях геосинклинального развития глыб фундамента, в которых можно усмотреть признаки срединных массивов молодых геосинклинальных систем. Главнейшим типом деформации фундамента являются глыбовые дислокации, что доказывается полигональным характером ограничений нижнеархейских выступов, отсутствием наложенных складчатых деформаций при широком развитии бластомилонитизации и бластокатаклаза, приуроченностью к ограничениям глыб трещинных интрузий основного состава (габбро, анортозиты) и линейным характером расположения гранито-гнейсовых куполов и валов, приуроченных, видимо, к зонам повышенной проницаемости в фундаменте.

Верхнеархейские комплексы, близкие по характеру к становому, обрамляют Алданский щит не только с юга, но и с запада и востока (соответственно Олекминская и Маймаканская ветви поздних архейд); не исключено их присутствие и севернее Алданского щита, под Вилюйской впадиной. Повидимому, сходные комплексы обнажены и в некоторых иных пунктах Северо-Восточной Азии, но большей частью они выделяются неуверенно из-за недостатка данных.

Несмотря на сравнительно слабую изученность станового комплекса, отчетливо проявляется его сходство с верхнеархейскими образованиями Северной Америки. К числу общих особенностей могут быть отнесены: линейный характер позднеархейских бассейнов осадконакопления, их дифференцированность вкрест простираения, сходство формационных черт верхнеархейских толщ, отмечаемое по многим особенностям состава и текстурным признакам, несмотря на ма-



Рис. 28. Залегание пород цзинаньской серии к северу от Хэлуна (по А. М. Смирнову).

1 — ортоклазовые граниты; 2 — цзинаньская серия (верхний архей); 3 — серия Хадахэ (нижний архей).

скирующий их метаморфизм, преобладающий линейный тип складчатости, характер магматизма. Отличает же становой комплекс значительно более сильный метаморфизм в сравнении с верхнеархейскими образованиями Канадского щита. Если последние подверглись неравномерному и нередко лишь слабому изменению, то становой комплекс почти на всем его протяжении (за исключением узких приплатформенных зон) равномерно преобразован в крупнокристаллические гнейсы и сланцы амфиболитовой фации.

Наряду с описанными структурами геосинклинального характера в Северо-Восточной Азии, по мнению А. М. Смирнова, существовали позднеархейские прогибы иного типа, неизвестного на Североамериканском материке. Примером могут служить структуры, образованные цзинаньской серией на Сино-Корейском массиве. Цзинаньская серия, мощность которой не менее 5700 м, сложена биотит-роговообманковыми, биотитовыми и двуслюдяными гнейсами и кристаллическими сланцами и кварцитами — метаморфическими производными терригенных пород. Им подчинены амфиболиты, которые в нижней и особенно в средней части серии образуют очень мощные — до 1000 м — пластовые тела; судя по реликтам офитовых структур и другим признакам, они представляют собой метаморфизованные слои габброидных пород (данные М. Ф. Колбина, А. А. Маракушева и А. М. Смирнова). Метаморфизм пород цзинаньской серии соответствует амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям. Они, видимо, с резким угловым несогласием перекрывают нижнеархейские мигматиты и мраморы, слагая крупные брахисинклинальные структуры (рис. 28), в какой-то мере напоминающие платформенные. Серия пересечена крупными интрузиями светлых порфировидных ортоклазовых гранитов.

Примечательно, что даже в структурах подобного типа верхнеархейские породы Северо-Восточной Азии метаморфизованы значительно сильнее, чем одновозрастные складчатые геосинклинальные толщи Северной Америки и других материков. Возможно, это региональная особенность, не связанная непосредственно с определенным для данной эпохи типом структурного развития.

## Средний докембрий

### *Средний докембрий Северо-Восточной Азии*

В отличие от Североамериканского сектора, в Северо-Восточной Азии средний докембрий выделяется с большим трудом и на очень ограниченных площадях. Сравнительно крупные и хорошо изученные выходы его известны лишь западнее Алданского щита и Становой области, в пределах Байкальской горной области (Салоп, 1964а, 1968б).

В этом районе средний докембрий развит в двух структурно-фациальных зонах, из которых внутренняя, эвгеосинклинальная, сложена муйской серией, а внешняя — удоканской. Последняя имеет сравнительно небольшое распространение в хребтах Кодар и Удокан, располагающихся на стыке Байкальской и Становой складчатых областей, и разделяется на три подсерии. Нижняя, кодарская, состоит в основном из темных «углистых» сланцев, алевролитов и тонкослоистых песчаников. Она накапливалась в условиях довольно глубокого морского бассейна. Средняя, чинейская подсерия состоит из различных песчаников и алевролитов, которые в верхах сменяются карбонатными породами. Широко распространены знаки ряби и трещины усыхания. Карбонатные породы представлены доломитами и доломитовыми известняками, в которых изредка встречаются строматолиты. В некоторых свитах заключены горизонты альбитизированных и цеолитизированных пород, которые до метаморфизма представляли собой соленосные алевролиты и песчаники. Доломиты, судя по наличию в них кристаллов скаполита и цеолитов, первоначально были обогащены гипсом или ангидритом. Эти признаки показывают, что средняя подсерия формировалась в мелководной зоне шельфа и временами в лагунных условиях. Верхняя, кеменская подсерия имеет прибрежно-дельтовый и частично континентальный характер. Она сложена разнообразными, нередко косослоистыми песчаниками, алевролитами и филлитами, в основании которых распространены гравелиты и конгломераты. Подсерия содержит горизонты магнетитовых и медистых песчаников. Общая мощность удоканской серии превышает 10 000 м.

Удоканская серия слагает крупный синклиниорий, ось которого резко меняет свое направление, подчиняясь конфигурации ограничивающих выходов нижнеархейского фундамента. Соответственно меняют направление и складки высших порядков. Они характеризуются большей частью симметричным строением, хотя в осевой части синклинория, где складчатость проявлена наиболее интенсивно, нередки случаи запрокидывания, развития изоклинальных складок и надвиговых структур.

Породы метаморфизованы слабо, но в периферических частях синклиория, где обнажены низы разреза, они превращены в кристаллические сланцы амфиболитовой фации и гранитизированы. Удоканская серия прорвана габброидами и анортозитами, а также синорогенными гнейсовидными гранитами и позднеорогенными массивными гранитами и гранодиоритами. Возраст большинства гранитоидов определяется в 1,8—2,0 млрд. лет, но наиболее древние из них внедрились 2,4 млрд. лет назад.

Муйская серия, слагающая эвгеосинклинальный пояс, считается возрастным аналогом удоканской. Она представлена вулканогенными породами спилито-кератофировой формации и связанными с ними туфогенными и осадочными образованиями, которые расчленены на две подсерии. Нижняя сложена конгломератами и песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов, мраморов и вулканитов, которые вверх по разрезу сменяются мраморами. В верхней подсерии существенно преобладают вулканиты — спилиты, диабазы, кератофиры, кварцевые кератофиры и фельзиты, из которых кислые разности большей частью тяготеют к верхним частям разреза. Мощность нижней подсерии 1—2 тыс. м, верхней — 10—12 тыс. м. Породы обеих подсерий интенсивно дислоцированы и метаморфизованы в основном в фации зеленых сланцев. Вулканогенные толщи прорваны интрузиями основных и ультраосновных пород, плагиогранитов — кварцевых диоритов и, местами, лейкократовых гранитов. Радиохимически муйская серия почти не изучена.

Следует сказать, что предложенная Л. И. Салопом трактовка удоканской серии как отложений миеосинклинальной зоны разделяется не всеми геологами. А. М. Лейтес (1965), например, рассматривает Кодаро-Удоканскую зону как эндоплатформенный прогиб, развившийся на нижнеархейском основании за пределами раннепротерозойской геосинклинали. Некоторые исследователи связывают формирование удоканской серии со становлением станового комплекса, полагая, что они по крайней мере частично одновозрастны. Эта точка зрения еще не изжила себя, хотя в настоящее время появляются данные, свидетельствующие о несогласном налегании удоканских отложений на становой комплекс. Существует также мнение, что Кодаро-Удоканская зона представляет собой позднегеосинклинальный (орогенный) прогиб, связанный с завершающими этапами развития Становой складчатой области, возраст которой в этом случае рассматривается как позднеархейский — раннепротерозойский. Б. Н. Красильников и А. Н. Булгатов (1968) высказали близкую точку зрения, указав, что Кодаро-Удоканскую зону можно причислить к классу древних краевых прогибов, возникших еще в конечную стадию геосинклинального развития и переродившихся затем

в древние межгорные впадины. Эти авторы считают возраст удоканской серии позднедокембрийским, что, однако, явно противоречит имеющимся изотопным определениям. И радиохимически, и геологически разрез удоканского докембрия — один из наиболее полно изученных на востоке Азии, и неопределенность его структурно-формационной характеристики связана главным образом с недостаточной изученностью окружающих его комплексов, возраст которых остается во многом дискуссионным.

В более восточных районах — в пределах Алданского щита и Становой складчатой области с удоканским докембрием по возрасту сопоставляют отложения узких, напоминающих грабены тектонических клиньев, пересекающих структуры алданского и станового комплексов. Таковы Чульманский, Желтулакский и другие прогибы, которые выполнены вулканогенно-терригенными толщами, метаморфизованными в фации зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов, интенсивно дислоцированными и прорванными многочисленными интрузивными телами.

Чульманская серия представляет собой тонкое чередование биотитовых и двуслюдяных кварцито-гнейсов с биотит-плагиоклазовыми сланцами, в которых содержатся прослои мраморизованных известняков и амфиболовых сланцев; в верхах они сменяются кварцитами и кварцито-гнейсами. Видимая мощность — 1300 м. Породы смяты в открытые и сжатые линейные складки и прорваны биотитовыми с двуслюдяными гранитами. Возраст серии, судя по К-Аг определению возраста амфибола, не менее 2,4 млрд. лет. Желтулакская серия состоит в основном из амфибол- и биотит-плагиоклазовых сланцев и филлитов, которые в нижней части разреза чередуются с покровными метадиабазами, метадацитами и метариолитами; их мощность превышает 2200 м. Они смяты в открытые, реже сжатые линейные складки и прорваны сиенитами, габброидами, гранитоидами и диабазами. Наиболее древние цифры изотопного возраста по этим породам — 1,7—1,9 млрд. лет («Геохронология докембрия...», 1968).

Менее уверенно средний докембрий выделяется в других районах Северо-Восточной Азии — в Сино-Корейском, Ханкайском, Колымском и Омолонском массивах.

Средний докембрий известен также на Сибирской и Китайской платформах, где образования этого возраста в структурно-формационном отношении резко отличаются от только что описанных. Здесь они входят в состав платформенного чехла, слагаемая самые нижние его горизонты. Платформенный средний докембрий распространен на ограниченных участках. На Сибирской платформе он приурочен к структурам, близким по типу к авлакогенам — Амуликанскому, Атугей-Нуям-

скому и другим грабенам. Наиболее древние породы известны в Амуликанском грабене, где они слагают топориканскую свиту аркозовых песчаников и гравелитов мощностью 120—150 м. Она перекрыта эффузивами элгэтэйской свиты, которые в Улканском прогибе достигают мощности 1500—4000 м и представлены кварцевыми порфирами с прослоями туфов и песчаников и с толщей диабазов в основании. Выше залегают красноцветные аркозы конкулинской свиты, которая, возможно, относится уже к рифею. С элгэтэйскими порфирами связаны внедрения улканских гранитоидов, возраст которых согласно U-Th-Pb определению составляет 1,9 млрд. лет (Гамалея и др., 1969). Охарактеризованные породы дислоцированы очень слабо, практически не метаморфизованы и представляют собой «молассоиды» и вулканиты платформенного типа. По мнению С. В. Нужнова (Нужнов, Ярмолюк, 1968), описанные платформенные отложения сопоставляются по возрасту с верхними свитами удоканской серии.

### *Особенности геологического развития в позднем архее и в среднем докембрии*

Приведенный по Северо-Восточной Азии материал несмотря на его неполноту ясно показывает, что образования позднего архея и среднего докембрия характеризуются резко отличным типом геологического строения и развития от предшествовавших им раннеархейских комплексов. Главным выражением этого отличия является то, что на послераннеархейском этапе отчетливо проявилась расчлененность земной коры на подвижные и устойчивые области.

По-видимому, подобная расчлененность была в значительной мере предопределена уже на предыдущем этапе развития, когда, как было показано выше, сформировались эпираннеархейские ядра консолидации, отличавшиеся большей устойчивостью в сравнении с окружающими их структурами. Это доказывается тем, что в основании позднеархейских и среднедокембрийских структур геосинклинального типа преимущественно развиты породы курультино-гонамского комплекса, в то время как на толщах алданского комплекса и его аналогов лежат образования, близкие к платформенным (см. рис. 26, Б). Правда, указанная закономерность имеет ряд исключений, показывающих, что во многих районах раздроблению и геосинклинальной переработке подверглись также и структуры алданского типа, как это имело место, например, на Китайской платформе и в Байкальской области. Однако в целом большая устойчивость «алданид» в сравнении со структурами, сложенными курультино-гонамским комплексом, проявлена достаточно четко.

Примером позднеархейской подвижной структуры может служить Становая область. Эта структура, заложившаяся на раздробленном древнейшем основании, сочетала в себе главные признаки геосинклиналей неохрона. Подобно последним, она представляла собой систему прогибов, разделенных крупными поднятиями фундамента, игравшими роль средних массивов. Внутренний пояс системы характеризовался эвгеосинклинальным типом развития, внешний приближался к мнгогеосинклинальному. С завершающими этапами, вероятно, связано образование внутренних и окраинных орогенных прогибов, что, правда, не может пока считаться окончательно доказанным. Развитие складчатости и магматизма также протекало в соответствии с закономерностями, установленными для молодых подвижных зон.

Вместе с тем ряд специфических черт отличают рассматриваемую структуру от более молодых геосинклиналей. Обращают на себя внимание неполный набор геосинклинальных формаций (Кирилюк, 1966), сравнительно простое строение складок, грандиозные масштабы гранитоидного магматизма и интенсивный региональный метаморфизм, проявленные не только во внутренних, но и во внешних частях геосинклинальной области и даже в пределах позднегеосинклинального прогиба, а также весьма значительное по своим масштабам развитие гранитоидного магматизма и наложенного метаморфизма в разделяющих геосинклинальные зоны выступах нижнеархейского фундамента. Эти отличия приводят к необходимости выделения особого типа ранних геосинклинальных структур — эоггеосинклиналей (Смирнов и др., 1970).

Вопрос о соотношении позднеархейских и среднедокембрийских структур в пределах Северо-Восточной Азии не может быть решен с достаточной определенностью, так как расчленение разновозрастных комплексов этого региона требует дальнейшего обоснования. Значительно более полно он может быть рассмотрен на материале по Северной Америке.

Особенно углубленно древние комплексы изучались на Канадском щите, что позволило надежно датировать их, расчленить, установить их распространение и во многом уточнить представления об их формационных и структурных особенностях. Эти исследования показали, что верхнеархейские структуры Канадского щита представляли собой подвижные зоны, характеризовавшиеся геосинклинальным типом развития. Типичные для геосинклиналей вулканогенно-осадочные и флишоидные формации, намечающаяся расчлененность прогибов на эв- и мнгогеосинклинальные зоны, проявившаяся в характере распределения терригенно-вулканогенных и карбонатно-терригенных формаций, линейный тип складчатости, последовательность развития магматизма не оставляет сом-

нений в геосинклинальной природе рассматриваемых структур. В то же время им присущи те же специфические особенности, которые отличают становой комплекс от типичных геосинклиналей неогена, что позволяет причислить позднеархейские подвижные структуры Канадского щита к классу эогосинклиналей.

Устойчивые структуры позднеархейского (эпираннеархейского) возраста в Северной Америке, видимо, не сохранились, так как были переработаны более поздними движениями. Однако анализ состава и распределения фаций в подвижных структурах свидетельствует о существовании жестких участков коры, разделявших позднеархейские подвижные прогибы и служивших источником накапливавшегося в них кластического материала (Goodwin, 1968, 1969). Эти жесткие массивы представляли собой выступы сформировавшейся в раннем архее гранитно-метаморфической оболочки, которая характеризовалась достаточно кислым — гранодиоритовым — составом, близким, несмотря на определенные отличия, к среднему составу современной земной коры (Condie, 1967a; Ронов, Мигдисов, 1970; Eade, Fahrig, 1971). Имеющиеся данные позволяют предположить, что границы распространения этой оболочки, мощность которой по косвенным признакам оценивается в 10—25 км (Condie, Potts, 1969), мало отличались от современных границ материка (Wheeler, 1967). Ее наличие определило важные особенности позднеархейского этапа седиментации: кислый состав и высокую степень сортированности осадочных отложений и дифференцированный характер эффузивов.

Изложенный материал показывает, что области распространения позднеархейских эффузивов, получившие наименование «зеленокаменных ядер» (Wilson, 1949; Павловский, 1962), не являются, как это представлялось ранее, первичными структурами континента, заложившимися на базальтовой коре и впоследствии разраставшимися за счет преобразования океанической коры в континентальную. В свете современных данных зеленокаменные провинции Канадского щита (Сьюпириор, Слейв), скорее, не ядра, а реликты некогда более крупных структур, сохранившиеся от переработки среднедокембрийскими движениями. Об этом свидетельствуют изученные взаимоотношения разновозрастных структур как на границах древнейших провинций, так и внутри среднедокембрийских провинций. В настоящее время подобные взгляды получают все большее распространение как среди американских, так и среди советских геологов (Donn et al., 1965; Wheeler, 1967; Салоп, 1970; Берзин и др., 1970; и др.).

Подвижные структуры среднего докембрия в Северной Америке очень похожи на позднеархейские и, насколько поз-

воляет судить имеющийся материал, должны быть также причислены к эогесинклинальному типу. Как и позднеархейские, среднедокембрийские подвижные области отличаются от более молодых необычайно интенсивным проявлением плутонических процессов, в первую очередь — гранитного магматизма. Эти процессы охватили громадные площади и почти нацело преобразовали сформировавшиеся ранее архейские структуры; последние сохранили свою жесткость лишь в пределах трех сравнительно небольших остаточных массивов — в провинциях Слейв, Сьюпириор и Центральных Скалистых гор. С другой стороны, те же плутонические процессы в конечном счете привели к консолидации огромной территории, в общих чертах совпадающей с площадью современного континента, за исключением его окраинных частей.

В Северо-Восточной Азии среднедокембрийские плутонические процессы, судя по Байкальской области и другим районам, протекали с такой же интенсивностью, но масштабы этих явлений были, по-видимому, значительно меньшими. Процесс консолидации континентальных структур в основном здесь завершился, вероятно, несколько ранее — к концу архея или в начале среднего докембрия.

При сравнении позднеархейских и среднедокембрийских комплексов обращают на себя внимание и определенные различия между ними. Главным из них является то, что в среднедокембрийских комплексах гораздо полнее представлены формации, характеризующие позднеорогенную и платформенную стадии развития. Наряду с эв- и мнгогесинклинальными прогибами в ряду среднедокембрийских структур отчетливо распознаются древние аналоги будущих позднегесинклинальных внутренних и краевых прогибов и плит. Видимо, эта особенность в определенной мере связана с эволюцией тектонического режима, но она, несомненно, отражает также и худшую сохранность древних устойчивых структур, отчасти переработанных поздними процессами, отчасти уничтоженных эрозией. В Северо-Восточной Азии, где архейские структуры сохранились лучше, образования, напоминающие платформенный чехол, встречаются не только в среднем докембрии, но и в позднем архее. Однако досреднедокембрийские отложения чехла нередко дислоцированы, иногда даже метаморфизованы, что говорит о повышенной активности древних кратонов на их ранней, эплатформенной стадии развития.

### **Верхний докембрий. Сравнительная характеристика азиатских и североамериканских комплексов**

Характеристика верхнедокембрийских комплексов на северо-востоке Азии приведена в целом ряде публикаций (Смир-

нов, 1963; Келлер, Семихатов, 1968, и др.), поэтому в настоящей работе подробно не рассматривается. Отметим лишь, что среди верхнедокембрийских структур на северо-востоке Азии, как и в других регионах, выделяются те же типы, что и среди более молодых, фанерозойских образований: платформенный чехол, эпикратонные подвижные прогибы, краевые и эпикратонные эв- и миогеосинклинали. От своих фанерозойских аналогов верхнедокембрийские структуры отличаются лишь немногими особенностями. Так, в начале позднего докембрия местами развивались своеобразные рудиментарные геосинклинали (Смирнов, 1968). Возможно, специфическими структурами являются шовные эвгеосинклинали, в виде узких трогов рассекавшие консолидированные массивы (Шульдинер, Стецюк, 1969).

Наиболее полно изучены верхнедокембрийские комплексы на платформах и в прилегающих к ним древних миогеосинклиналях. В обрамляющих платформы молодых складчатых зонах верхний докембрий выделяется часто условно, а в тех местах, где его присутствие достоверно, он обычно исследован фрагментарно и недостаточно. В этом отношении Североамериканские Кордильеры, где геосинклинальные комплексы позднего докембрия хорошо сохранились и подробно изучены, имеют явное преимущество перед складчатыми поясами Северо-Восточной Азии.

Поздний докембрий явился периодом, во многом определившим современный облик рассматриваемых материков как тектонических сооружений.

Североамериканский континент к началу этого периода, может быть, за исключением его краевых частей, представлял собой стабилизированную структуру, единым огромным массивом воздымавшуюся над уровнем моря. Это состояние было последним в цепи событий, которые в отличие от более поздних тектонических режимов имели всеобщий, «панматериковый» характер. Действительно, проявления ранне- и среднедокембрийского орогенеза, охватившие огромные площади, выразились примерно в одинаковой форме во всех частях континента. Начиная же с позднего докембрия тектонические движения отличались резко дифференцированным характером.

Наиболее ранними из них были процессы тектонической и магматической активизации, охватившие в начале альгонка южную треть континента. Эти процессы протекали в форме региональных воздыманий, сопровождавшихся внедрением кислых интрузий (включая рапакиви) и излияний кислых лав. Лишь в отдельных узких прогибах происходило осадконакопление, завершившееся интенсивной складчатостью. Таковы структуры, расположенные вдоль северной и южной окра-

ин плато Колорадо; возможно также, что к раннему альгонку относится заложение системы Уичито, развивавшейся впоследствии как внутриплатформенный прогиб (Богданов, Хаин, 1968).

Северная граница рассматриваемой области активизации проходила севернее плато Колорадо и далее на северо-восток к Великим озерам (см. рис. 9). Вдоль этой границы располагались пологие прогибы, в которых в раннем альгонке накапливались мощные, но не подвергшиеся складчатым дислокациям толщи кварцитов (Биг-Коттонвуд, Уинта-Маунтин, Су) и красцветов (низы Кивино). Подобные же платформенные прогибы (синеклизы) — Атабаска, Телон, Коппермайн — возникли и в более северных районах.

В среднем альгонке обстановка существенно изменилась: к этому периоду относится заложение окраинных геосинклинальных систем — Гренвиллской и Кордильерской (Башарин, Шульдинер, 1970).

Гренвиллская система здесь не рассматривается. В своей юго-западной части она, по-видимому, вырождается, и расположенная на ее продолжении область представляет собой зону активизации фундамента, подобную раннеальгонкской. И эта зона, и все более древние структуры на западе материка пересечены под большими углами Кордильерской геосинклинальной системой, заложившейся в среднем альгонке и сохранившей свою подвижность до настоящего времени. Сколько-нибудь крупных перестроек тектонического плана после среднего альгонка на территории Северной Америки уже не происходило.

Таким образом, «главный перелом» или «великая революция», означавшие «кардинальную регенерацию ранее консолидированных пространств» (Штилле, 1968, стр. 6), в Северной Америке были приурочены к среднеальгонкскому этапу развития. Предшествовавшие ему движения раннеальгонкского этапа хотя и означали разрушение единой древней структуры, но еще не создали нового устойчивого структурного плана.

Среднеальгонкское осадконакопление, протекавшее в неспокойных тектонических условиях на погружавшейся западной окраине континента, привело к формированию очень мощной — до 11 000 м и более — серии карбонатно-терригенных осадков в широком миогеосинклинальном трюге. Его восточная граница примерно совпадала с восточной границей современных Кордильер, за исключением их центрального сегмента, где она была резко смещена к западу и проходила примерно по восточной окраине Большого Бассейна: на плато Колорадо средний альгонк представлен уже платформенными отложениями. Платформенный чехол продолжал накапливаться и в

прогибах, располагавшихся на окраинах будущего Канадского щита: в провинциях Кивино и Коппермайн. Остальная часть платформы в среднем альгонке сохраняла приподнятое положение над уровнем моря. А. К. Башарин (1970), обобщивший большой материал по докембрию Кордильер, полагает, что вдоль восточной окраины этой горной цепи верхнедокембрийские отложения местами также приобретают платформенный или переходный к платформенному характер. Подобные образования, однако, развиты локально и быстро выклиниваются к востоку; лишь на крайнем севере Кордильер они, возможно, сливались с альгонкским платформенным чехлом провинции Коппермайн.

Среднеальгонкские структуры, располагавшиеся к западу от миогеосинклинального прогиба Кордильер, не распознаются.

Как видим, начало среднего альгонка может рассматриваться как возраст заложения Тихоокеанского подвижного пояса на его североамериканском отрезке. К концу среднего альгонка глубокое погружение сменилось значительным воздыманием и размывом, когда были эродированы многие тысячи метров среднеальгонкских отложений. В Северных Кордильерах поднятие не сопровождалось складчатыми движениями, за исключением слабых проявлений в отдельных районах, тогда как в Центральных и, по-видимому, в Южных Кордильерах складчатость была интенсивной.

На платформе осадконакопление в позднем альгонке, вероятно, также прекратилось и возобновилось лишь в среднем кембрии на западе платформы и в ордовике в ее центральных районах. В Кордильерах же новый цикл осадконакопления начался значительно раньше — в середине позднего альгонка. Почти повсеместно верхнеальгонкские отложения подстилают кембрий согласно, хотя местами и отмечаются небольшие перерывы. В Центральных Кордильерах верхний альгонк в формационном отношении сходен с карбонатно-терригенными отложениями среднего альгонка. В Северных Кордильерах верхний альгонк существенно отличается от подстилающих среднеальгонкских образований преобладанием грубообломочных пород. Молассоидный характер верхнеальгонских толщ и состав обломочного материала свидетельствуют о начавшемся здесь расчленении, о воздымании и глубокой эрозии горных хребтов, образовавшихся западнее и восточнее области накопления.

В дальнейшем, вплоть до середины мезозоя в пределах Кордильер ведущую роль продолжали играть процессы погружения и геосинклинального осадконакопления, пока мощные орогенические движения позднего мезозоя не превратили Кордильерскую геосинклинали в складчатый пояс.

Переход от средне- к позднедокембрийскому этапу ознаменовался мощными процессами активизации не только на Североамериканском, но и на других материках. Он выражен «общим поднятием поверхности эпикарельских платформ, массовыми субаэральными излияниями кислых и средних (от андезитов до липаритов) лав, накоплением игнимбритов и связанными с застыванием периферических магматических очагов интрузиями гранитов повышенной щелочности (рапакиви и др.)» (Богданов, Хаин, 1968). В обрамляющих Тихоокеанское кольцо материках этот процесс ярко проявился в Австралии, где он фиксируется образованием кислых лав нижнего карпентария и связанных с ними гранитов, возраст которых 1,7—1,8 млрд. лет (Браун и др., 1970). В Северо-Восточной Азии тот же процесс выразился, по Б. М. Келлеру и М. А. Семихатову (1968), в формировании вулканогенных свит (элгэтэйская и др.) на юго-востоке Сибирской платформы. Эти свиты, как и эффузивы в низах карпентария, имеют в отличие от североамериканских нижнеальгонкских вулканитов предпозднедокембрийский возраст. Это еще раз указывает на некоторое запаздывание сходных тектонических процессов в Северной Америке по сравнению с Северо-Восточной Азией, которое уже отмечалось для более ранних проявлений тектогенеза.

Верхнедокембрийские отложения на северо-востоке Азии отличаются также значительно большей полнотой разрезов, особенно на Сибирской платформе и в прилегающих к ней окраинных прогибах. Так, в Учуро-Майском прогибе обнажены толщи нижнего, среднего и верхнего рифея и бенда (по Б. М. Келлеру и М. А. Семихатову, 1968). Не исключено поэтому, что и разрез геосинклинальных отложений в тихоокеанском обрамлении Сибирской платформы также начинается с нижнего рифея (нижнего альгонка), и, следовательно, заложение северо-западного сектора Тихоокеанского кольца произошло несколько раньше, чем северо-восточного. Однако возраст древнейших геосинклинальных отложений в собственно геосинклинальной зоне Тихоокеанского подвижного пояса пока что надежно определен только в Североамериканских Кордильерах, так что сравнение различных сегментов пояса по возрасту их заложения — задача будущего.

Анализ докембрийской истории земной коры, проведенный на примере северных секторов Тихоокеанского подвижного пояса с помощью методов сравнительной тектоники, свидетельствует о направленном изменении сущности геотектонических процессов, преобразующих облик поверхностных оболочек Земли. Это изменение выражается в постепенном переходе от ранней, догеосинклинальной стадии развития, когда земная кора (по крайней мере в пределах современных

материков) характеризовалась отсутствием четкой дифференциации на разнородные тектонические элементы, до поздней платформенно-геосинклинальной. Медленный эволюционный процесс осложнялся рядом резких переломов, имевших характер революционных изменений самого стиля тектонических процессов. Два из них имеют особо важное значение. Более поздний, намеченный еще Г. Штилле (1968 и др.), приурочен к границе среднего и позднего докембрия: он разделяет две крупнейшие тектонические эпохи — протогей и неогей. Смысл этого перелома Г. Штилле видел в регенерации консолидированных структур. Дело, однако, заключается не только и, может быть, не столько в регенерации, но и в изменении характера тектонического режима, что выразилось в смене эоплатформенных и эогeosинклинальных структур типичными устойчивыми платформами и геосинклиналями неогей. Более ранний перелом произошел в раннем докембрии, на границе раннего и позднего архея, когда завершилась стадия догеосинклинального развития коры. Эта революция, как и предпозднедокембрийская, сопровождалась регенерацией консолидированных в конце раннего архея структур и по своему значению не уступает предпозднедокембрийской. В соответствии со сказанным, вероятно, следует ограничить понятие «протогей» позднеархейским и среднедокембрийским этапами (что не противоречит трактовке Г. Штилле, который не рассматривал более древние комплексы), выделив ранний архей в самостоятельный древнейший геохрон — зогей.

---

## ЛИТЕРАТУРА

- Башарин А. К. Докембрийская структура западной и северной окраин Северо-Американского континента.—Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1970, вып. 129.
- Башарин А. К., Шульдинер В. И. Основные черты тектоники докембрия Северо-Американского континента.—Геол. и геофиз., 1970, № 8.
- Берзин Н. А., Борукаев Ч. Б., Гришкян Р. И., Парфенов Л. М. Древнейшие комплексы докембрия континентов.—Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1970, вып. 129.
- Богданов А. А., Ханн В. Е. Ассинтская (байкальская) эра тектогенеза и ее значение в истории Земли в свете новых данных. После словие к книге Г. Штилле «Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли». М., «Мир», 1968.
- Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., «Мир», 1970.
- Ветлужских В. Г., Кудрявцев В. А., Соколов Н. А. Стратиграфия архея района верхнего течения р. Тимптон.—В кн. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., «Наука», 1966.
- Гамалея Ю. Н., Лосев А. Г., Попов М. Я. О древнейших образованиях чехла юго-востока Сибирской платформы.—Сов. геология, 1969, № 4.
- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., «Наука», 1968.
- Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива. М., «Наука», 1968.
- Гришкян Р. И. Особенности тектоники раннего докембрия Алданского щита.—Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1970, вып. 129.
- Дзевановский Ю. К., Миронюк Е. П. Эволюция древних подвижных областей востока СССР.—Докл. сов. геологов на 23 сесс. Междунар. геол. конгр. Орогенические пояса. М., «Наука», 1968.
- Долгинов Е. А. Типы орогенных комплексов и формаций областей завершенной докембрийской складчатости.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отдел. геол., 1969, вып. 2.
- Келлер Б. М., Семихатов М. А. Опорные разрезы рифея материков. В кн. «Итоги науки. Стратиграфия. Палеонтология. 1967». М., 1968.
- Кирилюк В. П. Геология и условия формирования докембрийских комплексов юго-западной окраины Алдано-Витимского щита. Автореф. канд. дисс. Львов, 1966.
- Комар В. А., Крылов И. Н., Нужнов С. В., Раабен М. Е., Семихатов М. А. О трехчленном делении рифея по строматолитам.—Докл. сов. геологов на 23 сесс. Междунар. геол. конгр. Геология докембрия. М., «Недра», 1964.

- Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового.— В кн. «Стратиграфия СССР», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1939.
- Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., «Наука», 1967.
- Красильников Б. Н., Булгатов А. Н. Кодаро-Удоканская зона как докембрийский краевой прогиб Сибирской платформы.— Геол. и геофиз., 1968, № 1.
- Кудрявцев В. А. О стратиграфии и тектонике архея верховьев рек Тимптона и Гонама (Южная Якутия).— Геол. и геофиз., 1966, № 4.
- Кудрявцев В. А. О несогласном залегании нижнего протерозоя на архейском фундаменте в Удоканском хребте.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Якутск. АССР, 1968, вып. 18.
- Кэмпбел Я., Мэксон Д. Ж. Х. Геология архея юго-запада США.— Тр. 17 сесс. Междунар. геол. конгр., 1937, т. 2. М., ГОНТИ, 1939.
- Лазыко Е. М. К характеристике архейского и протерозойского этапов в истории земной коры на примере докембрийских комплексов Евразии.— Докл. сов. геологов на 22 сесс. Междунар. геол. конгр. Геология докембрия. М., «Недра», 1964.
- Лейтес А. М. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1965, вып. 122.
- Луцк Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., «Наука», 1964.
- Мануйлова М. М., Неелов А. Н., Никитина Л. П. Геологическая интерпретация К-Аг возрастных значений по биотитам (на примере докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления). Сов. геология, 1969, № 4.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965.
- Маракушев А. А., Ким Хак Дзе, Ким Хенсо, Мишкин М. А. Докембрийские метаморфические комплексы Северо-Восточной Кореи и Юго-Западного Приморья и связанные с ними комплексы полезных ископаемых.— В кн. «Геологическое строение Сев.-Вост. Кореи и юга Приморья». М., «Наука», 1966.
- Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (на примере Канадского щита).— Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, сер. геол., 1962, вып. 5.
- Мишкин М. А., Шкодзинский В. С., Лаговская Е. А. Новые данные по петрологии метаморфического комплекса полуострова Тайгонос.— Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 5.
- Мошкин В. Н., Шпак Н. С. Раннедокембрийские метаморфические образования восточной части хр. Станового и южной части хр. Джугджура.— Тр. Всес. геол. ин-та, 1967, вып. 122.
- Наливкин В. Д., Гостинцев К. К., Гросгейм В. А. О типах крупных платформенных структур США.— Геотектоника, 1969, № 6.
- Неелов А. Н., Седова И. С. Западная часть Станового хребта.— В кн. «Стратиграфия СССР. Нижний докембрий». М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. Новые данные по стратиграфии докембрия на примере Алданского щита.— Сов. геология, 1968, № 5.
- Озерский А. Ф., Рутштейн И. Г., Смирнов А. М., Шульдинер В. И. Выходы архея в Восточном Забайкалье.— В кн. «Вопросы геологии, геохимии и металлогении сев.-зап. сектора Тихоокеанского пояса». Владивосток, 1970.
- Озерский А. Ф., Фалькин Е. М., Шульдинер В. И. Соотношения раннепротерозойского и архейского структурных комплексов в Северо-Восточном Забайкалье и условия заложения раннепротерозойской геосинклинали.— В кн. «Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР». Владивосток, 1968.

- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, сер. геол., 1962, вып. 5.
- Парфенов Л. М. Структура докембрия востока Азии.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1970, вып. 129.
- Рабкин М. И. Геология и петрология Анабарского кристаллического щита.— Тр. Ин-та геол. Арктики, 1959, 87.
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Североамериканской платформ.— Геохимия, 1970, № 4.
- Рудник В. А., Соботович Э. В. О возрасте полиметаморфических комплексов венгерской серии Алданского щита.— Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 4.
- Салоп Л. И. Геологическая интерпретация данных аргонового метода определения абсолютного возраста горных пород.— Геол. и геофиз., 1963, № 1.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. М., «Недра», 1964а.
- Салоп Л. И. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли.— Докл. сов. геологов на 22 сесс. Междунар. геол. конгр. Геология докембрия, М., «Недра», 1964б.
- Салоп Л. И. Архей. Алданский щит.— В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. М., «Недра», 1968а.
- Салоп Л. И. Протерозой. Байкальская складчатая система.— В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. М., «Недра», 1968б.
- Салоп Л. И. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. Статья вторая.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отдел. геол., 1970, вып. 5.
- Салоп Л. И., Травин Л. В. Стратиграфия архея центральной части Алданского щита.— Сов. геология, 1971, № 3.
- Семихатов М. А. К проблеме протерозоя.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 2.
- Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом.— Тр. Дальневост. геол. ин-та, 1963, т. 8.
- Смирнов А. М. Раннерифейские «рудиментарные» геосинклинали Дальнего Востока и их заложение на платформенном основании.— Геотектоника, 1968, № 1.
- Смирнов А. М., Шульдинер В. И., Фалькин Е. М. Архей юго-востока Сибири и прилегающих районов и некоторые закономерности развития земной коры на ранних этапах.— В кн. «Тектоника Сибири», т. 3. М., «Наука», 1970.
- Стоквелл К. Х. Тектоническая карта Канадского щита.— В кн. «Тектонические карты континентов». М., «Наука», 1967.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1970.
- Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири.— Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, сер. геол., 1962, вып. 5.
- Фрумкин И. М., Нужнов С. В. Основные проблемы геологии архея Алданского щита.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Якутск. АССР, 1968, вып. 18.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., «Наука», 1967.
- Хиндс Н. Э. А. Позднедокембрийские отложения Северной Америки.— Тр. 17 сесс. Междунар. геол. конгр. 1937. М., ГОНТИ, 1940.
- Шатский Н. С. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 4.
- Штилле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М., «Мир», 1968.
- Шульдинер В. И. Геология и петрология архея Могочинского антиклинария в Забайкалье. М., «Наука», 1969.

- Шульдинер В. И. Архей на востоке Забайкалья.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Якутск. АССР, вып. 19. Якутск, 1971.
- Шульдинер В. И., Озерский А. Ф. Геология нижнего докембрия Шилко-Олекминского междуречья.— Изв. АН СССР, сер. геол. 1967, № 8.
- Шульдинер В. И., Стецюк М. И. О строении байкалид восточной части Восточного Забайкалья.— В кн. «Петрология изверженных и метаморфических пород». Владивосток, 1969.
- Aalto K. R. Glacial marine sedimentation and stratigraphy of the Toby Conglomerate (Upper Proterozoic), southeastern British Columbia, northwestern Idaho and northeastern Washington. *Canad. J. Earth Sci.*, 1971, N 7.
- Ahrens L. H. Oldest rocks exposed. *Geol. Soc. America Spec. Paper* 62, 1955. Рус. пер.: Аренс Л. Х. Древнейшие обнаженные породы Земли. В кн. «Земная кора». М., ИЛ, 1957.
- Albee A. L., Lanphere M. A. Distribution of Earlier and Later Precambrian rocks in the central Panamint Range, California. *Geol. Soc. America Spec. Paper* 73, 1963.
- Alcock F. J. Geology of Lake Athabasca region, Saskatchewan. *Geol. Surv. Canada Mem.* 196, 1936.
- Aldrich L. T., Wetherill G. W., Davis G. L. Occurrence of 1,350-million-year-old granite rocks in western United States. *Bull. Geol. Soc. America*, 1957, 68, N 6.
- Anderson C. A. Older Precambrian structure in Arizona. *Bull. Geol. Soc. America*, 1951, 62, N 11.
- Anderson C. A. Simplicity in structural geology. In: «The fabric of geology». Reeding, Massachusetts, Addison-Wesley Publ. Co., 1963.
- Anderson C. A. Metamorphosed Precambrian silicic volcanic rocks in central Arizona. *Geol. Soc. America Mem.* 116, 1968.
- 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.
- 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.
- Anderson R. E. Pyroclastic flows of the Missouri Precambrian. *Geol. Soc. America Spec. Paper* 73, 1963.
- Armstrong H. S. Marbles in the «Archean» of the southern Canadian Shield. In: «21 st Internat. Geol Congr., 1960. Pt 9». Copenhagen, 1960.
- Armstrong J. E. Fort St. James map-area, Cassiar and Coast district, British, Columbia. *Geol. Surv. Canada Mem.* 252, 1949.
- Armstrong R. L. Mantled gneiss domes in the Albion Range, southern Idaho. *Bull. Geol. Soc. America*, 1968, 79, N 10.
- Armstrong R. L., Hills F. A. Rb-Sr and K-Ar geochronologic studies of mantled gneiss domes, Albion Range, southern Idaho, U. S. A. *Earth Planet. Sci. Letters*, 1967, 3, N 2.
- Baars D. L., See P. D. Pre-Pennsylvanian stratigraphy and palaeotectonics of the San Juan Mountains, southwestern Colorado. *Bull. Geol. Soc. America*, 1968, 79, N 3.
- Baer A. J. Fond-du-lac map-area, Saskatchewan. *Geol. Surv. Canada. Paper* 68-1, pt. A., 1968a.
- Baer A. J. Model of evolution of Bella Coola — Ocean Falls Region, Coast Mountains, British Columbia. *Canad. J. Earth Sci.*, 1968b. 5, N 6.
- Ball S. H. Pre-Cambrian rocks of the Georgetown quadrangle, Colorado. *Amer. J. Sci.*, 1906, ser. 4, 21.
- 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, 44, N 1.

- Baragar W. R. A. Geochemistry of the Yellowknife Volcanic Belt. *Canad. J. Earth Sci.*, 1966, 3, N 1.
- Barker F. Precambrian geology of the Needle Mountains, southwestern Colorado.—U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 644-A, 1969.
- Barker F., Peterman Z. E., Hildreth R. A. A rubidium-strontium study of the Twilight Gneiss, west Needle Mountains, Colorado. *Contribs Mineral. Petrol.*, 1969, 23, N 4.
- Barnes C. W., Houston R. S. Basement response to the Laramide orogeny at Coad Mountain, Wyoming. *Univ. Wyoming Contribs Geol.*, 1969, 8, N 1.
- Barnes H., Christiansen R. L. Cambrian and Precambrian rocks of the Groom district, Nevada, southern Great Basin. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 1244-G, 1967.
- Basement map of North America between latitudes 24° and 60°. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1967.
- Bass M. N. Regional tectonics of part of the southern Canadian Shield. *J. Geol.*, 1961, 69, N 6.
- Bass N. W., Northrop S. A. Geology of Glenwood Springs quadrangle and vicinity, northeastern Colorado. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 1142-J., 1963.
- Bassett W. A., Giletti B. J. Precambrian ages in the Wind River Mountains, Wyoming. *Bull. Geol. Soc. America*, 1963, 74, N 2.
- Bayley R. W. A preliminary report on the Precambrian iron deposits near Atlantic City, Wyoming. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 1142-C, 1963.
- Beck L. S. Genesis of uranium in the Athabasca region and its significance in exploration.—*Canad. Min. Metall. Bull.*, 1970, 63, N 695.
- Bell G. L. Geology of the northern Farmington Mountains. In: «Guidebook Geol. Utah. N 8», 1952.
- Bell R. T. Proterozoic stratigraphy of northeastern British Columbia. *Geol. Surv. Canada, Paper*, 67—68, 1968a.
- Bell R. T. Study of the Hurwitz Group, District of Keewatin. *Geol. Surv. Canada, Paper* 68-1, pt. A, 1968b.
- Bell R. T. Preliminary notes on the Proterozoic Hurwitz Group, Tavani and Kaminak Lake areas, District of Keewatin. *Geol. Surv. Canada, Paper* 68—36, 1968c.
- Bell R. T. The Hurwitz Group — a prototype for deposition on metastable cratons.—*Geol. Surv. Canada, Paper* 70-40, 1970.
- Bell W. A. Stratigraphy and sedimentation of Middle Ordovician and older sediments in the Wrigley — Fort Norman area, Mackenzie District, N. W. T. *Bull. Canad. Inst. Min. Met.*, 1959, 52, N 561.
- Bentley R. D. Structural geology and geologic history of Cloverleaf Lakes area, Beartooth Mountains, Montana — Wyoming.—*Geol. Soc. America. Spec. Paper* 115, 1968.
- Bergendahl M. H. Geology of the northern part of the Tenmile Range, Summit County, Colorado. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 1162-D, 1963.
- Bick K. F. Stratigraphy of Deep Creek Mountains, Utah. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1959, 43, N 5.
- Bick K. F. Geology of the Deep Creek Mountains, Tooele and Juab Counties, Utah. *Utah Geol. Mineral. Surv. Bull.* 77, 1966.
- Bickford M. E., Wetherill G. W., Barker F., Lee-Hu C. Precambrian Rb-Sr chronology in the Needle Mountains, southwestern Colorado. *J. Geophys. Res.*, 1969, 74, N 6.
- Bird A. G. Metamorphic petrology of the Schwartzwalder mine area, Jefferson County, Colorado. *Geol. Soc. America Spec. Paper* 87, 1966.
- Blackadar R. G. The Proterozoic stratigraphy of the Canadian Arctic Archipelago and Northwestern Greenland. *Roy. Soc. Canada Spec. Publ.* N 2, 1957.
- Blackadar R. G. Precambrian geology of Boothia Peninsula, Somerset Island, and Prince of Wales Island, District of Franklin. *Geol. Surv. Canada Bull.* 151, 1967.

- Blackadar R. G., Fraser J. A. Precambrian geology of Arctic Canada (a summary account). In: «Geol. Arctic», 1. Toronto Univ. Press., 1961. Рус. пер.: Блакадар Р. Г., Фрейзер Дж. А. Общий обзор геологии докембрия арктической части Канады. В кн. «Геология Арктики». М., «Мир», 1964.
- Blackwelder E. New light on the geology of the Wasatch Mountains, Utah. Bull. Geol. Soc. America, 1910, 21, N 5.
- Blackwelder E. Pre-Cambrian geology of the Medicine Bow Mountains. Bull. Geol. Soc. America, 1926, 37, N 4.
- Boos C. M., Boos M. F. Tectonics of eastern flank and foothills of Front Range, Colorado. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1957, 41, N 12.
- Bostock H. H. Geological notes. Itchen Lake map-area, District of Mackenzie. Geol. Surv. Canada. Paper 66-24, 1967a.
- Bostock H. H. Itchen Lake map-area. Geol. Surv. Canada. Paper 67-1, pt. A, 1967b.
- Bostock H. S., Mulligan R., Douglas R. J. V. Cordilleran region. In: «Geology and Economic Minerals of Canada». Ottawa, 1957.
- Bowes D. R., Skinner W. R. Geochemical comparison of the Stillwater Complex and alpine-type ultrabasic complexes, Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. Geol. Mag., 1969, 106, N 5.
- Boyer R. E. Petrology and structure of the southern Wet Mountains, Colorado. Bull. Geol. Soc. America, 1962, 73, N 9.
- Boyle R. W. The geology, geochemistry and origin of the gold deposits of the Yellowknife district. Geol. Surv. Canada Mem. 310, 1961.
- Brabb E. E. Stratigraphy of the Cambrian and Ordovician rocks of east-central Alaska. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 559-A, 1967.
- Brock R. W. Structure of Pacific region of Canada. In: «2nd Pan-Pacific Sci. Congr. Australia, 1923». 1923.
- Brosge W. P., Dutro J. T., Mangus M. D., Reiser H. N. Paleozoic. sequence in Eastern Brooks Range, Alaska. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1962, 46, N 12.
- Brown I. C., Wright G. M. Proterozoic rocks of the Northwest Territories and Saskatchewan. Roy. Soc. Canada Spec. Publ. N 2, 1957.
- Brown R. L., Dalziel I. W. D., Rust B. R. The structure, metamorphism and development of the Boothia Arch. Arctic Canada. Canad. J. Earth Sci., 1969, 6, N 4, pt. 1.
- Bruce E. L. Amisk-Athapapuskow Lake district. Geol. Surv. Canada Mem. 105, 1918.
- Burchfiel B. C. Precambrian and Paleozoic stratigraphy of Specter Range quadrangle, Nye County, Nevada. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1964, 48, N 1.
- Burger H. R. Structural evolution of the southwestern Tobacco Root Mountains, Montana. Bull. Geol. Soc. America, 1969, 80, N 6.
- Burwash R. A. Comparative Precambrian geochronology of the North American, European and Siberian shields. Canad. J. Earth Sci., 1969, 6, N 3.
- Burwash R. A., Baadsgaard H., Peterman Z. E. Precambrian K-Ar dates from the western Canada sedimentary basin. J. Geophys. Res., 1962, 67, N 4.
- Burwash R. A., Baadsgaard H., Peterman 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. America, 1963, 74, N 6.
- Butler J. R. Geologic evolution of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. Pt. 6. Cathedral Peak area, Montana. Bull. Geol. Soc. America, 1966, 77, N 1.
- Cairnes C. E. The Shuswap rock of southern British Columbia. In: «6th Pacific Sci. Congr», 1, 1939.

- Cairnes D. D. La frontière internationale Yukon-Alaska entre les rivières Porcupine et Yukon. Geol. Surv. Canada Mem. 67, 1914.
- Campbell A. B. Precambrian-Cambrian unconformity in northwestern Montana and northern Idaho. Bull. Geol. Soc. America, 1959, 70, № 12.
- Campbell R. B. Canoe River map-area. Geol. Surv. Canada. Paper 66-1, 1966.
- Campbell R. B. McBride map-area. Geol. Surv. Canada. Paper 67-1, pt. A, 1967.
- Campbell R. B. McBride map-area, British Columbia. Geol. Surv. Canada. Paper 68-1, pt. A, 1968.
- Campbell R. B. Structural and metamorphic transitions from infrastructure to suprastructure. Cariboo Mountains, British Columbia. Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 6, 1970.
- Cannon R. S., Bayley R. W., Stern T. W., Pierce A. P. Ancient rocks and ores in south-central Wyoming. Geol. Soc. America Spec. Paper 87, 1966.
- Case J. E., Joesting H. R. Northeast-trending Precambrian structures in the Central Colorado Plateau. Geol. Soc. America Spec. Paper 68, 1962.
- Catanzaro E. J. Zircon ages in southwestern Minnesota. J. Geophys., Res., 1963, 68, № 7.
- Catanzaro E. J. Correlation of some Precambrian rocks and metamorphic events in parts of Wyoming and Montana. Mountain Geol., 1967, 4, № 1.
- Catanzaro E. J., Kulp J. L. U-Pb ages in the Little Belt Mountains, Montana. Bull. Geol. Soc. America, 1960, 71, N 12, pt. 2.
- Chamberlain J. A. Structural history of the Beaverlodge area. Econ. Geol., 1959, 54, N 3.
- Charlesworth H. A. K., Weiner J. L., Akehurst A. J., Bielenstein H. U., Evans C. R., Griffiths R. E., Remington D. B., Stauffer M. R., Steiner J. Precambrian geology of the Jasper region, Alberta. Research Consil Alberta. Bull. 23, 1967.
- Chaudhuri S., Faure G. Geochronology of the Keweenaw rocks, White Pine, Michigan. Econ. Geol., 1967, 62, N 8.
- Childers M. O. Structure and stratigraphy of the southwest Marias Pass area, Flathead County, Montana. Bull. Geol. Soc. America, 1963, 74, N 2.
- Christiansen F. W. Structure and stratigraphy of the Canyon Range, Central Utah. Bull. Geol. Soc. America, 1952, 63, N 7.
- Christie A. M. Goldfields — Martin Lake map-area, Saskatchewan. Geol. Surv. Canada Mem. 269, 1953.
- Clabaugh S. E. Metamorphic facies and stratigraphy of Packsaddle schist, eastern Llano County, Texas. Bull. Geol. Soc. America, 1958, 69, N 12, pt. 2.
- Clabaugh S. E., McGehee R. V. Precambrian rocks of Llano region. In: «Geol. Soc. America Guidebook», 1962.
- Clark S. H. Metamorphic and igneous rocks of the Priest River area, Bonner County, Idaho. Geol. Soc. America Spec. Paper 82, 1965.
- Cloud P. Precambrian of North America. Geotimes, 1971, 16, N 3.
- Cloud P. E., Licari G. R., Wright L. A., Troxel B. W. Proterozoic, eucariotes from eastern California. Proc. U. S. Nat. Acad. Sci., 1969, 62, N 3.
- Cloud P. E., Semikhatov M. A. Proterozoic stromatolite zonation. Amer. J. Sci., 1969, 267, N 9.
- Cohenour R. E. Geology of the Sheeprock Mountains. Utah Geol. Mineral. Surv. Bull. 63, 1959.
- Collins C. B., Farquhar R. M., Russel R. D. Isotopic constitution of radiogenic leads and the measurements of geological time. Bull. Geol. Soc. America, 1954, 65, N 1.

- Collins C. B., Russel R. D., Farquhar R. M. The maximum age of the elements and the age of the earth's crust. *Canad. J. Phys.* 1953., 31. Рус. пер.: Коллинс С., Рассел Р., Фаркар Р. Максимальный возраст элементов и возраст земной коры. В кн. «Изотопы в геологии». М., Изд-во иностр. лит., 1954.
- Compton R. R. Charnockitic rocks of Santa Lucia Range, California. *Amer. J. Sci.*, 1960, 258, N 9.
- Condie K. C. Late Precambrian rocks of the northeastern Great Basin and vicinity. *J. Geol.*, 1966, 74, N 5, pt. 1.
- Condie K. C. Composition of the ancient North America crust. *Science*, 1967a, 155, N 3765.
- Condie K. C. Geochemistry of Early Precambrian graywackes from Wyoming. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1967b, 31, N 11.
- Condie K. C. Petrologic reconnaissance of the Precambrian rocks in Wind River Canyon, Central Owl Creek Mountains, Wyoming. *Univ. Wyoming Contribs Geol.*, 1967c, 6, N 2.
- Condie K. C. Petrology of the Late Precambrian tillite (?) association in northern Utah. *Bull. Geol. Soc. America*, 1967d, 78, N 11.
- Condie K. C., Barsky C. K., Mueller P. A. Geochemistry of Precambrian diabase dikes from Wyoming. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1969, 33, N 11.
- Condie K. C., Leech A. P., Baadsgaard H. Potassium-argon ages of Precambrian mafic dikes in Wyoming. *Bull. Geol. Soc. America*, 1969, 80, N 5.
- Condie K. C., Potts M. J. Calc-alkaline volcanism and the thickness of the Early Precambrian crust in North America. *Canad. J. Earth Sci.*, 1969, 6, N 5.
- Condon W. H. Geology of the Craig quadrangle, Alaska. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 1108-B, 1961.
- Cooper J. R., Silver L. T. Older Precambrian rocks of the Dragoon quadrangle, Cochise County, Arizona. *Bull. Geol. Soc. America*, 1954, 65, N 12, pt. 2.
- Creasey S. C. General geology of the Mammoth quadrangle, Pinal County, Arizona. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 1218, 1967.
- Crittenden M. D., Schaeffer F. E., Trimble D. E., Woodward L. A. Nomenclature and correlation of some Upper Precambrian and basal Cambrian sequences in western Utah and southeastern Idaho. *Bull. Geol. Soc. America*, 1971, 82, N 3.
- Crittenden M. D., Sharp B. J., Calkins F. C. Geology of the Wasatch Mountains, east of Salt Lake City. In: «Guidebook Geol. Utah, N 8», 1952.
- Crittenden M. D., Wallace C. A., Sheridan M. J. Mineral resources of the High Uintas primitive area, Utah. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 1230-I, 1967.
- Crowder D. F. Mineral resources of the Devil Canyon — Bear Canyon primitive area, California. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 1230-G, 1967.
- Crowell J. C., Walker J. W. R. Displacement of anorthosite and related rocks by the San Andreas fault, southern California. *Geol. Soc. America Spec. Paper* 68, 1962.
- Cserna Z., de. The Precambrian of Mexico. In: «The geologic systems. The Precambrian», 4. N. Y., Interscience, 1970.
- Cumming G. L., Wilson J. T., Farquhar R. M., Russel R. D. Some dates and subdivisions of the Canadian Shield. *Proc. Geol. Assoc. Canada*, 1955, 17, pt. 2.
- Currie K. L. Geology. Whiskey Jack Lake. Manitoba. *Geol. Surv. Canada. Map* 52-1960. 1961.
- Daly R. A. Geology of North American Cordillera at the forty-ninth parallel. *Geol. Surv. Canada Mem.* 38, 1912.

- Damon P. E. Application of the potassium-argon method to the dating of igneous and metamorphic rocks within the basin ranges of the southwest. In: «Ariz. Geol. Soc. South. Ariz. Guidebook N 3». Tuscon, 1968.
- Damon P. E., Giletti B. J. The age of the basement rocks of the Colorado Plateau and adjacent areas. Ann. N. Y. Acad. Sci., 1961, 91, N 2. Рус. пер.: Деймон П. Е., Джилетти Б. Дж. Возраст пород фундамента плато Колорадо и примыкающих районов. В кн. «Вопросы геохронологии». М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Davidson A. Kaminak Lake map-area, District of Keewatin. Geol. Surv. Canada Paper 69-51, 1970a.
- Davidson A. Eskimo Point and Dawson Inlet map-areas. District of Keewatin. Geol. Surv. Canada Paper 70-27, 1970b.
- Davis G. A. Westward thrust faulting in the south-central Klamath Mountains, California. Bull. Geol. Soc. America, 1968, 79, N 7.
- Davis G. A., Holdaway M. J., Lipman P. W., Romey W. D. Structure, metamorphism, and plutonism in the south-central Klamath Mountains, California. Bull. Geol. Soc. America, 1965, 76, N 8.
- Davis G. A., Lipman P. W. Revised structural sequence of pre-Cretaceous metamorphic rocks in the southern Klamath Mountains, California. Bull. Geol. Soc. America, 1962, 73, N 12.
- Davis G. L., Aldrich L. T. Determination of the age of lepidolites by the method of isotope dilution. Bull. Geol. Soc. America, 1953, 64, N 3. Рус. пер.: Дэвис Дж. Л., Олдрич Л. Т. Определение возраста лепидолитов методом изотопного разбавления. В кн. «Изотопы в геологии». М., Изд-во иностр. лит., 1954.
- Davis G. L., Hart S. R., Tilton G. R. The effect of contact metamorphism on zircon ages. Trans. Amer. Geophys. Union, 1964, 45, N 1.
- Davison W. L. Geology. Tadoule Lake, Manitoba. Geol. Surv. Canada. Map 30-1962. 1962.
- Davison W. L. Geology. Munroe Lake, Manitoba. Geol. Surv. Canada. Map 35-1963. 1963.
- Davison W. L. Caribou River map-area, Manitoba. Geol. Surv. Canada Paper 65-25, 1966.
- Dawson G. M. Shuswap Sheet. Geol. Surv. Canada. Map 604. 1898.
- Denison R. E., Hetherington E. A., Kenny G. S. Isotopic age dates from basement rocks in Oklahoma. Okla. Geol. Notes, 1966, 26, N 6.
- Dibblee T. W. Structure of eastern San Gabriel Mountains and Canjon Pass area, southern California. Geol. Soc. America Spec. Paper 73, 1963.
- Dibblee T. W. Geology of the Transverse Ranges. Calif. Div. Mines Geol. Bull. 191, 1966.
- Dibblee T. W. Geology of the Fremont Peak and Opal Mountain quadrangles, California. Calif. Div. Mines Geol. Bull. 188, 1968.
- Dibblee T. W., Hewett D. F. Geology of Mojave Desert region. Calif. Div. Mines Geol. Bull. 191, 1966.
- Donaldson J. A. The Dubawnt Group, District of Keewatin and Mackenzie. Geol. Surv. Canada Paper 64-20, 1965.
- Donaldson J. A. Proterozoic sedimentary rocks of northern Saskatchewan. Geol. Surv. Canada Paper 68-1, pt. A, 1968.
- Donaldson J. A. Stratigraphy and sedimentology of the Hornby Bay Group, District of Mackenzie. Geol. Surv. Canada Paper 69-1, pt. A, 1969.
- Donn W. L., Donn B. D., Valentine W. G. On the early history of the Earth. Bull. Geol. Soc. America, 1965, 76, N 3. Рус. пер.: Донн У. Л., Донн Б. Г., Валентайн У. Г. Ранняя история Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 8.

- Douglas R. J. W., Norris D. K. Dahadinni River and Wrigley map-areas, District of Mackenzie, Northwest Territories. Geol. Surv. Canada Paper 62-33, 1963.
- Drewes H. Turtleback faults of Death Valley, California: a reinterpretation. Bull. Geol. Soc. America, 1959, 70, N 12, pt. 1.
- Drewes H. Geology of the Funeral Peak quadrangle, California, on the east flank of Death Valley. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 413, 1963.
- Drewes H. Geology of the Connors Pass quadrangle, Shell Creek Range, east-central Nevada. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 557, 1967.
- Eade K. E. Geology of Ennadai Lake map-area, District of Keewatin. Geol. Surv. Canada Paper 70-45, 1971.
- Eade K. E., Fahrig W. F. Geochemical evolutionary trends of continental plates—a preliminary study of the Canadian Shield. Geol. Surv. Canada Bull. 179, 1971.
- Eardley A. J., Hatch R. A. Proterozoic (?) rocks in Utah. Bull. Geol. Soc. America. 1940. 51, N 6.
- Ebens R. J., Smithson S. B. Petrology of rocks from a 3,05-km-deep Precambrian borehole, Wind River Mountains, Wyoming. Geol. Soc. America Spec. Paper 87, 1966.
- Eckelman F. D., Poldervaart A. Geologic evolution of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. Pt. 1: Archean history of the Quad Creek area. Bull. Geol. Soc. America, 1957, 68, N 10.
- Eckelmann W. R., Kulp J. L. Uranium-lead method of age determination. Pt. 1: Lake Athabasca problem. Bull. Geol. Soc. America, 1956, 67, N 1.
- Eckelmann W. R., Kulp J. L. Uranium-lead method of age determination. Pt. 2: North America localities. Bull. Geol. Soc. America, 1957, 68, N 9.
- Egger D. H. Virginia Dale Precambrian ring-dike complex, Colorado-Wyoming. Bull. Geol. Soc. America, 1968, 79, N 11.
- Egger D. H., Larson E. E. Paleomagnetic study of dated Pre-Cambrian rocks of the Front Range, Colorado-Wyoming. Roy. Astron. Soc. Geophys. J., 1968, 14.
- Emmons S. F. Letter to Persifal Francker, dated 25 May, 1887. In: «Internat. Geol. Congr., Amer. Committee Reports», 1888.
- Engel A. E. J. Geologic evolution of North America. Science, 1963, 140, N 3563.
- Ericson R. C. Geology and geochronology of the Dos Cabezas Mountain, Arizona. In: «Ariz. Geol. Soc. South Ariz. Guidebook N 3». Tucson, 1968.
- Fahrig W. F. The geology of the Athabasca formation. Geol. Surv. Canada Bull. 68, 1961.
- Fahrig W. F. Basin analysis of the Athabasca sedimentary basin. Geol. Surv. Canada Paper 71-1, pt. A, 1971.
- Fahrig W. F., Gaucher E. H., Laroche A. Palaeomagnetism of diabase dykes of the Canadian Shield. Canad. J. Earth Sci., 1965, 2, N 4.
- Fahrig W. F., Jones D. L. Paleomagnetic evidence for the extent of Mackenzie igneous events. Canad. J. Earth Sci., 1969, 6, N 4, pt. 1.
- Fairbairn H. W., Hurley P. M., Card K. D., Knight C. J. Correlation of radiometric ages of Nipissing diabase and Huronian meta-sediments with Proterozoic orogenic events in Ontario. Canad. J. Earth Sci., 1969, 6, N 3.
- Farquhar R. M., Russel R. D. Dating the Proterozoic of Canada. Roy. Soc. Canada Spec. Publ. N 2, 1957.
- Fenton C. L., Fenton M. A. Walcott's «Precambrian Algonkian algal flora» and associated animals. Bull. Geol. Soc. America, 1936, 47, N 4.
- Fenton M. D., Faure G. The age of the igneous rocks of the Stillwater Complex of Montana. Bull. Geol. Soc. America, 1969, 80, N 8.

- Ferris C. S. Structural analysis of the Precambrian rocks southeast of Encampment., Wyoming. Univ. Wyoming Contr. Geol., 1966, 5, N 1.
- Ferris C. S., Krueger H. W. New radiogenic dates on igneous rocks from the southern Laramie Range, Wyoming. Bull. Geol. Soc. America, 1964, 75, N 10.
- Fitzsimmons J. P. Precambrian rocks of the Zuni Mountains. In: «Guidebook Defiance—Zuni—Mt. Taylor region, Ariz. and N. M. N. M. Geol. Soc. 18th Field Conf., 1967». Socorro, New Mexico, 1967.
- Flawn P. T. Basement rocks of Texas and southeast New Mexico. Texas Univ. Publ., 1956, N 5605.
- Flawn P. T., Muehlberger W. R. The Precambrian of the United States of America: South-central United States. In: «The geologic systems. The Precambrian», 4, N. Y., Interscience, 1970.
- Forbes R. B., Brown J. M. Preliminary geologic map of the Fairbanks mining district, Alaska. Alaska Div. Mines and Minerals, Mineral. Inv. Rept. 194-1, 1961.
- Fortier Y. O., Blackadar R. G., Glenister B. F., Græiner H. R., McLaren D. J., McMillan M. 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. Geol. Surv. Canada Mem. 320, 1963.
- Foster H. Geology of the Mount Fairplay, Alaska. U. S. Geol. Surv. Bull. 1241-B, 1967.
- Foster R. J. Precambrian corundum-bearing rocks, Madison Range, southwestern Montana. Bull. Geol. Soc. America, 1962, 73, N 1.
- Fraser J. A. Geology. Kasmere Lake. Manitoba. Geol. Surv. Canada. Map 31-1962, 1962.
- Fraser J. A. Geological notes on northeastern District of Mackenzie, Northwest Territories. Geol. Surv. Canada Paper 63-40, 1964.
- Fraser J. A. Study of the Epworth Group. Geol. Surv. Canada Paper 66-1, 1966.
- Fraser J. A., Donaldson J. A., Fahrig W. F., Tremblay L. P. Helikian basins and geosynclines of the northwestern Canadian Shield. Geol. Surv. Canada Paper 70-40, 1970.
- Fraser J. A., Tremblay L. P. Correlation of Proterozoic strata in the northwestern Canadian Shield. Canad. J. Earth Sci., 1969, 6, N 1.
- Froese E. Petrological studies of the Thor-Odin gneiss dome, southern British Columbia. Geol. Surv. Canada Paper 66-2, 1966.
- Fyson W. K. Structural relations in metamorphic rocks, Shuswap Lake area. Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 6, 1970.
- Gable D. J. Geology of the crystalline rocks in the western part of the Morrison quadrangle, Jefferson County, Colorado. U. S. Geol. Surv. Bull. 1251-E, 1968.
- Gabrielse H. McDame map-area, Cassiar district, British Columbia. Geol. Surv. Canada Mem. 319, 1963.
- Gabrielse H. Operation Selwyn, 1966. Geol. Surv. Canada Paper 67-1, pt. A, 1967a.
- Gabrielse H. Tectonic evolution of the northern Canadian Cordillera. Canad. J. Earth Sci., 1967b, 4, N 2.
- Gabrielse H., Roddick J. A., Blusson S. L. Flat River, Glacier Lake and Wrigley Lake, District of Mackenzie and Yukon Territory. Geol. Surv. Canada Paper 64-52, 1965.
- Gardner D. L. Geology of the Newberry and Ord Mountains, San Bernardino County, California. Calif. J. Mines Geol., 1940, 36, N 3.
- Gaskarth G. W. Petrogenesis of Precambrian rocks in the Hanson Lake area, east-central Saskatchewan. Dissert. Abstr., 1968, B28, N 10.
- Gastil G. Older Precambrian rocks of the Diamond Butte quadrangle, Gila County, Arizona. Bull. Geol. Soc. America, 1958, 69, N 12, pt. 1.

- Gates G. O., Gryc G. Structure and tectonic history of Alaska. In: «Backbone of the Americas». Tulsa, 1963. Рус. пер.: Гейтс Дж., Грик Дж. Структура и история тектонического развития Аляски. В кн. «Кордильеры Америки». М., «Мир», 1967.
- Geological map of Canada. 1:5 000 000. Ottawa, 1969.
- Giletti B. J. K-Ar and Rb-Sr ages from the Precambrian of southwest Montana and northwest Wyoming. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1963, **44**, N 1.
- Giletti B. J. Isotopic ages from southwestern Montana. *J. Geophys. Res.* 1966a, **71**, N 16.
- Giletti B. J. Isotopic effects at the margin of a regional metamorphism. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1966b, **47**, N 1.
- Giletti B. J. Isotopic geochronology of Montana and Wyoming. In: «Radiometric dating for geologists». N. Y. Interscience, 1968.
- Giletti B. J., Damon P. E. Rubidium-strontium ages of some basement rocks from Arizona and northeastern Mexico. *Bull. Geol. Soc. America*, 1961, **72**, N 4.
- Giletti B. J., Gast P. W. Absolute age of Pre-Cambrian rocks in Wyoming and Montana. *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 1961, **91**, N 2. Рус. пер.: Джилетти Б. Дж., Гаст П. В. Абсолютный возраст докембрийских пород Вайоминга и Монтаны. В кн. «Вопросы геохронологии». М., ИЛ, 1963.
- Gill J. E. Natural divisions of the Canadian Shield. *Trans. Roy. Soc. Canada*, 1949, Ser. 3, 43, Sec. 4.
- Gill J. E. Early history of the Canadian Precambrian Shield. *Proc. Geol. Assoc. Canada*, 1952, 5.
- Gilluly J. General geology of central Cochise County, Arizona. *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper* 281, 1956.
- Gilluly J. Orogeny and geochronology. *Amer. J. Sci.*, 1966, **264**, N 2.
- Giovanella C. A. Structural studies of the metamorphic rocks along the Rocky Mountain Trench at Canoe River, British Columbia. *Geol. Surv. Canada Paper* 68-1, pt. A, 1968.
- Glaessner M. F. Pre-Cambrian animals. *Scient. Amer.*, 1961, **204**, N 3.
- Glaessner M. F. Pre-Cambrian fossils. *Biol. Rev. Cambridge Philos. Soc.*, 1962, **37**, N 4.
- Goldich S. S. Geochronology of the Lake Superior region. *Canad. J. Earth Sci.*, 1968, **5**, N 3, pt. 2.
- Goldich S. S., Baadsgaard H., Edwards G., Weaver C. E. Investigations in radioactivity-dating of sediments. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1959, **43**, N 3, pt. 1.
- Goldich S. S., Hedge C. E., Stern T. W. Age of the Morton and Montevideo Gneisses and related rocks, southwestern Minnesota. *Bull. Geol. Soc. America*, 1970, **81**, N 12.
- Goldich S. S., Muehlberger W. R., Lidiak E. G., Hedge C. E. Geochronology of the Midcontinent region, United States. Pt. 1. Scope, methods and principles. *J. Geophys. Res.*, 1966, **71**, N 22.
- Goldich S. S., Nier A. O., Baadsgaard H., Hoffman J. H., Krueger H. W. The Precambrian geology and geochronology of Minnesota. *Minnesota Geol. Surv. Bull.* 41. 1961.
- Goodwin A. M. Archaean volcanism: patterns and problems. *Geol. Soc. America Spec. Paper* 87, 1966.
- Goodwin A. M. Archaean protocontinental growth and early crustal history of the Canadian Shield. In: «23rd Internat. Geol. Congr., 1968, Sec. 1». Prague, 1968.
- Goodwin A. M. Preliminary reconnaissance of the Flyn Flon volcanic belt, Manitoba and Saskatchewan. *Geol. Surv. Canada Paper* 69-1, pt. A, 1969.
- Granger A. E., Sharp B. J., Crittenden M. D., Calkins F. D. Geology of the Wasatch Mountains east of Salt Lake City. In: «Guidebook geol. Utah, N 8», 1952.

- Granger H. C., Raup R. B. Stratigraphy of the Dripping Spring Quartzite, southeastern Arizona. U. S. Geol. Surv. Bull. 1168, 1964.
- Green D. C., Baadsgaard H. Temporal evolution and petrogenesis of an Archaean crustal segment at Yellowknife, N. W. T., Canada. J. Petrol., 1971, 12, N 1.
- Green D. C., Baadsgaard H., Cumming G. L. Geochronology of the Yellowknife area, Northwest Territories, Canada. Canad. J. Earth Sci., 1968, 5, N 3, pt. 2.
- Green L. H., McTaggart K. C. Structural studies in the Mayo District, Yukon Territory. Proc. Geol. Assoc. Canada, 1960, 12.
- Green L. H., Roddick J. A. Dawson, Larsen Creek, and Nash Creek map-areas, Yukon Territory. Geol. Surv. Canada Paper 62-7, 1962.
- Grose L. T. Structure and petrology of the northeast part of the Soda Mountains, San Bernardino County, California. Bull. Geol. Soc. America, 1959, 70, N 12, pt. 1.
- Grout F. F., Gruner J. W., Schwartz G. M., Thiel G. A. Precambrian stratigraphy of Minnesota. Bull. Geol. Soc. America, 1951, 62, N 8.
- Gulbrandsen R. A., Goldich S. S., Thomas H. H. Glauconite from the Precambrian Belt Series, Montana. Science, 1963, 140, N 3565.
- 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, 48, N 1.
- Ham W. E., Denison R. E., Merritt C. A. Basement rocks and structural evolution of southern Oklahoma, Okla. Geol. Surv. Bull. 95, 1964.
- Hamilton W. Precambrian rocks of Wichita and Arbuckle Mountains, Oklahoma. Bull. Geol. Soc. America, 1956, 67, N 10.
- Hamilton W. Chemistry of granophyres from Wichita lopolith, Oklahoma. Bull. Geol. Soc. America, 1959, 70, N 8.
- Hansen W. R. Precambrian rocks of the eastern Uinta Mountains — a classic relationship. Bull. Geol. Soc. America, 1960, 71, N 12, pt. 2.
- Hansen W. R. Geology of the Flaming George area, Utah — Colorado — Wyoming. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 490, 1965.
- Harris R. L. Geologic evolution of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. Pt. 3. Gardner Lake area, Wyoming. Bull. Geol. Soc. America, 1959, 70, N 9.
- Harrison J. E., Campbell A. B. Correlations and problems in Belt Series stratigraphy, northern Idaho and western Montana. Bull. Geol. Soc. America, 1963, 74, N 12.
- Harrison J. E., Campbell A. B. Correlation of and facies changes in the carbonaceous, calcareous and dolomitic formations of the Precambrian Belt-Purcell supergroup: Discussion. Bull. Geol. Soc. America, 1968, 79, N 8.
- Harrison J. E., Jobin D. A. Geology of the Clark Fork quadrangle, Idaho — Montana. U. S. Geol. Surv. Bull. 1141-K, 1963.
- Harrison J. M. Geology and mineral deposits of File-Tramping Lake area, Manitoba. Geol. Surv. Canada Mem. 250, 1949.
- Harrison J. M. Precambrian correlation and problems of the Kiseynew gneisses in Manitoba. Geol. Surv. Canada Bull. 20, 1951.
- Hart S. R., Broks C., Krogh T. E., Davis G. L., Nava D. Ancient and modern volcanic rocks: a trace element model. Earth Planet. Sci. Letters, 1970, 10, N 1.
- Hashad A. H., Damon P., Whelan J. A. Precambrian geochronology of the central Wasatch Mountains, Utah. Geol. Mineral. Surv. Bull. 84, 1970.
- Hawkins J. W. Regional metamorphism, metasomatism, and partial fusion in the northwestern part of the Okanogan Range, Washington. Bull. Geol. Soc. America, 1968, 79, N 12.

- Hawley C. C., Huffman C., Hamilton J. C., Rader L. F. Geologic and geochemical features of the Redskin Granite and associated rocks, Lace George berillium area, Colorado. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 550-C, 1966.
- Hazard J. C. Paleozoic section of the Nopah and Resting Springs Mountains, Inyo County, California. Calif. J. Mines Geol., 1937, 33, N 4.
- Hedge C. E. The age of the gneiss at the bottom of the Rocky Mountain Arsenal Well. Mountain Geol., 1967, 4, N 3.
- Hedge C. E., Peterman Z. E., Braddock W. A. Age of major Precambrian regional metamorphism in the northern Front Range, Colorado. Bull. Geol. Soc. America, 1967, 78, N 4.
- 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-S, 1968.
- Heimlich R. A. Reconnaissance petrology of Precambrian rocks of the Bighorn Mountains, Wyoming. Univ. Wyoming. Contribs Geol., 1969, 8, N 1.
- Heimlich R. A., Banks P. O. Radiometric age determinations, Bighorn Mountain, Wyoming. Amer. J. Sci., 1968, 266, N 3.
- Heinrich E. Wm. Pre-Beltian geologic history of Montana. Bull. Geol. Soc. America, 1953, 64, N 12, pt. 2.
- Heinrich E. Wm. New Precambrian metamorphic series in south-central Colorado. Geol. Soc. America Spec. Paper 115, 1968.
- Heinrich E. Wm., Vian R. W. The Chief lithium pegmatite, Devils Hole, Fremont County, Colorado. Amer. Mineralogist, 1965, 50, N 1-2.
- Henderson J. B. Sedimentology of the Yellowknife Group, Yellowknife, District of Mackenzie. Geol. Surv. Canada Paper 68-1, pt. A, 1968.
- Henderson J. B. Stratigraphy of the Archean Yellowknife Group, Yellowknife Bay — Prosperous Lake area, District of Mackenzie. Geol. Surv. Canada Paper 70-26, 1970.
- Henderson J. B., Brown J. C. Geology and structure of the Yellowknife Greenstone Belt, District of Mackenzie. Geol. Surv. Canada Bull. 141, 1966.
- Hess D. F. Geology of pre-Beltian rocks in the central and southern Tobacco Root Mountains with reference to superposed effects of the laramide age Tobacco Root batholith. Dissert. Abstr., 1967, B28, N 6.
- Hewett D. F. Geology and mineral resources of the Ivanpah quadrangle, California and Nevada. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 275, 1956.
- Heywood W. W. Geological notes, northern District of Keewatin. Geol. Surv. Canada Paper 61-18, 1961.
- Hietanen A. Metamorphic facies and style of folding in the Belt Series northwest of the Idaho batholith. Bull. Comiss. Geol. Finlande, 1961, N 196.
- Hietanen A. Anorthosite and associated rocks in the Boehls Butte quadrangle and vicinity, Idaho. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 344-B, 1963a.
- Hietanen A. Metamorphism of the Belt Series in the Elk River — Clarkia area, Idaho. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 344-C, 1963b.
- Hietanen A. Idaho batholith near Pierce and Bungalow, Clearwater County, Idaho. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 344-D, 1963c.
- Hietanen A. Belt Series in the region around Snow Peak and Mallard Peak, Idaho. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 344-E, 1968.
- Higgs D. V. Anorthosite and related rocks of the western San Gabriel Mountains, southern California. Univ. Calif. Bull. Dept. Geol. Sci., 1954a, 30, N 3.
- Higgs D. V. Anorthosite complex of the western San Gabriel Mountains, southern California. Calif. Div. Mines Geol. Bull. 170, 1954b.
- Hills F. A., Gast P. W., Houston R. S., Swainbank I. G. Precambrian geochronology of the Medicine Bow Mountains, southeastern Wyoming. Bull. Geol. Soc. America, 1968, 79, N 12.

- Himmelberg G. R. Geology of Precambrian rocks, Granite Falls — Montevideo area, southwestern Minnesota. Minnesota Geol. Surv. Spec. Publ., 1969.
- Hinds N. E. A. Uncompahgran and Beltian deposits in western North America. Carnegie Inst. Publ. 463, pt. 2, 1936.
- Hintze L. F. Precambrian and Lower Paleozoic rocks of north-central Utah. Geol. Studies Brigham Young Univ., 1962, 9, N 1.
- Hodge D. S. Preliminary gravity study of the southern Laramie Mountains: Anorthosite areas and adjacent basins. Univ. Wyoming Contr. Geol., 1966, 5, N 1.
- Hodge D. S., Worl R. G. Multiple metamorphic episodes in Precambrian rocks near South Pass City, Wyoming. Univ. Wyoming Contr. Geol., 1965, 4, N 1.
- Hodge D. S., Worl R. G. Polymetamorphism of Precambrian rocks in the southwestern Wind River Mountains, Wyoming. Geol. Soc. America Spec. Paper 87, 1966.
- Hoffman P. F. Precambrian stratigraphy, sedimentology, palaeocurrents and palaeoecology in the East Arm of Great Slave Lake, District of Mackenzie. Geol. Surv. Canada Paper 68-1, pt. A, 1968a.
- Hoffman P. F. Stratigraphy of the Lower Proterozoic (Aphebian), Great Slave Supergroup, East Arm of Great Slave Lake, District of Mackenzie. Geol. Surv. Canada Paper 68-42, 1968b.
- Hoffman P. F., Fraser J. A., McGlynn J. C. The Coronation Geosyncline of Aphebian age, District of Mackenzie. Geol. Surv. Canada Paper 70-40, 1970.
- Hoffman P. F., Geiser P. A., Gerahian L. K. Stratigraphy and structure of the Epworth fold belt, District of Mackenzie. Geol. Surv. Canada Paper 71-1, pt. A, 1971.
- Holdaway M. J. Mafic metamorphic rocks in a portion of the Klamath Mountains, northern California. Geol. Soc. America Spec. Paper 73, 1963.
- Holdaway M. J. Basic regional metamorphic rocks in part of Klamath Mountains, northern California. Amer. Mineralogist, 1965, 50, N 7-8.
- Holmes G. W. Geologic reconnaissance along the Alaska Highway, Delta River to Tok Junction, Alaska. Geol. Surv. Canada Bull. 1181-H, 1965.
- Hoppin R. A. Precambrian rocks and their relationships to Laramide structure along the east flank of the Bighorn Mountains near Buffalo, Wyoming. Bull. Geol. Soc. America, 1961, 72, N 3.
- Howard K. A. Paleozoic metasediments in the northern Ruby Mountains, Nevada. Bull. Geol. Soc. America, 1971, 82, N 1.
- Howell D. G. A stromatolite from the Proterozoic Pahrump Group, eastern California. J. Paleontol., 1971, 45, N 1.
- Howland A. L., Peoples J. W., Sampson E. The Stillwater igneous complex. Montana Bur. Mines Geol. Misc. Contr., 1936, N 7.
- Hsu K. J. Granulites and mylonites of the region about Cucamonga and San Antonio Canyons, San Gabriel Mountains, California. Univ. Calif. Dept. Bull. Geol. Sci., 1955, 30, N 4.
- Hunt G. H. Time of intrusion of the Purcell sills, southeastern British Columbia. Bull. Geol. Soc. America, 1960, 71, N 12, pt. 2.
- Hunt G. H. Time of Purcell eruption in southeastern British Columbia and southwestern Alberta. J. Alberta Soc. Petrol. Geol., 1962, 10.
- Hunter J. F. Pre-Cambrian rocks of Gunnison River, Colorado. U. S. Geol. Surv. Bull. 777, 1925.
- Hutchinson R. M.  $A^{40}/K^{40}$  age determinations of rocks associated with north end of Pikes Peak batholith, Jefferson, Douglas, and Park Counties, Colorado. Bull. Geol. Soc. America, 1959, 70, N 12, pt. 2.
- Hutchinson R. M. Structural, textural, mineralogical, and chemical changes in Precambrian granitised rocks in central Texas and Colorado Front Range. Bull. Geol. Soc. America, 1960a, 71, N 12, pt. 2.

- Hutchinson R. M. Petrotectonics and petrochemistry of Late Precambrian batholiths of central Texas and the north end of Pikes Peak batholith, Colorado. In: "21st Internat. Geol. Congr., 1960, pt. 14". Copenhagen, 1960b.
- Hyndman D. W. Mid-Mesozoic multiphase folding along the border of the Shuswap metamorphic complex. Bull. Geol. Soc. America, 1968, 79, N 5.
- Irvine T. N. Emplacement of the Muskox intrusion. Geol. Surv. Canada Paper 71-1, pt. A, 1971.
- Irvine T. N., Smith C. H., Wanless R. K. Coppermine basaltic province, Northwest Territories, and its significance in crust-mantle relationships. Geol. Soc. America Spec. Paper 82, 1965.
- Irving R. D. Classification of early Cambrian and Precambrian formations. U. S. Geol. Surv. 7th Ann. Rept., 1888.
- Isotopic age map of Canada, 1 : 5 000 000. Ottawa, 1970.
- Johnson B. K. Geology of a part of the Manly Peak quadrangle, southern Panamint Range, California. Univ. Calif. Bull. Dept. Geol. Sci., 1957, 30, N 5.
- Jolliffe A. W. The north-western part of the Canadian Shield. In: "18th Internat. Geol. Congr., 1952. Pt. 13". London, 1952.
- Jones A. G. Vernon map-area, British Columbia. Geol. Surv. Canada Mem. 296, 1959.
- Kelley V. C. Geology of the alkaline Precambrian rocks at Pajarito Mountain, Otero County, New Mexico. Bull. Geol. Soc. America, 1968, 79, N 11.
- Kendle E. D. The nature of the Coppermine River copper deposits. Geol. Surv. Canada Paper 69-1, 1969.
- King P. B. The evolution of North America. Princeton Univ. Press, 1959. Рус. пер.: Книг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ., 1961.
- King P. B. The North American Cordillera. In: "Tectonic history and mineral deposits of the Western Cordillera". Montreal, 1966. Рус. пер.: Книг Ф. Б. Кордильеры Северной Америки. В кн.: Книг Ф. Б. «Вопросы тектоники Северной Америки». М., изд-во Моск. ун-та, 1969.
- Kistler R. W., Bateman P. C. Stratigraphy and structure of the Dinkkey Creek roof pendant in the Central Sierra Nevada, California. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 542-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, 74, N 12.
- Knight S. H. Precambrian stromatolites, bioherms and reefs in the lower half of the Nash formation, Medicine Bow Mountains, Wyoming. Univ. Wyoming Contribs Geol., 1968, 7, N 2.
- Koepfel V. Age and history of the uranium mineralization of the Beaverlodge area, Saskatchewan. Geol. Surv. Canada Paper 67-31, 1968.
- Kornik L. J. An aeromagnetic study of the Moak Lake — Setting Lake structure in northern Manitoba. Canad. J. Earth Sci., 1969, 6, N 3.
- Koschmann A. H. Mineral paragenesis of Precambrian rocks in the Tenmile Range, Colorado. Bull. Geol. Soc. America, 1960, 71, N 9.
- Koster F., Baadsgaard H. On the geology and geochronology of northwestern Saskatchewan. I. Tazin Lake region. Canad. J. Earth Sci., 1970, 7, N 3.
- Kretz R. Study of pegmatite bodies and enclosing rocks, Yellowknife-Beaulieu region, District of Mackenzie. Geol. Surv. Canada Bull. 159, 1968.
- Krieger M. H. Stratigraphic relations of the Troy Quartzite (Younger Precambrian) and the Cambrian formations in southeastern Arizona. In: "Ariz. Geol. Soc. South. Ariz. Guidebook N 3". Tuscon, 1968.

- Kupfer D. H. Thrust faulting and chaos structure, Silurian Hills, San Bernardino County, California. *Bull. Geol. Soc. America*, 1960, **71**, N 2.
- Lang A. H. Geology. Carrot River. Manitoba-Saskatchewan. *Geol. Surv. Canada. Map 1164-A*, 1965.
- Lanphere M. A. Geochronological studies in the eastern Mojave Desert, California. *J. Geol.*, 1964, **72**, N 4.
- Lanphere M. A., Irwin W. P., Hotz P. E. Isotopic age of the Nevadan orogeny and older plutonic and metamorphic events in the Klamath Mountains, California. *Bull. Geol. Soc. America*, 1968, **79**, N 8.
- Larsen E. S., Cross W. Geology and petrology of the San Juan region, southwestern Colorado. *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 258*, 1956.
- 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. America*, 1966, **77**, N 11.
- 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.
- Leech G. B. Metamorphism and granitic intrusions of Precambrian age in southwestern British Columbia. *Geol. Surv. Canada Paper 62-13*, 1962.
- Leech G. B., Lowdon J. A., Stockwell C. H., Wanless R. K. Age determinations and geological studies. Rept. 4. *Geol. Surv. Canada Paper 63-17*, 1963.
- Leffingwell E. *The Canning River region, northern Alaska*. *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 109*, 1919.
- Leonard B. F., Stern T. W. Evidence of Precambrian deformation and intrusion preserved within the Idaho batholith. *Geol. Soc. America Spec. Paper 87*, 1966.
- Levandowski D. W. Geology and petrology of the Cherry Creek Group, Sheridan-Alder area, Madison County, Montana. *Bull. Geol. Soc. America*, 1958, **69**, N 12, pt. 2.
- Lickus R. J., LeRoy L. W. Precambrian structure and stratigraphy along the mountain front west of Golden, Jefferson County, Colorado—a reconnaissance study. *Quart. Colo. School Mines*, 1968, **63**, N 1.
- Lidiak E. G. Buried Precambrian rocks of South Dakota. *Bull. Geol. Soc. America*, 1971, **82**, N 5.
- Lidiak E. G., Almy C. C., Rogers J. J. W. Precambrian geology of part of the Little Llano River area, Llano and San Saba Counties. *Texas J. Sci.*, 1961, **13**, N 3.
- Little H. W. Nelson map-area, west half, British Columbia. *Geol. Surv. Canada Mem. 308*, 1960.
- Livingston D. E., Damon P. E. The ages of stratified Precambrian rock sequences in central Arizona and northern Sonora. *Canad. J. Earth Sci.*, 1968, **5**, N 3, pt. 2.
- Loving T. S. Geology and ore deposits of the Montezuma quadrangle, Colorado. *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 178*, 1935.
- Lowdon J. A. Age determinations by the Geological Survey of Canada. Rept. 1. *Geol. Surv. Canada Paper 60-17*, 1960.
- Lowdon J. A. Age determinations by the Geological Survey of Canada. Rept. 2. *Geol. Surv. Canada Paper 61-17*, 1961.
- Lowdon J. A., Stockwell C. H., Tipper H. W., Wanless R. K. Age determinations and geological studies. Rept. 3. *Geol. Surv. Canada Paper 62-17*, 1963.
- Lowman P. D. Tectonic implications of Precambrian metasediments in Gilpin County, Colorado. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1964, **45**, N 1.
- L Lyons D. J. *Structural geology of the Boulder Creek metamorphic terrane, Ferry County, Washington*. *Dissert. Abstr.*, 1968, **B28**, N 8.

- MacKevett E. M., Blake M. C. Geology of the North Bradfield River iron prospect, southeastern Alaska. U. S. Geol. Surv. Bull. 1108-D, 1963.
- McGehee R. V. Metamorphism of Precambrian rocks, southeastern Llano Uplift, Texas. Geol. Soc. America Spec. Paper 73, 1963.
- McGill G. E. Belt Supergroup correlation, Helena to Glacier National Park, Montana. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1970, 54, N 2.
- McGill G. E., Sommers D. A. Stratigraphy and correlation of the Precambrian Belt Supergroup of the southern Lewis and Clark Range, Montana. Bull. Geol. Soc. America, 1967, 78, N 3.
- McGlynn J. C. Thekulthill Lake area. Geol. Surv. Canada Paper 66-1, 1966.
- McGlynn J. C. Stratigraphy, sedimentology, and correlation of the Nona Group, District of Mackenzie. Geol. Surv. Canada Paper 71-1, pt. A, 1971.
- McGlynn J. C., Henderson J. B. Archean volcanism and sedimentation in the Slave structural province. Geol. Surv. Canada Paper 70-40, 1970.
- McGrew L. W. Geology of the Fort Laramie area, Platte and Goshen Counties, Wyoming. U. S. Geol. Surv. Bull. 1141-F, 1963.
- McKee E. H., Moiola R. J. Precambrian and Cambrian rocks of south-central Esmeralda County, Nevada. Amer. J. Sci., 1962, 260, N 7.
- McMannis W. J. La Hood Formation—a coarse facies of the Belt Series in southwestern Montana. Bull. Geol. Soc. America, 1963, 74, N 4.
- McMillan W. J. West flank, Frenchman's Cap gneiss dome, Shuswap Terrane, British Columbia. Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 6, 1970.
- Menzer F. J. Geology of the crystalline rocks in the Salmon Creek region east-central part of the Okanogan Range, Washington. Geol. Soc. America Spec. Paper 87, 1966.
- Merritt C. A. Names and relative ages of granites and rhyolites in the Wichita Mountains, Oklahoma. Okla. Geol. Notes, 1967, 27, N 3.
- Mertie J. B. The Yukon-Tanana region, Alaska. U. S. Geol. Surv. Bull. 872, 1937.
- Miller W. J. Crystalline rocks of southern California. Bull. Geol. Soc. America, 1946, 57, N 5.
- Misch P. Tectonic evolution of the Northern Cascades of Washington State. In: "Tectonic history and mineral deposits of the Western Cordillera". 1966.
- Misch P., Hazzard J. C. Stratigraphy and metamorphism of Late Precambrian rocks in central-northeastern Nevada and adjacent Utah. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1962, 46, N 3.
- Moench R. H., Harrison J. E., Sims P. K. Precambrian folding in the Idaho Springs—Central City area, Front Range, Colorado. Bull. Geol. Soc. America, 1962, 73, N 1.
- Money P. L. The Wollaston Lake fold-belt system, Saskatchewan—Manitoba. Canad. J. Earth Sci., 1968, 5, N 6.
- Moorbath S., Hurley P. M., Fairbairn H. W. Evidence for the origin and age of some mineralized Laramide intrusives in the southwestern United States from strontium isotope and rubidium-strontium measurements. Econ. Geol., 1967, 62, N 2.
- Moore J. M., Hart S. R., Barnett C. C., Hurley P. M. Potassium-argon ages in northern Manitoba. Bull. Geol. Soc. America, 1960, 71, N 2.
- Mose D. G., Bickford M. E. Precambrian geochronology in the Unawip Canyon, west-central Colorado. J. Geophys. Res., 1969, 74, N 6.
- Muehlberger W. R., Denison R. E., Lidiak E. G. Basement rocks in continental interior of United States. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1967, 51, N 12.

- Muehlberger W. R., Hedge C. E., Denison R. E., Marvin R. F. Geochronology of the Midcontinent region, United States. 3. Southern area. *J. Geophys. Res.*, 1966, **71**, N 22.
- Muller J. E. Kluane Lake map-area, Yukon Territory. *Geol. Surv. Canada Mem.* 340, 1967.
- Muller J. E. Notes on the geology of southern Vancouver Island. *Geol. Surv. Canada Paper* 71-1, pt. A, 1971.
- Mulligan R. Geology of Teslin map-area, Yukon Territory. *Geol. Surv. Canada Mem.* 326, 1963.
- Mutschler F. E., Larson E. E. Paleomagnetism as an aid in age classification of mafic intrusives in Colorado. *Bull. Geol. Soc. America*, 1969, **80**, N 1.
- 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. et Cosmochim. Acta*, 1970, **34**, N 11.
- Nelson C. A. Lower Cambrian—Precambrian succession, White—Inyo Mountains, California. *Bull. Geol. Soc. America*, 1962, **73**, N 1.
- Nelson R. B. Structural development of northernmost Snake Range, Kern Mountains, and Deep Creek Range, Nevada and Utah. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1966, **50**, N 5.
- Nelson W. H., Dobell J. P. Geology of the Bonner quadrangle, Montana. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 1111-F, 1961.
- Neuerburg G. L., Granger H. S. A geochemical test of diabase as an ore source for the uranium deposits of the Dripping Spring district, Arizona. *Neues Jahrb. Mineralogie Abhande.*, 1960, **94**, H. 2.
- Noble J. A., Harder J. O. Stratigraphy and metamorphism in a part of the northern Black Hills and the Homestake Mine, Lead, South Dakota. *Bull. Geol. Soc. America*, 1948, **59**, N 9.
- Norris D. K., Price R. A., Mountjoy E. W. Geology of northern Yukon Territory and northeastern District of Mackenzie. *Geol. Surv. Canada. Map* 10-1963. 1963.
- Nunes P. D., Tilton G. R. Uranium-lead ages of minerals from the Stillwater igneous complex and associated rocks, Montana. *Bull. Geol. Soc. America*, 1971, **82**, N 8.
- Oakeshott G. B. Geology and mineral deposits of San Fernando quadrangle, Los Angeles County, California. *Calif. Div. Mines Geol. Bull.* 172, 1958.
- Obradovich J. D., Peterman Z. E. Geochronology of the Belt Series, Montana. *Canad. J. Earth Sci.*, 1968, **5**, N 3, pt. 2.
- Odekirk J. R., Whelan J. A. Lead alpha age determinations of five Utah rocks. *Geol. Soc. America Spec. Paper* 73, 1963.
- Osterwald F. W. Relation of structure to petrology in the northern Bighorn Mountains, Wyoming. *Bull. Geol. Soc. America*, 1949, **60**, N 12, pt. 2.
- Osterwald F. W. Petrology of Precambrian granites in northern Bighorn Mountains, Wyoming. *J. Geol.*, 1955, **63**, N 2.
- 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, **64**, N 2.
- Page L. R., Norton J. J., Stoll W. C. et al. Pegmatite investigations 1942—1945. Black Hills, South Dakota. *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper* 247, 1953.
- Page N. J., Jackson E. D. Preliminary report on sulfide and platinum-group minerals in the chromites of the Stillwater Complex, Montana. *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper* 575-D, 1967.

- Palmquist J. C. Influence of Precambrian basement structure on laramide tectonics, Horn area, Bighorn Mountains, Wyoming. *Geol. Soc. America Spec. Paper* 82, 1965.
- Park C. F., Cannon R. S. Geology and ore deposits of the Metalline quadrangle, Washington. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 202, 1943.
- Parker R. B. Precambrian agmatites of the Wind River Range, Wyoming. *Univ. Wyoming Contribs Geol.*, 1962, 1, N 1.
- Pastells P., Silver L. T. Geochronologic investigations in the crystalline rocks of the Grand Canyon, Arizona. *Geol. Soc. America Spec. Paper* 87, 1966.
- Peoples J. W., Howland A. L. Chromite deposits of the eastern part of the Stillwater Complex, Stillwater, Montana. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 922-N, 1940.
- Perry K. High-grade regional metamorphism of Precambrian gneisses and associated rocks, Paradise Basin quadrangle, Wind River Mountains, Wyoming. *Geol. Soc. America Spec. Paper* 115, 1968.
- Peterman Z. E., Doe B. R., Bartel A. Data on the rock GSP-1 (granodiorite) and the isotope-dilution method of analysis for Rb and Sr. *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper* 575-B, 1967.
- Peterman Z. E., Hedge C. E. Age of basement rocks from the Williston basin of North Dakota and adjacent areas. *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper* 475-D, 1964.
- Peterman Z. E., Hedge C. E. Chronology of Precambrian events in the Front Range, Colorado. *Canad. J. Earth Sci.*, 1968, 5, N 3, pt. 2.
- Peterman Z. E., Hedge C. E., Braddock W. A. Precambrian geochronology of the northeastern Front Range, Colorado. *Geol. Soc. America Spec. Paper* 87, 1966.
- Peterman Z. E., Hedge C. E., Braddock W. A. Age of Precambrian events in the northeastern Front Range, Colorado. *J. Geophys. Res.*, 1968, 73, N 6.
- Powell J. L., Skinner W. R., Walker D. Whole-rock Rb-Sr age of metasedimentary rocks below the Stillwater Complex, Montana. *Bull. Geol. Soc. America*, 1969, 80, N 8.
- Preto V. A. Structural relations between the Shuswap terraine and the Cache Creek Group in southern British Columbia. *Canad. Min. J.*, 1965, 86.
- Preto V. A. Grand Forks W1/2 map-area. *Geol. Surv. Canada Paper* 67-1, pt. A, 1967.
- Price R. A. Operation Bow-Athabasca, Alberta and British Columbia. *Geol. Surv. Canada Paper* 67-1, pt. A, 1967.
- Price R. A., Mountjoy E. W. Operation Bow-Athabasca, Alberta and British Columbia. *Geol. Surv. Canada Paper* 66-1, 1966.
- Prinz M. Structural relationships of mafic dikes in the Beartooth Mountains, Montana — Wyoming. *J. Geol.*, 1965, 73, N 1.
- Ragan D. M., Hawkins J. W. A polymetamorphic complex in the Eastern Alaska Range. *Bull. Geol. Soc. America*, 1966, 77, N 6.
- Redden J. A. Geology and pegmatites of the Fourmile quadrangle, Black Hills, South Dakota. *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper* 297-D, 1963.
- Redden J. A. Geology of the Berne quadrangle, Black Hills, South Dakota. *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper* 297-F, 1968.
- Reed B. L. Geology of the Lake Peters area, northeastern Brooks Range, Alaska. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 1236, 1968.
- 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.
- Reesor J. E. The Proterozoic of the Cordillera in southeastern British Columbia and southwestern Alberta. *Roy. Soc. Canada Spec. Publ.* N 2, 1957.

- Reesor J. E. Structural evolution and plutonism in Valhalla Gneiss Complex, British Columbia. Geol. Surv. Canada Bull. 129, 1965.
- Reesor J. E. Thor-Odin gneiss dome, Monashee Mountains, southern British Columbia. Geol. Surv. Canada Paper 66-1, 1966.
- Reid R. R. Pony—Cherry Creek age relations in southwestern Montana. Bull. Geol. Soc. America, 1955, 66, N 10.
- Reid R. R. Origin of the Pre-Beltian metamorphic rocks of the Tobacco Root Mountains, southwestern Montana. Bull. Geol. Soc. America, 1958, 69, N 12, pt. 2.
- Reid R. R. Metamorphic rocks of the northern Tobacco Root Mountains Madison County, Montana. Bull. Geol. Soc. America, 1963, 74, N 3.
- Reid R. R., Greenwood W. R. Multiple deformation and associated progressive polymetamorphism in the Beltian rocks north of the Idaho batholith, Idaho, U. S. A. In: "23rd Internat. Geol. Congr., 1968. Sec. 4". Prague, 1968.
- Reid R. R., Greenwood W. R., Morrison D. A. Precambrian metamorphism of the Belt Supergroup in Idaho. Bull. Geol. Soc. America, 1970, 81, N 3.
- Reinhardt E. W. Thubun Lakes area. Geol. Surv. Canada Paper 67-1, pt. A, 1967.
- Reinhardt E. W. Wilson Island—Petitot Islands area, East Arm, Great Slave Lake. Geol. Surv. Canada Paper 69-1, pt. A, 1969.
- Reynolds P. H., Sinclair A. J. Rock and ore—lead isotopes from the Nelson batholith and the Kootenay arc, British Columbia, Canada. Econ. Geol., 1971, 66, N 2.
- Rezak R. Stromatolites of the Belt series in Glacier National Park and vicinity, Montana. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 294-D, 1957.
- Rice H. M. A. Cranbrook map-area, British Columbia. Geol. Surv. Canada Mem. 207, 1937.
- Rice H. M. A. Nelson map-area, east half, British Columbia. Geol. Surv. Canada Mem. 228, 1941.
- Ridler R. H. Volcanic stratigraphy and metallogeny of the Kaminak Group. Geol. Surv. Canada Paper 71-1, pt. A, 1971.
- Robertson D. K., Cumming G. L. Lead- and sulfur-isotope ratios from the Great Slave Lake area, Canada. Canad. J. Earth Sci., 1968, 5, N 5.
- Robertson W. A. Palaeomagnetic results from northern Canada suggesting a tropical proterozoic climate. Nature, 1964, 204, N 4953.
- Robinson S. C. Mineralogy of uranium deposits, Goldfields, Saskatchewan. Geol. Surv. Canada Bull. 31, 1955.
- Roddick J. A. Vancouver north, Coquitlam, and Pitt Lake map-areas, British Columbia. Geol. Surv. Canada Mem. 335, 1965.
- 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, 4, N 4-6.
- Rogers J. J. W. Igneous and metamorphic rocks of the western portion of Joshua Three National Monument, Riverside and San Bernardino Counties, California. Calif. Div. Mines Spec. Rept. 68, 1961.
- Root F. K. Structure, petrology and mineralogy of Pre-Beltian metamorphic rocks of the Pony-Sappington area, Madison County, Montana. Dissert. Abstr., 1967, B27, N 7.
- Roots E. F. Geology and mineral deposits of the Aiken Lake map-area, British Columbia. Geol. Surv. Canada Mem. 274, 1954.
- Ross C. P. The Belt series in relation to the problems of the base of the Cambrian System. In: "20 Congr. Geol. Internat." 2, Mexico, 1956.
- Ross C. P. The Belt series in Montana. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 346, 1963. См. также: Ross C. P. The Precambrian of United States of America: Northern United States—the Belt Series. In: "The geologic systems. The Precambrian", 4. N., Y., Interscience, 1970.

- Ross C. P., Rezak R. The rocks and fossils of Glacier National Park. The story of their origin and history. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 249-K, 1959.
- Ross D. C. Quartz gabbro and anorthositic gabbro: Markers of offset along the San Andreas fault in the California Coast Ranges. Bull. Geol. Soc. America, 1970, 81, N 12.
- Ross J. V. The structure and metamorphism of Mesa Lake map-area, District of Mackenzie. Geol. Surv. Canada Bull. 124, 1966.
- Ross J. V. Structural relations at the eastern margin of the Shuswap Complex, near Revelstoke, southeastern British Columbia. Canad. J. Earth Sci., 1968, 5, N 4, pt. 1.
- Ross J. V. Structural evolution of the Kootenay arc, southeastern British Columbia. Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 6, 1970.
- Ross J. V., Kellerhals P. Evolution of the Slocan syncline in south-central British Columbia. Canad. J. Earth Sci., 1968, 5, N 4, pt. 1.
- Rowan L. C., Larsen L. H. Structural analysis of the Quad Creek, Wyoming Creek, and Line Creek area, Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. Geol. Soc. America Spec. Paper 82, 1965.
- Runner J. J. Pre-Cambrian geology of the Nemo district, Black Hills, South Dakota. Amer. J. Sci., 1934, Ser. 5, 28, N 167.
- Ryan B. D., Blenkinsop J. Geology and geochronology of the Hellroaring Creek Stock, British Columbia. Canad. J. Earth Sci., 1971, 8, N 1.
- Sainsbury C. L., Coleman R. G., Kachadoorian R. Blueschist and related greenschist facies rocks of the Seward Peninsula, Alaska. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 700-B, 1970.
- Saito R. Pre-Cambrian stratigraphy of South Manchuria and North China. Geol. Surv. Manchuria Mem. 18, 1943.
- Sayyah T. A. Geochronological studies of the Kinsley stock, Nevada, and the Raft River Range, Utah, 1965. Bull. Univ. Utah, 1967, 58, N 2.
- Scholten R., Keenmon K. A., Kupsch W. O. Geology of the Lima region, southwestern Montana and adjacent Idaho. Bull. Geol. Soc. America, 1955, 66, N 4.
- Scott R. W. New Precambrian (?) formation in Kansas. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1966, 50, N 2.
- Sheridan D. M., Maxwell C. H., Albee A. L. Geology and uranium deposits of the Ratson Buttes district, Jefferson County, Colo. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 520, 1967.
- Short B. L. Precambrian geology of the Ferris-Haggarty mining area, Carbon County, Wyoming. Bull. Geol. Soc. America, 1958, 69, N 12, pt. 2.
- Shride A. F. Younger Precambrian geology in southern Arizona. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 566, 1967.
- Silver L. T. Age determinations on Precambrian diabase differentiates in the Sierra Ancha, Gila County, Arizona. Bull. Geol. Soc. America, 1960, 71, N 12, pt. 2.
- Silver L. T. U-Pb isotope ages in zircon from some igneous rocks from Llano Uplift, central Texas. Geol. Soc. America Spec. Paper 73, 1963.
- Silver L. T. Mazatzal orogeny and tectonic episodicity. Geol. Soc. America Spec. Paper 82, 1965.
- Silver L. T., Carter B. A. Precambrian syenites of northern Los Angeles County, California. Geol. Soc. America Spec. Paper 87, 1966.
- Silver L. T., McKinney C. R., Deutsch S., Bolinger J. Precambrian age determinations in the western San Gabriel Mountains, California. J. Geol., 1963, 71, N 2.
- Silver L. T., McKinney C. R., Wright L. A. Some Precambrian ages in the Panamint Range, Death Valley, California. Geol. Soc. America Spec. Paper 68, 1961.

- Simons F. S. *Geology of the Klondyke quadrangle, Graham and Pinal Counties, Arizona*. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 461, 1964.
- Sims P. K., Gable D. J. *Geology of Precambrian rocks, Central City, district Colorado*. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 474-C, 1964.
- Singewald Q. D. *Description and relaxation of part of the Ilse Fault Zone, Wet Mountains, Colorado*. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 550-C, 1966.
- Singewald Q. D., Brock M. R. *Thorium deposits in the Wet Mountains, Colorado*. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 300, 1955.
- Skinner W. R. *Petrology of the metamorphosed ultramafic rocks in the Highline Lakes area, Beartooth Mountains, Wyoming*. Trans. Amer. Geophys. Union, 1963, 44, N 1.
- Slawson W. F., Austin C. F. *Anomalous leads from a selected geological environment in west-central New Mexico*. Nature, 1960, 187, N 4735.
- Slind O. L., Perkins C. D. *Lower Paleozoic and Proterozoic sediments of the Rocky Mountains between Jasper, Alberta and Pine River, British Columbia*. Bull. Canad. Petrol. Geol., 1966, 14, N 4.
- Smirnov A. M. *Role of Precambrian basement in structural evolution of the Pacific mobile belt*. Pacific Geol., 1968, N 1.
- Smith A. G., Barnes W. G. *Correlation of and facies changes in the carbonaceous, calcareous, and dolomitic formations of the Precambrian Belt-Purcell Supergroup*. Bull. Geol. Soc. America, 1966, 77, N 12.
- Smith D., Albee A. L. *Petrology of a piemontite-bearing gneiss, San Geronio Pass, California*. Contribs Mineral. Petrol., 1967, 16, N 3.
- Snook J. R. *Metamorphic and structural history of "Colville Batholith" gneisses, north-central Washington*. Bull. Geol. Soc. America, 1965, 76, N 7.
- Spurr H. C., Garrey G. H., Ball S. H. *Economic geology of the Georgetown quadrangle, Colorado*. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 63, 1908.
- Staatz M. H., Carr W. J. *Geology and mineral deposits of the Thomas and Dugway Ranges, Juab and Tooele Counties, Utah*. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 415, 1964.
- Stern T. W. *Isotopic ages of zircon and allanite from the Minnesota River Valley and La Sal Mountains, Utah*. Trans. Amer. Geophys. Union, 1964, 45, N 1.
- Stern T. W., Newell M. F., Hunt C. B. *Uranium-lead and potassium-argon ages of parts of the Amargosa thrust complex, Death Valley, California*. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 550-B, 1966.
- Stern T. W., Phair G., Newell M. F. *Boulder Creek batholith, Colorado Pt. 2. Isotopic age of emplacement and morphology of zircon*. Bull. Geol. Soc. America, 1971, 82, N 6.
- Stevenson R. E. *Preliminary report on the Precambrian of South Dakota*. Bull. Geol. Soc. America, 1958, 69, N 12, pt. 2.
- Stewart J. H. *Precambrian and Lower Cambrian formations in the Last Chance Range area, Inyo County, California*. U. S. Geol. Surv. Bull. 1224-A, 1965.
- Stewart J. H. *Correlation of Lower Cambrian and some Precambrian strata in the southern Great Basin, California and Nevada*. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 550-C, 1966.
- 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.
- Stewart J. H., Ross D. S. *Geology of the Great Basin south of the 39th parallel*. Calif. Div. Mines Geol. Bull. 191, 1966.
- Stockwell C. H. *Structural provinces, orogenies, and time classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield*. Geol. Surv. Canada Paper 61-17, 1961.

- Stockwell C. H. Second report on structural provinces, orogenies, and time classification of the Canadian Precambrian Shield. Geol. Surv. Canada Paper 62-17, 1963.
- Stockwell C. H. Fourth report on structural provinces, orogenies, and time classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield. Geol. Surv. Canada Paper 64-17, pt. 2, 1964.
- Stockwell C. H. Structural trends in Canadian Shield. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1965, 49, N 7.
- Stockwell C. H., McGlynn J. C., Emslie R. F., Sanford B. V., Norris A. W., Donaldson J. A., Fahrig W. F., Currie K. L. Geology of the Canadian Shield. Geol. Surv. Canada Econ. Geol. Rept. 1, 1970.
- Stout M. L. Geology of a part of the south-central Cascade Mountains, Washington. Bull. Geol. Soc. America, 1964, 75, N 4.
- Swetnam M. N. The origin of Precambrian crystalline rocks in the Pelton Creek area, Medicine Bow Mountains, Wyoming. Univ. Wyoming Contribs Geol., 1962, 1, N 1.
- Tansley W., Schafer P. A., Hart L. H. A geological reconnaissance of the Tobacco Root Mountains, Madison County, Montana. Mem. Montana Bur. Mines Geol., 1933, N 9, pt. 1.
- Taylor F. C. Snowbird Lake map-area, District of Mackenzie. Geol. Surv. Canada Mem. 333, 1963.
- Tectonic map of Canada. Geol. Surv. Canada, 1969.
- Tempelman-Kluit D. J. An occurrence of eclogite near Tintina Trench, Yukon. Geol. Surv. Canada Paper 70-1, pt. B, 1970.
- Thomas B. E. Geology of the Chloride quadrangle, Arizona. Bull. Geol. Soc. America, 1953, 64, N 4.
- Thorsteinsson R., Tozer E. T. Banks, Victoria, and Stefansson Islands, Arctic Archipelago. Geol. Surv. Canada Mem. 330, 1962.
- Tilton G. R., Wetherill G. W., Davis G. L. Mineral ages from the Wichita and Arbuckle Mountains, Oklahoma, and the St. Francis Mountains, Missouri. J. Geophys. Res., 1962, 67, N 10.
- Trask P. D. Geology of the Point Sur Quadrangle, California. Univ. Calif. Bull. Dept. Geol. Sci., 1926, 16, N 1.
- Tremblay L. P. Contwoyto Lake area, District of Mackenzie. Geol. Surv. Canada Paper 66-28, 1967.
- Tremblay L. P. Preliminary account of the Goulburn Group, Northwest Territories, Canada. Geol. Surv. Canada Paper 67-8, 1968a.
- Tremblay L. P. Geology of the Beaverlodge mining area, Saskatchewan. Geol. Surv. Canada Mem. 367, 1968b.
- Ulrich T. J., Reynolds P. H. Whole-rock and mineral leads from the Llano Uplift, Texas. J. Geophys. Res., 1966, 71, N 12.
- Van Gundy C. E. Nankoweap Group of the Grand Canyon Algonkian of Arizona. Bull. Geol. Soc. America, 1951, 62, N 8.
- Van Hise C. R. The problem of the pre-Cambrian. Bull. Geol. Soc. America, 1908, 19.
- Van Hise C. R., Leith C. K. The geology of the Lake Superior region U. S. Geol. Surv. Mem. 52, 1911.
- Van Schmus R. The geochronology of the Blind River — Bruce Mines area, Ontario, Canada. J. Geol., 1965, 73, N 5.
- Volborth A. Rapakivi-type granites in the Precambrian complex of Gold Butte, Clark County, Nevada. Bull. Geol. Soc. America, 1962, 73, N 7.
- Wahlstrom E. E., Kim O. J. Precambrian rocks of the Hall Valley area. Front Range, Colorado. Bull. Geol. Soc. America, 1959, 70, N 9.
- Wahrhaftig C. Schists of the Central Alaska Range. U. S. Geol. Surv. Bull. 1254-E, 1968.
- Walcott C. D. The fauna of the Lower Cambrian or Olenellus Zone. U. S. Geol. Surv. 10th Ann. Rep., 1889.

- Walcott C. D. Pre-Cambrian fossiliferous formations. *Bull. Geol. Soc. America*, 1899, 10, N 1.
- Walcott C. D. Algonkian formations of northwestern Montana. *Bull. Geol. Soc. America*, 1906, 17, N 1.
- Walker J. F. Geology and mineral deposits of Windermere map-area, British Columbia. *Geol. Surv. Canada Mem.* 148, 1926.
- Wallis R. H. A geological interpretation of gravity and magnetic data, northwest Saskatchewan. *Canad. J. Earth Sci.*, 1970, 7, N 3.
- Wanless R. K., Stevens R. D., Lachance G. R., Edmonds C. M. Age determinations and geological studies. Rept. 7. *Geol. Surv. Canada Paper* 66-17, 1967.
- Wanless R. K., Stevens R. D., Lachance G. R., Edmonds C. M. Age determinations and geological studies. Rept. 8. *Geol. Surv. Canada Paper* 67-2, pt. A, 1968.
- Wanless R. K., Stevens R. D., Lachance G. R., Rimsaite J. Y. H. Age determinations and geological studies. Rept. 5. *Geol. Surv. Canada Paper* 64-17, pt. 1, 1965.
- Wanless R. K., Stevens R. D., Lachance G. R., Rimsaite J. Y. H. Age determinations and geological studies. Rept. 6. *Geol. Surv. Canada Paper* 65-17, 1966.
- Wasserburg G. J., Eberlain G. D., Lanphere M. A. Age of the Birch Creek Schist and some batholithic intrusions in Alaska. *Geol. Soc. America Spec. Paper* 73, 1963.
- Wasserburg G. J., Lanphere M. A. Age determinations in the Precambrian in Arizona and Nevada. *Bull. Geol. Soc. America*, 1965, 76, N 7.
- Wasserburg G. J., Towell D., Steiger R. H. A study of Rb-Sr systematics in some Precambrian granites of New Mexico. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1965, 46, N 1.
- Wasserburg G. J., Wetherill G. W., Silver L. T., Flawn P. T. A study of the ages of the Precambrian of Texas. *J. Geophys. Res.*, 1962, 67, N 10.
- Weis P. L. Lower Cambrian and Precambrian rocks in northeastern Washington. *Bull. Geol. Soc. America*, 1959, 70, N 12, pt. 2.
- Wells J. D. Geology of Eldorado Springs quadrangle, Boulder and Jefferson Counties, Colorado. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 1221-D, 1967.
- 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.
- Wetherill G. W., Bickford M. E. Primary and metamorphic Rb-Sr chronology in central Colorado. *J. Geophys. Res.*, 1965, 70, N 18.
- Wetherill G. W., Tilton G. R., Davis G. L., Aldrich L. T. New determinations of the age of the Bob Ingersoll pegmatite, Keystone, S. Dakota. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1956, 9, N 5-6.
- Wheeler H. J. Base of the Cambrian system. *J. Geol.*, 1947, 55, N 3, pt. 1.
- Wheeler J. O. Big Bend map-area, British Columbia. *Geol. Surv. Canada Paper* 64-32, 1965.
- 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. Canada Paper* 67-41, 1967.
- White W. H. Cordilleran tectonics in British Columbia. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1959, 43, N 1.
- Wiebe R. A. Pre-Cenozoic tectonic history of the Salinian block, western California. *Bull. Geol. Soc. America*, 1970, 81, N 6.
- Williams H. Geology and mineral deposits of the Chisel Lake map-area, Manitoba. *Geol. Surv. Canada Mem.* 342, 1966.

- Williams N. L. Late Precambrian and early Paleozoic geology of the western Uinta Mountains, Utah. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1953, **37**, N 12.
- Wilson E. D. Pre-Cambrian Mazatzal revolution in central Arizona. *Bull. Geol. Soc. America*, 1939, **50**, N 7.
- Wilson E. D. A resume of the geology of Arizona. *Ariz. Bur. Mines Bull.* 171, 1962.
- Wilson H. D. B., Andrews P., Moxham R. L., Ramlal K. Archaean volcanism in the Canadian Shield. *Canad. J. Earth Sci.*, 1965, **2**, N 3.
- Wilson H. D. B., Brisbin W. C. Tectonics of the Canadian Shield in northern Manitoba. *Roy. Soc. Canada Spec. Publ. N 4*, 1962.
- Wilson J. T. The origin of continents and Precambrian history. *Trans. Roy. Soc. Canada*, 1949, Ser. 3, **43**, Sec. 4.
- Wilson M. E. The Canadian Shield. In: «Geologie der Erde. Geology of North America», **1**, 1939.
- Wilson M. E. The Precambrian of Canada. In: «The Geologic Systems. The Precambrian», **2**. N. Y., Interscience, 1965. Рус. пер.: Уилсон М. Е. Докембрий Канады. В кн. «Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена». М., «Мир», 1968.
- Woodward L. A. Late Precambrian metasedimentary rocks of Egan Range, Nevada. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1963, **47**, N 5.
- Woodward L. A. Late Precambrian stratigraphy of northern Deep Creek Range, Utah. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1965, **49**, N 3.
- 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, **51**, N 2.
- Woodward L. A. Late Precambrian rocks of the north-eastern Great Basin and vicinity. *J. Geol.*, 1967b, **75**, N 5.
- Woodward L. A. Lower Cambrian and upper Precambrian strata of Beaver Mountains, Utah. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1968, **52**, N 7.
- World R. C. Migmatites of the Three Waters area, northern Wind River Mountains, Wyoming. *Geol. Soc. America Spec. Paper* 121, 1969.
- Wright G. M. Geology of the southeastern barren grounds, parts of the District of Mackenzie and Keewatin. *Geol. Surv. Canada Mem.* 350, 1967.
- Wright L. A. Geology of the Superior talc area, Death Valley, California. *Calif. Div. Mines Spec. Rept.* 20, 1952.
- Wright L. A. Geology of the Silver Lake talc deposits, San Bernardino County, California. *Calif. Div. Mines. Spec. Rept.* 38, 1954.
- Wright L. A., Troxel B. W. Strata of Late Precambrian — Cambrian age, Death Valley region, California-Nevada. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1966, **50**, N 5.
- Wrucke C. T. Precambrian and Permian rocks in the vicinity of Warm Spring Canyon, Panamint Range, California. *Dissert. Abstr.*, 1967, **B27**, N 8.
- Yates R. G., 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.
- Yeats R. S. Structure of the Cascade Range east of Seattle, Washington. *Geol. Soc. America Spec. Paper* 68, 1962.
- Yeats R. S. Crystalline klippen in the Index district, Cascade Range, Washington. *Bull. Geol. Soc. America*, 1964, **75**, N 6.
- Young G. M. An extensive Early Proterozoic glaciation in North America? *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 1970, **7**, N 2.
- Zartman R. E. Rb<sup>87</sup>-Sr<sup>87</sup> and K<sup>40</sup>-Ar<sup>40</sup> ages of Precambrian rocks from the Llano Uplift, Texas. *Geol. Soc. America Spec. Paper* 73, 1963.
- Zartman R. E. A geochronologic study of the Lone Grove pluton from the Llano Uplift, Texas. *J. Petrol.*, 1964a, **5**, N 3.

- Zartman R. E. The isotopic composition of lead in microclines from the Llano Uplift, Texas. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1964b, 45, N 1.
- Zartman R. E. Rubidium-strontium age of some metamorphic rocks from the Llano Uplift, Texas, *J. Petrol.*, 1965, 6, N 1.
- Zartman R. E., Norton J. J., Stern T. W. Ancient granite gneiss in the Black Hills, South Dakota. *Science*, 1964, 145, N 3631.
- Zartman R. E., Stern T. W. Isotopic ages and geologic relationships of the Little Elk Granite, northern Black Hills, South Dakota. *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper* 575-D, 1967.
- Zartman R. E., Wasserburg G. J. The isotopic composition of lead in potassium feldspars from some 1.0-b. y. old North American igneous rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1969, 33, N 8.
- Ziegler P. A. Guidebook for Canadian Cordillera field trip. *International Symposium on the Devonian System. Alberta Soc. Petrol. Geol.*, 1967.
- Zimmermann R. A., Amstutz G. C. Southeast Missouri geology: Details from Annapolis area and Ketcherside Gap, Missouri. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1968, 52, N 4.
-

УКАЗАТЕЛЬ СОБСТВЕННЫХ НАИМЕНОВАНИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ  
И ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

- А**ида Aida свита 94  
 Айдахо-Спрингс Idaho Springs серия 46, 56, 58, 59, 60, 61, 70, 71  
 Айдлдейл Idledeale свита 59  
 Айзек Isaac свита 97  
 Айрон-Кинг Iron King вулканыты 72  
 Айрон-Хилл Iron Hill интрузив 78  
 Акаитчо-Ривер Akaitcho River свита 26  
 Албион Albion хребет 61, 62, 85  
 Алгоманские Algoman граниты 10  
 Аляска Alaska полуостров 86, 95, 102, 104  
 Аляскинский хребет Alaska Range 87, 103  
 Амиск Amisk серия 9, 19  
 Андерсон Anderson филлиты 68  
 Анимики Animikie серия 6, 7, 21  
 Анкар Ankar подсерия 76  
 Анкомпаге Uncomahgre свита 46, 73, 74, 75, 79  
 Апаче Apache серия 46, 75, 76, 94  
 Аппекунни Arrekunnu свита 92  
 Арктические острова Arctic Archipelago 35  
 Атабаска Athabasca озеро 5, 12, 17, 21, 22, 24, 29, 30, 33  
 Атабаска Athabasca впадина 5, 12, 33  
 Атабаска Athabasca свита 9, 29, 33, 34  
 Аш-Крик Ash Creek подсерия 71, 72  
**Ба**гтаун Bugtown свита 69  
 Баззард Buzzard риолиты 72  
 Банк Banks остров 5, 9  
 Баннок Wannock хребет 62, 83  
 Баннок Wannock вулканыты 83  
 Батерст Bathurst залив 5, 12  
 Батерст Bathurst субпровинция 5, 9, 28, 35  
 Бек-Спринг Beck Spring доломиты 79, 80  
 Белт Belt горы 86, 87, 89  
 Белт Belt серия 70, 86, 87, 88, 89, 90, 91, 92, 93, 94, 95  
 Белчер-Хилл Belcher Hill свита 59  
 Берк Burke свита 88  
 Бернсайд-Ривер Birnside River свита 28  
 Берч-Крик Birch Creek сланцы 102, 103, 104  
 Бивер Beaver горы 83  
 Биверлодж Beaverlodge озеро 17, 29, 30, 31  
 Биверлодж Beaverlodge серия 11, 27, 28, 37  
 Биг-Баг Big Bug подсерия 71, 72  
 Биг-Коттонвуд Big Cottonwood серия 46, 78, 79, 82  
 Биг-Салмон Big Salmon метаморфический комплекс 102  
 Бигхорн Bighorn горы 46, 47, 53  
 Бинг Bung свита 97  
 Биттер-Рут Bitter Root горы 86, 87, 88, 89  
 Бланчет Blanchet свита 26  
 Блэкрок-Каньон Blackrock Canyon известняки 83  
 Блэк-Хилс Black Hills поднятие 37, 38, 46, 47, 68, 69, 70  
 Болса Balsa кварциты 76  
 Большое Медвежье озеро Great Bear Lake 5, 34  
 Большое Невольничье озеро Great Slave Lake 5, 21, 27, 36  
 Большое Соленое озеро Great Salt Lake 47, 61  
 Большой Бассейн Great Basin 45, 46, 61, 73, 78, 79, 80, 82, 84, 85, 96  
 Большой Каньон Grand Canyon 76  
 Боннер Bonner кварциты 92  
 Боулдер-Крик Boulder Creek батолит 71  
 Браун-Саунд Brown Sound свита 28  
 Браунс-Хол Browns Hole свита 83  
 Бригем Brigham серия 82, 83  
 Брукс хребет Brooks Range 86, 87, 99  
 Бутия Boothia полуостров 5, 9, 12  
 Бутия Boothia свод 37

Бучард Bowchard свита 88  
Бэр (Большого Медвежьего озера)  
Вар провинция 4, 5, 6, 9, 21, 22,  
24, 25, 27, 34, 35, 36  
Бэртут Beartooth горы 46, 47, 48, 49,  
50, 52, 54, 60  
Бэртут-Бигхорн Beartooth-Bighorn  
провинция 44

Вайоминг Wyoming провинция 44  
Валли-Спринг Valley Spring свита 39  
Вальесито Vallecito конгломераты 46,  
72, 73

Вандерлер Vanderlehr свита 69  
Векуско Wekusko серия 19  
Великие Равнины Great Planes 3, 37,  
39, 41, 45, 47  
Верджин Virgin горы 46, 61, 78  
Верхнее озеро Superior Lake 42  
Виктория Victoria остров 5, 9, 19, 35,  
37

Виннипег Winnipeg озеро 5, 11  
Вишну Vishnu сланцы 46, 72, 76  
Внутренние плато Interior Plateau 87,  
99, 102

Вулканик-Айрин Volcanic Irene свита  
96

Вуд-Каньон Wood Canyon свита 46,  
81, 82

Вулверин Wolverine метаморфический  
комплекс 97

Вулластон Wollaston впадина 5, 42  
Вулластон-Лейк Wollaston Lake  
складчатый пояс 12

Гаддес Gaddes базальты 72  
Гарнет-Рейндж Garnet Range свита  
92, 93  
Гатага Gataga свита 94  
Генри-Крик Henry Creek свита 94  
Гиртсен-Каньон Geertsen Canyon квар-  
циты 82

Гленелг Glenelg свита 35  
Гог Gog серия 97

Голден-Гейт-Каньон Golden Gate Ca-  
nyon свита 59

Гоулберн Goulburn серия 9, 28, 35  
Гранд-Каньон Grand Canyon серия 46,  
76, 77, 94

Граус-Ридж Grose Ridge свита 85, 86  
Грейпвайн-Галч Grapevine Gulch сви-  
та 72

Грейсон Greyson сланцы 89, 93  
Грейт-Слейв Great Slave серия 9, 25,  
26, 34

Гренвилл Grenville провинция 40, 42  
Гризли Grizzly свита 68  
Грин-Галч Green Gulch вулканиты 72

Грин-Крик Green Creek комплекс 46,  
61

Гриннелл Grinnell свита 92  
Гринхорн-Маунтин Greenhorn Moun-  
tain кварциты 90

«грит» grit толща 98, 99  
Гудзонов залив Hudson Lake 5, 12,  
18, 25

Гурон Huron серия 6, 7, 21  
Гусберри-Галч Gooseberry gulch серия  
46, 70

**Д** аглас-Пенинсула Douglas Peninsu-  
la свита 26

Дагуэй Dugway горы 83

Датч-Крик Dutch Creek свита 91  
Датч-Пик Dutch Peak тиллиты 83

Денали Denali разлом 87, 102  
Денвер Denver город 56, 57, 58

Десепшен Deseption риолиты 72  
Джанкшен Junction свита 59

Джибролтер Gibraltar свита 26  
«Джипсум-Валли» Gypsum Valley сви-  
та 95

Джонни Johnnie свита 46, 81  
Джордж George свита 94

Дивайд-Маунтин Divide Mountain сви-  
та 95

Диллон Dillon гранито-гнейсы 70, 93

Дип-Крик Deep Creek хребет 62, 84  
Дип-Лейк Deep Lake свита 67, 68

Дип-Спринг Deep Spring свита 46, 81  
Дисмал Dismal озеро 34

Долина Смерти Death Valley 79, 80, 81  
Дональдсон-Лейк Donaldson Lake  
гнейсы 17

Дриппинг-Спринг Dripping Spring  
кварциты 75

Дубонт Dubawnt серия 5, 9, 31, 32, 34  
Духамел Duhamel свита 25

**З** уни Zuni горы 57, 73

**И** ган Egan хребет 62, 84  
Ингеника Ingenika горы 87, 97

Ингеника Ingenika серия 98  
Инком Inkom свита 82, 83

Иньо Inyo горы 80  
Ист-Арм East Arm субпровинция 5, 9,  
13, 18, 22, 25, 34

**Й** ейгер Jaeger сланцы 71  
Йеллоу-Астер Yellow Aster метамор-  
фический комплекс 105

Йеллоунаиф Yellowknife серия 9, 10,  
13, 14, 15, 16, 18, 20, 27, 28

- Кадди-Каньон** Caddy Canyon кварциты 82, 83
- Казан** Kazan свита 31, 32
- Калифорния** California штат 64, 66
- Камелбак-Маунтин** Camelback Моунтаин кварциты 82
- Камерон-Бей** Cameron Bay серия 9, 23
- Каминак** Kaminak серия 18
- Каммингем** Cummingham известняки 97
- Кампито** Campito свита 46, 81, 82
- Канадский щит** Canadian Shield 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 13, 15, 17, 18, 19, 20, 21, 35, 43, 56, 67, 70, 98
- Канзас** Kansas штат 41, 43
- Кантишна-Хилс** Kantishna Hills горы 103
- Кануак** Kanuak свита 35
- Каньон Сапуон** горы 83
- Карибу** Cariboo горы 87, 96
- Карибу** Cariboo серия 97
- Карлтон** Carlton серия 42
- Каскадные** Cascade горы 87, 105
- Каскейд** Cascade свита 105, 106
- Каулес-Лейк** Cowles Lake 27
- Качочелла** Kachochella подсерия 26
- Кайза** Kaza свита 97
- Келли-Каньон** Kelley Canyon свита 82, 83
- Кембридж** Cambridge поднятие 37
- Киватин** Keewatin серия 6, 7, 8, 10, 11, 13, 19
- Кивино** Keweenaw серия 6, 7, 37, 40, 42, 43
- Киви-Пик** Keevy Peak свита 102
- Киглуайк** Kigluak серия 104
- Килиен** Kilian свита 35, 37
- Кингстон-Пик** Kingston Peak свита 80
- Кисснью** Kisseynew гнейсы 19
- Китченер** Kitchener свита 91
- Клават** Klamath горы 45, 85, 86
- Клаватский** Klamath батолит 45, 85
- Кларк** Clark хребет 92
- Клир-Крик** Clear Creek свита 59
- Клондайк** Klondike город 102
- Клондайк** Klondike сланцы 102
- Клузай** Kluzai свита 26
- Кол-Крик** Coal Creek кварциты 46, 58, 70
- Колорадо** Colorado плато 44, 45, 46, 47, 57, 61, 71, 72, 74, 76, 77, 78, 82
- Колорадский** срединный массив 71, 72, 77
- Коппермайн** Coppermine серия 9, 35, 37, 42
- Кордильеры** Cordillera горы, складчатый пояс, 3, 5, 43, 44, 45, 66, 74, 95, 99, 101, 102, 104, 105
- Кресманс-Галш** Cressman's Gulch свита 59
- Крестон** Creston свита 90
- Кристал-Спринг** Crystal Spring свита 79, 80
- Кристи-Бей** Christie Bay подсерия 26
- Кристофер-Айленд** Christopher Island 31, 32
- Кроу** Crow свита 69
- Крофолд-Галш** Grawfold Gulch свита 59
- Кузитрин** Kuzitrin серия 104
- Куувик** Kuuvik свита 28
- Лаврентьевские** Laurentian граниты 10
- Ларами** Laramie хребет 46, 57, 60, 68
- Ла-Худ** La Hood свита 89, 90
- Либби** Libby свита 88
- Либби-Крик** Libby Creek серия 67, 68
- Литл-Белт** Little Belt горы 47, 70
- Лоус** Loues свита 69
- Лукаут** Lookout сланцы 67
- Лупин** Lupine кварциты 88
- Льюис** Lewis хребет 86, 87, 91, 92
- Льюис** Lewis серия 92
- Льяно** Llano поднятие 38, 39, 41
- Мазатцал** Mazatzal кварциты 46, 74, 75, 79
- Майетт** Miette серия 97
- Майо** Mayo свита 69
- Маккензи** Mackenzie горы 87, 94, 98
- Маккензи** Mackenzie дайковый пояс 36
- Маккензи-Лейк** Mackenzie Lake серия 24
- Мак-Кой-Крик** McCoy Creek серия 84
- Мак-Лин** McLean свита 26
- Мак-Лауд-Бей** McLeod Bay свита 26
- Мак-Намара** McNamara свита 92, 93
- Мартин** Martin свита 9, 29, 30, 31, 33
- Марш** Marsh сланцы 90
- Маскокк** Muscox интрузия 36
- Маунт-Вернон-Каньон** Mount Vernon Canyon свита 59
- Маунт-Нелсон** Mount Nelson свита 91
- Медисин-Боу** Medicine Bow хребет 46, 54, 55, 57, 60, 67
- Медисин-Пик** Medicine Peak кварциты 67
- Медоу-Крик** Meadow Creek свита 97
- Мейпл-Каньон** Maple Canyon свита 82
- Менденхолл** Mendenhall гнейсы 63, 65
- Мерки** Murky свита 34
- Мермак-Бей** Murmac Bay свита 17
- Меса** Mesa озеро 27
- Мескал** Mescal доломиты 76

Мизула Missoula подсерия 88, 89, 90, 92  
Минерал-Форк Mineral Fork тиллиты 46, 82, 83  
Миннесота Minnesota река 7, 11  
Минто Minto свод 5, 35, 37  
Минто-Инлет Minto Inlet 35  
Мисси Missi серия 9, 25  
Миссури Missouri штат 41  
Монк Monk свита 96  
Мортон Morton гнейсы 7, 11  
Мытьюал Mutual свита 46, 79, 82, 83

**Н**айхарт Neihart песчаники 89, 93  
Нанкоуип Nankowear подсерия 76  
Наткуснак Natkusiak свита 9, 35, 37  
Наш Nash свита 67  
Небраска Nebraska штат 42  
Нейсина Nasina серия 102  
Нелсон Nelson метаморфический фронт 25

Неруоупак Neruokruk свита 99  
Ниггер-Хилл Nigger Hill поднятие 69  
Нидл-Маунтинс Needle Mountains кристаллический массив 57, 72, 73  
Ниписсинг Nipissing диабазы 21  
Новайо-Маунтин Novajoe Mountain серия 42

Ном Nome серия 104  
Ноначо Nonacho серия 9, 21, 22  
Нонсач Nonesuch сланцы  
Норр Кногг свита 95  
Норт-Арм North Arm залив 27  
Нортуэстерн Northwestern свита 68  
Нуудей Noonday доломиты 46, 81  
Ньюланд Newland известняки 89, 90, 93

Нью-Мексико New Mexico штат 78

**О**гилви Ogilvie горы 87, 95, 98  
Оклахома Oklahoma штат 41  
Олдер Alder подсерия 71  
Олдридж Aldridge свита 90  
Олд-Форт-Пойнт Old Fort Point свита 97  
Олтин Altyn свита 92  
Оминнеко Ominesa кристаллический пояс 99  
Орида-Ридж Aurela Ridge серия 63  
Орокония Orocopia горы 64, 66  
Осеола Osceola аргиллиты 84  
Оуджик Odjick свита 27

**П**айкс-Пик Pikes Peak граниты 57, 77  
Пайонир Pioneer сланцы 75  
Паксадл Paksaddle свита 39  
Панаминт Panamint хребет 81  
Панхандл Panhandle толща 41  
Папус-Крик Paroosie Creek свита 83  
Парамп Pahmp серия 46, 74, 79,

80, 81

Пеканатуи-Пойнт Pеканатуи Point свита 26  
Пелли Pelly гнейсы 102  
Пенокийский Penokian складчатый пояс 20  
Передовой хребет Front Range 47, 56, 57, 58, 59, 60, 61, 70, 77  
Перри-Бей Parry Bay свита 35  
Перселл Purcell горы 87, 90, 91, 94, 96  
Перселл Purcell серия 90, 91, 93, 95, 96

Перселл Purcell лавы 91, 92  
Петей Pethey подсерия 26  
Пиган Piegan подсерия 88, 90, 91  
Пикок-Хилс Peacock Hills свита 28  
Пинал Pinal серия 46, 71  
Пирсон Pearson свита 26  
Питц Pitz свита 32, 33  
Пойнт Point озеро 11, 14  
Покателло Pocatello свита 83  
Пони Pony серия 53, 70  
Поперечные хребты Transverse Ranges 45, 61, 63, 66

Портидж-Инлет Portage Inlet свита 26

Пребл Prebble свита 34  
Приндл Prindle вулкан 104  
Причард Prichard свита 88, 90, 91  
Перспект-Маунтин Prospect Mountain кварциты 82, 84, 85  
Пурман Poorman свита 68

**Р**авалли Ravalli подсерия 88, 90  
Раггеди-Маунтин Raggedi Mountain серия габбро 42  
Райс Rice свита 43  
Рапитан Rapitan тиллиты 98  
Рафт-Ривер Raft River горы 61, 62, 85  
Реветт Revett свита 88  
Ред-Крик Red Creek серия 46, 54  
Ред-Пайн Red Pine сланцы 46, 78  
Ред-Рок Red Rock риолиты 71  
Редскин Redskin граниты 77  
Рейнбоу Rainbow горы 103, 104  
Рейндж Range мраморы 68  
Рейнолдс-Пойнт Reynolds Point свита 35

Реклус Reclus свита 27  
Рид Reed доломиты 46, 81  
Ричардсон Richardson шоссе 104  
Рокнест Rocknest свита 27  
Ролстон-Баттес Ralston Buttes свита 58  
Руби Rubi горы 62, 85

**С**аватч Sawatch хребет 47, 57, 61  
Сайе Siyeh свита 91, 92  
Сайльюрин-Хилс Silurian Hills горы 79

- Сакраменто Sacramento горы 78  
 Самон Salmon свита 85, 86  
 Сан-Андреас San Andreas разлом 64, 66  
 Сан-Бернардино San Bernardino горы 64  
 Сан-Габриель San Gabriel горы 63, 64, 65  
 Сан-Габриель San Gabriel интрузив 64, 65  
 Сангре-де-Кристо Sangre de Cristo горы 57, 61  
 Сан-Изабел San Isabel граниты 77  
 Санта-Лусия Santa Lucia хребет 45, 66  
 Сан-Хуан San Juan горы 47, 57, 72, 73, 74, 78  
 Сан-Хуан San Juan острова 87, 106  
 Саутерн (Южная) Southern провинция 4, 5, 37  
 Саут-Чаннел South Channel свита 31, 32  
 Северные Кордильеры Northern Cordillera 44, 45, 86, 87  
 Северные скалистые горы Northern Rocky Mountains 47, 86  
 Североамериканская платформа 3, 5, 37, 42, 75  
 Селвин Selwin впадина 98  
 Централ-Канзас Central Kansas поднятие 37  
 Сент-Риджис St. Regis свита 88  
 Сербат Serbat горы 46, 61  
 Сидар-Галш Cedar Gulch свита 59  
 Силвер-Плам Silver Plum граниты 77  
 Ситон Seton свита 26  
 Скалистые горы Rocky Mountains 38, 44, 45, 46, 47, 61, 67, 70, 77, 78, 87, 90, 94, 97, 102  
 Скалистых гор Пов Rocky Mountains Trench 87, 91, 95, 97  
 Сканлан Scanlan конгломераты 75  
 Скаут-Маунтин Scout Mountain толща 83  
 Слейв (Большого Невольничьего озера) Slave провинция 4, 5, 6, 8, 9, 10, 11, 13, 15, 19, 21, 24, 25, 26, 28, 36  
 Словей Sloway свита 88  
 Снейк Snake хребет 62, 84  
 Снер Snare серия 9, 27  
 Сноукрест Snowcrest хребет 46, 47, 53, 54, 60, 70  
 Сноуслип Snowslip свита 92  
 Сомерсет Somerset остров 9, 12  
 Сосан Sosan подсерия 25  
 Спад-Маунтин Spud Mountain вулканы 72  
 Спрус Spruce свита 88  
 Спокейн Spokane сланцы 90
- Старк Stark свита 26  
 Стелла-Лейк Stella Lake кварциты 84  
 Стерлинг Stirling кварциты 46, 81  
 Стиллутотер Stillwater интрузив 48, 50, 51, 52, 54  
 Стоп Stone хребет 87, 94, 98  
 Стрипид-Пик Striped Peak свита 88  
 Стробрерри-Крик Strawberry Creek свита 84  
 Стьюарт-Форк Stuart Fork свита 85  
 Су Sioux антеклиза 37, 38, 43  
 Су Sioux кварциты 40, 43  
 Суондайк Swandylke гнейсы 46, 58, 60  
 Сур Sur серия 66  
 Сьерра Невада Sierra Nevada горы 45  
 Сьерра-Невадийский Sierra Nevada батолит 45, 85  
 Сьюард Stewart полуостров 87, 104  
 Сьюпириор (озера Верхнего) Superior провинция 4, 5, 6, 8, 10, 11, 20, 21, 25, 39
- Т**азин Tazin озеро 29  
 Тазин Tazin серия 9, 17, 22, 29, 30, 70  
 Такиюак Takiyuak свита 28  
 Талтейлей Taltheilei свита 26  
 Таунер Tawner сланцы 68  
 Тексес-Галч Texas Gulch свита 46, 75  
 Телон Thelon субпровинция 5, 9, 18, 23, 31, 32  
 Телон Thelon свита 32, 33  
 Тенакихи Tenakihī серия 97  
 Тепит Tepit песчаники 77  
 Терки-Крик-Каньон Turkey Creek Капуон свита 59  
 Тетса Tetsa свита 94  
 Техас Texas штат 41  
 Тилман Tillman серия 42  
 Тимискаминг Timiskaming серия 6, 7, 8, 10  
 Тиндир Tindir серия 95, 103  
 Тинни-Ковз Tinney Cove свита 35  
 Тинтик Tintic кварциты 46, 82, 83  
 Тинтина Пов Tintina Trench 87, 98, 102  
 Тобакко Рут Tobacco Root горы 53  
 Тоби Tobi свита 96  
 Тотатлантика Totatlantica сланцы 103  
 Точатун Tochatwī свита 26  
 Три-Систерс Three Sisters свита 96  
 Трой Troy кварциты 46, 75, 76  
 Тучоди Tuchodi свита 94
- У**айлбред Wildbread свита 26  
 Уайман Wuman свита 46, 81  
 Уайт-Маунтинс White Mountains горы 80

- Уайт-Ривер White River поднятие 57, 61  
 Уиллард-Крик Willard Creek кварциты 84  
 Уиллистон Williston синеклиза 38, 39  
 Уилсон-Айленд Wilson Island серия 9, 18, 20, 22  
 Уинд Wynd свита 97  
 Уиндермир Windermere серия 87, 90, 91, 93, 95, 96, 98, 101  
 Уинд-Ривер Wind River горы 47, 55, 62  
 Уинниатт Wynnatt свита 35  
 Уинта Uinta горы 47, 54, 62, 78, 79  
 Уинта-Маунтин Uinta Mountain серия 46, 78, 79  
 Уичито Wichita складчатая система 38, 39, 40, 42  
 Уоллис Wallace свита 88  
 Уосатч Wasatch хребет 46, 47, 61, 62, 78, 79, 82, 83, 84  
 Уотертон Waterton свита 92  
 Уошито Ouachita складчатая система 38, 39, 40  
 Уэстерн-Ривер Western River свита 28  
 Уэт Wet хребет 57, 61
- Ф** армингтон-Каньон Farmington Canyon комплекс 61  
 Флаг-Рок Flag Rock свита 68  
 Флаинг Flying свита 71  
 Флатхед Flathead кварциты 89  
 Франклин Franklin горы 87, 94  
 Френч French сланцы 68  
 Фут-Бей Foot Bay гнейсы 17  
 Фэрбенкс Fairbanks город 103
- Х** арней-Пик Harney Peak поднятие 69  
 Харрисон Harrison серия 85  
 Харт Heart граувакки 67  
 Хартвилл Hartville поднятие 46, 47, 68  
 Хедквотерс Headquarters сланцы 67  
 Хелина Helena известняки 90, 92  
 Хервиц Hurwitz серия 9, 23, 24  
 Херн Hearne свита 26  
 Холмен-Айленд Holman Island син-клиналь 35, 37  
 Хомстейк Homestake свита 68  
 Хорнби-Бей Hornby Bay серия 9, 34, 37, 42, 43  
 Хорнби-Чаннел Hornby Channel свита 25  
 Хорстиф-Крик Horsethief Creek под-серия 96
- Ц** ентральные Кордильеры Central Cordillera 43, 44, 45, 46, 47, 61, 75, 85
- Центральные Скалистые горы Central Rocky Mountains 39, 44, 46, 47, 53, 54, 56, 60, 67
- Ч** адрон Chadron поднятие 37  
 Чантри Chantrey серия 24  
 Чарлтон-Бей Charlton Bay свита 26  
 Чейс-Ранч Chase Ranch кварциты 59  
 Чемберлин Chamberlain сланцы 89, 93  
 Черри-Крик Cherry Creek серия 53, 70, 93  
 Черчилл Churchill провинция 4, 5, 6, 9, 11, 16, 18, 19, 21, 23, 24, 25, 36, 39  
 Чиша Chischa свита 94  
 Чуар Chuар подсерия 76
- Ш** ейлер Shaler серия 9, 35, 37  
 Шелл-Крик Schell Creek серия 62, 84  
 Шепард Shepard свита 92, 93  
 Шерман Sherman граниты 55, 77  
 Ши Shea базальты 72  
 Шилдс Shields свита 92  
 Шингл-Крик Shingle Creek конгломераты 84  
 Шипрок Sheepprock горы 83  
 Шипрок Sheepprock серия 83  
 Шугарлоф Sugarloaf кварциты 67  
 Шусуоп Shuswap комплекс 99, 100, 101
- Э** ллисон Ellison свита 68  
 Эмпайр Empire сланцы 90, 93  
 Эпуорт Erworth серия 9, 27, 28, 34  
 Эрвинг Irwing свита 46, 72, 73, 74  
 Эт-Тен Et-then серия 9, 34  
 Эхо-Бей Echo Bay серия 9, 22, 23
- Ю** жная Southern провинция см. Саутерн  
 Южно-Калифорнийский South California батолит 45, 85  
 Южные Кордильеры Southern Cordillera 44, 45, 85  
 Южные Скалистые горы Southern Rocky Mountains 44, 46, 47, 56, 60, 70, 77  
 Юкон Yukon река 87, 95, 103  
 Юконские Yukon сланцы 102  
 Юконский кристаллический массив Yukon Crystalline Platform 102  
 Юкон-Тананское Yukon-Tanana нагорье 87, 102, 104  
 Юнион-Айленд Union Island серия 9, 22, 26  
 Ютсинги Utsingi свита 26
- Я** вапай Yawapai серия 46, 71, 72, 75

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Часть I. Докембрий северо-восточного сектора Тихоокеанского подвижного пояса . . . . .	3
Канадский щит (западные районы) . . . . .	3
Нижний докембрий . . . . .	8
Нижний архей . . . . .	11
Верхний архей . . . . .	13
Средний докембрий . . . . .	20
Нижний афебий . . . . .	21
Верхний афебий . . . . .	25
Верхний докембрий . . . . .	33
Нижний альгонк (палеохеликий) . . . . .	33
Средний альгонк (неохеликий) . . . . .	35
Великие Равнины . . . . .	37
Центральные Кордильеры . . . . .	43
Нижний докембрий . . . . .	47
Средний докембрий . . . . .	67
Нерасчлененные доальгонкские образования . . . . .	73
Верхний докембрий . . . . .	74
Нижний и средний альгонк . . . . .	74
Верхний альгонк . . . . .	80
Проблематичный докембрий эвгеосинклинальной зоны . . . . .	85
Северные Кордильеры . . . . .	86
Средний альгонк . . . . .	86
Верхний альгонк . . . . .	95
Докембрий нерасчлененный . . . . .	99
Часть II. Докембрий северо-западного сектора и сравнительная характеристика докембрийских комплексов на севере Тихоокеанского подвижного пояса . . . . .	106
Нижний докембрий . . . . .	107
Нижний архей Северо-Восточной Азии . . . . .	107
Главные черты геологического развития в раннем архее . . . . .	114
Верхний архей Северо-Восточной Азии и особенности позднеархейского этапа геологического развития . . . . .	119
Средний докембрий . . . . .	127
Средний докембрий Северо-Восточной Азии . . . . .	127
Особенности геологического развития в позднем архее и в среднем докембрии . . . . .	130
Верхний докембрий. Сравнительная характеристика азиатских и североамериканских комплексов . . . . .	133
Литература . . . . .	139
Приложение к части I. Указатель собственных наименований геологических и географических объектов Северной Америки . . . . .	166

Цена 1 р. 14 к.

499