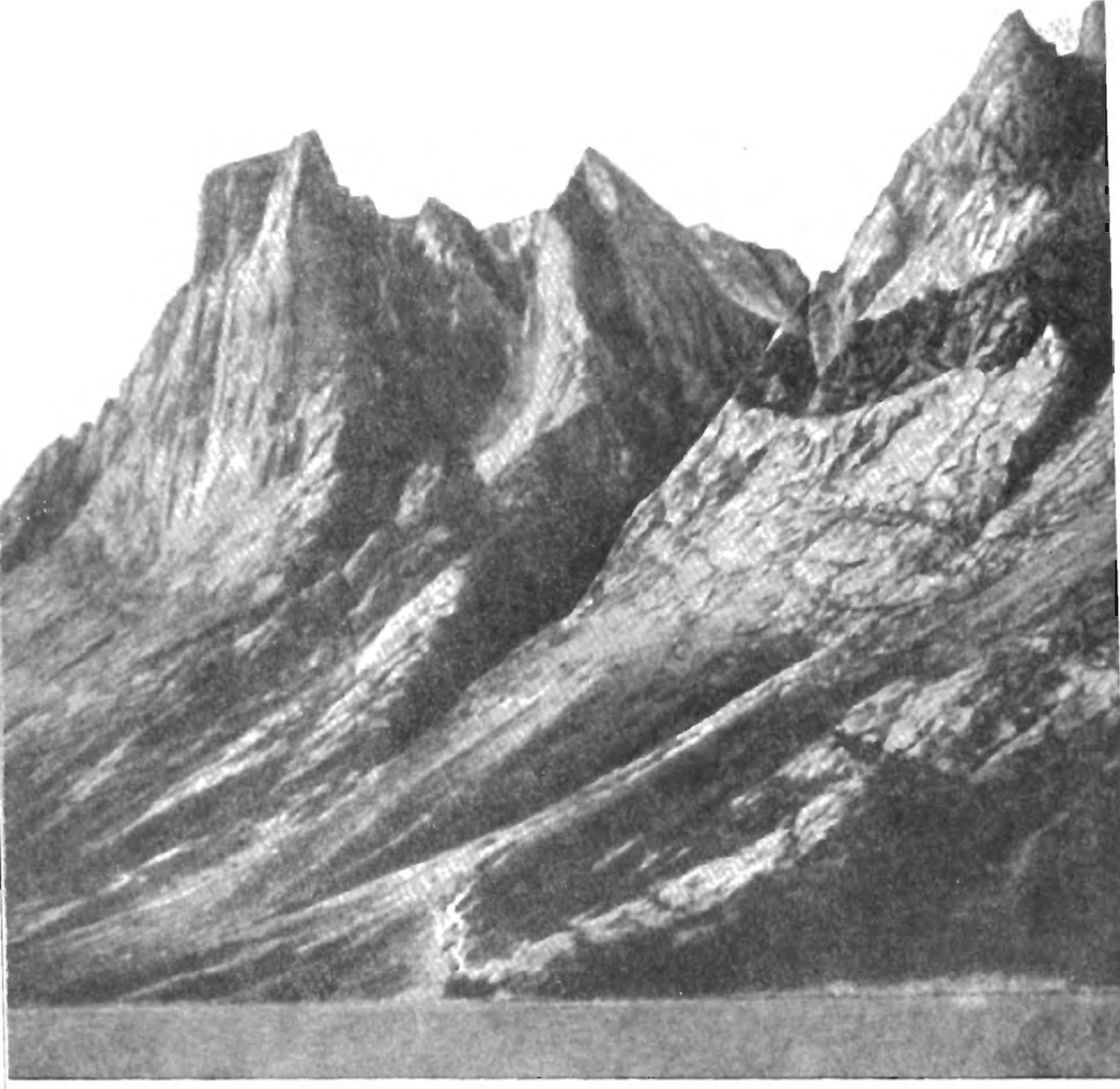
НАУКИ О ЗЕМЛЕ

ДОКЕМБРИЙ КАНАДЫ, ГРЕНЛАНДИИ, БРИТАНСКИХ ОСТРОВОВ И ШПИЦБЕРГЕНА





ДОКЕМБРИЙ БРИТАНСКИХ ОСТРОВОВ

The Geologic systems
The Precambrian
Volume 2
Editor Kalervo Rankama

INTERSCIENCE PUBLISHERS
NEW YORK — LONDON — SYDNEY
1965

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

Фундаментальные

труды

зарубежных

ученых

по

геологии,

геофизике

и

геохимии

1865

КАНАДЫ, ГРЕНЛАНДИИ, И ШПИЦБЕРГЕНА

Издательство

«МИР»

Под редакцией К. Ранкамы

Москва

1968

УДК 550/45

ПЕРЕВОД С АНГЛИЙСКОГО

И. И. Вишневской и А. М. Лейтеса

ПОД РЕДАКЦИЕЙ И С ПРЕДИСЛОВИЕМ

д-ра геол.-мин. наук, проф. ***Е. В. Павловского***

Книга посвящена докембрийским образованиям четырех крупных регионов земного шара. Ведущие зарубежные геологи дают в ней подробную характеристику состава и условий образования горных пород в докембрии, геологического строения и полезных ископаемых этих регионов. Рассмотрены также важнейшие этапы их геологической истории. Основываясь на обильном новом фактическом материале, авторы разработали оригинальные схемы сопоставления докембрийских толщ, распространенных в различных районах Северного полушария.

Вопросы, рассматриваемые в книге, важны для широкого круга геологов различных специальностей нашей страны. Она будет также ценным пособием для преподавателей геологических вузов и студентов-геологов.

Редакция литературы по вопросам геологических наук

Инд. 2-9-3

ПРЕДИСЛОВИЕ К РУССКОМУ ИЗДАНИЮ

Второй том «Геологических систем», посвященный докембрию Шпицбергена и острова Медвежий, Британских островов, Гренландии и Канадского щита, охватывает гораздо большую территорию, чем первый том той же серии, уже вышедший в свет в русском переводе [1].

Во втором томе описаны докембрийские образования крайней северо-восточной части зоны норвежских каледонид (остров Медвежий, запад Шпицбергенского архипелага) и прилегающий к ней с востока участок древней Баренцовой платформы (восточная часть Шпицбергенского архипелага). Далее охарактеризован докембрий в пределах зон каледонской и герцинской складчатости Британских островов и небольшого участка древней платформы Эриа на крайнем северо-западе Шотландии. В обширной сводке по Гренландии изложены интересные итоги ранних и особенно новых наблюдений, освещающих строение докембрийских образований, развитых как в пределах не покрытой материковым льдом части Гренландского щита, так и в зонах палеозойских складчатостей восточной Гренландии, Земли Пири и Земли Кронпринца Христиана. Завершается второй том весьма обстоятельным обзором докембрия огромного Канадского щита.

Перед читателем раскрывается буквально море фактов — сведения о минеральном составе пород, их химизме, колонны стратиграфических построений, схемы геологической истории, геологические карты отдельных участков крупных структурных комплексов, разрезы к ним, таблицы определений радиометрического возраста, данные по тектонике, минеральным фациям, полезным ископаемым. Указаны пункты наблюдений, приведены ссылки на первоисточники, в которых читатель найдет более полные сведения по тому или иному вопросу.

Это обилие фактов ценно для геологов любого профиля как орудие для тектонических, стратиграфических, петрографических, литологических и иных обобщений. Известные элементы синтеза мы находим во всех региональных очерках, составляющих второй том «Докембрия», но трудно отделаться от впечатления, что этот синтез мог бы быть развернут шире и глубже. Например, даже если учесть, что геологически Канадский щит изучен явно недостаточно, синтез его тектоники, несомненно, все же возможен, как это показывают, в частности, работы Стоквелла, опубликовавшего недавно Тектоническую карту Канады [2]; интересный вариант такого синтеза предложен М. В. Муратовым [3]. Относительно возможностей синтеза сказанное следует повторить и применительно к той части Международной тектонической карты Европы, в рамки которой впервые вошли и Тектоническая

[1] «Докембрий Скандинавии», издательство «Мир», Москва, 1967.

[2] Stockwell C. H., Structural trends in Canadian Schield, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 49, N 7, 1965; Стоквелл К. Х., Тектоническая карта Канадского щита, в книге: «Тектонические карты континентов», издательство «Наука», Москва, 1967.

[3] Муратов М. В., Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования, Известия высш. учебн. завед., Геология и разведка, № 3, 1966.

карта Британских островов, выполненная под руководством Ф. У. Даннинга [4], и Тектоническая карта Шпицбергена и острова Медвежий К. А. Клитина [5], и Тектоническая карта Гренландии А. Бертельсена [6].

В этой же связи необходимо отметить вышедшие в свет ранее Тектоническую карту Арктики и объяснительную записку к ней, составленные Ю. М. Пущаровским [7], а также недавно опубликованные Тектоническую карту Евразии под редакцией А. Л. Яншина и объяснительную записку к ней [8].

Труды указанных исследователей весьма интересны. По существу они являются необходимым дополнением ко второму тому «Докембрия» и в известной мере помогут читателю ориентироваться в дремучем лесу фактов, описанных в этом томе.

Касаясь содержания отдельных статей, входящих в состав второго тома «Докембрия», можно отметить, что Т. С. Винснес чрезмерно скупо, на наш взгляд, описал «докаледонскую» геосинклиналь западной части Шпицбергена и острова Медвежий.

Читатель был бы вправе ожидать капитального завершения очерка докембрия Британских островов, изученного столь детально и написанного таким известным исследователем, как Дж. Г. К. Андерсон. Однако в заключение обстоятельного обзора британского докембрия в главе, озаглавленной «Синтез и корреляция», не использованы, как нам кажется, все возможности, которые дает богатейший материал наблюдений ряда поколений британских геологов. В частности, осталась в тени одна из интереснейших особенностей каледонид Шотландских нагорий, свидетельствующая, что геосинклинальная седиментация в их пределах закончилась, в сущности, до начала палеозойской эры. Это обстоятельство, однако, не помешало значительной шотландской части Британских островов стать ареной проявления интенсивной и многоактной каледонской складчатости, каледонской магматической деятельности и каледонского метаморфизма. Здесь мы сталкиваемся с группой явлений, не укладывающихся в рамки классических представлений об обязательной временной и пространственной связи геосинклинальной седиментации и непосредственно следующими за ней складчатостью, синкинематическими и прочими интрузиями, процессами регионального и контактового метаморфизма, на что в нашей литературе впервые было обращено внимание довольно давно [9]. Тогда же было отмечено, что явления, наблюдаемые в нагорьях Шотландии, представляются не каким-то единичным случаем, но что они распространены и в других районах мира и заслуживают специального внимания и дальнейшего изучения.

В обзоре докембрия Британских островов отсутствует, к сожалению, упоминание о первой находке растительных остатков в сланцах торридона.

---

[4] Даннинг Ф. У., Британские острова, в книге: «Тектоника Европы», издательство «Наука», издательство «Недра», Москва, 1964.

[5] Клитин К. А., Каледониды Шпицбергена, в книге: «Тектоника Европы», издательство «Наука», издательство «Недра», Москва, 1964.

[6] Бертельсен А., Тектоническая карта Гренландии, в книгах: «Тектоника Европы», издательство «Наука», издательство «Недра», Москва, 1964, и «Тектонические карты континентов», издательство «Наука», Москва, 1967.

[7] Пущаровский Ю. М., Некоторые общие проблемы тектоники Арктики, Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1960; Пущаровский Ю. М., Тектоническая карта Арктики в масштабе 1 : 10 000 000, Издание ГУГК, Москва, 1963.

[8] Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г., Зайцев Н. С., Муратов М. В., Нейбе А. В., Пущаровский Ю. М., Удинцев Г. Б., Хераскова Н. П., Тектоническая карта Евразии в масштабе 1 : 5 000 000, Издание Геологического института АН СССР и ГУГК, Москва, 1966; Тектоника Евразии (объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, масштаб 1 : 5 000 000), издательство «Наука», Москва, 1966.

[9] Павловский Е. В., Геологическая история нагорий Шотландии в докембрии и нижнем палеозое и роль глубинных разломов, Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1958.

Это важное открытие было сделано С. Н. Наумовой в 1961 г. [10] Оно создало основу для корреляции торридона с отдельными частями разреза рифея Русской платформы и Урала, с альгонкскими образованиями Чехословакии. Мимо этого открытия не прошли авторы недавно опубликованной монографии о геологии Шотландии [11]. Обсуждалось оно и в Лондонском геологическом обществе в августе 1962 г. [12]

Очень свежо и интересно написана обширная работа по докембрию Гренландии датскими исследователями А. Бертельсеном и А. Ню-Нюгордом. Здесь нет необходимости давать развернутую характеристику этой части второго тома «Докембрия», пожалуй наиболее интересной и содержательной во всей книге. Остановимся лишь на двух вопросах общего значения, затронутых авторами очерка докембрия Гренландии и решаемых ими по-своему. Речь идет, во-первых, о трактовке складчатой структуры докембрия. На стр. 172 и 173 английского оригинала (соответственно стр. 156 русского текста), на фиг. 12 и 13, приведены геологическая карта детально изученного района Товкусап и построенная на ее основе тектонограмма, поражающая необычайной сложностью формы складчатых структур и напоминающая патологические произведения скульпторов сюрреалистического толка. Никоим образом не стремясь набросить тень сомнения на высокое качество полевых наблюдений А. Бертельсена, мне хотелось бы лишь отметить, что его построения в данном случае в известной мере условны. Их условность диктуется прежде всего выбором варианта стратиграфической колонки. А. Бертельсен избрал вариант, состоящий из трех горизонтов гнейсов и двух разделяющих их горизонтов гиперстеновых амфиболитов (пириболитов). Условность этого выбора, в сущности, не отрицается и самим А. Бертельсеном, насколько об этом можно судить по смыслу его подписи к фиг. 12.

В свете коллективного опыта советских геологов по картированию глубоко метаморфизованных серий можно, как мне кажется, прийти к следующим выводам. В качестве маркирующих опорных горизонтов необходимо выделять горизонты, сложенные породами несомненно осадочного происхождения, имеющие достаточно широкое распространение по площади. Как справедливо отметила в свое время Н. В. Фролова [13], наиболее пригодными для этой цели являются горизонты разнообразных карбонатных пород (кальцитовых, доломитовых мраморов, кальцифиров, диопсидовых пород), а также кварцитов. Использование же горизонтов, состоящих из пород не совсем ясного генезиса, в качестве маркирующих естественно не создает уверенности в надежности стратиграфических построений. По-видимому, именно к этому типу и следует отнести стратиграфию, принятую А. Бертельсеном для района Товкусап. Неясно также, в какой мере в этом конкретном случае был использован такой важный метод определения истинного положения слоев или горизонтов по стратиграфической вертикали, как внимательное изучение их соотношений в зонах воздымания или погружения шарниров складок, на что давно обращал внимание

---

[10] Наумова С. Н., Павловский Е. В., Находка растительных остатков (спор) в сланцах торридона Шотландии, Докл. АН СССР, т. 141, вып. 1, 1961.

[11] Craig G. Y. (Ed.), The Geology of Scotland, Oliver and Boyd, Edinburgh, 1965.

[12] Proceedings of the Geological Society of London, N 1600, 17 augest 1962, 127—128.

[13] Фролова Н. В., О методике изучения и стратиграфического расчленения архейских образований на примере архея Восточной Сибири, в книге: «Вопросы геологии Азии», т. 2, Издательство АН СССР, Москва, 1955; Фролова Н. В., Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири, в книге: «Геология и петрология докембрия. Общие и региональные проблемы», Издательство АН СССР, Москва, 1962. То же на французском языке в «Traduction du B.R.G.M.», N 3814-2, Paris, 1962. См. также «Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов», Госгеолиздат, Москва, 1957 (стр. 175—199).

М. М. Тетяев. Обоснованный выбор иного варианта стратиграфической колонки, вероятно, привел бы к более простому и более реальному изображению складчатой структуры метаморфической серии района Товкусап.

Следует сказать несколько слов о методе выделения структурных этажей или ярусов, применяемом в Гренландии А. Бертельсеном и А. Ню-Нюгордом, опирающимися на известную концепцию Е. Вегманна.

Многими советскими геологами принято называть «структурными этажами [structural stage (англ.), étage structural (франц.), Strukturstockwerk (нем.)] комплексы толщ или серий горных пород различного стратиграфического объема, связанные между собой единством структурного плана, специфическими формами тектонических нарушений, вполне определенной связью с типом и характером проявления магматизма, а также степенью метаморфических изменений. Структурные этажи обычно отделяются друг от друга региональными, угловыми, но иногда лишь географическими несогласиями и перерывами. Каждый структурный этаж является отражением определенного этапа тектонической эволюции в пределах площади своего распространения» [14].

Раскрывая далее содержание термина «структурный этаж», А. А. Богданов в той же статье отмечает, что в историко-геологическом смысле структурные этажи отвечают вполне определенной стадии эпохи складчатости (геотектонического «цикла»). «Этажи» объединяют ряд серий горных пород, охватывающих отложения одной, реже двух систем или их частей, обладают одинаково проявляющимися магматизмом, метаморфизмом, дислокациями и единством общего структурного плана. Каждый структурный этаж отделен от выше- и нижележащих этажей несогласием, перерывом или резкой сменой формаций горных пород.

Читателю данной книги нетрудно убедиться в том, что в термин «структурный этаж» (Stockwerk), применяемый в работе А. Бертельсена и А. Ню-Нюгорда, равно как и в трудах И. Халлера и других западных исследователей, вложено совершенно иное содержание, чем у А. А. Богданова. Они опираются на известную концепцию Е. Вегманна, изложенную им в ряде работ, публикуемых, насколько мне известно, с 1935 года. Так, анализируя некоторые вопросы глубинной тектоники, Вегманн отмечал, что глубинные складчатые сооружения могут быть расчленены на верхний структурный этаж, переходную зону и нижний структурный этаж. Подобное расчленение соответствует функциям этих частей складчатого сооружения при п о с л е д н е й складчатости и, следовательно, отличается от расчленения на древний цоколь и структуры вышележащей и смятой в складки осадочной покрышки [15].

В другой работе Е. Вегманна [16] подчеркнуто, что в качестве верхнего (Oberbau =Suprastruktur) и нижнего (Unterbau=Infrastruktur) структурных этажей (Stockwerk) выделяются этажи одного и того же цикла движений. Их соотношения не следует смешивать с соотношениями структур складчатого неметаморфизованного комплекса и подстилающего кристаллического фундамента (т. е. со структурными этажами в понимании А. А. Богданова), так как последние относятся к разным историко-геологическим этапам и обычно разделены несогласием. Супраструктура и инфраструктура, разделяемые прерывистой промежуточной зоной смятия, обладают совершенно различными стилями тектоники, их структуры дисгармоничны. Для инфраструктуры характерны сжатые складки, развивающиеся в условиях высокой пластичности среды, насыщенной мигмой. Морфология открытых склад-

[14] Б о г д а н о в А. А., О термине «структурный этаж», Бюлл. Московского общества испытателей природы, отд. геол., XXXVIII, вып. 1, 1963, стр. 4.

[15] W e g m a n n E., Über einige Fragen der Tiefentektonik, Geol. Rundsch., Bd. 26, H. 6, 1935.

[16] W e g m a n n E., Zur Deutung der Migmatite, Geol. Rundsch., Bd. 26, H. 5, 1935.

чатых форм супраструктуры относительно проста. Оформление супра- и инфраструктуры происходит в процессе последней, наиболее молодой для данного региона, складчатости. Граница между ними, согласно Е. Вегманну, определяется положением фронта последней (наиболее молодой) мигматизации. Поверхность этого фронта в общем случае сечет как стратиграфические рубежи, так и границы структурных этажей, выделяемых на историко-геологической основе. Таким образом, супраструктура и инфраструктура наложены на мощный и тектонически неоднородный комплекс пород, сформированный ранее в процессе предшествовавшего геосинклинального двухстадийного или многостадийного развития. Естественно, что в зоне инфраструктуры в той или иной степени затушеваны ранее созданные тектонические формы, явления более древнего метаморфизма, как и вообще все следы древних событий геологической истории.

Особенно ярко процесс возникновения наложенной супра- и инфраструктуры раскрыт Н. Халлером на примере каледонской складчатой зоны восточной Гренландии (см. схематичные блок-диаграммы на фиг. 29 и схематический продольный разрез «каледонской геосинклинали» восточной Гренландии на фиг. 30 в работе А. Бертельсена и А. Ню-Нюгорда в данной книге).

Я позволил себе остановиться на сложной проблеме выделения структурных этажей, чтобы облегчить читателям восприятие текста некоторых разделов книги. В свете изложенного представляется, что достаточно полного и общепринятого определения понятия «структурный этаж» пока не существует. Тема эта заслуживает специального рассмотрения и, разумеется, далеко выходит за рамки предисловия.

В заключение следует выразить надежду на то, что ознакомление советских геологов с докембрием Шпицбергена, Британских островов, Гренландии и Канады будет столь же полезным и интересным, как и знакомство с книгой «Докембрий Скандинавии», опубликованной на русском языке.

Е. Павловский

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

Четыре работы, опубликованные в этом томе, посвящены крупным областям развития докембрийских образований в Северном полушарии. Первым помещен очерк докембрийских образований, слагающих небольшую, но важную в стратиграфическом отношении площадь на Шпицбергене и острове Медвежий. Затем идут Британские острова, где докембрий изучен очень детально благодаря тщательным исследованиям нескольких поколений геологов. Следующим объектом внимания является Гренландия — самый большой остров в мире. Хотя Гренландия представляет собой удаленный остров с суровым климатом, настойчивый труд одной экспедиции за другой доставил изумительное обилие детальных наблюдений в области геологии докембрия Гренландского щита. В Северной Америке Гренландская геологическая провинция обычно рассматривается как часть огромного Канадского щита. Геология Канадского щита известна пока лишь в общих чертах, но этот щит представляется одной из «ключевых» областей для исследования и познания докембрия.

Единой схемы стратиграфического расчленения докембрийских образований, принятой в международном масштабе, еще не создано. Стратиграфическая терминология пока не установилась, и, следовательно, авторы пользовались терминологией, созданной ими самими или повсеместно принятой в их странах. Для многих областей развития докембрийских образований, особенно для тех, которые покрыты густым растительным покровом или четвертичными ледниковыми образованиями или тем и другим совместно, корреляция разрезов отдельных регионов часто затруднительна или невозможна. Равным образом известно, с какими затруднениями сопряжена корреляция, осуществляемая через геологические или географические рубежи даже при помощи определений радиометрического возраста.

Находясь в Австралии, я специально занимался сбором данных по докембрию — частью путем выборочных полевых наблюдений, частью путем обмена мнениями с многими геологами-докембристами. Мне кажется, что Австралия с ее уникальным климатом, отсутствием растительного покрова на больших площадях и хорошей обнаженностью могла бы стать «ключевой» областью для геологии докембрия, особенно если учесть, что здесь можно установить непрерывный стратиграфический разрез для интервала времени примерно от 600 до 2400 млн. лет. Надеюсь, что эта работа, уже начатая, приведет к расчленению докембрия на системы, приемлемые в международном масштабе, которые получат особые наименования и не будут относиться только к той или иной стране или континенту. Подобная работа, несомненно, создала бы также солидную основу для глобальной корреляции докембрийских образований.

Калерво Ранкама

Кенсингтон, Австралия, август 1965 г.

Докембрий Шпицбергена и острова Медвежий

Т. С. Винснес

Норвежский полярный институт, Осло, Норвегия

1. МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ И РАЗМЕРЫ

Норвежское название «Свальбард» относится ко всем арктическим островам, расположенным между 10 и 35° в. д. и 78 и 81° с. ш. Острова находятся на северо-западной окраине большого шельфа Баренца, окаймленного с запада Гренландским морем, а с севера — Северным Ледовитым океаном. На юге располагается изолированный Медвежий остров площадью 178 $км^2$; его координаты — 19° в. д. и 74°30′ с. ш. По договору, подписанному в Париже в 1920 г., все эти острова находятся под суверенитетом Норвегии. Главный архипелаг, называемый Шпицбергеном, состоит из пяти крупных и большого числа мелких островов (фиг. 1). Самый крупный остров — Западный Шпицберген, площадью 38 000 $км^2$. Вторым по величине островом является Северо-Восточная Земля площадью 14 500 $км^2$. Площадь островов Баренца и Эдж, лежащих к востоку от Западного Шпицбергена, соответственно 5100 и 1400 $км^2$. Западнее Западного Шпицбергена находится Земля Принца Карла площадью 625 $км^2$.

К востоку от Шпицбергена располагаются более мелкие острова, самыми крупными из которых являются: на северо-востоке остров Белый, на востоке Земля Короля Карла, а на юго-востоке остров Надежды. Общая площадь, занимаемая всеми островами Свальбарда, равна примерно 62 000 $км^2$.

2. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Название «Свальбард» впервые упоминается в исландской летописи в 1194 г. В дальнейшем эти острова были забыты до тех пор, пока голландский исследователь Вильям Баренц вновь не открыл их в 1596 г. и ввел название «Шпицберген», что значит «остроконечные горы» (фиг. 2).

Первым исследовал острова норвежский геолог Кейлхау, посетивший Медвежий остров и Западный Шпицберген в 1827 г. В 1858 г. и позже было организовано несколько шведских научных экспедиций для географического и геологического изучения Свальбарда. Несколько экспедиций было проведено под руководством Норденшельда. В работе, посвященной описанию северо-востока Шпицбергена (Nordenskiöld, 1863), он назвал формацией «Хекла-хукс» (Hecla hooks) мощную серию кварцитов, сланцев и известняков. В более поздней работе (Nordenskiöld, 1866) название формации было изменено на «Хекла-Хук» (Hecla Hook). Орвин (см. Horn, Orvin, 1928) ввел новое название (Hecla Hoek), употребляемое доныне и звучащее по-русски как Хекла-Хук. В состав формации входят все породы древнее даунтонских, смятые в складки и метаморфизованные во время каледонской орогении. Даунтонские и девонские породы также были смяты в некоторой степени во время последней фазы каледонской орогении. Последевонские отложения не метаморфизованы, но местами смяты в складки во время третичной орогении.

Первые геологи, исследовавшие Свальбард, интересовались преимущественно послекаледонскими осадочными породами, поскольку в них в изо-



Ф и г. 1. Геологическая карта Свальбарда.

1 — третичные отложения; *2* — триасовые, юрские и меловые отложения; *3* — каменноугольные и пермские отложения; *4* — девонские отложения; *5* — формации Хекла-Хук (*а* — докембрийские образования, *б* — палеозойские образования); *6* — граниты; *7* — разломы; знаки на карте Медвежьего острова: *8* — девонские отложения; *9* — кульмские образования; *10* — нижнекаменноугольные отложения; *11* — пермские отложения; *12* — триасовые отложения.

билии сохранились органические остатки. Именно поэтому значительная часть ранних работ посвящена стратиграфии и палеонтологии послекаледонских отложений Свальбарда. Позже Норденшельд (Nordenskiöld, 1866) опубликовал труд, в котором геология Шпицбергена описана полностью. До 1910 г. лишь немногие работы (von Drasche, 1874; Bryant, 1905) были посвящены петрографии. Самое полное для своего времени описание геологии Свальбарда дал Натхорст (Nathorst, 1910). В последующие годы было опубликовано несколько работ, касающихся формации Хекла-Хук острова Медвежий, Земли Принца Карла и северо-западной части Западного Шпицбергена (Holtedahl, 1913, 1914, 1926; Craig, 1916; Tyrrell, 1924). Была также опубликована работа о Северо-Восточной Земле (Sandford, 1926). Оделл (Odell, 1927) описал породы формации Хекла-Хук центральной части Западного Шпицбергена и привел стратиграфическую колонку этой формации

мощностью в несколько сотен метров. Каллинг (Kulling, 1934) описал геологию района пролива Хинлопен, установил стратиграфический разрез и доказал присутствие некоторых кембрийских окаменелостей в верхней части разреза формации. Это были первые окаменелости, найденные в породах формации Хекла-Хук Шпицбергена. Для корреляции разрезов использовались также тиллиты, сопоставимые с тиллитами других частей Свальбарда и сходных серий Гренландии и Норвегии. Орвин (Orvin, 1934) дал описание разреза формации Хекла-Хук в районе Конгс-фьорда на северо-западном побережье Западного Шпицбергена. Фреболд (Frebold, 1935)



Фиг. 2. Аэрофотоснимок части Западного Шпицбергена. Вид на восток по направлению к вершине Кросс-фьорда. Фото Линкке, Норвежский полярный институт.

сделал обстоятельное описание геологии Свальбарда, в котором были собраны все новые данные, известные к тому времени. Орвин (Orvin, 1940) опубликовал очерк геологической истории Свальбарда. Эта работа до настоящего времени является руководящей по геологии Свальбардского архипелага.

После второй мировой войны изучение формации Хекла-Хук сильно продвинулось благодаря работам нескольких экспедиций Кембриджского университета (Англия). Исследования проводились под руководством Харленда в Новой Фрисландии, где был установлен разрез этой формации мощностью более 15 *км*. В Новой Фрисландии, а также в районе залива Хорнсунн были обнаружены кембрийские и ордовикские окаменелости, благодаря чему появилась возможность расчленить формацию Хекла-Хук на верхнюю (палеозойскую) и нижнюю (докембрийскую) части. Во время Международного геофизического года в районе залива Хорнсунн работали польские геологи, опубликовавшие несколько статей по геологии формации Хекла-Хук, развитой в этом районе (Birkenmajer, 1958, 1959, 1960; Birkenmajer, Narebski, 1962).

Сведения по докембрию Свальбарда приведены во всех упомянутых работах. Так как выходы пород формации Хекла-Хук разобщены, описыва-

Таблица 1

Стратиграфическая корреляция докембрийских образований Шпицбергена (Harland, 1961)

Символы на геологических картах	Северо-Восточная Земля				Новая Фрисландия	
	Формации	Мощность, м	Группы	Мощность, м	Группы	Мощность, м
8	Свеапор	150			Полярисбре	960
7			Рюссё	850—1070	Академикербре	800
6	Мурчисон-Бей	2700—3300	Хуппберг	400—600	Грусдивбре	800
			Сэлодд	350	Оксфордбре	440
5			Раудступ	300—440		
4			Норвик	350		
			Флора	> 630	Ветеранен	3800
3	Мыса Хапстен	> 750			Планетфьелла	~ 2000
2	?				Харкербре	2000—3000
1	Архейские (?) образования				Финляндвегген	~ 3000

Символы на геологических картах	Область Хорнсунн—Бельсунн				Другие области	Геологические процессы и литология
	Формации	Мощность, м	Группы	Мощность, м		
8			Госхампа	1500	Тиллиты в районах Бельсунна, мыса Линнея и Санкт-Йонс-фьорда	Ледниковые тиллиты

7	Софлебоген		Хёферпинтен	400	Известняки Алкхорн в районе Ис-фьорда	Доломиты и известняки со строматолитами; оолитовые образования
6			Конгломераты Слингфьелль	500—800	Конгломераты острова Константин и района Санкт-Йонс-фьорда	Известняки на севере, известняки и кварцевые конгломераты на юге
5	Перерыв					Известковые породы
4	Дейлегга	~ 3500				Кварциты
						Сланцы
						Глинистые сланцы
						Конгломераты
3			Скольфьелль и Вимсудден			Вулканиты
						Основные интрузивы, туфы и филлиты
	Эймфьелль	~ 1500				
2			Гулликсенфьелль			Кварциты и сланцы
						Гнейсы
1	Небьёрнхамна	1500	Ревдален			Мраморы и слюдяные сланцы
			Арнекаммен Скоддефьелль			Гнейсы

ются они раздельно, однако обсуждается их корреляция (см. табл. 1). Общая геологическая карта Свальбарда приведена на фиг. 1.

В силу того что докембрийские породы Свальбарда описывались многими геологами, создалась нечеткая номенклатура различных комплексов. Тем не менее автор сохранил первичные наименования комплексов, поскольку они приведены в Международном стратиграфическом словаре, но вместо термина «серия» автор употребляет термин «группа» как более соответствующий международной практике. Термин «формация» сообразно с правилами стратиграфической номенклатуры объемлет комплекс, меньший, чем «группа», и его следует заменить.

3. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

Для установления верхней границы докембрия выбран комплекс, который можно использовать в качестве маркирующего в различных разрезах и который располагается ниже самых древних пород, содержащих остатки кембрийской фауны. Больше всего подходят для этой цели тиллиты и метаморфизованные ледниковые отложения, обнаруженные на Свальбарде в нескольких участках. Верхняя граница этих отложений рассматривается в качестве границы между кембрием и докембрием. Эти тиллиты встречаются также за пределами Свальбарда в Гренландии и Норвегии. Корреляция затрудняется различной степенью метаморфизма, на западном побережье Западного Шпицбергена обычно возрастающей к северу. На северо-востоке Шпицбергена степень метаморфизма понижается к востоку.

В пределах Свальбарда докембрийские горные породы развиты на трех разобщенных площадях. На северо-востоке докембрийские образования присутствуют на Северо-Восточной Земле и в Новой Фрисландии (см. стр. 16 и 20). Вторая область развития докембрийских пород приурочена к западному побережью Западного Шпицбергена (районы к северу и югу от Ис-фьорда описаны на стр. 22 и 25). Третья область, занятая докембрийскими образованиями, находится на острове Медвежьем (см. стр. 28). Ниже приведено описание указанных областей.

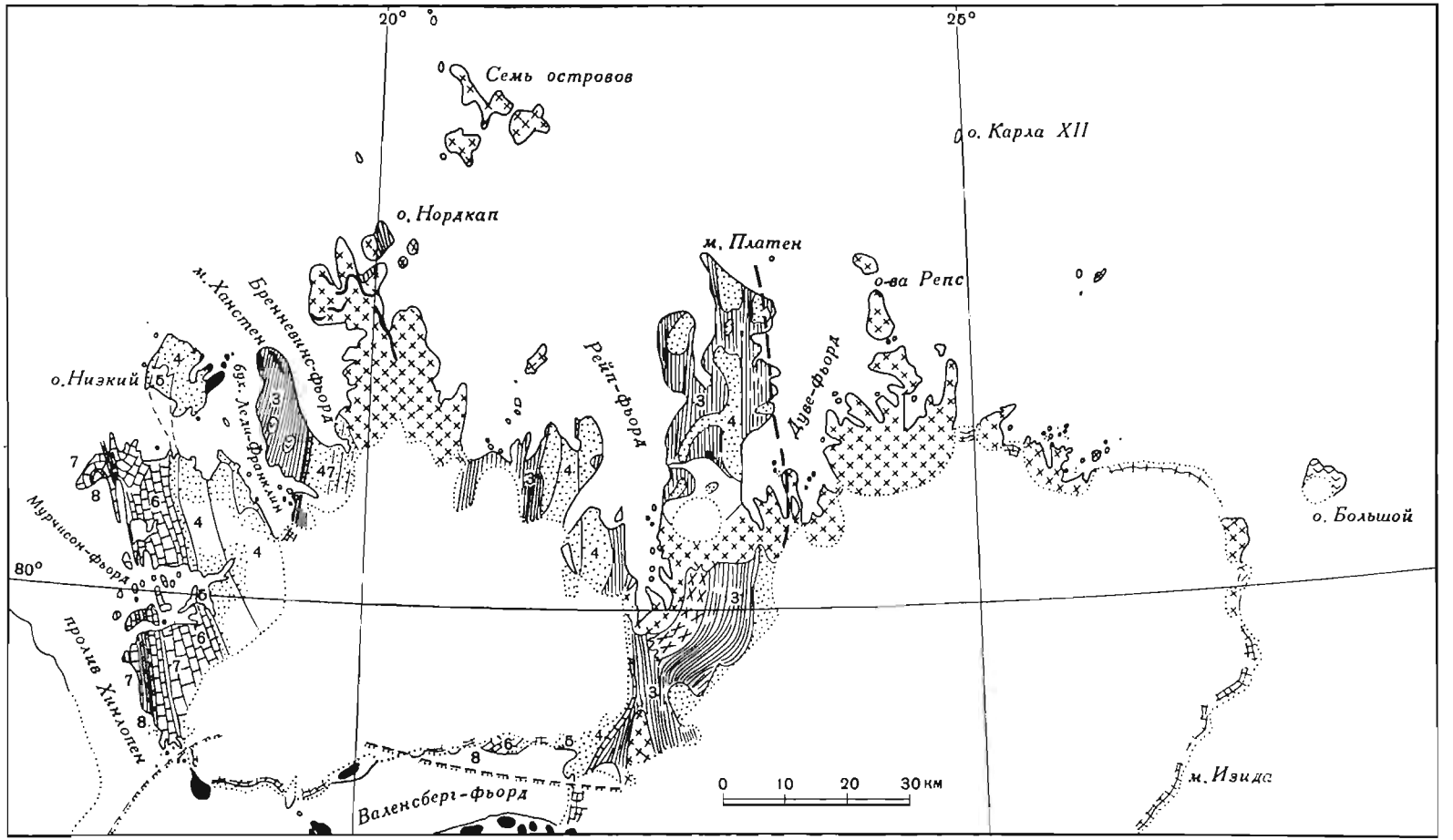
3.1. СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЗЕМЛЯ

Первые сведения по геологии этого района принадлежат Норденшельду (Nordenskiöld, 1863), совершившему в 1861 г. маршрут по северному побережью. Более детальные исследования провели английские экспедиции, результаты которых опубликованы в ряде трудов (Sandford, 1926, 1950, 1954, 1956). Северо-западную часть района описал Каллинг (Kulling, 1934), изучивший стратиграфию отложений Хекла-Хук в окрестностях Мурчисонфьорда (см. табл. 2).

Таблица 2

Докембрийские образования Северо-Восточной Земли (Kulling, 1934; Sandford, 1956)

Формации	Литология	Мощность, м
Свеанор	Тиллиты, ленточные мергели и песчаники	150
Мурчисон-Бей	Доломитовые и кальцитовые известняки в верхней части, глинистые сланцы и песчаники в нижней части	2700 – 3300
Мыса Хансен	Порфиры, агломераты, туфы и продукты переотложения этих пород	>750



Ф и г. 3. Геологическая карта докембрийских образований Северо-Восточной Земли.

Значения символов *1—8* см. в табл. 1, косые кресты — гранитные породы и гнейсы; прерывистые жирные линии — разломы; черные пятна — силлы долеритов; тонкая штриховка — пелитовые породы; точки - - псаммитовые породы; кирпичики — карбонатные породы.

Стратиграфически выше в разрезах, описанных Каллингом (Kulling, 1934), располагается формация мыса Спарре мощностью 800 *м*, состоящая из доломитов, кварцитов и глинистых сланцев. Принадлежность этой формации к кембрию определяется присутствием остатков беззамковых брахиопод и отпечатков передних выступов раковин брахиопод — первых остатков фауны в породах серии Хекла-Хук Шпицбергена.

Здесь, в этой западной области, неизвестны породы, подстилающие формацию мыса Ханстен. Самым верхним членом разреза докембрия является формация Свеанор, принимающая участие в строении нескольких складок на побережье близ пролива Хинлопен. Мощность и состав формации весьма



Фиг. 4. Тиллит Свеанор. Мурчисон-фьорд, Северо-Восточная Земля.

Гальки доломита (белые), обычно происходящие из формации Мурчисон-Бей, заключены в буроватой выветрелой песчанистой цементирующей массе. Фото А. Хьелле.



Фиг. 5. Обычное строматолитовое строение в доломите Рюссё. Южная часть острова Низкий, Северо-Восточная Земля. Фото автора.

изменчивы. Сланцы и песчаники в различных соотношениях имеют мощность 70—150 *м*. Валуны в тиллитах сложены главным образом карбонатными породами из подстилающих доломитовых отложений, однако встречаются также валуны кварцитов и гранитов (фиг. 4). Тиллиты присутствуют, кроме того, в северном борту Валенсберг-фьорда, близ его верховий. На северо-западе непосредственно под тиллитами лежат ленточные мергели. Формация Мурчисон-Бей, подстилающая формацию Свеанор, расчленяется на несколько подразделений. В самом верху ее находится группа Рюссё, состоящая преимущественно из доломитов с обильными оолитовыми и строматолитовыми образованиями (фиг. 5). Она соответствует группе Рюссё, описанной Норденшельдом (Nordenskiöld, 1863). Светлые доломиты группы Рюссё развиты в западной части района Мурчисон-фьорда. Группа Хуннберг мощностью около 500 *м* сложена главным образом известняками. Она распространена к северу и югу от центрального района Мурчисон-фьорда. Группа Сэлодд к востоку от поля развития пород группы Хуннберг состоит из доломитистых аргиллитов, сменяющихся кверху доломитистыми сланцами и нечистыми кварцитами. Приблизительная мощность группы определена в 260 *м*. Группа Раудступ мощностью около 300 *м* состоит из известковистых сланцев и алевролитов. В состав группы Норвик (мощность около 350 *м*) входят песчаники и кварцитовые сланцы. Самая нижняя группа Флора (мощность около 630 *м*) состоит из кварцевых песчаников.

Три последние группы кварцевых пород развиты на острове Низкий к западу от бухты Леди-Франклин (к востоку от известняков верхней части формации) и внутри района бухты Леди-Франклин. В западной части площади они интенсивно смяты в складки. Вторичная сланцеватость обычно развита в более «мягких» породах, например в породах группы Раудступ.

Такие же песчаники, по-видимому, имеются в верховье Бренневинс-фьорда, где они перекрывают формацию мыса Ханстен. На контакте с последней располагаются базальные конгломераты. Углового несогласия не наблюдается.

В восточной части региона песчаники группы Флора в нескольких местах перекрывают сланцы формации мыса Ханстен. От верховий Валенсберг-фьорда песчаники, падающие на запад, прослеживаются к северу до западного побережья Рейп-фьорда. Южнее мыса Платен слабо смятые песчаники слагают вершины гор. На юге эти породы скрываются подо льдом.

Самый нижний член стратиграфического разреза представлен формацией мыса Ханстен, слагающей полуостров между Бренневинс-фьордом и бухтой Леди-Франклин и развитой, кроме того, на острове Чермсайд, а также в районе между Рейп-фьордом и верховьями Валенсберг-фьорда. Главным типом пород формации являются филлитовые сланцы, преобладающие на востоке. В сланцах наблюдаются прослои пирокластических пород, туфов и агломератов. Последние преобладают на западе района, где существуют два «клина» порфиров с фенокристами кварца и полевого шпата. Под микроскопом фенокристы кварца обнаруживают волнистое угасание и реакционные каймы. Основная масса лишена избытка кремнезема; возможно, что порода образовалась при вулканическом излиянии. В осадочных породах присутствует обломочный материал, образованный за счет порфиров. К югу от Рейп-фьорда в нижней части разреза глинистых сланцев присутствуют лейкогаббро. Известняки, являющиеся самым молодым членом разреза формации мыса Ханстен, встречаются в верховьях Валенсберг-фьорда. Подобные известняки развиты также близ мыса Платен. В восточных районах развития формации мыса Ханстен отмечена сланцеватость в глинистых сланцах. Полная мощность формации неизвестна. Сендфорд (Sandford, 1936) оценивает ее в 750 *м*.

3.1.1. Комплекс архейского основания

На Северо-Восточной Земле обширные площади заняты гранитами и гнейсами. Наиболее крупные выходы приурочены к району мыса Нордкап и к верховьям Рейп-фьорда, а также к северному побережью восточной части Северо-Восточной Земли. Некоторые породы считаются древнее образований формации мыса Ханстен и слагают, таким образом, метаморфический фундамент. Породы варьируют по составу от гранитов до кварцевых диоритов. В 1957 г. автор посетил некоторые обнажения, и по его наблюдениям контакты с более «молодыми» осадочными породами всегда интрузивные. Возраст породы из района мыса Нордкап по определению калий-аргоновым методом составляет 435 млн. лет. Большая часть пород одновременна с каледонидами или является послекаледонской. В верховьях Рейп-фьорда некоторые гнейсы также имеют интрузивные контакты с глинистыми сланцами. Здесь происходила гранитизация. Как в гнейсах, так и в неизмененных гранитах присутствуют реликты глинистых пород. Граниты к востоку от Бренневинс-фьорда и Рейп-фьорда частично обладают порфировидной текстурой. Породы к востоку от Дуве-фьорда почти не изучены. Присутствие архейского фундамента здесь столь же возможно, как и в районе к югу от Экстремхукена.

Сендфорд (Sandford, 1950) описал граниты и сланцы, подстилающие формацию мыса Ханстен в антиклинали Сабинебукта к востоку от Экстремхукена. Контактовый метаморфизм здесь не выражен. Галыки гранитов такого же типа присутствуют в тиллитах Свеанор.

Близ мыса Изида и на острове Большой были обнаружены более основные породы (диориты). В этом же районе амфиболиты прорваны гранитами. Поскольку граниты встречаются в докембрийских тиллитах Свеанор, логич-

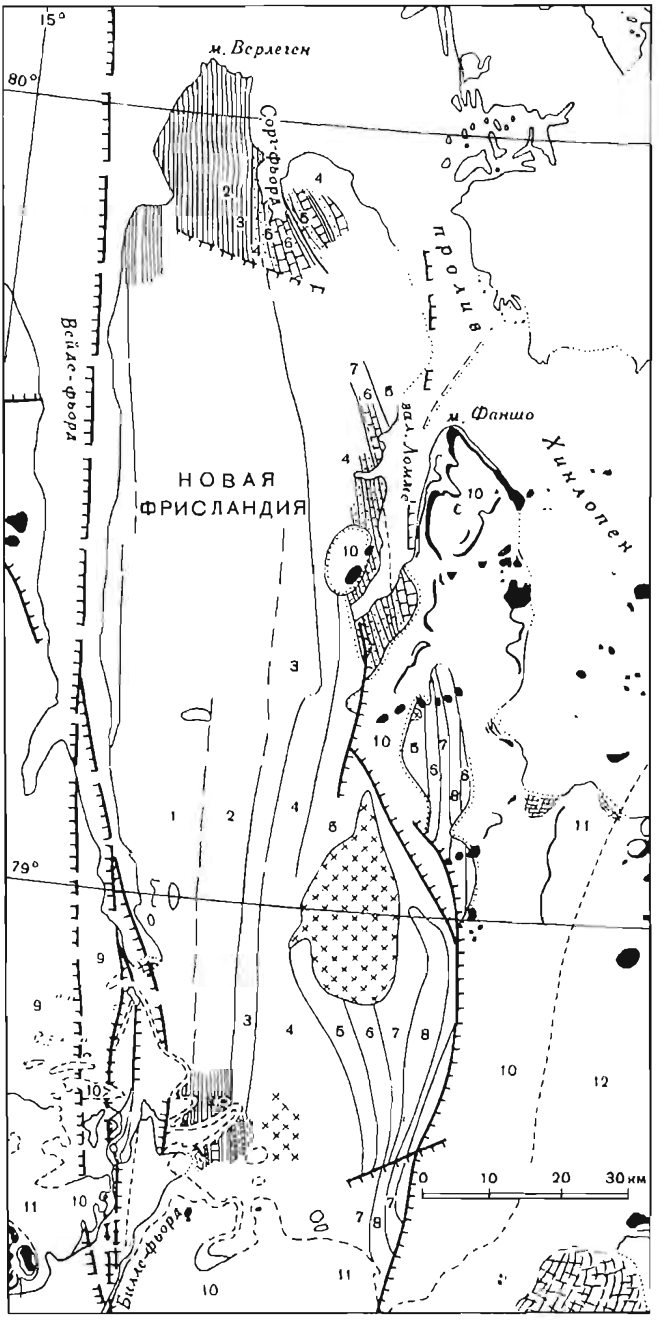
но допустить, что в данном районе могли бы существовать архейские породы Баренцова щита. Для подтверждения этой гипотезы, однако, необходимы дальнейшие полевые и лабораторные исследования.

3.2. НОВАЯ ФРИСЛАНДИЯ

Район Хекла-Хук в Новой Фрисландии с запада ограничен разломом, протягивающимся вдоль Вейде-фьорда. Этот разлом образует восточную границу девонского прогиба. На востоке район ограничен проливом Хинлопен или прикрыт отложениями каменноугольного возраста. На юге древние образования также исчезают под более молодыми осадочными отложениями к востоку от Билле-фьорда. Данный район развития пород Хекла-Хук в настоящее время наиболее изучен на Шпицбергене благодаря интенсивным исследованиям, проводившимся в течение многих лет. Норденшельд и Блом странд изучали этот район в 1861 г. Другими ранними исследователями были Тиррелл (Tyrrell, 1922), Оделл (Odell, 1927) и Каллинг (Kulling, 1934). После второй мировой войны повторные исследования района проводились Харлендом, Уилсоном и их сотрудниками. Они (Harland, Wilson, 1956) описали полный разрез метаморфических пород мощностью более 16 000 *м*. Самая верхняя часть разреза мощностью 1200 *м* содержит остатки фауны нижнего кембрия, нижнего и среднего ордовика, а под ней располагаются ледниковые отложения, составляющие самую верхнюю часть разреза докембрийских образований. Разрез по Харленду (Harland, 1961) представлен в табл. 3.

Верхняя часть разреза сложена преимущественно известковыми и глинистыми породами, развитыми в восточной части района между Сорг-фьордом и заливом Ломме, а также в «окне» среди каменноугольных отложений южнее данного района. Породы верхней части разреза метаморфизованы слабее, чем соответствующие породы на западе. При движении на запад степень метаморфизма пород увеличивается вниз по разрезу. На западе отложения групп Оксфордбре и Ветеранен смяты в правильные складки, протягивающиеся по всей Новой Фрисландии. В породах содержится много кварца; по составу они варьируют от чистых кварцитов до граувакк с подчиненными глинистыми сланцами и известняками. Контакт с более древней группой Планетфьелла (сланцы) проходит по разлому или прикрыт ледниками. Породы группы Планетфьелла варьируют от слюдяных сланцев до кварцитовых сланцев с очками полевых шпатов. Эта группа вместе с подстилающей ее группой Харкербре слагает центральную часть Новой Фрисландии от мыса Верлеген до Билле-фьорда. Вдоль побережья Вейде-фьорда развита группа Сёрбре, предположительно одновозрастная с упомянутыми. Группа Харкербре сложена кварц-мусковитовыми сланцами, с которыми переслаиваются согласные пластовые тела амфиболитов. Некоторые структуры указывают на внутрипластовые движения. Это магматические потоки или оползания туфовых масс. Нижняя часть разреза группы Харкербре на западе района сложена метаморфизованными псаммитовыми породами, кварцитами и гнейсами, которые залегают согласно и круто падают на восток. Нижняя часть разреза группы гранитизирована. Группа Сёрбре на побережье состоит из гнейсов и кварцитов.

Группа Финляндвегген развита на западе Новой Фрисландии от юго-западной части мыса Верлеген почти до верховий Вейде-фьорда. Верхняя часть разреза группы, представленная мраморами и сланцами Смутсбре, состоит из метаморфизованных пелитовых и псаммитовых известковистых сланцев с отчетливыми прослоями мраморов мощностью 100 *м* и более. Они обнажены в крупной складке, опрокинутой на запад. Нижняя часть разреза, представленная гнейсами группы Эсколабре, сложена полевошпатовыми гнейсами гранитного состава, перемежающимися с пластами амфибо-



Ф и г. 6. Геологическая карта докембрийских образований Новой Фрисландии

Значения символов *1—8* см. в табл. 1; *9* — девонские отложения; *10* — каменноугольные отложения; *11* — пермские отложения; *12* — триасовые отложения; жирные линии с бергштрихом — разломы; черные пятна — силлы долеритов; косые кресты — граниты; тонкие линии — пелитовые породы; точки — псаммитовые породы; кирпичики — карбонатные породы.

Таблица 3

Докембрийские образования Новой Фрисландии

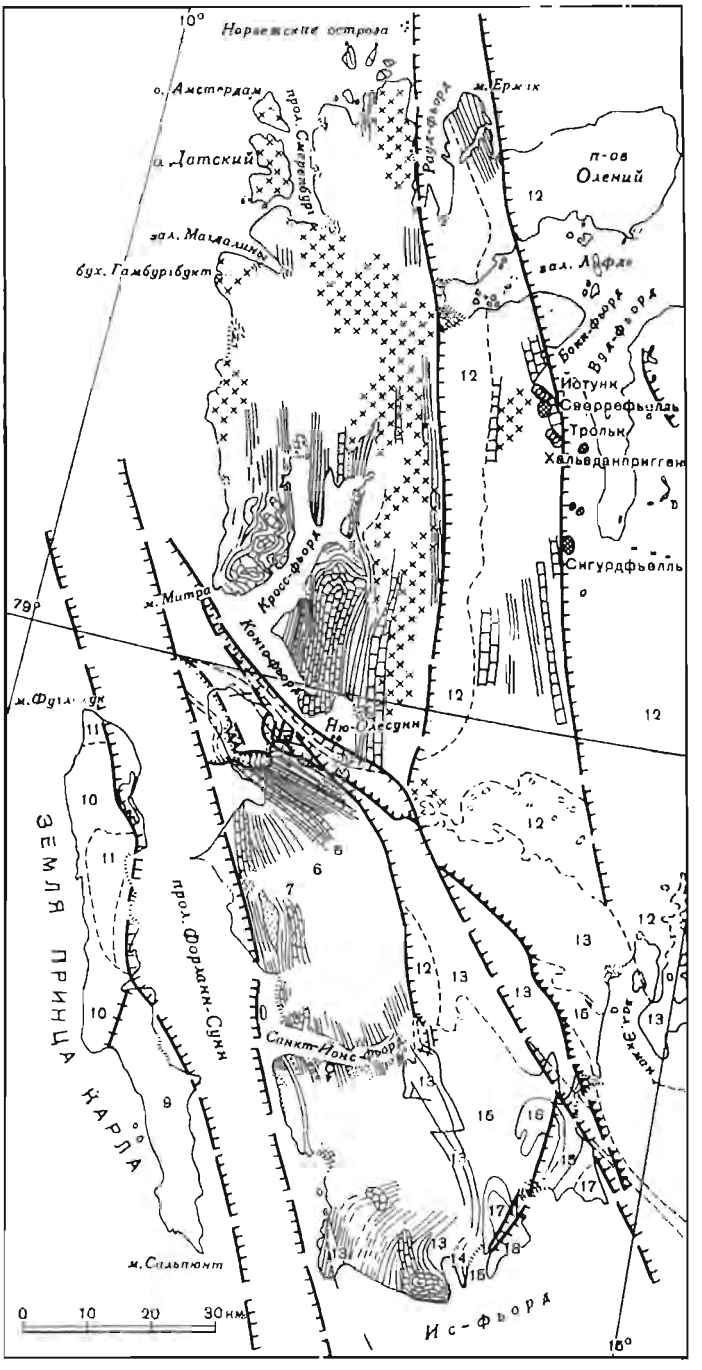
Группа	Стратиграфические подразделения	Мощность, м
Полярисбре	Верхние глинистые сланцы Полярисбре	280
	Тиллиты Полярисбре	280
	Нижние глинистые сланцы Полярисбре	400
Академикербре	Доломиты Баклундтоппен	300
	Оолиты Баклундтоппен	300
	Конгломераты Дракен	300
	Доломиты Сванбергфьелль	340
Грусдивбре	Верхние известняки Грусдивбре	400
	Нижние известняки Грусдивбре	400
Оксфордбре	Глинистые сланцы Фульмарбергет	230
	Кварцсодержащие сланцы Эннигген	210
Верхняя Ветеранен	Граувакки Глазгобре	440
	Кварциты Глазгобре	360
Средняя Ветеранен	Кварциты Кавендишрюгген	300
	Известняки Кавендишрюгген	250
	Доломиты и граувакки Галоистоппен	900
Нижняя Ветеранен	Кварциты Ветеранен	> 900
	Известняки Ветеранен	200
Планетфьелла	Сланцы	2000
Харкербре и Сёрбре	Кварциты Турденрюгген	2000—3000
	Псаммиты Блейкфьелль	
Финляндвеггет	Мраморы и сланцы Смутсбре	3000
	Гнейсы Эсколабре	
	Суммарная мощность порядка	14 000—15 000

литов, которые, вероятно, являются измененными туфами или, возможно, потоками лавы. Нижняя граница образований формации Хекла-Хук неизвестна. В этом районе архейские породы не обнаружены. Однако тиллиты Полярисбре содержат валуны гранитов, указывающие на существование древней суши.

Петрологию Новой Фрисландии изучали Фэрберн (Fairbairn, 1933) и Бейли (Bayly, 1957), которые исследовали кварциты, гранито-гнейсы, известковистые сланцы и амфиболиты.

3.3. СЕВЕРО-ЗАПАД ЗАПАДНОГО ШПИЦБЕРГЕНА

Этот район протягивается вдоль западного побережья Западного Шпицбергена севернее Ис-фьорда. В этом районе Земля Принца Карла отделена от главного острова впадиной пролива Форланн-Сунн, заполненной четвертичными отложениями. Геологию Земли Принца Карла изучали Крейг (Craig, 1916), Тиррелл (Tyrrell, 1924) и Аткинсон (Atkinson, 1954, 1960). Тиррелл расчленил породы формации Хекла-Хук на три части, а именно на группу Ферриер-Пик, группу горы Скотиа и Северо-Грампианскую группу.



Фиг. 7. Геологическая карта докембрийских образований северо-запада Западного Шпицбергена.

Значения символов *1—8* см. в табл. 1; *9* — группа Ферриер-Пик; *10* — группа горы Скотиа; *11* — Северо-Грампианская группа; *12* — девонские отложения; *13* — каменноугольные отложения; *14* — пермские отложения; *15* — триасовые отложения; *16* — юрские отложения; *17* — меловые отложения; *18* — третичные отложения; косые кресты — граниты и гнейсы; жирные линии — сбросы и надвиги; черные — силлы долеритов; тонкие линии — пелитовые породы; точки — псаммитовые породы; кирпичики — карбонатные породы; кружки — конгломераты или тиллиты.

Породы группы Ферриер-Пик слагают южную часть острова. Это преимущественно известковистые филлиты и сланцы с прослоями кварцитов. Присутствуют также доломиты и известняки. Породы этой серии на Земле Принца Карла метаморфизованы наиболее сильно. Группа горы Скотиа представлена плотными глинистыми породами и кварцитами. Присутствуют также разнообразные известняки, доломиты и глинистые сланцы. Кварц в породах обычно катаклазирован. Глинистые сланцы интенсивно деформированы. Породы Северо-Грампианской группы развиты на севере Земли Принца Карла. Здесь встречаются кварц-магнетитовые сланцы, полосчатые алевролитовые сланцы, глинистые сланцы, кварцсодержащие известняки, кварциты, кварцито-глинистые сланцы и некоторое количество милонитизированных песчаников; присутствуют также зеленокаменные породы и эпидиориты. Относительный возраст пород Северо-Грампианской и других групп, а также их корреляция с разрезом формации Хекла-Хук главного острова остаются неопределенными. Породы групп горы Скотиа и Северо-Грампианской испытали очень сильные механические деформации и частью милонитизированы. Группа Ферриер-Пик обладает более простой складчатой структурой, но породы ее метаморфизованы интенсивнее. Тиррелл (Tyrrell, 1924) объяснял это более глубоким залеганием и более центральным положением группы Ферриер-Пик в складчатой зоне. Аткинсон (Atkinson, 1960) показал, что во время каледонской орогении здесь происходило формирование значительных надвигов и складок, опрокинутых на юго-запад, и что деформации имели место, кроме того, в третичное время.

На главном острове район, расположенный непосредственно к северу от Ис-фьорда, был описан Хольтедалем (Holtedahl, 1913). Интересная для геологов область развития сильно метаморфизованных пород на севере давно привлекала внимание исследователей (Holtedahl, 1914, 1926; Schenk, 1937). Район периферии Конгс-фьорда детально описал Орвин (Orvin, 1934). Однако изученность пород формации Хекла-Хук на всей площади недостаточна. Необходимы дальнейшие полевые исследования.

Хольтедаль (Holtedahl, 1913) описал серию пород, наиболее древними из которых являются кварциты к северу от устья Ис-фьорда. Кварциты перекрыты сланцеватыми известняками с прослоями филлитов в их нижней части. На востоке в изоклинальной складке, наблюдаемой на вершине горы Алкхорпет, эти известняки сопровождаются рассланцованными разновидностями и перекрыты оолитсодержащими известняками. Низменность на западе преимущественно прикрыта наносами, среди которых выступают главным образом филлиты и кварциты. Доломиты развиты вдоль западного побережья к западу от грабена, выполненного каменноугольными отложениями. В мощной толще филлитов к югу от Санкт-Йонс-фьорда встречаются конгломераты и тиллиты. На основании полевых наблюдений Уилсона к северу от этого фьорда был составлен предварительный разрез толщи сланцев, доломитов и кварцитов. Харленд (Harland, 1961) произвел предварительную корреляцию этого разреза с другими опубликованными разрезами (см. табл. 1). К югу от Конгс-фьорда был предложен следующий раз-

Комплексы пород	Мощность, м
Кварциты и слюдяные сланцы	2500
Доломиты Стенфьелль	270
Слюдяные сланцы Бугетт	1500
Доломиты и известняки района пролива Форлани-Сунн	Неизвестна

рез (Orvin, 1934). Три верхние члена разреза включены в профиль, предложенный Уилсоном, но в обратном порядке (Harland, 1961).

Аналогичный разрез наблюдался к северу от Конгс-фьорда. Самый нижний комплекс, состоящий из слюдяных сланцев, Орвин (Orvin, 1934) сопоставлял с кварцитами и слюдяными сланцами своего разреза. На слюдяных сланцах залегают доломитовые мраморы.

Северо-западный угол Западного Шпицбергена сложен сильно метаморфизованными породами, слагающими ядра в складках осадочных пород. Хольтедаль (Holtedahl, 1926) показал, что граниты в этом районе интрудировали во время и после каледонской орогении. Вместе с тем Шенк (Schenk, 1937) привел доказательства существования здесь резко выраженной гранитизации. Харленд (Harland, 1960) подтвердил соотношения, предполагавшиеся Орвиным (Orvin, 1934) между сланцами и мраморами и породами южных и восточных районов.

3.4. ОСТРОВ КОНСТАНТИН — ИС-ФЬОРД

В районе остров Константин — Ис-фьорд породы формации Хекла-Хук развиты вдоль побережья, а также в виде узкой полосы, расположенной восточнее девонского поля к югу от залива Хорнсунн. Породы формации Хекла-Хук в пределах указанной полосы несогласно перекрыты девонскими отложениями.

Район, расположенный между заливом Хорнсунн и заливом Бельсунн, был закартирован Орвином в 1936 г. Остров Константин был закартирован в 1952—1954 гг., причем были собраны окаменелости кембрийского и ордовикского возраста (Major, Winsnes, 1955). Детальное картирование северной части района залива Хорнсунн, проведенное в 1957 и 1958 гг. Биркенмайером (Birkenmajer, 1958, 1959), привело к составлению разреза формации Хекла-Хук, приближенная мощность которой равна 12 тыс. *м*, причем нижние 9 тыс. *м* относятся к докембрию. Стратиграфическая последовательность докембрийских образований района Хорнсунн представлена в табл. 4.

Таблица 4

Докембрийские образования залива Хорнсунн

Формации	Группы	Мощность, *м*
Софиебоген	Госхамна Хёферпиктен Слиггефьелль	2500
Дейлегга		3500
Эймефьелль	Скольфьелль Вимсудден Гулликсенфьелль	1500
Исбьёрнхамна	Ревдален Арнекаммен Скоддефьелль	1500
	Всего	9000

Самым молодым членом разреза докембрийских образований является группа Госхамна, сложенная филлитами, переслаивающимися с кварцитами. В нижней и верхней частях разреза присутствует некоторое количество известняков. В подошве и кровле пластов известняков находятся оолиты. Филлиты распространены на севере и юге района залива Хорнсунн, а также

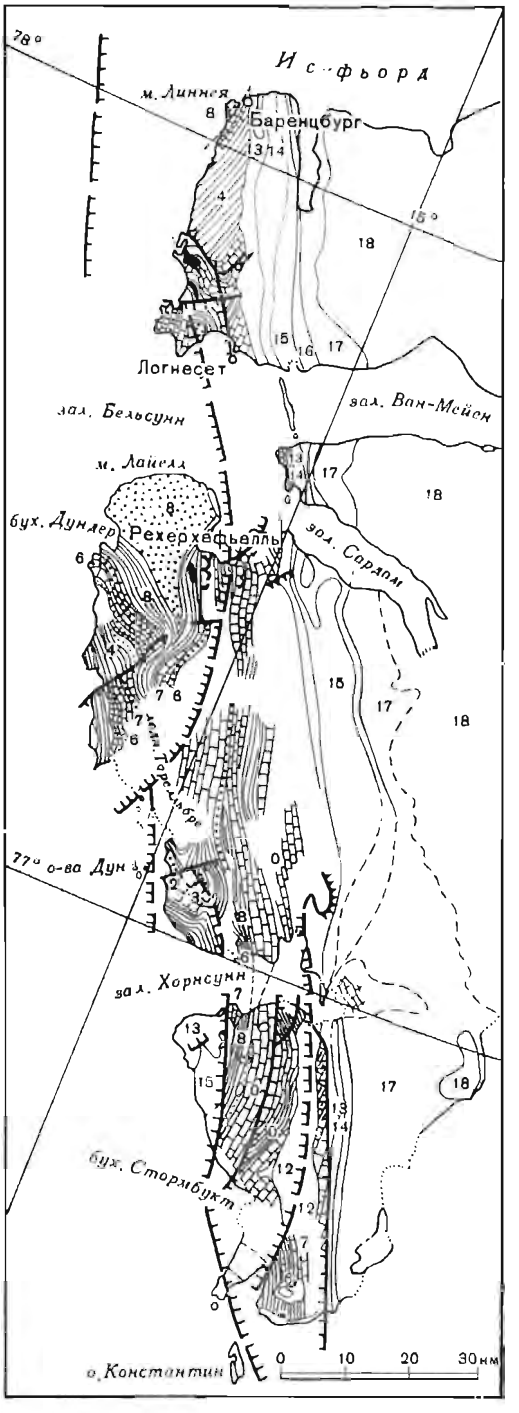
в синклинали к югу от залива Бельсунн (см. фиг. 8, 9). Филлиты, развитые к северу от залива Бельсунн, относятся, вероятно, к той же группе Госхамна.

На мысе Линнея филлиты включают некоторое количество валунов, причем часть из них представлена гранитами. Валуны, по-видимому, были принесены плавающими льдинами, что указывает на оледенение в это время. Такое допущение подкрепляется фактом существования серии, сложенной тиллитами и флювиогляциальными конгломератами, которая перекрывает филлиты к югу от залива Бельсунн и имеет мощность несколько сотен метров. Группа Хёферпинтен, сложенная доломитами и известняками, подстилает филлиты. Породы нижней части разреза этой группы окремнелые. В верхней части разреза присутствуют оолиты и строматолиты. Мощность отложений группы уменьшается в северном направлении. Конгломераты Слингефьелль, лежащие ниже отложений группы Хёферпинтен, имеют мощность несколько сотен метров и наблюдаются в отдельных участках побережья. На севере в нижней части разреза в конгломератах много галек известняков, тогда как в верхней части разреза в составе галек преобладает кварц. Конгломераты обнажены в районе Логнесета и к югу от залива Бельсунн, где они (фиг. 10) слагают синклиналь, структура которой частично деформирована надвигами и сбросами. На северном берегу залива Хорнсунн имеются великолепные обнажения. Отчетливое несогласие отделяет конгломераты от подстилающих пород. Формация Дейлегга представлена мощными филлитами и сланцами, которые в средней части разреза переслаиваются с доломитами, а в верхней части — с кварцитами. В нижней части разреза присутствуют конгломераты.

Амфиболиты, переслаивающиеся со сланцами и иногда с кварцитами, подстилают отложения формации Дейлегга к северу от залива Хорнсунн. В этой амфиболитовой толще имеются зоны гранитизации, представленные различными метасоматическими породами — мигматитами и мелкими линзами тоналитов и монцонитов. Орвин (Orvin, 1940) установил, что габброиды имеют каледонский возраст.

Наребский (Narebski, 1960) изучал петрохимию амфиболитов и считал, что большая часть эпидотовых амфиболитов нижней группы Скольфьелль, наиболее вероятно, имеет магматическое происхождение. Материнскими породами явились докембрийские вулканические образования, которые в свою очередь произошли из магм скорее диоритового, чем габбрового типа. Петрохимический состав амфиболитов претерпевал серьезное воздействие позднейших процессов метасоматоза, вызванных гранитизацией. К северу от этого района стратиграфическим эквивалентом амфиболитов является толща филлитов и сланцев, переслаивающихся с амфиболитами, известняками и полосчатыми кварцевыми сланцами с валунами кварцитов. Кварцевые сланцы, по-видимому, представляют собой морские тиллиты. В нижней части серии располагаются мощные кварциты группы Гулликсенфьелль, лежащие на формации Исбьёрнхамна. Группа Ревдален сложена гранатсодержащими слюдяными сланцами, которые в разрезе группы Ариекаммен переслаиваются с мраморами. Самая нижняя группа Скоддефьелль также сложена гранатсодержащими слюдяными сланцами. Подобные сланцы обнажены также на южной оконечности острова Константин. Грубообломочные конгломераты, наблюдаемые на острове Константин, вероятно, эквивалентны морским тиллитам группы Вимсудден.

К югу от залива Хорнсунн породы формации Хекла-Хук представлены на юге доломитами, а к северу и западу преобладающую роль играют кварциты и сланцы. Породы интенсивно смяты и метаморфизованы. Имели место и процессы гранитизации. Судя по составу пород, они относятся к формации Дейлегга. В пользу подобной корреляции свидетельствуют также конгломераты, развитые в этом районе.



Ф и г. 8. Геологическая карта докембрийских образований юга Западного Шпицбергена.

Значения символов см. в подписи к фиг. 7 и в табл. 1.



Ф и г. 9. Филлиты группы Госхамна, обнаруживающие вторичную сланцеватость. Южный берег залива Бельсунн, Западный Шпицберген. Фото автора.



Ф и г. 10. Слингфьелльский конгломерат. Южный берег залива Бельсунн, Западный Шпицберген. Фото автора.

Большинство галек представлено кварцитами, хотя присутствуют также гальки доломитов и известняков. Известняковые гальки выветрелые.

3.5. ОСТРОВ МЕДВЕЖИЙ

На юге острова Медвежьего породы формации Хекла-Хук обнажены на площади примерно 45 *км*². Хольтедаль (Holtedahl, 1920) предложил следующую схему стратиграфического разреза.

Стратиграфические подразделения	Мощность, *м*
Известняки с *Tetradium*	240
Молодая доломитовая группа, в нижней части содержащая органические остатки	400
Сланцево-кварцитовая группа	175
Древняя доломитовая группа	400
Всего	1215

Две верхние группы содержат остатки фауны ордовика. Группа древних доломитов слагает северо-восточную часть поля развития формации Хекла-Хук. Пласты пород падают на северо-восток под углами 35—40°. Углы падения увеличиваются до 90° на островах близ побережья. Западная граница поля представляет собой поверхность надвига, по которому доломиты надвинуты на сланцево-кварцитовую группу и группу молодых доломитов. В нижней части разреза в доломитах присутствуют оолиты и строматолиты. В верхней части разреза группы повышается роль песчаного материала. Довольно обычны мелкие жилы барита, галенита и сфалерита, не имеющие, однако, практического значения. Самые верхние сильно песчанистые слои являются переходными к согласно перекрывающим вышележащим отложениям сланцево-кварцитовой группы, сложенной красными и зелеными сланцами с очень хорошо развитым кливажом и прослоями кварцевых песчаников. В песчаниках большую роль играют угловатые зерна кварца, указывающие на весьма близкое расположение области питания обломочным материалом.

Древние доломиты считаются одновозрастными с доломитами Порсангер эокембрия Норвегии. Сланцево-кварцитовая группа предположительно одновременна с ледниковыми отложениями самого позднего докембрия.

4. ДОКАЛЕДОНСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ

В целом формация Хекла-Хук Свальбарда, как это можно считать, образовалась в докаледонской геосинклинали. Наиболее мощные накопления осадочных пород (более 16 тыс. *м*) приурочены к району Новой Фрисландии. В районе залива Хорнсунн суммарная мощность достигает 12 тыс. *м*. К востоку мощность уменьшается, указывая на существование восточного форланда, образованного Баренцовым щитом, который составляет часть щита Фенноскандии. Если принять допущение Вегенера о дрейфе континентов, то Гренландия должна бы иметь подобный форланд на западе. В пределах докаледонской геосинклинали оказалась возможной стратиграфическая корреляция (Harland, 1961), результаты которой представлены в табл. 4. Интенсивная складчатость произошла между средним ордовиком и верхним силуром. Морфология складок довольно сложна. Складки, опрокинутые на запад, наблюдаются на западе Новой Фрисландии, на острове Константин и на острове Земля Принца Карла. В других участках западного побережья складки опрокинуты на восток. К северу от Ис-фьорда Вейс (Weiss, 1953) наблюдал каледонские складки широтного простирания.

Такие простирания имеют, однако, локальный характер. Центральные части складчатых зон наблюдаются в северо-западном углу Западного Шпицбергена, в Новой Фрисландии, в центральной части острова Константин и к северу от устья залива Хорнсунн. В этих местах породы, слагающие наиболее глубинные части складок, подверглись гранитизации. Это обстоятельство указывает на то, что до начала складкообразования седиментация шла не в простом синклинальном прогибе, а в условиях более сложной структуры синклинория.

В начальные стадии эволюции геосинклинали условия седиментации были неустойчивыми; проявлялась вулканическая активность. Допускается предположение о формировании антиклинального поднятия внутри геосинклинали (Harland, 1960). Эта антиклиналь, возможно, совпала со структурой девонского грабена — обстоятельство, при помощи которого можно было бы объяснить существование отчетливых горстов на востоке и западе, разделяющих складчатые зоны и структуры лежачих складок [1].

Породы формации Хекла-Хук Свальбарда и в структурном, и в стратиграфическом отношениях связаны с соответствующими породами Гренландии, с которыми возможна их тесная корреляция (Kulling, 1934; Harland, 1959).

Сопоставление фаун кембрия и ордовика также указывает на существование геосинклинали, протягивавшейся от Шпицбергена вдоль западного побережья Норвегии в Шотландию и Англию (Major, Winsnes, 1955).

ЛИТЕРАТУРА

Atkinson D. J., The geology of Prince Charles Foreland and adjacent parts of northwestern Spitsbergen, Ph. D. Thesis, University of London, 1954.

Atkinson D. J., Caledonian tectonics of Prins Karls Forland, Intern. Geol. Congr., 21st., Copenhagen, 1960, Rept. Session. Norden, **19**, 17, 1960.

Bayly M. B., The Lower Hecla Hoek rock of Ny Friesland, Spitsbergen, Geol. Mag., 94, 377, 1957.

Birkenmajer K., Preliminary report on the stratigraphy of the Hecla Hoek Formation in Wedel-Jarlsberg Land, Vestspitsbergen, Bull. Acad. Polon. Sci., Classe III, **6**, 143, 1958.

Birkenmajer K., Report on the geological investigations of the Horn-und area, Vestspitsbergen, in 1958, I, The Hecla Hoek Formation, Bull. Acad. Polon. Sci., Classe III, **7**, 129, 1959.

Birkenmajer K., Relation of the Cambrian to the Pre-Cambrian in the Hornsund, Vestspitsbergen. Intern. Geol. Congr., 21st. Copenhagen, 1960, Rept. Session, Norden 8, 64, 1960.

Birkenmajer K., Narebski W., Precambrian amphibolite complex and granitization phenomena in Wedel-Jarlsberg Land, Vestspitsbergen, Studia Geol. Polon., 4, 37, 1960.

Blomstrand C. W., Geognostiska iakttagelser under en resa till Spetsbergen år 1861, Kgl. Svenska Vetenskapsakad. Handl., **4** (6), 1864.

Bryant D. L., Beiträge zur Petrographie Spitzbergens, Inaugural-Dissertation, Erlangen, 1905.

Craig R. M., Outline of the geology of Prince Charles Foreland, Spitsbergen, Trans. Edinburg Geol. Soc., **10**, 276, 1916.

Drasche R. von, Petrographisch-geologische Beobachtungen an der West-Küste Spitzbergens, Tschermaks Mineral. Petrog. Mitt. (3), 181, 1874.

Fairbairn P. E., The petrology of the Hecla Hoek formation in Central Spitsbergen, Geol. Mag., **70**, 437, 1933.

Fleming W. L. S., Edmonds J. M., Hecla Hoek rocks of New Friesland (Spitsbergen), Geol. Mag., **78**, 405, 1941.

Frebold H., Geologie von Spitzbergen, der Bäreninsel, des König-Karl- und Franz-Joseph-Landes, Geologie der Erde. Berlin, 1935.

Frebold H., Geologie der Barentsschelfes, Abhandl. Geotech., **4**, 1951.

Gobbet D. J., Wilson C. B., The Oslobreen series, Upper Hecla Hoek of Ny Friesland, Spitsbergen, Geol. Mag., **97**, 441, 1960.

[1] Интересный очерк тектоники Шпицбергена был опубликован К. А. Клитиным (см. Известия АН СССР, сер. геол., № 10, 1960).— *Прим. ред.*

Goldschmidt V. M., Petrographische Untersuchungen einiger Eruptivgesteine von Nordwestspitzbergen, Skr. Norske Videnskaps-Akad. Oslo, I, Mat.-Naturv. Kl., № 9, 1911.
Harland W. B., Geological notes on the Stubendorff Mountains, West Spitsbergen, Proc. Roy. Soc. Edinburgh A 61, 119, 1941.
Harland W. B., Contributions to discussion of Sandford's paper, Proc. Geol. Soc. London, 1531, 15, 1955.
Harland W. B., The Caledonian sequence in Ny Friesland, Spitsbergen, Quart. J. Geol. Soc. (London), 114, 307, 1959.
Harland W. B., The development of Hecla Hoek rocks in Spitsbergen, Intern. Geol Congr., 21 st, Copenhagen, 1960, Rept. Session, Norden, 19, 7, 1960.
Harland W. B., An outline structural history of Spitsbergen, Geology of the Arctic, 68, Toronto, 1961.
Harland W. B., Wilson C. B., The Hecla Hoek succession in Ny Friesland, Spitsbergen, Geol. Mag., 53, 265, 1956.
Holtedahl O., Zur Kenntnis der Karbonablagerungen des westlichen Spitzbergens, II. Allgemeine stratigraphische und tektonische Beobachtungen, Skr. Norske Videnskaps-Akad. Oslo, I, Mat.-Naturv. Kl. 1912, № 23, 1913.
Holtedahl O., New features in the geology of north-western Spitsbergen, Am. J. Sci., 137, 415, 1914.
Holtedahl O., On the Paleozoic series of Bear Island, especially on the Heclahook System, Norsk Geol. Tiddskr., 5, 121, 1920.
Holtedahl O., Notes on the geology of north-western Spitsbergen, Skr. Svalbard Ishavet № 8, 1926.
Horn G., Orvin A. K., Geology of Bear Island with special reference to the coal deposits, and with an account of the history of the island, Skr. Svalbard Ishavet, № 15, 1928.
Kulling O., The «Hecla Hook Formation» round Hinlopenstredet, Geograf. Ann., 1934, 161, 1934.
Major H., Winsnes T. S., Cambrian and Ordovician fossils from Sørkapp Land, Spitsbergen, Norsk Polarinst. Skr., № 106, 1955.
Narebski W., Petrochemical characteristics of amphibolitic rocks of the Lower Skålfjellet series, Hecla Hoek succession, Wedel-Jarlsberg Land, Vestspitsbergen, Bull. Acad. Polon. Sci., Classe III 8, 173, 1960.
Nathorst A. G., Beiträge zur Geologie der Bären-Insel, Spitzbergens und des König-Karl-Landes, Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 10, 261, 1910.
Nordenskiöld A. E., Geografisk och geognostisk beskrifning öfver nordöstra delarna af Spetsbergen och Hinlopen Strait, Kgl. Svenska Vetenskapsakad. Handl., 4, № 7, 1863.
Nordenskiöld A. E., Utkast till Spetsbergen geologi, Kgl. Svenska Vetenskapsakad. Handl., 6, № 7, 1866.
Odell N. E., Preliminary notes on the geology of the eastern parts of Central Spitsbergen; with special reference to the problem of the Hecla Hook Formation, Quart. J. Geol. Soc. (London), 83, 147, 1927.
Orvin A. K., Geology of the Kings Bay region, Spitsbergen, Skr. Svalbard Ishavet 57, 1934.
Orvin A. K., Outline of the geological history of Spitsbergen, Skr. Svalbard Ishavet 78, 1940.
Sandford K. S., The geology of North-East Land (Spitsbergen). Quart. J. Geol. Soc. (London), 82, 615, 1926.
Sandford K. S., Observations on the geology of the northern part of North-East Land (Spitsbergen), Quart. J. Geol. Soc. (London), 105, 14, 1950.
Sandford K. S., The geology of Isis Point, North-East Land (Spitsbergen), Quart. J. Geol. Soc. (London), 110, 11, 1954.
Sandford K. S., The stratigraphy and structure of the Hecla Hoek Formation and its relationship to a subjacent metamorphic complex in North-East Land (Spitsbergen), Quart. J. Geol. Soc. (London), 112, 339, 1956.
Schenk E., Kristallin und Devon in nördlichen Spitzbergen, Geol. Rundschau, 28, 112, 1937.
Tyrrell G. W., The pre-Devonian basement complex of Central Spitsbergen, Trans. Roy. Soc., Edinburgh, 53, 209, 1922.
Tyrrell G. W., The geology of Prince Charles Foreland, Spitsbergen, Trans. Roy. Soc., Edinburgh, 53, 434, 1924.
Weiss L. E., Tectonic features of the Hecla Hoek formation to the south of St. Jonsfjord, Vestspitsbergen, Geol. Mag., 90, 273, 1953.
Wilson C. B., The Lower Middle Hecla Hoek rocks of Ny Friesland, Spitsbergen, Geol. Mag., 95, 305, 1958.

Докембрий Британских островов

Дж. Г. К. Андерсон

Геологический факультет университетского колледжа, Кардифф

1. СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ БРИТАНСКОГО ДОКЕМБРИЯ И ИСТОРИЯ ЕГО ИССЛЕДОВАНИЙ

1.1. ВВЕДЕНИЕ

На площади 312 181 $км^2$, занимаемой Великобританией и Ирландией, представлены почти все компоненты стратиграфического разреза, начиная от раннего докембрия до четвертичных отложений. Докембрийские образования [1] занимают около 41 780 $км^2$, или 13,5%, из которых около 39 700 $км^2$ приходится на долю нагорий и островов Шотландии, а также на север и северо-запад Ирландии.

Докембрийские породы, возраст которых древнее 2 млрд. лет, слагают большие площади в Северо-Западных нагорьях Шотландии; кое-где в более мелких выходах могут встречаться породы близкого возраста. Большая часть допалеозойских отложений Британии, вероятно, принадлежит позднему докембрию. В самом деле, существующие данные указывают на то, что большинство из них было образовано непосредственно перед кембрием около 500 млн. лет назад и что метаморфизм этих отложений, там где он представлен, происходил преимущественно в нижнем палеозое.

Полнота британской стратиграфической колонки является отражением того факта, что, начиная с кембрия, Британские острова с тектонической точки зрения были одной из наиболее активно развивавшихся частей земной коры. Почти вся Великобритания и Ирландия были охвачены интенсивной многофазной складчатостью каледонской и герцинской орогений, тогда как альпийские движения проявились главным образом на юге. В соответствии с этим распространение домезозойских образований довольно сложное и контролируется в основном каледонскими и герцинскими структурами. В частности, выходы докембрия определяются главным образом складчатым поясом каледонид, простирающимся в северо-восточном направлении, пересекая все Британские острова (см. фиг. 1), за исключением Северо-Западных нагорий, крайнего юга Ирландии, юга Англии и Уэльса. Герцинские структуры выводят в нескольких участках докембрийские образования на поверхность. Наконец, третичный вулканизм, развитие сбросов и мелких складок — все эти факторы привели к раздроблению полей докембрия в западной Шотландии и северо-восточной Ирландии.

1.2. СТРУКТУРА БРИТАНСКИХ ОСТРОВОВ

В каледонской структуре Британских островов выделяются три главных структурных элемента:

1) Северо-Западный кратоген; преимущественно докембрийские образования.

2) Каледонский складчатый пояс; широкое развитие позднего докембрия и нижнего палеозоя, а также верхнепалеозойского чехла; наиболее значительные выходы докембрия на севере, ограниченное распространение на юге.

3) Юго-Восточный кратоген; главным образом верхнепалеозойские и мезозойские образования; изолированные выходы докембрия.

[1] Включая дальредские толщи

Северо-западный фронт каледонской цепи определяется краевой зоной надвигов (в том числе хорошо известным надвигом Мойн), которая прослеживается от северного побережья Шотландии близ залива Лох-Эрриболл (см. фиг. 2) до острова Айлей на протяжении 335 *км*. Этот фронт, вероятно, проходит близ северо-западного побережья Ирландии.

Северо-западнее располагается полоса гор и каменистых болот форланда, состоящая из основания, сложенного раннедокембрийскими породами и перекрытого неизмененными отложениями позднего докембрия и нижнего палеозоя.

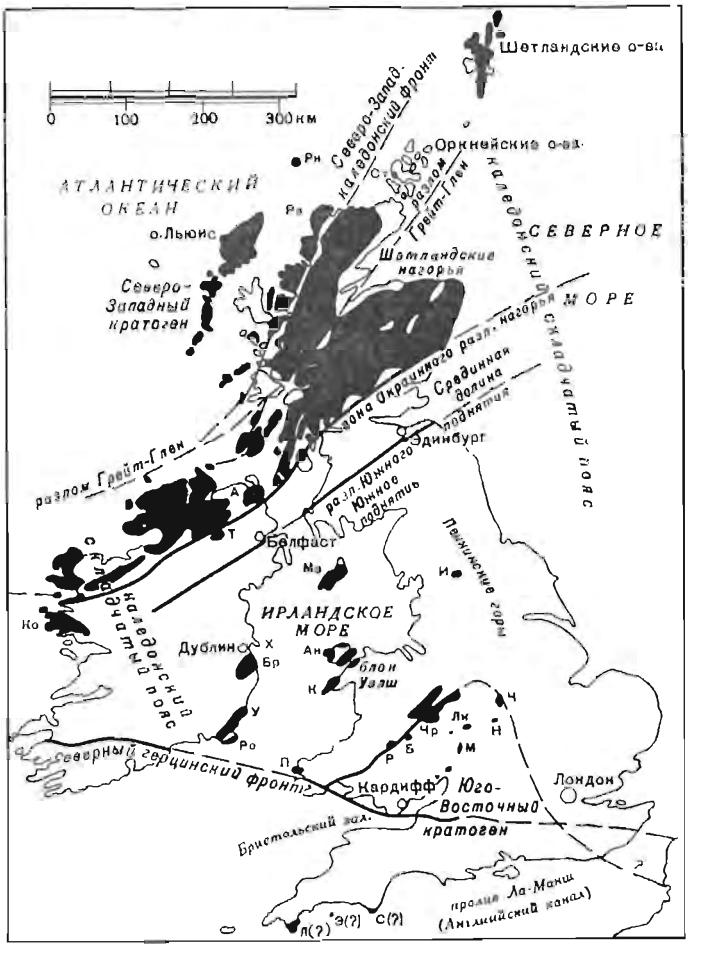
Менее изучена юго-восточная граница каледонид Британии. Этот фронт, несомненно, отчетливо выражен в виде структурной линии, разделяющей различные фации и простирающейся в северо-восточном направлении из юго-западного Уэльса почти до Чёрч-Стреттона в Шропшире. Далее к северу эта граница исчезает под чехлом верхнего палеозоя и мезозоя, под которым она может продолжаться до побережья Северного моря или вблизи его. Однако граница каледонид может повернуть в Средней Англии на юго-восток, огибая погребенный докембрийский блок (Turner, 1949), проходить далее под Северным морем, частью под низменностью, и соединяться далее с каледонским фронтом южной Норвегии. Возможно, конечно, что граница каледонид не соединяется с норвежским фронтом, а тянется еще далее на восток к каледонидам Судет. Во всяком случае, значительная часть каледонского складчатого пояса должна располагаться где-то в недрах Бельгии, Голландии и, вероятно, большей части Дании (von Gaertner, 1960).

Юго-Восточный кратоген, резко отличаясь от Северо-Западного форланда, почти полностью погребен под мощным чехлом более молодых отложений (см. ниже фиг. 19). Этот чехол слагает относительно слабо расчлененную страну, которая входит в состав наиболее густо населенных частей Британии. Обнажения докембрийских горных пород здесь изолированы друг от друга и занимают весьма ограниченные площади (см. стр. 82).

Каледонский складчатый пояс, обрамленный двумя фронтами, занимает почти три четверти всей площади Британских островов. Половина пояса погребена под более молодыми отложениями, главным образом верхнепалеозойскими. Однако докембрийские и нижнепалеозойские образования, интенсивно смятые в складки преимущественно северо-восточного простирания, обнажены в горах и нагорьях Шотландии, северной Англии, северного и центрального Уэльса, а также на востоке, севере и северо-западе Ирландии.

Каледонский складчатый пояс, прослеживаемый через Британские острова, разорван зоной Окраинного разлома, которая протягивается в юго-западном направлении от Стонхейвена на шотландском побережье Северного моря (J. G. C. Anderson, 1947), до острова Клэр у атлантического побережья Ирландии на расстоянии 610 *км*. В той части складчатого пояса, которая находится северо-западнее этой зоны разломов (см. стр. 49), додевонские (вероятно, доордовикские) отложения, слагающие большую часть региона, подверглись сложной складчатости и в той или иной мере региональному метаморфизму.

Хотя в этой части каледонского орогена в виде отдельных «пятен» присутствуют породы льюисского метаморфического комплекса основания, она сложена преимущественно двумя главными группами метаморфизованных осадочных пород — мойнской и дальредской сериями. Метаморфизм этих пород преимущественно каледонский. Хотя серия Мойн определенно сложена отложениями позднего докембрия, есть доказательства того, что по крайней мере верхние горизонты дальредской серии представлены измененными отложениями кембрия. Однако в настоящее время нельзя провести отчетливой границы между вероятными докембрийскими и вероятными кембрийскими отложениями — затруднение, возникающее и в других областях развития докембрия, охваченных каледонской орогенией. Рас-



Фиг. 1. Структурная карта Британских островов, показывающая площади выходов докембрийских образований (черные пятна). Для простоты самая верхняя часть дальредских отложений, которые включают слои метаморфизованных кембрийских пород, объединена с докембрийскими образованиями.

А — Антрим; *Ан* — остров Англси; *Б* — Брамптон-Брайан; *Бр* — Брей; *И* — Инглтон; *К* — Карнарвон; *Ко* — Коннемара; *Л* — мыс Лизард; *Лн* — Ликки-Хилле; *М* — Грейт-Молверн; *Ма* — остров Мэн; *Н* — Нанитон; *П* — Пембрукшир; *Р* — Раднор; *Рн* — мыс Рат; *Рн* — остров Рона; *Ро* — Рослэр; *С* — мыс Старт; *Ст* — Стромнесс; *Т* — Тирон; *У* — Уэксфорд; *Х* — Хоут; *Ч* — Чарнвуд-Форест; *Чр* — Чёрч-Стреттон; *Э* — скалы Эддистон.

сматриваемый регион в свою очередь рассечен крупным сдвигом Грейт-Глен юго-западного простирания (Kennedy, 1946), протягивающимся через Шотландские нагорья на 210 *км* от залива Мори-Фёрт до залива Лох-Линне. Этот разлом, вероятно, не проходит через Ирландию. Возможно, что на севере он поворачивает к Шетландским островам (Flinn, 1961).

В той части складчатого пояса, которая располагается юго-восточнее зоны Окраинного разлома (см. стр. 76), доверхнепалеозойские отложения представлены главным образом осадочными и вулканическими породами нижнего палеозоя, гораздо менее интенсивно смятыми. Преобразования их, в общем, не дошли даже до развития кливажа сланцеватости. Хотя докембрийские породы как метаморфизованные, так и неметаморфизованные вскрыты в большом количестве пунктов (см. фиг. 1), площади их выходов в этой части складчатого пояса сравнительно невелики.

Герцинский фронт, определяющий северную границу слоев, интенсивно смятых и в некоторых местах метаморфизованных во время герцинской

складчатости, протягивается поперек Южной Ирландии от залива Дингл до окрестности Уотерфорда. Таким образом, он пересекает каледонский фронт на юго-западной окраине Уэльса, как это показали, например, Бейли и Хольтедаль (Bailey, Holtedahl, 1938), и продолжается на восток до района Бристоля, где исчезает под мезозойскими образованиями. К югу от этого фронта на Британских островах, несомненно, докембрийские породы не известны. Существуют мелкие выходы метаморфических пород, то ли докембрийского, то ли палеозойского возраста, преобразованных во время герцинской складчатости.

Хотя упомянутая граница и намечает северный предел интенсивно смятых отложений, почти вся область Британских островов была охвачена герцинским диастрофизмом. Большая часть каледонского складчатого пояса была преобразована герцинской складчатостью и разломами, а затем подверглась еще более молодым структурным преобразованиям. Многие герцинские складки и разломы имеют широтное (арморикапское) простирание, тогда как другие ориентированы на северо-восток (каледоноиды) или меридионально (молверноиды). Одной из наиболее крупных структур последнего типа является Пеннинское поднятие, ограниченное на западе разрывами и контролирующее структуру большей части северной Англии. Это поднятие развивалось позже, в третичное время.

В герцинских структурах на поверхность местами выведены докембрийские образования как в юго-восточной части кратогена, так и среди неметаморфизованных толщ герцинского орогена.

В метаморфических образованиях каледонского складчатого пояса герцинская складчатость проявилась слабо. Выражением реакций этого относительно жесткого блока на герцинское сжатие явились, по крайней мере частично, многочисленные разломы преимущественно северо-восточного простирания, иногда имеющие существенное структурное значение.

Отчетливо выраженные складки альпийского возраста сосредоточены на юге Англии, а именно в области Уилд и на острове Уайт. В этих складках домезозойские породы на поверхность не выведены.

Западное морское побережье Шотландии и Северной Ирландии составляет часть Британо-Арктической или Североатлантической провинции изверженных пород. В третичное время этот район был ареной интенсивной вулканической активности. Значительные площади развития докембрийских пород на северо-западе кратогена и складчатого пояса метаморфических пород были соответственно прикрыты третичными лавами. Формирование третичных интрузивных кольцевых комплексов сопровождалось локальными тектоническими деформациями. Эти деформации вместе с третичными складками и разломами оказали влияние и на структуру докембрийских образований (Richey, 1961)

1.3. ОЧЕРК ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Начало геологических исследований Британских островов совпало с заложением основ геологической науки в конце XVIII в. Вследствие этого Британские острова являются одним из тех районов мира, геология которых известна весьма детально. Докембрий Британии в этом отношении не составляет исключения, хотя интерпретация довольно многочисленных наблюдений, накопленных за длительное время, встречается с затруднениями, сходными с теми, которые возникли и в других областях развития докембрия. Проблемы докембрия Британии, в частности докембрия обширных площадей Шотландских нагорий и северо-запада Ирландии, служили объектом дискуссий нескольких поколений геологов. Их исследования постепенно привели не только к современному уровню познания докембрия Британии, но в некоторых отношениях позволили создать методику изучения страти-

графии докембрия и его геологического картирования, нашедшую международное признание. Эти исследования повлияли также на развитие структурной геологии и учения о метаморфизме в целом.

Среди первых геологических карт Шотландии, на которых уже ясно распознается общий характер докембрийских образований, следует отметить карты Некера (Necker, 1908), Буэ (Boué, 1820) и Маккуллоха (Macculloch, 1836). Первая геологическая карта Ирландии, на которой показаны метаморфизованные отложения, была составлена Гриффитсом (Griffiths, 1838).

Примерно с середины XIX в. ответственность за большинство первичных карт докембрия Британских островов взяла на себя Геологическая служба Великобритании. Особенно следует отметить, что сотрудники Геологической службы внесли ценный вклад большого теоретического значения в познание британского докембрия на основе как данных официального геологического картирования, так и личных исследований.

Старинная стратиграфическая дискуссия, в которой ведущую роль играли Мурчисон (Murchison, 1860), Николь (Nicol, 1861), Каллавей (Callaway, 1883), Лапворс (Lapworth, 1883), Пич и Хорн (Peach, Horne, 1884), касалась налегания метаморфизованных отложений на неизменные осадочные породы в Северо-Западных нагорьях Шотландии (см. стр. 36, 52). Каллавей (Callaway, 1879, 1882, 1884, 1900) и Лапворс (Lapworth, 1886, 1898) много сделали также и для познания докембрия Англии. Другими примечательными исследователями докембрия были Уатте (Watts, 1896) и Грум (Groom, 1900). Долгие годы нерешенной проблемой оставалось стратиграфическое положение мойнской и дальредской серий в каледонском складчатом поясе. В 1911 г. Дж. С. Г. Вилсон предложил использовать сортированную слоистость, наблюдаемую в графстве Аргайл, что позволило Фогту (Vogt, 1930) ввести в практику современную методику определения [right-way-up] нормального залегания слоев, широко использованную Бейли (Bailey, 1934a) и многими другими геологами как в нагорьях Шотландии, так и в других областях развития британского докембрия.

Выявление крупных надвигов вдоль окраины Северо-Западных нагорий Шотландии (см. стр. 43), проведенное Николем (Nicol, 1861), Лапворсом (Lapworth, 1883), Пичем и Хорном (Peach, Horne, 1884), не только решило упомянутую выше стратиграфическую проблему, но и ознаменовало крупный прогресс структурной геологии. Клоуг (Clough, 1897), тщательно картировавший Грампианские горы, выделил в южном Аргайле лежачую складку, подвергшуюся повторным складчатым деформациям. Эта ранняя работа вместе с открытием огромной лежачей складки в северном Аргайле (Maufe, 1906) проложила путь для важной интерпретации тектоники Грампианских гор (см. стр. 59), предложенной Бейли (Bailey, 1910, 1922, 1934a). Далее к югу детальное геологическое картирование в Англси, проведенное Гринли (Greenly, 1919), и особенно описание надвига Кармел-Хед на севере Англси, сделанное тем же автором, также было важным вкладом в структурную геологию. Позднее Кеннеди (Kennedy, 1946) предложил рассматривать разлом Грейт-Глен, рассекающий Шотландские нагорья, как большой сдвиг.

В сфере исследования мелких структур заслуживают упоминания работы Райта (Wright, 1908), впервые выделившего две системы кливажа различного возраста на острове Колонсей (см. стр. 48), а также первые исследования линейности в Шотландских нагорьях Филлипса (Phillips, 1937) и Е. М. Андерсона (E. M. Anderson, 1948). В том же аспекте были проведены содержательные современные исследования (см. стр. 56, 67).

Однако, вероятно, наибольшее общее значение имели исследования метаморфизма, принадлежащие ранним исследователям докембрия Британии. Хеттон (Hutton, 1795) в своем классическом труде «Теория Земли» привел ряд наблюдений в Шотландских нагорьях и пришел к выводу, например, о том, что некоторые сланцы ранее были обломочными осадочными порода-

ми, измененными под воздействием тепла, и что в местности Глен-Тилт (Пертшир) известняки превращены в мраморы; он указал также на присутствие гранитных жил, свидетельствующих об образовании гранитов из горячего расплава. Лайелл (Lyell, 1833) первым ввел термин «метаморфический» в геологическом смысле и выделил метаморфические горные породы в виде образований особой категории (Lyell, 1838) на основе личного изучения докембрийских пород нагорья, на окраине которого он жил некоторое время. Одним из важных этапов исследования петрологии метаморфизма явилось описание превращения льюисского долерита в роговообманковый сланец в Северо-Западных нагорьях (Teall, 1885). Отчет Пича и др. (Peach and others, 1907) об исследованиях льюисских горных пород (см. стр. 38, 39) был одним из самых первых детальных описаний компонентов древнего многофазного метаморфического комплекса.

Работа Клоуга и др. (см. Peach and others, 1912) об ореоле гранита Карн-Чуиннег (см. стр. 54) стала многократно цитированным примером явлений регионального метаморфизма, сопровождавшего термальный метаморфизм. В юго-восточной части Грампианских гор Барроу (Barrow, 1893) установил принцип метаморфической зональности на основе выделения индекс-минералов (см. стр. 67), впоследствии нашедший применение во многих районах мира. Схема Барроу позже была несколько модифицирована Тилли (Tilley, 1925).

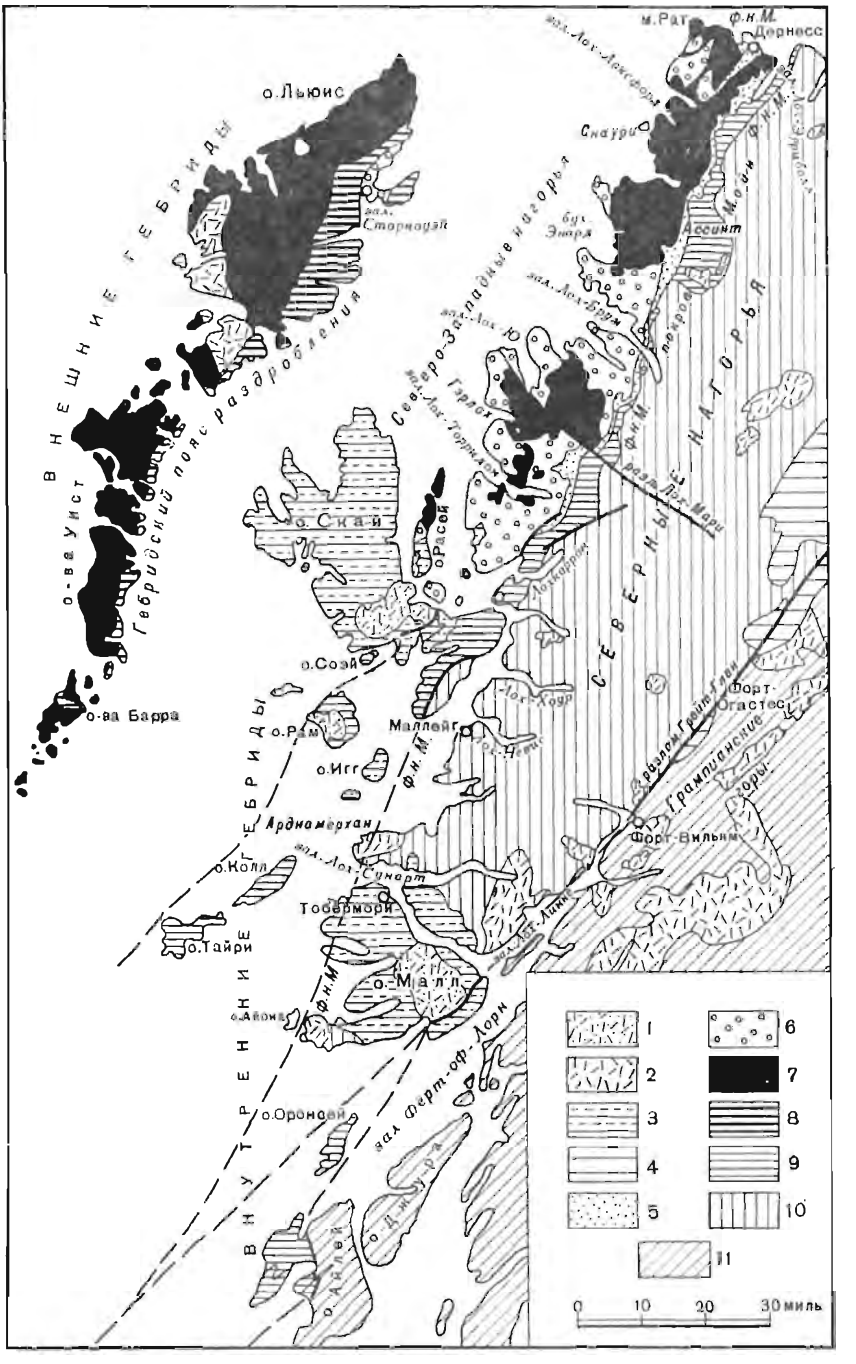
2. ДОКЕМБРИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КРАТОГЕНА (ФОРЛАНДА) И ЗОНЫ ОКРАИННЫХ НАДВИГОВ

2.1. ВВЕДЕНИЕ

Северо-Западные нагорья, обычно именуемые каледонским форландом и его окраиной (см. фиг. 2), знамениты в истории геологических исследований благодаря спорам о взаимоотношениях в их восточной части осадочных образований с породами совсем иного типа и иной тектонической структуры. Проблема была окончательно решена после того, как Лапворс (Lapworth, 1883), Пич и Хорн (Peach, Horne, 1884), а также Пич и др. (Peach and others, 1907) доказали присутствие в окраинной зоне крупных надвигов и описали один из них.

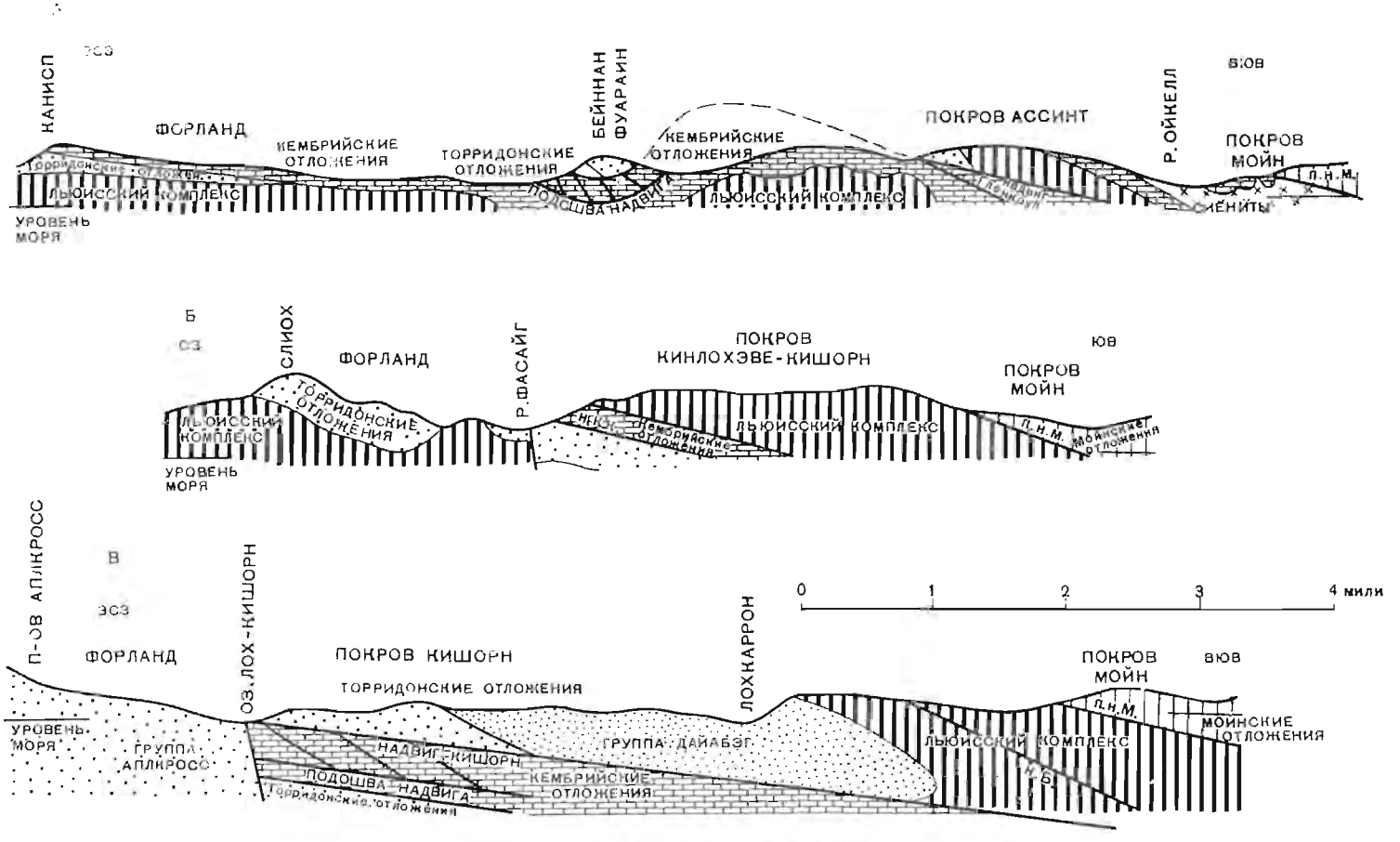
Большая часть района входит в состав северо-западного морского побережья Шотландии, местности малонаселенной с труднодоступными крутыми горами, возвышающимися на высоту более 900 *м* и глубоко расчлененными фиордоподобными морскими заливами. Кроме того, в состав кратогена входит также длинная цепь островов Внешних Гебрид от острова Льюис до острова Барра шириной около 80 и длиной 200 *км*. Внешние Гебриды отделены от главной части Шотландии крупным разломом Минч (Dearnley, 1962). Ближе к главной части Шотландии находятся многочисленные острова Внутренних Гебрид от острова Скай до острова Айлей, в пределах которых развиты докембрийские породы форланда и надвиговой зоны, частично прикрытые на отдельных островах третичными изверженными породами.

Фундамент форланда состоит из льюисского метаморфического комплекса гнейсов, парасланцев и интрузивных пород кислого и среднего состава, расчленяющегося по крайней мере на две части различного возраста. Этот комплекс резко несогласно перекрыт (см. фиг. 3) преимущественно песчаниковыми торридонскими отложениями, обычно не метаморфизованными, за исключением внутренней части зоны надвигов. Торридонские толщи в свою очередь несогласно перекрыты отложениями кембрия, которые местами залегают непосредственно на фундаменте.



Ф и г. 2. Геологическая карта Северо-Западного форланда и зоны краевого разлома каледонской горной цепи.

ф. н. М. — фронт надвига Мойн; *р. С.* — раалом Лох-Скарроле.
1 — комплекс третичных изверженных пород; *2* — комплекс дотретичных изверженных пород; *3* — третичные и мезозойские отложения; *4* — девонские отложения; *5—8* — комплексы форланда: *5* — кембро-ордовикский; *6* — торридонский; *7* — льюисский метаморфический комплекс; *8* — раздробленные льюисские образования; *9* — автохтонные покровы льюисских, торридонских и кембро-ордовикских образований в зоне краевого раалома; *10—11* — складчатый пояс: *10* — мойнский и льюисский метаморфические комплексы; *11* — дальредский и мойнский метаморфические комплексы.



Ф и г. 3. Разрезы через северо-западную краевую зону надвигов.

А — разрез района озера Ассинт; *Б* — разрез района близ южной оконечности озера Лох-Мари; *В* — разрез в районе озера Лохкаррон; *л. Б.*— надвиг Балмакара; *л. К.-К.* — надвиг Кинлохэве-Кишорн; *п. л. М.*— поверхность надвига Мойн.

Термин льюисские образования для обозначения пород Северо-Западных нагорий и островов был предложен Мурчисоном (Murchison, 1860). В литературе обычно применяется термин «льюисские гнейсы», но более соответствует геологической истории выражение «льюисская метаморфическая ассоциация». Другие термины, также употребляемые,—«гебридские гнейсы» или «комплекс фундамента».

Выражение «торридонские», впервые использованное в качестве описательного термина для песчаников района Торридон в Россшире и в других частях форланда, было введено в ранг стратиграфического комплекса Гейки (Geikie, 1894).

2.2. КРАТОГЕН (ФОРЛАНД) ГЛАВНОЙ ЧАСТИ ШОТЛАНДИИ

Стратиграфический разрез, пригодный для большей части форланда, приведен в табл. 1.

Областью показательного распространения льюисских гнейсов является мыс Рат — возвышенность высотой 90 м, составляющая северо-западную оконечность Шотландии. Здесь гнейсы слагают часть большого обнажения.

Таблица 1

Стратиграфический разрез Северо-Западного кратогена

Возраст	Группа	Мощность, м
Кембрийский (несогласие)		
Торридонский	Олтби	900—1350; уменьшение мощности к северу до 70 у мыса Рат
	Аплкросс	1800—2400; уменьшение мощности к северу до 300 у мыса Рат
(несогласие)	Дайабэг	150; выклинивание к северу
Льюисская метаморфическая ассоциация	Комплекс Лаксфорд Комплекс Ниверн Комплекс Скаури	

в котором местами сохранился чехол торридонских и кембрийских отложений и которое прослеживается дальше на юг через заливы Лаксфорд и Скаури до бухты Инард. Далее к югу более распространен торридонский чехол, но и здесь имеются два крупных выхода льюисских пород. Один из них находится в районе озера Лох-Мари — Гэрлох, а другой — по периферии залива Лох-Торридон (см. фиг. 2).

Многие ранние исследователи геологии Шотландии, в том числе Маккулох (Macculloch, 1819), Мурчисон (Murchison, 1859), Николь (Nicol, 1861), Хиккс (Hicks, 1879) и Каллоуэй (Callaway, 1883), описывая льюисские горные породы, указывали на их высокий метаморфизм и принадлежность к фундаменту.

Много деталей о соотношениях горных пород в поле, о петрографии льюисских гнейсов главной части Шотландии дано Пичем и др. в классическом труде о тектонике Северо-Западных нагорий (Peach and others, 1907). Они выделяли четыре главные группы горных пород, а именно:

1) гнейсы, слагающие ряд от кислых до ультраосновных пород;

2) парасланцы, в том числе слюдяные сланцы, мраморы и кварц-магнетитовые сланцы;

3) основные и ультраосновные интрузивные породы, как метаморфизованные, так и неметаморфизованные;

4) кислые породы, часто пегматиты, как метаморфизованные, так и неметаморфизованные.

Из упомянутого труда явствует, что в состав льюисского комплекса входят породы, подвергшиеся, по крайней мере дважды, складчатости и метаморфизму. В этом направлении развивались и современные исследования (Sutton, Watson, 1951). После изучения районов северной области развития льюисского комплекса, а также выходов в районе залива Лох-Торридон, Саттон и Уотсон назвали ранний этап складчатости и метаморфизма скаурийским, а более поздний эпизод (после образования основных даек) — лаксфордским. Определения возраста рубидий-стронциевым методом показали большой разрыв во времени между двумя этими событиями. Для комплекса Скаури — 2460—2600 млн. лет, а для Лаксфорда — около 1600 млн. лет (Giletti, 1959; Evans, Lambert, 1964).

Парасланцы, рассеченные правым сдвигом северо-западного простирания, создавшим уступ в рельефе на протяжении 5 *км*, слагают крупное обнажение вблизи Гэрлоха и озера Лох-Мари. Контакт сланцев с близлежащими гнейсами местами представлен зонами доторридонских разрывов, вдоль которых развиты раздробленные и милонитизированные породы. На островах Колл и Тайри (см. стр. 47) имеются доказательства того, что измененные осадочные породы являются более древними. Таким образом, сланцы Лох-Мари также могут быть древнее гнейсов. Осадочные породы, по которым возникли сланцы, как будто были морскими отложениями. В их составе примерно в равных соотношениях принимают участие аргиллиты и кварцевые песчаники; присутствуют также известковистые, доломитовые и железистые породы. Стратиграфия этой толщи неясна. Простираются эти отложения на северо-запад. Их тектоника нуждается в детальных исследованиях.

Наиболее распространенными породами являются кварцсодержащие сланцы и коричневые слюдяные сланцы, иногда с гранатом. Куммингтонит-гранатовые сланцы встречаются в районе Гэрлоха. Особое значение среди обогащенных железом парапород, распространенных во многих площадях развития докембрия мира, имеют кварц-магнетитовые сланцы. Эти породы, практическое значение большинства из которых невелико, обычно обладают отчетливой полосчатостью. Породы, составляющие полосы, по составу изменяются от высокоглиноземистых сланцев до почти чистого магнетита.

Карбонатные породы составляют тектонически разобщенные полосы или линзы. Наиболее чистые разновидности представлены грубозернистыми мраморами, обычно с большим содержанием магнезита — до 39,97% (Robertson, Simpson, Anderson, 1949). С мраморами ассоциируют известково-силикатные породы, содержащие тремолит, диопсид, форстерит, флогопит и другие минералы.

На берегах озера Лох-Мари развиты мощные пластообразные тела роговообманковых и роговообманково-хлоритовых сланцев, рассматриваемых как интрузивные породы в парасланцах, хотя некоторые из них могут быть потоками лавы. Возможно, что возраст их аналогичен возрасту основных даек в ортогнейсах.

Главная масса пород льюисского комплекса состоит из серых грубополосчатых гнейсов, состав которых изменяется главным образом от кислого до среднего. Внутри светлых полос кварц и полевые шпаты слагают линзы. Полевой шпат обычно представлен олигоклаз-андезином. Калиевый полевой шпат, как правило, присутствует в малых количествах, за исключением самых кислых гнейсов, в которых он обычно представлен микроклином.

Темноцветные минералы, по которым гнейсы получают названия, представлены биотитом, роговой обманкой и пироксеном.

Основные и ультраосновные компоненты гнейсовой толщи обнаруживаются преимущественно в виде линз мощностью от 2,5 *см* до нескольких метров и в виде полос, прослеживаемых на многие сотни метров. Линзы основных роговообманковых гнейсов часто имеют оторочку состава биотитовых гнейсов. Наблюдаются также пироксен-полевошпатовые гнейсы. Ультраосновные породы представлены пироксенитами, горнблендитами, перидотитами, дунитами, серпентинитами и эклогитами. В пироксенитах могут присутствовать роговая обманка и оливин или серпентин и местами крупные иглы антофиллита. Известны также антофиллит-карбонатные породы. Иногда вдоль зон скалывания ультраосновные тела превращены в тальк, который в немногих местах разрабатывается.

В каждом из районов было установлено, что кислые члены комплекса моложе основных, хотя нигде не наблюдаются явления закалки. Массивы пород основного состава часто пересечены жилами кислых гнейсов, а по краям массивов количество жил становится столь значительным, что породы обоих типов связаны взаимными переходами.

Гнейсы с их резко выраженной полосчатостью ранними исследователями рассматривались в качестве метаморфизованных осадочных пород. Позже все гнейсы считались измененными плутоническими изверженными породами. В настоящее время полагают, что по крайней мере некоторые кислые гнейсы образовались путем мигматизации осадочных пород. Эта точка зрения подкреплена фактом присутствия многочисленных реликтов метаморфизованных осадочных пород в льюисской толще, обнаженной в районе залива Лох-Торридон (Sutton, Watson, 1951). Подобного рода осадочные породы могли быть предварительно прорваны основными интрузиями.

Гнейсы, созданные во время этапа Скаури, развиты частью в наиболее южных выходах, где они имеют разнообразное, но обычно северо-восточное простирание. Такие же гнейсы слагают и южную часть северной площади, где их преобладающее простирание — северо-восточное. В этом районе обычны чарнокитовые породы. Роговообманковые гнейсы, роговообманковые гранулиты и амфиболиты созданы под влиянием амфиболитизации чарнокитовых пород. Недавние исследования (Bowes, Wright, Park, 1964) показали, что комплекс Скаури подвергался многофазным деформациям и метаморфизму. Кинг (King, 1955) установил, что древняя сеть складок близ Лохиневера состоит из слабо развитой системы северо-восточного простирания и более широко развитой системы с осями северо-западного простирания. Вслед за событиями этапа Скаури в округе Лохиневер произошло формирование пегматитов, возраст которых 2200 млн. лет, и имела место складчатость северо-западного простирания, сопровождавшаяся метаморфизмом (Evans, Lambert, 1964). Затем быстро последовало внедрение роя основных даек (преимущественно долеритов) северо-западного простирания. Эти дайки пересечены дайками ультраосновных пород, обычно представленных серпентинизированными пикритами. Дайки ультраосновных пород простираются на запад-северо-запад или в широтном направлении. Породы этих даек часто не метаморфизованы, образуют хорошо сохранившуюся зону закалки и секут полосчатость древних гнейсов. Саттон и Уотсон (Sutton, Watson, 1951) считают, что дайки определяют этап неорогенического поднятия, но этот вывод оспаривается (O'Hara, 1962; Tarney, 1963).

Саттон и Уотсон считают также, что глубинная складчатость и метаморфизм лаксфордского этапа привели к переработке более древних гнейсов (Sutton, Watson, 1951). Боус (Bowes, 1962) придерживается мнения о том, что граница между комплексами Скаури и Лаксфорд к северу от Скаури является тектонической и представляет собой контакт между фундаментом и чехлом. Гнейсы лаксфордского комплекса слагают северную часть север-

ной площади выходов льюисских гнейсов, а также большую часть выходов вокруг озера Лох-Мари и залива Лох-Торридон. Ранняя фаза деформаций лаксфордского комплекса выразилась в формировании зон скалывания. Дайки можно распознать в тех случаях, когда их породы изменены вдоль зон скалывания лишь локально. В более северном районе, в области полностью переработанных гнейсов резкие границы даек исчезают и их обособление почти невозможно. Метаморфизм лаксфордского этапа превратил основные дайки в роговообманковые сланцы, а ультраосновные дайки — в хлоритовые и тальковые сланцы. Прогрессивное превращение долеритов в роговообманковые сланцы близ Скаури было объектом специального исследования, важного для развития теории метаморфизма (Teall, 1885). В некоторых зонах скалывания дайки смяты в складки. Парк (Park, 1964) в районе Гэрлоха показал существование трех фаз лаксфордского этапа.

Поздняя фаза лаксфордского этапа выразилась в образовании даек гранитов и пегматитов, силлей и неправильных жил, часто богатых микроклином. Рассланцевание некоторых из этих пород приписывается продолжающемуся действию, вероятно прерывистому, стресса скалывания в течение последней стадии. Пегматиты комплексов Скаури и Лаксфорд были описаны и сопоставлены (Hutchon, 1960).

После формирования комплекса Лаксфорд в глубинных условиях последовал длительный период денудации перед отложением торридонской осадочной толщи. В итоге возникла поверхность суши, на которой осуществлялась торридонская седиментация. Отдельные части этой древней поверхности местами обнажены благодаря частичной эрозии торридонского чехла. Эта поверхность удивительно сходна с поверхностями, созданными современной денудацией льюисских пород. Все вышеуказанное служит свидетельством поразительного униформизма геологических событий, как в отдаленном прошлом, так и современных.

Перед отложением торридонских толщ льюисский комплекс был эродирован в субаэральных условиях; возникли долины и холмы неправильных очертаний. В некоторых местах, а именно близ Слиоха на восточном берегу озера Лох-Мари, торридонские отложения прилегают к возвышенностям, сложенным льюисскими гнейсами и поднимающимися до 600 м над общей поверхностью гнейсов.

Стратиграфическая схема торридонской серии для главной части форланда приведена в табл. 1.

Группа Дайабэг состоит из твердых тонкозернистых красных песчаников, красных аргиллитов и темно-серых песчанистых сланцев с карбонатными линзами. Местами в основании разреза располагаются брекчии. В некоторых известковистых сланцах имеются неясные ходы червей. Группа Аплкросс сложена главным образом шоколадно-коричневыми и красными аркозами с прослоями галечных конгломератов, часто имеющими отчетливо выраженную косую слоистость; эта косая слоистость ориентирована на юго-восток. Песчаники слагают внушительные изолированные пирамиды и монолиты обнаженных слоистых пород, которые возвышаются в виде гряд больших утесов, напоминающих мостовые быки. Впечатление усиливается в тех случаях, когда красные торридонские песчаники перекрыты белыми кварцитами кембрия. Гальки в аплкросских конгломератах, в отличие от базальных брекчий, состоят преимущественно из пород субаквальных отложений неместного происхождения, а именно жильного кварца, роговиков, яшм, полевошпатовых порфиров и сферолитовых фельзитов. Полевой шпат аркозовых песчаников представлен преимущественно микроклином и микроклин-микропертитом, хотя эти минералы совсем нешироко распространены в породах льюисского комплекса, за исключением севера. Самая верхняя толща Олтби состоит из песчаников, песчанистых и глинистых сланцев с прослоями карбонатных пород. Присутствуют фосфатовые конкреции.

После захоронения древней поверхности размыва льюисских образований вся область испытала общий наклон на запад и вновь подверглась эрозии, вероятно, вплоть до стадии пенеплена, а затем после опускания в пределах ее оформилось плоское морское дно. На этом ложе накопились отложения кембрия. Соответственно характер несогласия между кембрийскими и торридонскими отложениями иной, чем между торридонскими отложениями и породами льюисского комплекса. Поверхность несогласия между кембрийскими и торридонскими отложениями почти плоская и сечет поверхность



Фиг. 4. Несогласное налегание торридонских отложений (верхняя часть фотографии), представленных массивными песчанистыми арколами, на породы льюисского комплекса (нижняя часть фотографии), рассланцованные и разбитые трещинами, параллельными рукоятке молотка.

Северный берег озера Ассинт, Сатерленд. Признаки доторридонского выветривания видны на поверхности гнейсов и (слева) в их более глубокой зоне, совпадающей с зоной доторридонской дезинтеграции.

более древнего несогласия. Местами базальные горизонты кембрия залегают трансгрессивно на торридонских отложениях или непосредственно на льюисских гнейсах.

Торридонские отложения в пределах большей части региона в настоящее время залегают почти горизонтально, а отложения кембрия наклонены на восток под углом 20°. Но поскольку кембрийские толщи должны были отлагаться на горизонтальную поверхность, перед образованием предкембрийского пенеплена торридонские песчаники, видимо, имели наклон на запад под углом 20°, а после отложения кембрийских толщ были приведены в горизонтальное положение.

2.3. ЗОНА ОКРАИННЫХ НАДВИГОВ ГЛАВНОЙ ЧАСТИ ШОТЛАНДИИ

Внутри надвиговой зоны льюисские и торридонские породы участвуют в строении автохтонных покровов под поверхностью надвига Мойн, который сам по себе формирует экзотический покров, сложенный метаморфизованными осадочными породами серии Мойн складчатого пояса (см. фиг. 2). К подобной интерпретации, в настоящее время принятой всеми, пришли только после продолжительных дискуссий, закончившихся, когда Пич (Peach, 1854) нашел остатки кембрийской фауны в осадочных породах

форланда, благодаря чему стало бесспорным залегание нижнепалеозойских осадочных толщ под сильно метаморфизованными образованиями. Мурчисон (Murchison, 1860) полагал, что лежащие сверху метаморфизованные породы серии Мойн, или «восточные сланцы», как их тогда называли, представляют собой измененные силурийские отложения, тогда как Николь (Nicol, 1861) и Каллоуэй (Callaway, 1883) объяснили эти соотношения существованием взброса.

Исследования Лапворса (Lapworth, 1883) в северной части района показали широкое развитие надвигов, сопровождаемых милонитами. Эта



Фиг. 5. Перевернутый несогласный контакт пород льюисского кристаллического комплекса с торридонскими отложениями (группа Дайабэг). Зона надвига Кишорн в 3,2 *км* восточнее северного верховья озера Лох-Кишорн. По поверхности несогласия произошло некоторое смещение.

точка зрения окончательно подтвердилась детальным картированием всего района, проведенным сотрудниками Геологической службы Великобритании (Peach, Horne, 1884; Peach and others, 1907).

В районе залива Лох-Эрриболл на северном побережье Ассинта автохтонные покровы состоят из чешуй пород льюисского комплекса вместе с несогласно залегающими на них кембрийскими отложениями. К югу от Ассинта появляются также торридонские отложения; усиливается интенсивность складчатости. Под этими покровами обычно находится зона чешуй кембрия, покоящаяся на главном надвиге, или на «подошве». По поверхностям многих надвигов широко развиты милониты.

На севере близ Дёрнесса наблюдается ограниченная разломами часть надвига Мойн, лежащего на дёрнесских известняках кембро-ордовика. Этот клиппен находится в 16 *км* от главного фронта надвига, указывая, следовательно, на минимальную амплитуду горизонтального смещения.

В районе Ассинта приподнятая часть надвига Мойн эродирована, причем в оси кульминации поднятия поверхность надвига вскрыта вкрест простирания на 11 *км* и образует обширные обнажения автохтонных чешуй. Этот район, в центре которого находится деревня Инчнадамф, стал естественным классическим объектом полевых исследований для последующих поколений геологов. На зону чешуй кембрия по надвигу Гленкоул надвинута

пластина льюисских пород мощностью около 500 м, в свою очередь перекрытых кембрийскими отложениями. Еще выше располагается надвиг Бен-Мор, переместивший чешуи льюисских пород, перекрытых чехлом торридонских и кембрийских отложений. Этот чехол в свою очередь перекрыт покровом Мойн.

Пич и др. (Peach and others, 1907) придерживались мнения, согласно которому близ центра этого района надвиг Бен-Мор перекрывает надвиг Гленкоул. По мнению Бейли (Bailey, 1934), надвиг Гленкоул продолжается к югу, а надвиг Бен-Мор сравнительно небольшой. Предполагалось, что поверхность надвига Бен-Мор лишь расщепила крупную чешую, названную Сэбином (Sabine, 1953), а вслед за ним Бейли Ассинтским покровом. На южном конце кульминации Ассинтский покров перекрыт надвигом Мойн, по которому парапороды серии Мойн были перемещены на кембрийские известняки форланда.

Щелочные интрузии нижнего девона деформированы движениями, вероятно, того же раннедевонского возраста (древний красный песчаник).

Близ южной оконечности озера Лох-Мари обширные обнажения вскрывают покров Кинлохэве, лежащий под покровом Мойн и состоящий из пород льюисского комплекса и торридонских отложений, надвинутых на кембрийские отложения. Складчатые деформации покрова Кинлохэве и последующая эрозия клиппена указывают на минимальную среднюю амплитуду горизонтального перемещения в 6 км.

Далее к югу, севернее Лохкаррона, покров Кинлохэве расширяется и получает наименование покрова Кишорн, образующего лежачую синклиналь, подвернутое крыло которой сохранилось в этом районе и сложено породами группы Дайабэг торридонской серии, перекрытыми льюисскими образованиями. В этом покрове, так же как и в других покровах, в результате деформаций глинистые породы торридонской серии подверглись кливажу, а песчаниковые — катаклазу. Гнейсы льюисского комплекса и эпидиоритовые интрузивные породы развальцованы и катаклазированы, причем эти процессы сопровождались изменениями минерального состава, характерными для ретроградного метаморфизма. Покров Кишорн протягивается на остров Скай, где обнаруживается нормальное крыло упомянутой выше синклинали (см. стр. 46).

2.4. КРАТОГЕН (ФОРЛАНД) ВНЕШНИХ ГЕБРИД

Породы льюисской метаморфической ассоциации на острове Льюис, являющемся местом их стратотипического выражения, а также в пределах протяженной цепи островов, лежащих южнее, известны главным образом по работам Джехью и Крейга (Jehu, Craig, 1923, 1924, 1926, 1927, 1933). На острове Южный Харрис развиты гнейсы безусловно осадочного происхождения. Они интенсивно смяты, сланцеватость их почти вертикальна и простирается на северо-запад. В состав толщи входят псаммитовые, пелитовые и карбонатные породы. Псаммитовые породы превращены в кварциты и кварцитовые сланцы, пелитовые — в гнейсы с гранатом, кианитом, кордиеритом и графитом, а карбонатные — в доломитовые мраморы и известково-силикатные породы, содержащие диопсид, форстерит, паргасит, графит и флогопит. Дэвидсон (Davidson, 1943) считал, что скаполит, широко развитый в известково-силикатных прослоях, возник в результате более поздней мигматизации. Кюрстен (Kürsten, 1957) также обнаружил свидетельства существования двух этапов метаморфизма, причем второй этап связан с мигматизацией. Дирнли (Dearnley, 1962, 1963) настаивает на трех фазах, отвечающих этапам Скаури, ранний Лаксфорд и Лаксфорд.

Наиболее распространенными породами льюисского комплекса во Внешних Гебридах являются биотитовые и роговообманковые гнейсы

с прослоями гнейсов основного состава. Сланцеватость обычно простирается на северо-запад, но на острове Северный Льюис простирание сланцеватости становится северо-северо-восточным. На острове Льюис плитчатые двуслюдяные гранулиты переслаиваются с гранулитовыми роговообманковыми гнейсами, что указывает на возможное происхождение гнейсов за счет мигматизированных осадочных пород.

Интрузии анортозитов развиты во многих местах острова Льюис и на острове Южный Харрис, где Дэвидсон (Davidson, 1943) показал, что анортозитовые тела переслаиваются с основными чарнокитами, которые одновременно являются также вмещающими породами. Анортозиты и основные чарнокиты внедрены в толщу парагнейсов. И чарнокиты, и анортозиты содержат линзы эклогитов, причем эти линзы включены в амфиболитовую оболочку, как кинжал в ножны. Дайки основных пород пересекают гнейсы на островах Харрис и Уист; они считаются долаксфордскими. На островах Льюис и Харрис широко распространены граниты и пегматиты в виде дайкоподобных и пластинообразных тел, а также в виде обширных массивов. Минералогия пегматитов острова Южный Харрис описана фон Кноррингом и Дирнли (von Knorring, Dearnley, 1960).

Восточные побережья островов Внешних Гебрид окаймлены обширной зоной милонитов и окварцованных раздробленных пород, полого наклоненной на восток-юго-восток (см. фиг. 2). Развальцованные и милонитизированные гнейсы прорваны окварцованными и раздробленными породами, обычно слагающими тонкие жилы. Отмечены также их пластообразные тела мощностью до 30 *м*. Считается, что эта зона фиксирует фронт доторридонского надвига, хотя, по мнению Кюрстена (Kürsten, 1957), милониты возникли до образования наблюдаемых надвигов.

Близ Сторноуэй (см. фиг. 2) льюисский комплекс перекрыт мощной толщей конгломератов, местами содержащих валуны, и рыхлых песчаников шоколадной окраски. Вслед за Джехью и Крейгом (Jehu, Craig, 1934) принято считать эту толщу торридонской, хотя допускается также возможность отнесения ее к девону и триасу.

В 75 *км* северо-северо-восточнее северного окончания острова Льюис льюисские гнейсы слагают изолированный остров Рона (см. фиг. 1), который намечает крайнюю северную оконечность каледонского форланда Британских островов (Nisbet, 1961).

2.5. КРАТОГЕН (ФОРЛАНД) И ОКРАИННАЯ ЗОНА НАДВИГОВ ВНУТРЕННИХ ГЕБРИД

Остров Скай и прилегающие острова. На острове Скай форланд почти полностью скрыт под осадочными породами мезозоя и третичными изверженными породами, но его можно наблюдать на нескольких близлежащих небольших островах (см. фиг. 2). Так, северная часть острова Расей состоит из двуслюдяных гнейсов льюисского комплекса. Сланцеватость их простирается на северо-запад и, вероятно, имеет лаксфордский возраст.

Однако на востоке острова Скай краевая зона надвигов обнажена хорошо, хотя и осложнена третичными движениями. По надвигу Кишорн покров того же наименования (см. стр. 45), состоящий из пород групп Дайабэг и Аплкросс торридонской серии, которые сохранили нормальную стратиграфическую последовательность, надвинут на комплекс чешуй, сложенных кембро-ордовикскими отложениями. Мощность группы Дайабэг в этом покрове составляет 2100 *м*, т. е. значительно больше, чем где-либо в обнаженной части форланда. Складчатость и последующая эрозия покрова создали тектоническое окно Орд в северо-западной части полуострова Слит, где комплекс чешуй кембрийских отложений выходит из-под надвинутых на него отложений торридонской серии.

Остров Рам, расположенный к югу от острова Скай и известный своими третичными интрузиями, сложен частично породами групп Дайабэг и Аплкросс торридонской серии, намечающих, вероятно, продолжение покрова Киншорн (Black, Welsh, 1961).

В восточной части полуострова Слит на острове Скай покров Киншорн перекрыт покровом Мойн, принесшим сюда породы льюисского комплекса (см. стр. 53). Однако близ южной оконечности полуострова два упомянутых больших покрова разделены покровом Тарскавейг. Последний состоит из измененных аркозовых песчаников или сланцеватых песчаников и кливажированных глинистых сланцев, содержащих новообразованный биотит и мелкие зерна марганцовистого граната. Эти породы, иногда относимые к тарскавейгской разновидности серии Мойн (см., например, Bailey, 1955), являются важным свидетельством взаимоотношений торридонской серии и метаморфических отложений серии Мойн складчатого пояса (см. стр. 94).

Острова Колл и Тайри. Породы льюисского комплекса на островах Колл и Тайри располагаются западнее фронта надвига Мойн, вероятно внутри зоны окраинного надвига. В составе комплекса представлены главным образом парапороды, в том числе гранат-биотитовые гранулиты, гранат-биотитовые гнейсы, известково-силикатные породы и мраморы. Химические анализы этих парагнейсов показывают, что они возникли за счет осадочных пород, первичный состав которых отвечал аркозам, доломитистым или нечистым песчаникам и доломитовым известнякам (табл. 3, анализы 3, 4, 9, 10 и 12).

На острове Тайри великолепный мрамор состоит из кристаллов темно-зеленого диопсида (кокколита), заключенных в розовую топкозернистую основную ткань. Местами мобилизованный мрамор создает впечатление интрузивного образования. Близ западной оконечности острова Тайри с гранат-биотитовыми парагнейсами ассоциирует горизонт, обогащенный магнетитом и содержащий прослои из почти чистого магнетита, постепенно переходящие в нормальные гнейсы. Эти породы считаются метаморфизованными железосодержащими отложениями (Whitehead, 1952).

На островах Колл и Тайри имеются доказательства того, что парапороды прорваны ортогнейсами льюисского комплекса. Преобладающим типом пород являются серые роговообманково-биотитовые гнейсы. Сланцеватость обычно меридиональная, за исключением южной оконечности острова Тайри, где она простирается на северо-восток или северо-северо-восток.

Меридиональные простирания, раздробленность многих гнейсов, присутствие зон окварцованных раздробленных пород — все это может быть вызвано расположением островов внутри зоны надвигов.

Острова Айона, Колонсей и Оронсей. Надвиг Мойн проходит через узкий пролив между юго-западным окончанием острова Малл и островом Айона (см. фиг. 2), так как метаморфические породы серии Мойн имеются на острове Малл, а льюисские и торридонские образования присутствуют на острове Айона. В состав льюисского комплекса входят мраморы и гранито-гнейсы. Торридонские отложения представлены внизу аркозами с базальным конгломератом; в верхней части разреза появляются мощные пласты глинистых сланцев, перекрытые толщей более молодой группы плитчатых быстро изменяющихся песчаников и глинистых сланцев. Гальки конгломерата состоят преимущественно из кислых изверженных пород, местами — из роговообманковых пород и кварца. Отмечено также присутствие яшм, аплитов, натриевых гранитов и нордмаркитов.

Породы острова Айона находятся внутри надвиговой зоны, так же как и измененные торридонские отложения на островах Колонсей и Оронсей. Большая часть торридонского разреза двух последних островов сложена песчаниками, аркозами и филлитами, обнаруживающими значительные изменения по латерали. Вероятна корреляция их с отложениями группы

Дайабэг. Необычной особенностью разреза является присутствие двух пластов известняков (Cunningham-Craig, Wright, Bailey, 1911). Торридонские породы обладают двумя системами кливажа, разделенными во времени интрузиями мелких тел сиенитов и диоритов, а также многочисленных лампрофировых даек (Wright, 1908). Первая система кливажа падает на восток-северо-восток, тогда как вторая система, которая восточнее на острове Колонсей становится постепенно более отчетливой, падает круче при северо-восточном простирании.

На северной оконечности острова Колонсей в антиклинали появляются породы льюисского комплекса: амфиболиты, роговообманковые, биотитовые гнейсы и пегматиты. Взаимоотношения этих пород и вышележащих торридонских конгломератов обусловлены или несогласием, или присутствием надвига, так как породы обеих серий интенсивно разваль цованы.

Остров Айлей. Западная часть острова Айлей состоит из льюисских и торридонских пород, слагающих часть зоны надвигов (см. фиг. 2). Льюисские породы обнажаются на юго-западе полуострова и представлены биотитовыми и роговообманковыми гнейсами, прорванными основными интрузивами. Эти породы подверглись сильному воздействию динамометаморфизма, для них характерны грануляция и милонитизация. По тектоническому контакту они перекрыты торридонскими конгломератами, выше которых следует толща глинистых сланцев филлитов, перемежающихся со сланцеватыми аркозами и тонкими пластами песчанистых известняков. Эти породы, по-видимому, относятся к группе Дайабэг. На востоке они отделены от аркозов Боумор ущельем Лох Груинарт. Аркозы Боумор имеют красную, зеленую и серую окраску; в них наблюдаются прослои галечников. По мнению некоторых авторов (например, Bailey, 1922), ущелье Лох-Груинарт совпадает с разломом, а из этого предположения они делают вывод, что такой разлом представляет собой продолжение разлома Грейт-Глен. Другие авторы (например, Kennedy, 1946) отрицают существование разлома и рассматривают песчаники Боумор как часть группы Аплкросс, намечающей восточное продолжение поля торридонских отложений.

Дискуссионными представляются и взаимоотношения песчаников Боумор с породами дальредского метаморфического комплекса на восточной половине острова Айлей (см. фиг. 10). Корреляция надвига Лох-Скеролс, принятая большинством геологов, с надвигом Мойн вызывает затруднения, поскольку фронт этого надвига не совпадает с фронтом надвига Мойн, экстраполируемым с севера. Кеннеди (Kennedy, 1946) разрешает это затруднение, протягивая разлом Грейт-Глен западнее островов Колонсей и Айлей и основываясь на сдвиговой природе разлома (см. стр. 49) для объяснения смещения фронта надвига Мойн.

2.6. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Подобно другим щитам мира, Северо-Западный кратоген и его окраина очень бедны полезными ископаемыми.

Железо. Среди льюисских метаморфизованных осадочных пород района Лох-Мари развиты магнетитовые сланцы (см. стр. 40), но общее содержание магнетита слишком низко для их промышленного использования. Магнетитовые породы, также, вероятно, осадочного происхождения, присутствуют в составе льюисского комплекса островов Айона (см. стр. 47) и Тайри (см. стр. 47). На острове Тайри месторождения изучались (Whetton, Myers, 1951), но не эксплуатируются.

Медь. Небольшие количества брошантита, малахита, халькозина и других минералов меди (см. Boyd, Crichton, 1961) присутствуют в льюисских гнейсах района Стор к северу от бухты Энард (см. фиг. 2). Скопления

халькозина наблюдаются в породах группы Дайабэг в низах торридонской серии в том же районе (Fermor, 1951).

Неметаллические полезные ископаемые. Некоторые месторождения металлических полезных ископаемых имеют промышленное значение. Пегматиты в отдельных частях льюисского комплекса богаты полевым шпатом, особенно на острове Южный Харрис (Внешние Гебриды) и в районе Дёрнесс — Лох-Лаксфорд (Шотландия). На Южном Харрисе пегматиты слагают крупные хорошо оформленные жилы и линзы. Полевой шпат представлен микроклином или микроклин-микропертитом. Главными сопутствующими минералами являются кварц, олигоклаз, мусковит и биотит. Во время второй мировой войны пегматиты разрабатывались для добычи полевого шпата близ Чаинавала и Роневаля (Robertson, 1945). В районе Дёрнесс — Лох-Лаксфорд калиевый полевой шпат пегматитов обычно обнаруживает срастания с другими минералами в большей степени, чем в пегматитах острова Харрис.

Тальк, ассоциирующий с некоторыми ультраосновными компонентами льюисского комплекса, разрабатывался в небольших количествах, например близ Ардинтоула в районе Гленелга.

Горные породы. Метаморфизованные известняки и мраморы, обычно в той или иной степени магнезиальные (см. анализы 11—12 в табл. 3) и присутствующие в составе льюисского комплекса, временами в небольших количествах разрабатывались для получения извести или в качестве декоративного камня. В настоящее время разработки прекращены.

Более устойчивые породы льюисского комплекса и некоторые твердые песчаники торридонской серии разрабатываются для нужд местного дорожного строительства.

3. ДОКЕМБРИЙ КАЛЕДОНСКОГО ОРОГЕНА К СЕВЕРУ ОТ ЗОНЫ ОКРАИННОГО РАЗЛОМА НАГОРЬЯ

3.1. ВВЕДЕНИЕ

Каледонский складчатый пояс к северо-западу от зоны Окраинного разлома нагорья содержит докембрийские образования, принадлежащие трем метаморфическим комплексам, а именно льюисскому, мойнскому и дальредскому. Складчатый пояс рассечен разломом Грейт-Глен, который Кеннеди (Kennedy, 1946) рассматривает как левый сдвиг со смещением на 105 *км*.

Северный район описан под названием Северных нагорий (см. стр. 50), хотя это название употребляется также в более широком смысле и включает Северо-Западные нагорья. Оркнейские острова слагают внешнюю часть Северных нагорий. Шетландские острова (см. стр. 58), расположенные в 160 *км* далее на север, слишком изолированы, чтобы можно было окончательно судить об их структурных соотношениях. Грампианские горы (см. стр. 59) являются частью складчатого пояса, расположенной между разломом Грейт-Глен и зоной Окраинного разлома нагорья. Со структурной точки зрения Грампианские горы протягиваются в Ирландию (см. стр. 69).

Ортогнейсы и парагнейсы льюисского комплекса развиты только в той части складчатого пояса, в которой находятся Северные нагорья. Взаимоотношения этих пород являются объектом дискуссии (см. стр. 50).

Метаморфическая серия Мойн, состоящая преимущественно из метаморфических осадочных пород, слагает большую часть Северных нагорий и значительные площади Грампианских гор как в Шотландии, так и в Ирландии. Породы этой серии первоначально называли «восточными сланцами», чтобы отделить их от пород форланда. Позже они были названы сланцами Мойн. Название взято от наименования торфяного болота А'Мойн в Сатер-

ленде, и названия «Мойн» или «мойнский» стали применяться для подобных пород повсеместно.

Дальредский метаморфический комплекс состоит главным образом из измененных осадочных пород, гораздо более разнообразных с литологической точки зрения, чем мойнские отложения. Дальредский комплекс слагает большую часть Грампианских гор как Шотландии, так и в Ирландии и совершенно отсутствует в Северных нагорьях. Гейки (Geikie, 1891) ввел термин «дальредские» в качестве описательного названия для сланцев Северной Ирландии и Шотландии. С этого времени вошли в употребление также такие выражения, как «дальредские сланцы», «дальредская серия» и т. д. Гейки составил разрез метаморфизованных осадочных пород дальредской серии для района Пертшир, но не был уверен в относительном возрастном положении отдельных подразделений этой серии. Применение исследований косой слоистости и сортированной слоистости через 40 лет позволило разработать приемлемую стратиграфическую схему. Немного позже была применена методика определения нормального залегания слоев для изучения более однообразных метаморфических пород серии Мойн, после чего в её отложениях также была установлена стратиграфическая последовательность.

После того как установилось значительное согласие взглядов на стратиграфию мойнской и дальредской серий, исследователи стремились сосредоточить внимание на их структурной и метаморфической истории. Предстоит еще много работы, но ясно, что и складчатость и метаморфизм были многофазными. Проблемы возраста и корреляции мойнского и дальредского комплексов обсуждаются на стр. 94.

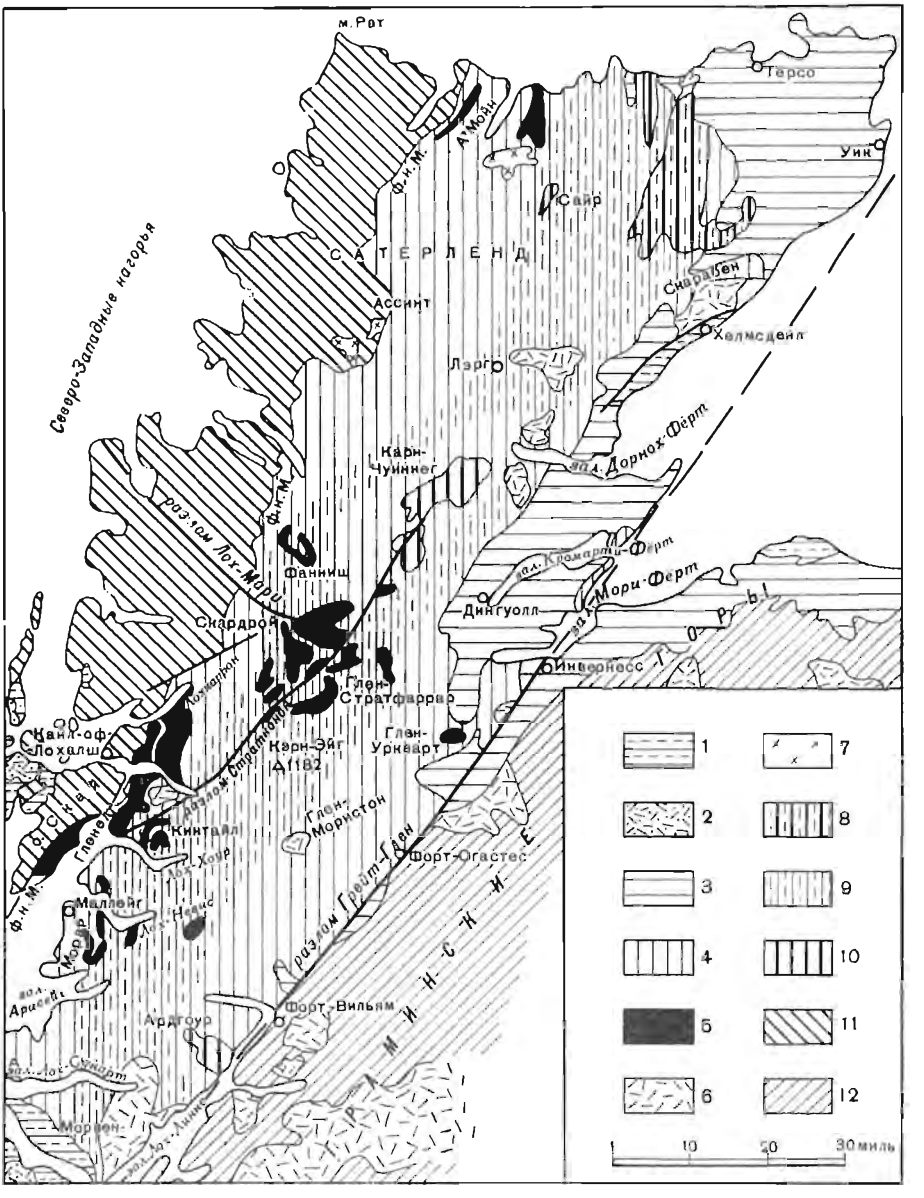
3.2. СЕВЕРНЫЕ НАГОРЬЯ

Породы (преимущественно метаморфизованные осадочные породы), относимые к мойнскому комплексу, занимают в Северных нагорьях площадь около 8830 $км^2$ (см. фиг. 6). В некоторых районах мойнские отложения отделены несогласием от пород льюисского комплекса или имеют с ними тектонические контакты. В Северных нагорьях не наблюдается самая верхняя часть разреза серии Мойн. На востоке региона серия Мойн несогласно перекрыта широко распространенным чехлом среднего, местами, вероятно, нижнего девона, а в некоторых частях западного побережья отложениями мезозоя и третичными лавами.

Метаморфические породы слагают слабо населенную горную страну, высоты которой достигают 1182 *м* для Кэрн-Эйга (это высшая точка Британии к северу от Каледонского канала). Горная страна на западном побережье расчленена озерами и заливами.

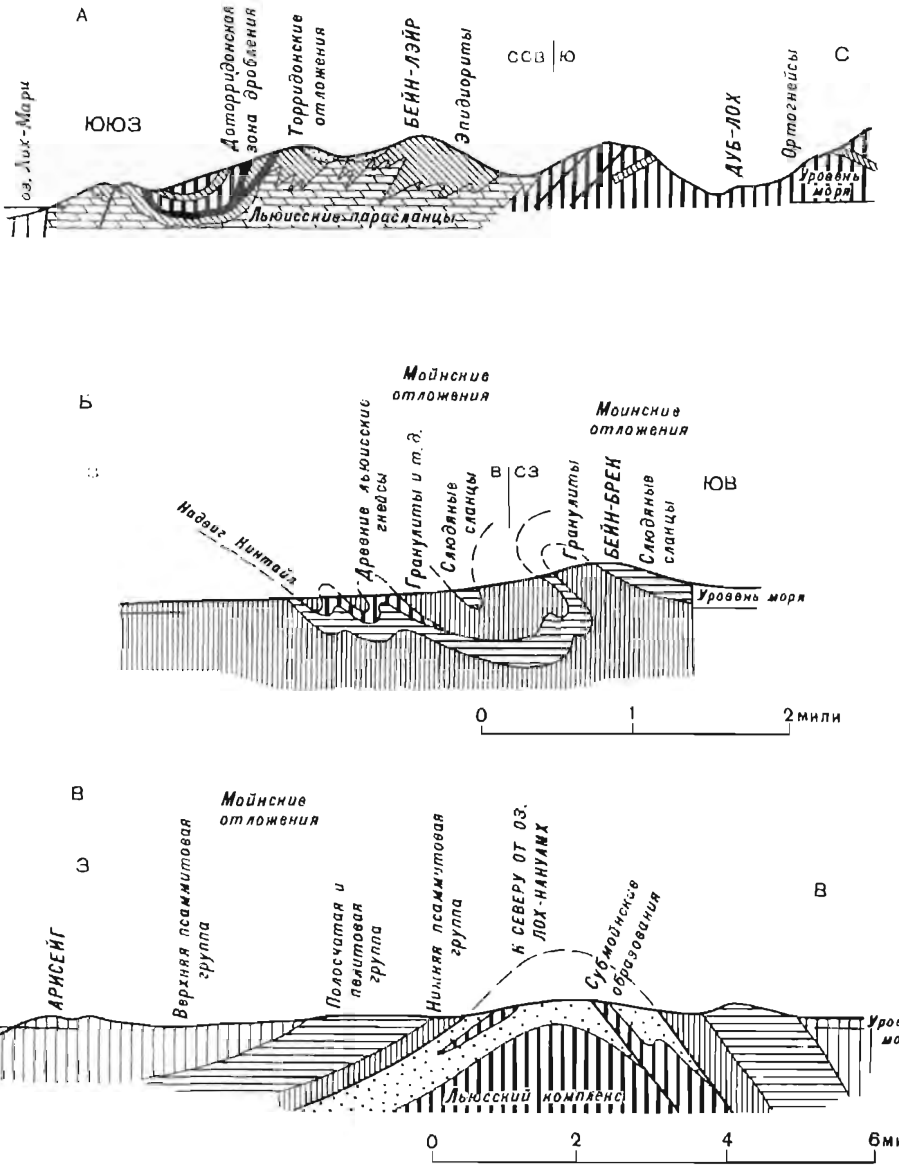
Выходы к востоку от надвига Мойн, обозначенные на геологических картах как льюисские образования, обладают небольшой суммарной площадью (около 250 $км^2$). По характеру пород эти выходы распределяются в две главные группы. В одной группе представлены породы как парагнейсового, так и ортогнейсового облика, например в районах Гленелг, Глен-Дессари, Глен-Стратфаррар и Глен-Уркварт. Другая группа выходов состоит целиком из пород типа ортогнейсов (Фанниш, Скардрой, Борги).

В состав парагнейсов входят мраморы и известково-силикатные породы, биотитовые сланцы, биотитовые гранулиты, железосодержащие слюдяные сланцы, графитовые и кианитовые сланцы, скаполит-пироксеновые гнейсы. Однако значительную часть большинства выходов составляют полосчатые породы кислого и среднего состава, сходные с льюисскими ортогнейсами форланда. Эти породы ассоциируют с эпидиоритами, роговообманковыми гнейсами и ультраосновными породами — эклогитами, серпентинитами и тальковыми сланцами. Иногда картируются полосы эпидиоритов или



Фиг. 6. Геологическая карта Северных нагорий.

Ф. н. М. — фронт надвига Мойн; *1* — третичные и мезозойские отложения; *2* — третичный извержённый комплекс; *3* — девонские отложения; *4* — мойнский метаморфический комплекс; *5* — льюисский метаморфический комплекс к востоку от фронта надвига Мойн; *6* — посттектонические каледонские граниты и другие; *7* — сиениты, вероятно, ордовикские; *8* — граниты, вероятно, частично синтектонические; *9* — зоны мигматизации, инъекций и пегматитизации; *10* — дотектонические граниты и диориты; *11* — льюисские, торридонские и кембро-ордовикские образования форланда и краевой зоны; *12* — мойнские и дальредские образования в Грампианских горах.



Ф и г. 7. Разрезы через Северо-Западные и Северные нагорья.

А — разрез района близ озера Лох-Мари, на котором показаны льюисские парасланцы, по Пичу и др. (Peach and other, 1907); *Б* — разрез района близ Бейн-Брека, Кинтайл, Россшир, по Клиффорду (Clifford, 1957); *В* — разрез через южную оконечность района Морар, показывающий строение антиклинали Морар (к дискуссии о соотношении мойнских и субмойнских образований, см. стр. 55).

серпентинитов, которые секут сланцеватость более кислых гнейсов подобно основным дайкам в льюисском комплексе форланда. В силу того, что описанные выше породы вовлечены в каледонскую складчатость серии Мойн, докембрийские структуры в значительной степени затушеваны.

Только что описанные породы на картах Геологической службы Шотландии показаны как «пятна» льюисского комплекса главным образом по трем причинам, а именно по литологическим признакам, по несогласию с близлежащими толщами серии Мойн и по довольно редкому присутствию конгломератов в составе серии Мойн в зоне стыка с этими породами.

Исследования последних лет привели к переоценке всех этих критериев. В настоящее время считают, что парагнейсы неизвестны или очень редко встречаются в серии Мойн. Некоторые ортогнейсы, однако, были интерпретированы, например для районов Скардрой и Фанниш, как мигматизированные породы серии Мойн (Sutton, Watson, 1953, 1954). Ненормальные залегания, считавшиеся показателем несогласия, были объяснены как тектонические контакты, а также явились следствием дифференциальной мигматизации. Несомненные базальные конгломераты были интерпретированы заново, например для района Глен-Стратфаррар (Ramsay, 1956), как тектонические образования.

Наоборот, к югу от Глепелга базальные конгломераты серии Мойн находятся определенно в ненарушенном, хотя и перевернутом контакте с породами льюисского комплекса. Льюисский облик пород в этих «пятнах» с их обилием карбонатных пород должен быть признан, хотя первичное несогласие было тектонически модифицировано во многих случаях контакта теми движениями, которые создали перемежаемость полос мойнских и льюисских образований.

Далее к югу Клиффорд (Clifford, 1957) рассматривал нижнюю группу льюисского комплекса в качестве основания разреза серии Мойн, а верхнюю группу считал частью масс, перемещенных по надвигу. Тектоническое включение льюисских пород в серию Мойн допускают и для других районов, в том числе для районов Бен-Дронейг и Фанниш (McIntyre, 1952; Rutledge, 1952).

Таким образом, присутствие фундамента, сложенного породами льюисского комплекса, в Северных нагорьях как будто установлено, но простые несогласные соотношения пород в «пятнах», предполагавшиеся первоначально, во многих случаях не могут быть приняты.

Серия Мойн состоит главным образом из гранулитов [1], представляющих собой измененные песчаники, которые содержат полевой шпат и состоят из гранобластового агрегата кварца, полевого шпата (обычно микроклина и олигоклаза в различных соотношениях) и слюды (главным образом биотита). Обычно они полосчатые или плитчатые благодаря тонким полосам, обогащенным слюдой, и тонкой слоистости. Имеются также прослои конгломератов и гравелитов. Высококремнеземистые метаморфизованные осадочные породы в Северных нагорьях редки. Имеется только обширный выход кварцитов Скарабен в Сатерленде. Слюдяные сланцы и породы, иногда называемые полупелитовыми сланцами (в них больше слюды, чем в нормальных кварц-полевошпатовых гранулитах), представляют собой другой распространенный тип пород. Наблюдаются немногочисленные тонкие прослои мраморов, но тонкие слои или линзы известково-силикатных пород, содержащих кальциевый гранат, роговую обманку, анортит и цоизит, в некоторых горизонтах весьма обильны. Вероятно, они представляют слабо известковистые песчаники или кремнистые мергели.

---

[1] Термин «гранулит» употребляется французскими петрологами для определенных типов гранитов, а в британской геологической литературе он используется для обозначения метаморфических пород с зернистой гранобластовой структурой.

Роговообманковые гнейсы слагают длинные линзовидные пояса в северном и центральном Сатерленде. Петрографически они сходны с льюисскими породами, но благодаря маргинальному переслаиванию их с мойнскими гранулитами эти роговообманковые гнейсы нельзя относить к льюисским породам фундамента. Роговообманковые сланцы и гнейсы встречаются также в ядре антиклинали Морар (см. стр. 55). Во многих местах встречаются интрузивные породы, в настоящее время представленные эпидиоритами и роговообманковыми сланцами. На северо-западе региона в Ардгоуре есть крупный массив диоритовых гнейсов, внедрившихся в пелитовые роговики, мраморы и известково-силикатные породы, относящиеся, по-видимому, к серии Мойн, а по мнению Древера (Drever, 1940), принадлежащие к дальредским образованиям. Это единственный случай, когда допускают возможность присутствия в Северных нагорьях дальредских образований.

В восточном Россшире мойнская серия до регионального метаморфизма ее пород была прорвана гранитами Карн-Чуиннег. Интрузия гранитов привела к возникновению широкого контактового ореола во вмещающих породах. В ходе регионального метаморфизма граниты были превращены в очковые гнейсы. Внутренняя часть контактового ореола не подверглась воздействию регионального метаморфизма, тогда как внешняя его часть была изменена с интенсивностью, возрастающей к периферии, где наблюдаются переходы в обычные регионально метаморфизованные породы (Peach and others, 1912). Преобладающие пелитовые породы, развитые близ северной периферии интрузива, были превращены в роговики на расстоянии до 1,2 *км* от края гранитного массива. Внутри большей части этого ореола хорошо сохранились первичные осадочные текстуры и структуры пород мойнской серии. Отчетливо видны поверхности напластования, косая слоистость, разница в крупности зерен в отдельных прослоях. Местами развиты слои, содержащие гальку. У обломков кварцевых зерен остались первичные округло-полууугловатые очертания. Пелитовые роговики сохранили трещины усыхания, выполненные песчаниковым материалом. Осадочные породы во внутренней части ореола отличаются от нормальных осадочных пород лишь исключительной крепостью и служат убедительным доказательством своего первичного осадочного происхождения. Однако их минеральный состав подвергся значительным изменениям. В дополнение к кварцу и щелочному полевому шпату в них присутствуют неориентированный биотит и мелкие зерна граната. Часто наблюдается андалузит или хиастолит, а в наиболее сильно измененных роговиках появляется силлиманит. В восточной части ореола сохранились пологие складки северо-западного простирания, которые на краю ореола меняют ориентировку, подчиняясь региональному северо-северо-восточному простиранию.

Ричи и Кеннеди (Richey, Kennedy, 1939) применили методику изучения косой слоистости в породах мойнской серии в районе Морар, где они смяты в антиклиналь, на крыльях которой была установлена такая стратиграфическая последовательность.

Группа	Приближенная мощность, м
Верхняя псаммитовая	4000
Полосчатая и пелитовая	1150
Нижняя псаммитовая	1150

В псаммитовых породах сохранились галечниковые слои, волноприбойные знаки, следы подводного оползания, трещины усыхания и борозды размыва.

Ниже нижней псаммитовой группы в центре антиклинали Морар находится группа более сильно метаморфизованных гранулитов и сланцев, ассоциирующих с роговообманковыми гнейсами. Стратиграфическое положение этих пород, именуемых субмойнскими, является предметом дискуссии. Считают, что они относятся к категории домойнских образований либо представляют собой часть льюисского комплекса, отделенную от серии Мойн несогласием. Однако несогласие в поле не устанавливается, так как стратиграфические соотношения в этой части разреза замаскированы. Кеннеди (Kennedy, 1955) выдвинул оригинальную гипотезу, допуская существование здесь не несогласия, а надвига. Он считает, что разрез Морар, несмотря на свою простоту, представляет собой тектонический покров мойнских пород, залегающий на фундаменте и обладающий более сложной структурой. Кеннеди предполагает, что гнейсы льюисского типа включены тектонически в эту структуру. Считается также, что субмойнские образования составляют нижнюю часть разреза мойнской серии, что здесь наблюдаются породы льюисского фундамента, смятые в складки и участвующие в надвиговой структуре. Эти породы слагают ядро складки, подвергшееся более интенсивному метаморфизму и сложной складчатости, дисгармоничной по отношению к складчатой структуре оболочки. Ламберт (Lambert, 1959), допуская присутствие льюисских образований, считает границу между ядром и оболочкой метаморфической.

Для установления местной стратиграфической колонки в других районах, например между Мораром и Фаннишем (Clifford, 1957) и в окрестностях Фанниша и Скардроя (Sutton, Watson, 1954), также применялась методика изучения косой слоистости. Уилсон, Уотсон и Саттон (Wilson, Watson, Sutton, 1953) изучали косую слоистость во многих районах западной части поля развития пород мойнской серии от острова Малл до озера А'Мойн; они утверждают, что перенос обломочного материала осуществлялся потоками, которые текли на юг.

Для мойнской серии характерны крутые, часто изоклинальные складки, имеющие меридиональное региональное простирание в южной части Северных нагорий и северо-северо-восточные простирания далее к северу. Обычно считается также, что существуют ясно выраженные складки, расположенные под прямым углом к упомянутым региональным простираниям (каледоноидам), и что произошла переработка более ранних структур.

Установление стратиграфической последовательности в комбинации со структурным анализом привело к более детальным тектоническим выводам. Складка Морар рассматривается в качестве гомолога антиклинали Лох-Хоурн — Гленелг, расположенной севернее и содержащей в своем ядре перемежающиеся льюисские и мойнские образования. Здесь Саттон и Уотсон (Sutton, Watson, 1958) выделили три фазы складчатости, предшествовавшие образованию окраинной зоны надвигов. Три типа мелких структур были описаны также Джонсолом (Johnson, 1960) для района Лохкаррона.

В районе Фанниш Саттон и Уотсон (Sutton, Watson, 1954) выделили серию северо-восточных осей антиклиналей и синклиналей на фоне общего меридионального простирания. Эта структура осложнена также дополнительными флексурами северо-западной ориентировки. В районе Кинтайл Клиффорд (Clifford, 1957) показал, что формирование надвига Кинтайл с его льюисским фундаментом (см. стр. 52) сопровождалось складчатостью с образованием складчатых структур северо-восточного простирания и развитием поперечных складок запад-северо-западного простирания. Все эти повторные деформации принадлежат к фазам движений, имевшим место внутри единой каледонской эпохи складчатости. Примеры деформаций, созданных в разные, последовательно сменявшиеся эпохи складчатости, наблюдаются в льюисском комплексе, ассоциирующим с мойнским комплексом и испытавшим новую складчатость во время каледонской орогении.

В районе Гленелга структуры докаледонских мигматитов были переориентированы, и угловое несогласие между льюисским и мойнским комплексами было затушевано.

Кроме крупных складок северо-западного простирания, в состав структур серии Мойн на юго-востоке поля ее развития входят многочисленные мелкие структурные формы — линейность, ребристые структуры (mullions structures), брусчатовидные структуры (rodding structures). Филлипс (Phillips, 1937) первым применил петроструктурный метод изучения подобных



Фиг. 8. Вертикально стоящие пласты слюдяных сланцев и гранулитов серии Мойн
Полосчатая и педитовая группа. Гавань Маллейг, Инвернессшир.

явлений и показал, что пояса осей (на основе изучения осей *c* кварцевых зерен) параллельны линейности, погружающейся на юго-восток и т. д. Отсюда Филлипс пришел к выводу, что метаморфизованные осадочные мойнские породы подверглись *b*-тектоническим деформациям и были перекристаллизованы под влиянием сжатия северо-восток — юго-запад. Однако Андерсон (Anderson, 1948), основываясь на теоретических соображениях, нашедших поддержку в наблюдениях Квале (Kvale, 1953) в Норвегии, выдвинул точку зрения о том, что линейность располагается параллельно направлениям переноса. Поскольку линейность и петроструктуры как будто бы обнаруживают различные соотношения с направлением стресса при разных условиях, постольку при современном уровне научных знаний их использование для интерпретации тектонической истории мойнского комплекса, равно как и других складчатых поясов, следует применять с осторожностью.

Примечательная особенность мойнской серии в Северных нагорьях и Грампианских горах (см. стр. 69 и 71) — присутствие «мигматитового», или «инъекционного» комплекса.

Хотя детальное картирование Северных нагорий еще далеко не закончено, представляется очевидным существование протяженной зоны инъекций или мигматизации переменной интенсивности, обширной и характерной. Эта зона протягивается от северного побережья до залива Лох-Линне (см. фиг. 6) на 240 *км*. Здесь наблюдаются силлы, дайки и линзовидные тела неправильных очертаний, а также послойные инъекции lit-par-lit. Резко ограниченные жилы преобладают в гранулитах, а мигматиты — в слюдяных



Фиг. 9. Текстуры роддинг (линейность) в мойнских сланцах близ Глен-Каррона, Россшир.

сланцах. В пелитовых породах обычен силлиманит. Кристаллы мусковита до 60 *см* в поперечнике встречаются в пегматитах и пегматитизированных сланцах.

Изучая мигмитизацию, Ченг (Cheng, 1944) в Сатерленде и Харри (Harry, 1954) в Ардгоуре показали следовавшие друг за другом фазы натриевого и калиевого метасоматоза. Дальциль и Джонсон (Dalziel, Johnson, 1963) обсуждали геологический возраст гранито-гнейсов Ардгоура. Наивысшая степень метаморфизма (зона кианита — силлиманита по классификации Барроу) локализована в определенной зоне, к западу от которой интенсивность метаморфизма понижается. На отдельных площадях выделяются три этапа метаморфизма, предшествовавшие образованию окраинных надвигов. Были высказаны суждения о соотношении трех этапов метаморфизма с тремя фазами складчатости (см., например, Johnson, 1963). Большая часть главной мигматит-пегматитовой зоны возникла раньше второй фазы деформаций.

В Северных нагорьях породы серии Мойн прорваны большим количеством посттектонических гранитов (см. фиг. 6).

На Оркнейских островах близ Стромнесса глыбы гранито-сланцевого комплекса протыкают чехол, сложенный среднедевонскими отложениями. Слюдяные сланцы, роговообманковые сланцы и кислые гнейсы сложного состава, присутствующие здесь, сходны с аналогичными породами инъекционных зон в мойнской серии Северных нагорий.

3.3. ШЕТЛАНДСКИЕ ОСТРОВА

Шетландская метаморфическая серия, занимающая больше половины площади этих островов, состоит главным образом из метаморфических осадочных пород, вероятно, докембрийского возраста, хотя метаморфизм их, по-видимому, каледонский. Единственное стратиграфическое доказательство их возраста — присутствие в некоторых местах несогласно залегающего девонского чехла.

Поскольку острова располагаются как будто к северо-западу от экстраполируемой линии разлома Грейт-Глен, со структурной точки зрения они могли бы быть продолжением Северных нагорий. Однако метаморфические осадочные породы похожи скорее на дальредские образования, а не на представителей метаморфической серии Мойн. Линия разлома, быть может, изгибаясь, проходит севернее Шетландских островов (Fliun, 1961).

Самый крупный или «главный» остров Мейнленд сложен псаммитовыми, пелитовыми и известковистыми метаморфизованными осадочными породами, с которыми ассоциируют основные и кислые ортосланцы и ортогнейсы и некоторые более молодые граниты, обладающие слабой гнейсовидностью или лишенные ее. Вся эта толща простирается меридионально или на север-северо-восток и обычно наклонена под крутыми углами. Местами известняки, в значительной мере чистые, слагают три главные полосы, прослеживаемые в меридиональном направлении на 16—32 *км*. Неизвестно, являются ли эти три полосы тремя отдельными горизонтами или это один горизонт, повторенный трижды благодаря складчатости, ибо стратиграфия метаморфической толщи до сих пор не разработана. Основные породы, преимущественно роговообманковые, слагают ряд от тонкозернистых сланцев до настоящих грубозернистых гнейсов и амфиболитов, в которых кристаллы роговой обманки достигают нескольких сантиметров в длину.

Некоторые кислые породы (полосчатые гнейсы, мигматиты и пегматиты) обладают теми же простираниями и элементами сланцеватости, что и метаморфизованные осадочные породы. Крупный массив гранитов на западной половине острова, вероятно, посттектонический, так как в его породах отсутствуют следы гнейсовидности, за исключением одного участка, где видна слабо выраженная полосчатость север-северо-западного простирания.

Общее и постепенное увеличение степени метаморфизма в серии метаморфических осадочных пород наблюдается при движении с востока на запад.

Филлиты и сланцеватые песчаники, развитые на востоке, к западу переходят в мусковит-биотитовые сланцы и сланцы с высоким содержанием кремнезема.

В центре острова в пелитовых сланцах присутствуют мелкие кристаллы граната и ставролит. Здесь, по-видимому, находится зона ретроградного метаморфизма, в пределах которой ставролит замещен преимущественно кварц-мусковитовыми псевдоморфозами. Далее к западу в породах появляются крупный гранат, свежий ставролит, кианит.

Метаморфические породы прослеживаются вплоть до острова Унст — самого северного из Британских островов, лежащего всего в 305 *км* от бергенского побережья в Норвегии. На острове Елл среди преобладающих пелитовых метаморфических пород присутствует горизонт кварцитов. На острове Фетлар развиты очень мощные рассланцованные конгломераты — конгломераты Фунзи с деформированными валунами кварцитов, гранулитов, гранитов и основных пород. Острова Фетлар и Унст примечательны развитием крупных массивов серпентинитов. Для интерпретации структуры этих самых северных островов выдвинуто представление о тектонических покровах (Read, 1934b; Fliun, 1958).

3.4. ГРАМПИАНСКИЕ ГОРЫ

Область, лежащая между разломом Грейт-Глен и зоной Окраинного разлома нагорья, сложена преимущественно метаморфизованными осадочными породами мойнской и дальредской серий, местами перекрытыми девонскими или еще более молодыми отложениями (см. фиг. 10). За исключением северо-востока, где рельеф более пониженный и где широко развиты ледниковые отложения, во всех остальных местах области метаморфические породы слагают грубые контрастные формы рельефа, возвышающиеся более чем на 1200 *м*. Гора Бен-Невис (1343 *м*) — высшая точка области, равно как и всех Британских островов, сложена эродированным девонским кольцевым интрузивным комплексом. Глубоко изрезанное западное побережье обладает обширными береговыми обнажениями.

Присутствие в разрезе дальредской серии хорошо распознаваемых и выдержанных по площади формаций породило несколько интерпретаций тектоники области, ставших объектом ожесточенной и длительной полемики. В частности, затруднения возникли в связи с отсутствием твердо установленного стратиграфического разреза и благодаря наличию «трехсторонних» формаций, т. е. горизонтов с различными породами на флангах в разных частях обнажений.

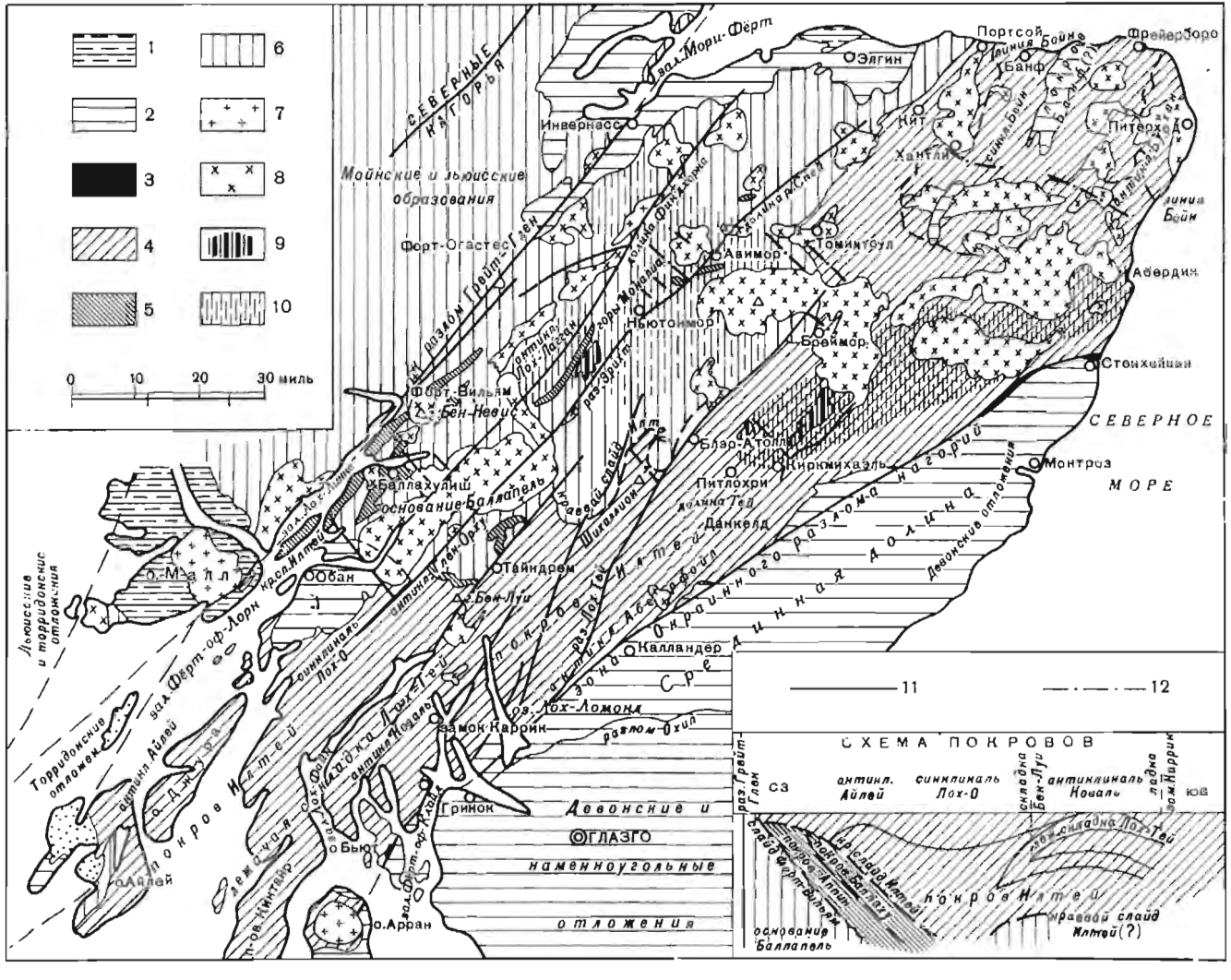
Хотя Уилсон (Wilson, 1911) считал, что сортированная слоистость указывает на последовательность осадконакопления в районе озера Лох-О, широкое использование методики определения нормального залегания слоев в пределах Грампианских гор началось позже по инициативе Фогта (Vogt, 1930).

Широкое развитие явлений опрокидывания разреза в Грампианских горах было показано очень давно Клоугом (Clough, 1897), выяснившим, что в районе Коваль (южный Аргайл) опрокинутая складка подверглась повторной складчатости, и Мауфе (Maufe, 1966), выделившим к северу от Лох-Этиве (северный Аргайл) огромную лежачую складку кварцитов. Эти работы были продолжены Бейли (Bailey, 1910, 1922, 1934a), который выделил в центральной и западной частях Грампианских гор три главных структурных комплекса, слагающих тектонические покровы, которые характеризуются широким развитием опрокинутых складок. Развитие «трехсторонних» формаций было объяснено как явление, вызванное наличием срывов особого рода, или слайдов (slides) [надвигов или наползаний (lags)], по поверхностям которых в общем не развивалось брекчий или милонитов. Считалось, что крупные слайды разделяют отдельные тектонические покровы.

Использование определения нормального залегания слоев привело к ряду модификаций синтеза Бейли, в том числе и к противоположному пониманию его представлений о стратиграфии района Баллахулиш — Форт-Вильям; кроме того, было установлено, что по крайней мере один из главных структурных комплексов, а именно комплекс Лох-О, не составляет отдельного покрова. Тем не менее обычно принято считать, что тектоника Грампианских гор характеризуется развитием крупных лежачих складок и что отдельные части разреза рассечены слайдами, тесно связанными со складчатостью (см. фиг. 11, *А* и *Б*).

Хотя гипотезы, касающиеся стратиграфии, тектоники и метаморфизма, в известной степени взаимозависимы, упрощенные представления по этим вопросам рассматриваются порознь.

В центральной части Грампианских гор мойнская и дальредская серии разделены слайдом или сдвигом, но на западе и на востоке гор (хотя здесь ледниковые отложения прикрывают контакты) одна серия переходит в другую через промежуточное звено (см. также ниже), в состав которого входят достаточно мощные толщи кварцитов. Изучение косой слоистости в этих

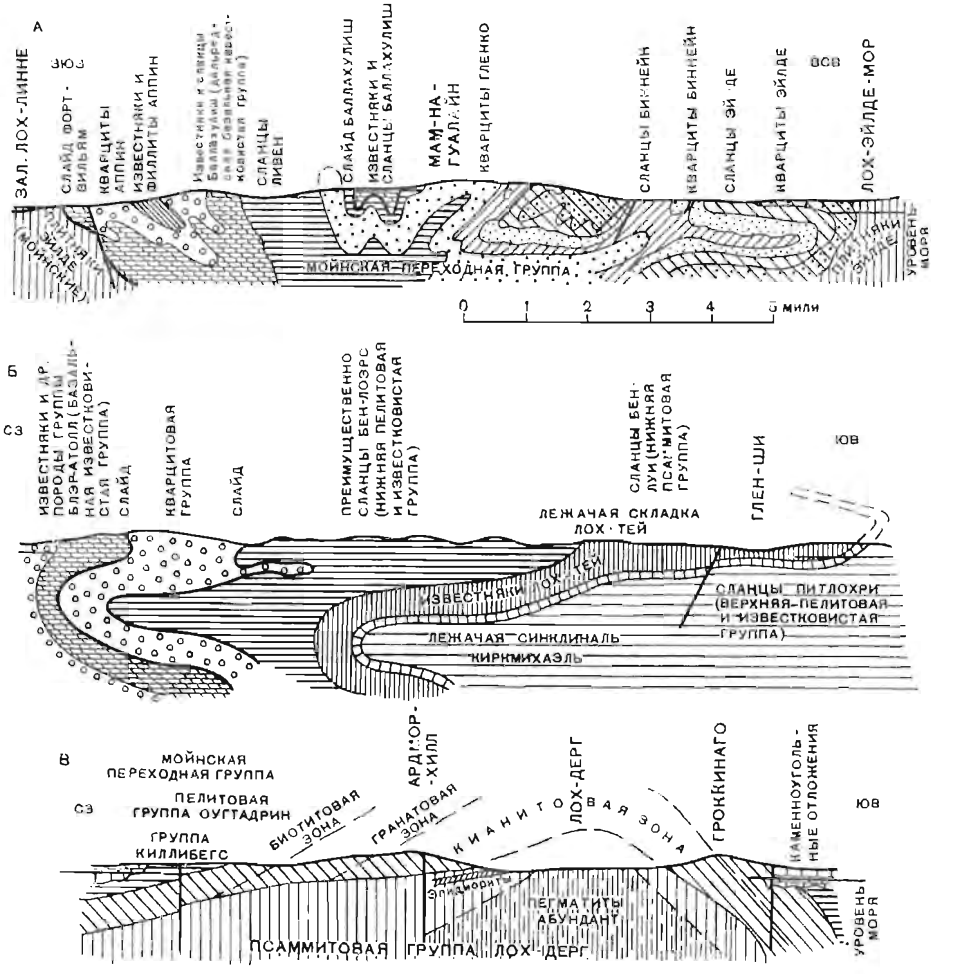


Ф и г. 10. Геологическая карта Грампианских гор.

1 — третичные и мезозойские отложения; *2* — девонские отложения; *3* — нижнеордовикские отложения окраины нагорья; *4* — дальредские отложения покрова Илтей и северо-востока Грампианских гор; *5* — дальредские отложения основания Баллапель; *6* — моинские отложения; *7* — третичный изверженный комплекс; *8* — посттектонический каледонский изверженный комплекс; *9* — «древние» граниты, частично, вероятно, синтектонические; *10* — зоны мигматизации инъекций и пегматитизации; *11*—*12* — обозначения тектонических структур: *11* — главные разломы; *12* — главные поперечные складки. «Вторичные» складки, например, синклиналь Лох-О и другие на фигуре показаны мелким курсивом, а «первичные» структуры, например, покров Илтей и другие — крупным курсивом.

кварцитах доказывает более молодой возраст дальредской серии по сравнению с отложениями серии Мойн.

Самая крупная часть разреза серии Мойн в Грампианских горах представлена толщами псаммитовой группы Центрального нагорья, или гранулитами Центрального нагорья. Долгое время считалось, что на основе литологических признаков упомянутая группа пород является эквивалентом



Ф и г. 11. Разрезы через Грампианские горы Шотландии и Ирландию.

А — разрез, показывающий структуру основания Баллапель на северном берегу озера Лох-Ливен (согласно листу 53 карты Геологической службы, издание 1948 г.); *Б* — разрез, показывающий структуру надвига Цитей близ Киркмихаэля (Read, MacGregor, 1948); *В* — разрез, показывающий структуру и метаморфизм мойнских пород в антиклинали Лох-Дерг севернее озера Лох-Эрн, Донегол

мойнских гранулитов Северных нагорий (см., например, Hinxmann, Wilson, 1902). До сих пор, однако, не проведено детальной корреляции стратиграфических подразделений мойнских отложений по обеим сторонам разлома Грейт-Глен. Допустима гипотеза о стратиграфической эквивалентности псаммитовой группы Центрального нагорья и верхней псаммитовой группы Северных нагорий.

Псаммитовая группа Центрального нагорья представлена преимущественно измененными песчаниками обычно с хорошо выраженной плитчатой отдельностью по поверхностям напластования, обусловленной распределе-

Таблица 2

Разрезы мойнской и дальредской серий каледонского складчатого пояса между разломом Грейт-Глен и Окраинной зоной разломов нагорья

			Общие названия групп	Покров Илтей				Основание Баллапель
				Шотландия			Ирландия	
				центральная часть Грампианских гор	северо-восточная часть Грампианских гор	район озера Лох-О и острова Айлей	Антрим, Донегол [1] и Мейо	Баллахулиш и Форт-Вильям
Кембрийские	метаморфический комплекс	Верхнедальредские	Верхняя псаммитовая	Песчаники Лэни Песчаники Бен-Леди	Сланцы и песчаники Мак-Дафф Группа Бойн-ди-Бей	Сланцы и песчаники Лох-Авих	Песчаники Уэстпорт	
			Верхняя пелитовая и известковистая	Сланцы Аберфойл Сланцы Питлохри	Группа Уайтхиллс	Сланцы и лавы Тейваллих	Сланцы Глен-Слуан [2]	
				Известняки Лох-Тей	Известняки Бойн	Известняки Тейкалих	Известняки Лох-Тей [2]	
			Нижняя псаммитовая	Сланцы и песчаники Бен-Луи	—	Песчаники и кварциты Кринан	Сланцы и песчаники Бен-Луи	
			Нижняя пелитовая и известковистая	Сланцы Бен-Лоэрс	«Гнейсы» Коухи	Филлиты Ардришиг Известняки Шайра	Филлиты Ардришиг [2]	
Позднедокембрийские	Дальредский	Нижнедальредские	Углеродистая	Черные сланцы Бен-Эагах	Группа Портсой	Сланцы Эасдаль	Черные сланцы Бен-Эагах [2]	Сланцы Куил-Бей
			Кварцитовая	Кварциты Центрального нагорья	Кварциты Дарн-Хилл	Переходная группа Кварциты Мейн Доломитовая группа Верхние конгломераты Нижние кварциты	Кварциты Малин-Хед или Слив-Туи	Филлиты Аппин Доломиты Аппин Кварциты Аппин Полосчатая серия Аппин

Дальредский	Нижнедальредские	Базальная известковистая	Валунный горизонт Шихаллион		Валунный горизонт Портаскейг	Валунный горизонт Фанад или Гленколумбкилл	Сланцы Баллахулиш
			Черные сланцы и известняки Блэр-Атолл	Черные сланцы и известняки Сенденд	Известняки Айлей	Известняки Гленколумбкилл	Известняки Баллахулиш
Мойнский метаморфитический комплекс		Пелитовая и кварцитовая переходная	Пелитовые сланцы и кварциты Спейсайд	Группа Гарроп-Пойнт	Филлиты Малл-оф-Оа	Группа Киллибегс	Сланцы Ливен
				Группа Крати-Пойнт	Кварциты Маол-эи-Фитих	Группа Оугтадрин	Кварциты Гленко
				Плитняки Финдлатер			Сланцы Биннейн
				Группа Уэст-Сандс			Кварциты Биннейн
				Кварциты Куллин			Сланцы Эйлде
							Кварциты Эйлде
		Псаммитовая Центрального нагорья	Плитняки Струан	Гранулиты Центрального нагорья		Псаммитовая группа Лох-Дерг	Плитняки Эйлде
			Гранулиты Центрального нагорья				

[1] Исключая северо-западный Донегол, где разрез подобен разрезу основания Баллапель.
[2] Определенно установлен только в Антриме и Инишовене. Названия даны по местонахождениям в Шотландии.

нием чешуек с поды. Некоторые гранулиты высококремнеземисты и состоят из кварца и полевого шпата, обычно микроклина или олигоклаза. Другие богаты слюдой, главным образом биотитом, и могут обладать субсланцеватой текстурой. Меньшую роль играют широко распространенные известково-силикатные породы, состоящие из кварца, битовнит-анортита, роговой обманки, цоизита и гроссуляра.

С гранулитами ассоциируют слюдяные сланцы. Некоторые пелитовые породы принадлежат к вышележащей переходной группе, однако другие, стратиграфическое положение которых не установлено, могут слагать горизонт внутри псаммитовой группы Центрального нагорья или быть древнее ее отложений. В районах проявления высокотемпературного метаморфизма слюдяные сланцы часто мигматизированы (см. ниже).

«Плитняки Струан» и «плитняки Эйлде»— эти названия употребляются для частей разреза псаммитовой группы, развитых соответственно в северном Пертшире и в районе Лохабер западного Инвернесшира. В одном из пунктов последнего из упомянутых районов «плитняки Эйлде» согласно перекрыты толщей кварцитов и слюдяных сланцев. Сланцы Ливен, слагающие верхнюю часть разреза, перекрыты известняками Баллахулиш. Эти кварциты и слюдяные сланцы в первых работах включались в состав дальредской серии. Было показано, однако, что лохаберские слюдяные сланцы с невыдержанными прослоями кварцитов прослеживаются к северо-востоку, сливаясь с полем развития слюдяных сланцев (сланцы Монадлиа), перекрывающих псаммитовую группу Центрального нагорья в долинах рек Спей и Финдхорн, где они также относятся к серии Мойн. Немного далее к северо-востоку в округе Банфшир два горизонта кварцитов и два горизонта слюдяных сланцев слагают разрез, располагающийся между отложениями псаммитовой группы Центрального нагорья и известняками Санденд — вероятным эквивалентом известняков Баллахулиш. Таким образом, со стратиграфической точки зрения слюдяные сланцы и кварциты, в том числе и подобные породам района Лохабер, казалось бы лучше помещать в переходную группу в верхах серии Мойн, а основание разреза дальредской серии располагать по самому нижнему горизонту известняков, представляющих новый тип пород, который отсутствует в отложениях более древней серии Мойн.

Когда Гейки (Geikie, 1891) ввел название «дальредские», он подразумевал под этим то, что казалось стратиграфическим разрезом, наблюдаемым в Пертшире от Блэр-Атолла до Данкелда. Он не претендовал на окончательный вариант этого разреза. Последующие исследования показали тем не менее, что к югу обнаруживаются все более и более молодые отложения дальредской серии, а также, что разрез, составленный Гейки, с одной или двумя поправками верен и его можно распространить на районы, расположенные как к югу-западу вплоть до острова Айлей, так и к северо-востоку вплоть до северного Абердиншира. В пределах этого протяженного пояса (360 *км*), куда полностью входит покров Илтей (см. ниже), выделяются различные местные компоненты разреза, описанные ниже. Общая классификация, расчленяющая всю серию метаморфизованных осадочных пород на нижне- и верхнедальредские образования, в свою очередь распадающиеся на несколько групп (свит), предложена на литологической основе Андерсоном (Anderson, 1947) (см. табл. 2).

В состав базальной известковой свиты входят мощные горизонты чистых известняков (известняки Блэр-Атолл и Айлей). В верхней части свиты находится замечательный, хотя и невыдержанный горизонт конгломератов Шихаллион (Пертшир) или Портаскейг (остров Айлей), прослеживаемый на протяжении почти 250 *км* от Томинтаула до острова Айлей. Цемент конгломератов (сланцеватый известково-кремнеземистый) содержит рассеянные валуны, часто крупные, состоящие преимущественно из натрового гра-

нита. В подошве и кровле конгломератового горизонта наблюдается переслаивание конгломератов с породами как вышележащих, так и нижележащих отложений. Принято считать конгломераты ледниковыми, а разнос валунов объяснять выпадением их из плавающих льдин. Горизонт имеет маркирующее значение для корреляции с разрезами Ирландии (см. стр. 72) и других районов (см. стр. 98).

Характерные породы остальной части нижнедальредского разреза представлены кварцитами с сортированной слоистостью (кварцитовая группа) и графитовыми сланцами (углеродистая группа).

Толща верхнедальредских отложений состоит главным образом из пелитов, сланцеватых граувакк с сортированной слоистостью и нечистых известняков. Граувакки с сортированной слоистостью, вероятно, отложены мутьевыми потоками. Устойчивым маркирующим горизонтом служат известняки



Фиг. 12. Сортированная слоистость в дальредских песчаниках верхней псаммитовой группы.

Близ Данкеада, Пертшир. Кровля пластов находится слева.

Лох-Тей, залегающие в основании верхней пелитовой и известковистой группы (свиты). В состав известковистой группы входят сланцы Питлохри и сланцы Аберфойл стратиграфической схемы Гейки, в настоящее время считающиеся стратиграфически эквивалентными, но различными по фациям метаморфизма. Аналогичным образом в состав верхней псаммитовой группы входят песчаники Лэни и Бен-Леди по классификации Гейки (одновозрастные с сортированной слоистостью). В состав этой группы входят также хлорит-эпидотовые и роговообманковые сланцы и песчаники, известные под названием «зеленых пластов» и считающиеся метаморфизованными вулканическими пеплами или осадочными отложениями с пеплом.

Близ зоны Окраинного разлома нагорья в разрезе верхней псаммитовой группы, метаморфизованной здесь очень слабо, развит известняково-сланцевый горизонт, именуемый известняками Лэни. В этих известняках близ Калландера в Пертшире Прингл (Pringle, 1940) обнаружил окаменелости нижнего кембрия, в том числе остатки трилобита *Pagetia*. Таким образом, в состав верхнедальредских толщ входят кембрийские отложения (см. также стр. 95). Округлые тела, возможно водорослевого происхождения, описаны в роговиковых породах известковистой группы (Pantin, 1955).

В верхнедальредских отложениях, слагающих синклиналь Лох-О (см. также ниже), присутствуют мощные метабазальтовые лавы. Шаровые текстуры, сохранившиеся в некоторых лавах, подтверждают выводы, сделанные на основе изучения сортированной слоистости в подстилающих кварцевых песчаниках нижней псаммитовой группы и показывающие, что разрез построен на основе методики определения нормального залегания слоев.

В районе Аппин — Баллахулиш — Лохабер развиты только нижние компоненты дальредской серии (см. табл. 2). В фациальном отношении они существенно отличаются от толщ пертширского разреза. Структурные соотношения обсуждаются ниже. Отличия заключаются в отсутствии валунного горизонта в разрезе базальной известковистой группы, представленной известняками и сланцами Баллахулиш; кроме того, в составе кварцитовой группы появляются мощные доломиты и филлиты (Аппин). Однако тонкий пласт доломитов наблюдается в разрезе этой группы в Пертшире.

В разрез дальредской серии входят также многочисленные силли пород основного состава, внедрившиеся ранее регионального метаморфизма и превращенные преимущественно в эпидириты и роговообманковые сланцы. На северо-востоке многочисленные и часто мощные силли присутствуют главным образом в верхней части разреза нижней половины дальредской серии. Во внутренних частях некоторых силлей сохранились первичные минералы и структуры габбро. Близ Портсоя с метагаббро ассоциируют анортозиты и серпентиниты.

Многочисленные очень тонкие силли, связанные с горизонтом известняков Лох-Тей, наблюдаются в большинстве обнажений пород этого горизонта. Обильны и часто мощны силли, ассоциирующие с лавами верхов дальредской серии в синклинали Лох-О.

С тектонической точки зрения в области Грампианских гор выделяется основание Баллапель, подразделяемое на покровы Субаппин, Аппин и Баллахулиш, которые в свою очередь перекрыты покровом Илтей или комплексом покровов, как предлагает называть Мак-Грегор (см. Read, MacGregor, 1948). На северо-востоке отложения верхней части дальредской серии, располагающиеся выше линии Бойн (см. фиг. 10), слагают покров Банф (Read, 1955; Sutton, Watson, 1956; Johnson, Stewart, 1960). Иная интерпретация линии Бойн и роли этого покрова представляется, следовательно, сомнительной.

После правильной интерпретации разреза, сделанной Фоггом (Vogt, 1930), строение основания Баллапель Бейли (Bailey, 1934a, 1960) рассматривал в виде лежачих синклиналей, которые замыкаются на юго-востоке (включая перекрытия в северо-западном направлении) и осложнены слайдами, развитыми в подвернутых крыльях лежачих складок. Складки подверглись вторичному смятию (см. фиг. 11).

Начиная от западного побережья района и до Пертшира, основание Баллапель, как считают, отделено от вышележащего покрова Илтей слайдом, присутствие которого в разрезе по туннелю близ Шихаллиона было описано Джонстоном и Райтом (Johnstone, Wright, 1955). Однако далее к северо-востоку этот тектонический контакт не известен, и здесь возможен переход вверх в породы покрова Илтей от мойнских гранулитов, лежащих на продолжении подобных гранулитов в основании Баллапель.

Комплекс покровов Илтей характеризуется северо-восточным простиранием складок первой фазы, лежачих и замыкающихся на юге в юго-восточном направлении, крутых в центре, лежачих и замыкающихся на севере в северо-западном направлении. Далее последовали вторая фаза поперечных складок и третья фаза открытых складок. Четвертая фаза выделяется лишь местами. От окрестностей Киркмихаэль до полуострова Кинтайр нижнее крыло главной лежачей антиклинали слагает опрокинутую складку Лох-Тей,

образованную преимущественно метаморфизованными осадочными породами верхней части дальредской серии (см. фиг. 10 и 11, *B*). Висячее крыло сохранилось в замечательной складке третьей фазы в синклинали Лох-О, где метаморфические осадочные и вулканические породы залегают в нормальной стратиграфической последовательности (Allison, 1940). Замыкание лежачей складки, по мнению Клоуга (Clough, 1897), происходит близ замка Каррик. Сложность структур и степень метаморфизма (см. ниже) снижается по мере приближения к зоне Окраинного разлома нагорья. Близ этой зоны почти по всей ее длине в антиклинали Аберфойл северо-восточного простирания обнаруживаются ядро, состоящее из отложений верхней пелитовой группы, и крылья, сложенные породами верхней псаммитовой группы (Henderson, 1938; Anderson, 1947). Шеклтон (Shackleton, 1958) настаивает на том, что антиклиналь Аберфойл представляет собой синформу и является областью замыкания лежачей складки Лох-Тей. Он отвергает наличие замыкания близ замка Каррик, предполагавшееся Клоугом. Однако в мелких структурах, на основе которых создано представление о синформе, местами устанавливаются противоречивые данные. Так, детали морфологии складчатой структуры — конвергентные падения и ныряющие замыкания структур — можно было бы рассматривать как свидетельство существования здесь складки веерообразного типа.

Структуры северо-восточного простирания (первая фаза) сопровождаются многочисленными мелкими моноклинальными структурами с *b*-линейностью. Широко распространены также структуры северо-западного простирания. Их изучение помогает выделять поперечные складки второй фазы. Подобные поперечные складки, например, позволили Расту (Rast, 1958a) установить «скручивание» простираний в районе Шихаллион в Пертшире, которые были описаны также в соседнем районе Лох-Туммель (Sturt, 1961).

Погружение структур на юго-восток — отличительная особенность района, находящегося близ гор Кайнгорм, где наблюдается также изгиб простираний в южном направлении (см. фиг. 10). Развитие складок в северо-восточном направлении почти прекращается, возможно, из-за влияния крупных и многочисленных массивов интрузивных основных пород. Еще более интенсивное внедрение происходило на юго-западе в юго-восточном направлении, сопровождаясь формированием интенсивно опрокинутых складок и развитием слайдов. Возможно, имеет значение, что окраинный слайд Илтей не прослеживается на северо-восток от места поворота простираний в южном направлении. На северо-востоке складки в действительности (за исключением, по-видимому, покрова Банф) могут быть автохтонными.

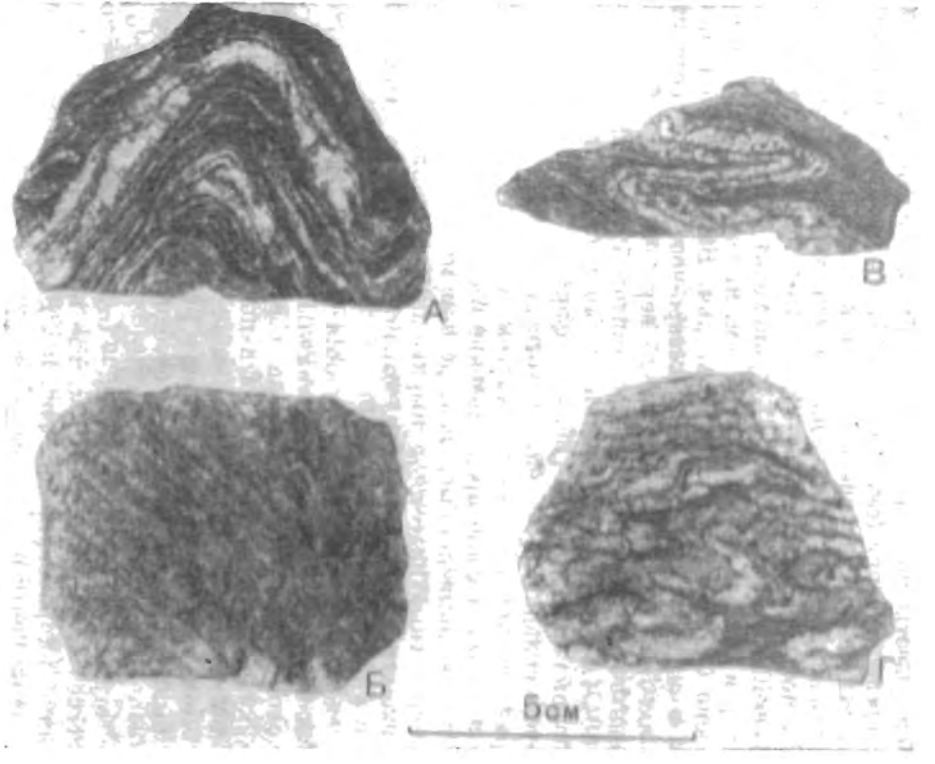
Выделение зон метаморфизма по определенным индекс-минералам было произведено Барроу (Barrow, 1893) на юго-востоке Грампианских гор и послужило образцом для подобных исследований во многих других областях развития метаморфических комплексов. Хотя более поздние исследования, особенно работы Тилли (Tilley, 1925), внесли некоторые изменения, оказалось, что зоны Барроу применимы к большей части территории нагорий. Зоны низких ступеней метаморфизма, простирающиеся субпараллельно зоне Окраинного разлома нагорья, расширяются в юго-восточном направлении. На северо-востоке зоны переходят к северу в обширный пояс с высокой степенью метаморфизма, отмеченный присутствием в породах кианита и силлиманита и распространенный в восточно-центральной и центральной частях Грампианских гор. На западе выступает обширная зона граната, а затем в поле слабо метаморфизованных пород синклинали Лох-О степень метаморфизма снижается. Широко распространены также альбитовые сланцы (Reynolds, 1942; Jones, 1961).

Сланцы с андалузитом и кордиеритом встречаются на северо-востоке. Их необычное развитие, названное буханским типом метаморфизма (по райо-



Ф и г. 13. Пегматиты в мойнских гранулитах.

Рудха-на-Магах, район озера Лох-Лагган, Инвернесшир.



Ф и г. 14.

А — дальредский кварц-слюдяной сланец верхней псаммитовой группы, видны смятые в складки плоскости сланцеватости с седловидными прожилками кварца, тунпель Лох-Слой, Думбартоншир; *Б* — дальредский метаморфизованный известняк базальной известковистой группы, известняк грубозернистый с реликтами поверхностей слоистости, карьер Гленисла, Банфшир; *В* — мойнский мигматит, видны складки первой фазы, слегка модифицированные складками второй фазы, в 1,5 км южнее моста Лагган, Инвернесшир; *Г* — мойнский мигматит, в котором видны складки первой фазы, разорванные последующими движениями, в 0,8 км западнее моста Лагган, Инвернесшир.

ну Бухан в Абердиншире), вероятно, обусловлено подъемом региональных температур на сравнительно малой глубине.

Как и в Северных нагорьях (см. стр. 57), высокотемпературные сланцы часто ассоциируют с мигматитами, пегматитами и гранитами. Эти кислые породы иногда слагают тела значительных размеров и гомогенности, например к востоку от Блэр-Атолла в Першире и к юго-западу от Ньютонмора в западном Инвернессшире. Их иногда называют «древними» гранитами, в отличие от посторогенных «юных» гранитов (главным образом раннедевонского возраста), широко распространенных в нагорьях.

Карта метаморфических зон всех нагорий, составленная Кеннеди (Kennedy, 1948) и устанавливающая движения по сдвигу Грейт-Глен, показала существование обширных площадей эллиптических очертаний высокотемпературных (кианит и силлиманит) зон метаморфических пород, которые, по мнению Кеннеди, фиксируют существование термальной антиклинали. Кеннеди считал, что антиклиналь возникла благодаря палингенезу корней каледонского орогена и подъему магмы. Однако границы зон низкотемпературных пород линейные и параллельны главным образом каледонским структурам. В целом площадное распространение зон позволяет допускать возможность существования ранних синтектонических фаз регионального метаморфизма, сопровождавших ранние фазы складчатости, и выделять более позднюю фазу в условиях сильно редуцированного стресса, для которой был характерен подъем изотерм, пересекавших структурные линии.

Таким образом, развитие высокотемпературных минеральных ассоциаций широко осуществлялось после главной складчатости, например, в районе Лох-Лагган (Anderson, 1956) и близ Шихаллиона (Rast, 1958b). Кроме того, более поздний ретроградный метаморфизм, связанный, возможно, с третьей фазой формирования слабых открытых складок, явно развит в некоторых районах (Johnson, 1963).

Поздние сдвиги северо-восточного простирания, отдельные из которых осуществили правое смещение амплитудой до 6,5 *км*, представляют собой важную особенность структуры Грампианских гор. Хотя и возможно, что они начались в конце каледонского этапа, возраст их преимущественно, вероятно, герцинский. С зонами этих разломов связана минерализация (см. стр. 74), вероятно, также герцинская. Зона Окраинного разлома нагорья, составляющая юго-восточную границу региона, имела сложную историю (Anderson, 1947), длившуюся от ареннига до позднего карбона.

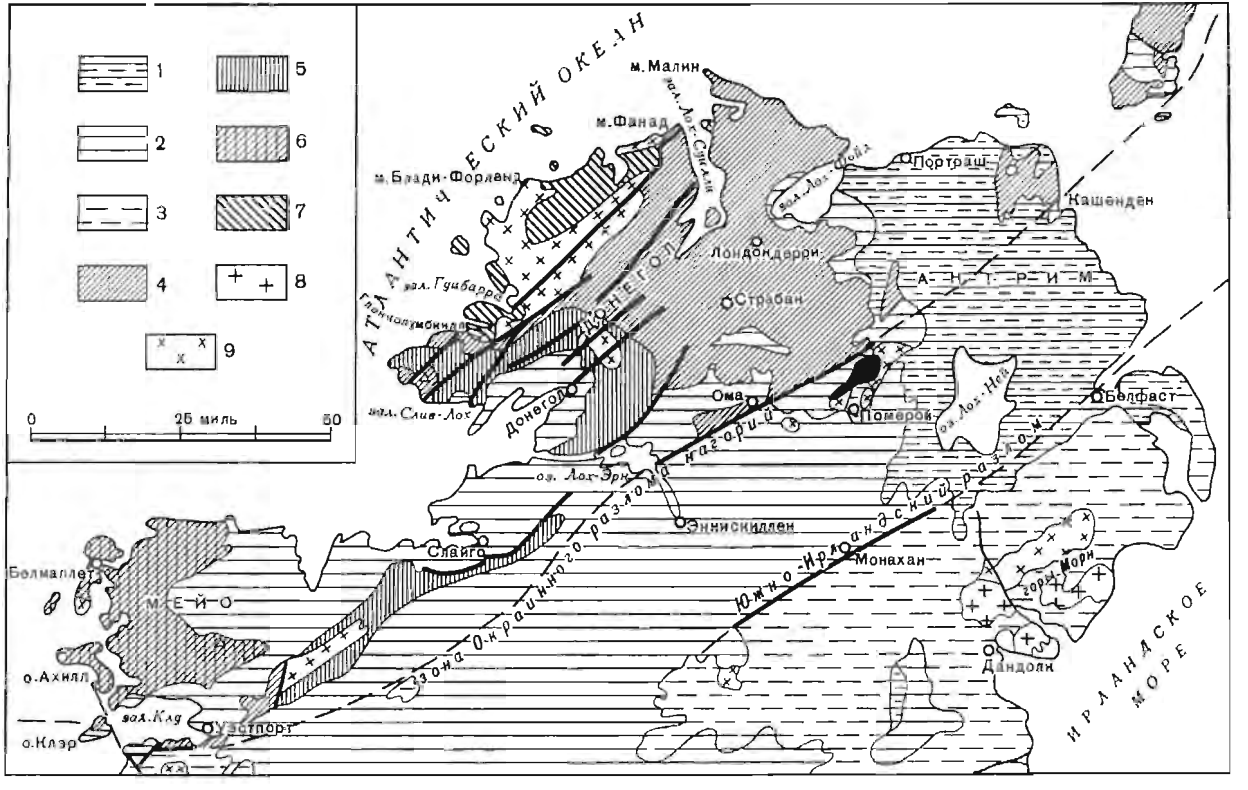
3.5. СЕВЕРНАЯ И СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ИРЛАНДИЯ

Северная и северо-западная Ирландия (см. фиг. 15) с тектонической точки зрения является продолжением Грампианских гор. Здесь развиты обе метаморфические серии — мойнская и дальредская, хотя чехол более молодых пород распространен гораздо шире, чем в Шотландии. Метаморфические породы встречаются на пустошах и в гористых районах, высоты которых достигают почти 765 *м*. На западе располагаются внушительные утесы на побережье Атлантического океана. Некоторые из них достигают высоты 450 *м*.

Метаморфические породы Ирландии картировались перед концом XIX в., однако детальные исследования начались в общем около 30 лет назад и особенно энергично проводятся с 1945 г. В результате этих работ была выработана схема стратиграфии метаморфических осадочных толщ, применимая для большей части всей страны.

Метаморфические породы обнажены в пределах четырех главных площадей:

1) обширный район на северо-западе, включая большую часть графства Донегол;



Ф и г. 15. Геологическая карта северной и северо-западной Ирландии.

P — пегматитовый комплекс Лох-Дерг; *T* — Тирон; *1* — отложения от пермских до третичных; *2* — девонские и каменноугольные отложения; *3* — ордовикские и силурийские отложения; *4—5* — комплексы покрова Илтей: *4* — дальредский; *5* — мойнский; *6* — дальредские и (?) мойнские образования (вероятно, принадлежащие к комплексам покрова Илтей); *7* — дальредские и (?) мойнские образования (разрез северо-западного Донегола, возможно, соответствует разрезу района Баллахулиш); *8* — третичный изверженный комплекс; *9* — каледонский изверженный комплекс.

2) «окно» на северо-востоке среди поля развития мезозойских пород и третичных лав Антрима;

3) протяженный кряж, который окаймлен нижнекаменноугольными отложениями, главным образом к югу от Слайго;

4) обширная площадь на западе графства Мейо, ограниченная на юге непосредственно южнее залива Клу зоной Окраинного разлома нагорья.

Плитчатые гранулиты мойнской серии (псаммитовая группа Лох-Дерг) распространены к западу от озера Лох-Эрн в южном Донеголе (Anderson, 1948b). К северу они сменяются преимущественно пелитовыми породами. Вероятно, здесь мы встречаемся с такими соответственными эквивалентами



Фиг. 16. Плитчатые мойнские гранулиты псаммитовой группы Лох-Дерг. В 3,2 км восточнее Баллишаннона, Донегол.

разреза, как псаммитовая группа Центрального нагорья и переходная группа. Метаморфические осадочные породы пронизаны многочисленными силлями, часто линзовидными или будинированными, сложенными эпидиоритами, горнблендитами и эклогитами.

Упомянутые породы мойнской серии находились на глубоком структурном и метаморфическом уровне и в настоящее время выходят в антиклинальном своде (см. фиг. 11 В), сформированном в позднюю стадию многофазной тектонической истории. В центре этого свода гранулиты пронизаны телами пегматитового комплекса, мигматизированы и мобилизованы. В вышележащих пелитах степень метаморфизма снижается от кианитовой зоны до зоны биотита. Снижение степени метаморфизма происходит вне контура зоны распространения пегматитового комплекса, причем очертания границ зоны пегматитового комплекса и изотерм зон метаморфизма в плане параллельны.

На юге мойнские породы перекрыты нижнекаменноугольными отложениями и вновь появляются на поверхности в небольшом «окне» северо-западнее Слайго. Этот район описал Лемон (Lemon, 1952), который показал также, что подобные гранулиты и метаморфизованные пелитовые породы слагают протяженный кряж к югу от Слайго.

В Донеголе метаморфизованные осадочные породы мойнской серии на севере и северо-западе сменяются толщами нижней части дальредской серии, распространенными от полуострова Слив-Леаге в юго-западном Донеголе, откуда они прослеживаются на северо-восток до мыса Малин на край-

нем севере Ирландии. Разрез начинается с базальной известковистой группы, представленной чистыми известняками и доломитами, которые перекрыты валунным горизонтом, таким же, как в Шотландии (см. стр. 64). Этот горизонт с характерными и часто крупными валунами натровых гранитов обнажен между мысом Фанад на северо-востоке и Гленколумбкиллом на юго-западе (Anderson, 1954). Мощная вышележащая толща косослоистой кварцитовой группы, носящая несколько местных названий (см. табл. 2), слагает некоторые наиболее значительные горы района.

В центральной и восточной частях северо-западной области выходят толщи верхней части дальредской серии. Значительная часть их прикрыта



Фиг. 17. Косая слоистость и борозды вымывания в дальредских кварцитах кварцитовой группы.

Севернее восточного окончания Килтифаннан-Лох, Донегол.

мощными ледниковыми отложениями. Близ Страбапа Мак-Каллиен (McCallien, 1936) описал шаровые лавы и связанные с ними метаморфизованные осадочные породы, сходные с фацией Лох-О (см. стр. 66). Далее на юго-восток близ зоны Окраинного разлома нагорья сланцеватые песчаники и слюдяные сланцы, закартированные Хартли (Hartley, 1938), представляют верхнюю пелитовую и известковистую группу, а также верхнюю псаммитовую группу. Породы тех же групп слагают и «окно» Антрим, описанное Бейли и Мак-Каллиеном (Bailey, McCallien, 1934). Здесь встречены известняки Лох-Тей (см. стр. 65).

Фации всех ирландских метаморфизованных осадочных пород дальредской серии, упомянутые выше, очень сходны в фациальном отношении с соответствующими группами комплекса покровов Илтей нагорий Шотландии. Таким образом, эта крупная структура протягивается от северо-восточной Шотландии до атлантического побережья Ирландии на расстояние 520 *км*. Большая часть ирландского пояса характеризуется почти преобладающим северо-восточным простиранием осей складок, надвигами и складками, опрокинутыми на северо-запад. Однако в западном Донеголе каледонские простирания становятся широтными сообразно с общими простираниями близ атлантического побережья Ирландии.

В северо-западном Донеголе (см. фиг. 15) разрез метаморфизованных осадочных пород был установлен, например, Мак-Каллом (McCall, 1954),

а также Айенгаром, Питчером и Ридом (Iyengar, Pitcher, Read, 1954), которые, отметив общий тип нижнедальредских отложений и отложений вероятной верхней части мойнской серии, показали значительные фациальные отличия этих толщ от разреза комплекса покрова Илтей. Пелитовые, известковистые, доломитовые и кварцитовые породы развиты повсеместно, но в различных соотношениях и в иной последовательности, чем в разрезе Илтей. Кроме того, отсутствует валунный горизонт. Эти два разреза отделены на много километров слайдом, большая часть которого замаскирована юго-восточной окраиной гранитного массива Донегол, описанного Питчером и Ридом (Pitcher, Read, 1959). Эти граниты уничтожили окраинный слайд Илтей (см. стр. 66). Метаморфизованные осадочные породы северо-западного Донегола могут, следовательно, слагать структурный комплекс или комплексы, аналогичные основанию Баллашель. Тектоническая идентичность их, однако, определенно не установлена. Породы Донегола, хотя и слагают складки, подобные складкам Баллахулиш (см. стр. 67), формируют в Донеголе складки, опрокинутые на северо-запад.

В состав дальредской серии Донегола входят многочисленные силлы доскладчатых метадолеритов (эпидиориты и роговообманковые сланцы). Узкие зоны термального метаморфизма на контактах с наиболее мощными интрузивными телами оказались устойчивыми при региональном метаморфизме.

Региональный метаморфизм пород дальредской серии в северной и северо-западной Ирландии в общем мезозональный. В результате его возникли биотитовые сланцы, часто гранатсодержащие. Этот метаморфизм, так же как и складчатость, был многофазным. В частности, широко распространены явления диафтореза, создавшие филлониты, гранат в которых замещен хлоритом. Некоторые сланцы, однако, принадлежат к эпизоне и никогда не испытывали более высокого метаморфизма.

На западе графства Мейо обнажены метаморфизованные осадочные породы дальредской и, может быть, мойнской серий. Элвелл (Elwell, 1955) описал валунный горизонт в дальредской серии на северном побережье графства Мейо. Этот горизонт, быть может, отвечает тому горизонту, который входит в состав базальной известковистой группы Донегола, хотя в некоторых отношениях он своеобразен. Район к северу от залива Клу описали Трендалл и Элвелл (Trendall, Elwell, 1963).

На южном побережье залива Клу грубозернистые сланцеватые песчаники верхней псаммитовой группы дальредской серии слагают узкую полосу выходов между морем и зоной Окраинного разлома нагорья, к югу от которой отложения уинлока также метаморфизованы в условиях эпизоны (Anderson, 1960). Зона разлома, подобно всем структурам запада Ирландии, имеет широтное простирание и в конце концов входит в акваторию Атлантического океана на острове Клэр (см. фиг. 15), описанном Коле и др. (Cole and others, 1914). В песчаниках отчетливо выражена сортированная слоистость, изучение которой указывает на наличие лежачей складки, но малые размеры обнажений затрудняют исчерпывающую тектоническую интерпретацию.

Породы мойнской и дальредской серий в целом прорваны несколькими постскладчатыми массивами, главным образом гранитными, но изменяющимися по составу вплоть до ультраосновных пород. Изучение этих массивов показало, что термальный метаморфизм наложен на региональный метаморфизм.

Разломы северо-восточного простирания, отдельные из которых представляют собой доказанные левые сдвиги, являются поздними, но существенными элементами тектоники региона. Некоторые из этих разломов рассекают каменноугольные отложения, подкрепляя тем самым точку зрения о том, что возраст их герцинский (см. стр. 69), хотя начало движений по разломам могло произойти и ранее.

3.6. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Докембрийские образования, развитые между надвигом Мойн и зоной Окраинного разлома нагорья, прорезаны множеством рудных жил, связанных главным образом с поздними разломами. И разломы (см. стр. 69), и минерализация во многих случаях, вероятно, имеют герцинский возраст, хотя иногда допустим каледонский или третичный возраст. Жилы обычно имеют ограниченное протяжение. Большое количество их разрабатывалось в прошлом в небольшом масштабе. В настоящее время они не разрабатываются. Ни одна из частей региона не обладает достаточными рудными богатствами, чтобы быть выделенной в рудную «провинцию», но жилы с рудами свинца, цинка и меди довольно обычны на обширных пространствах Аргайлшира и западного Пертшира, включая Строншиан (Лох-Сунарт), Тайндрем, Лох-Файн и остров Айлей. В свинцоворудных жилах в небольшом количестве присутствует серебро.

Свинец и цинк. Близ Строншиана к северу от залива Лох-Сунарт (см. фиг. 6) галенит, джемсонит и сфалерит присутствуют в большом количестве жил, простирающихся в общем на запад и рассекающих метаморфические породы мойнской серии близ их контакта с девонским гранитным комплексом. Сопутствующими минералами являются пирит, барит, кальцит и стронцианит, из которого впервые был выделен элемент стронций. Галенит и сфалерит добывались с 1722 по 1872 г. Галенит и сфалерит совместно с пиритом и халькопиритом присутствуют в известняках Айлей (дальредская серия) на острове Айлей, где они разрабатывались до 1862 г.

Самые крупные месторождения свинца в Грампианских горах находятся в районе Тайндрем в Пертшире (Wilson, Flett, 1921). Рудные тела секут метаморфические породы мойнской и дальредской серий, разорванные разломом Тайндрем — одним из крупнейших сдвигов Грампианских гор (см. стр. 69). Рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, халькопиритом и пиритом, а тело жил состоит из кварца, кальцита и барита. Свинец добывался с перерывами вплоть до 1925 г. Возраст уранинита из месторождения Тайндрем близок к 230 млн. лет (Dearnley and others, 1960), указывая тем самым на то, что минерализация происходила в герцинское время.

Жилы серебросодержащего галенита известны в породах мойнской и дальредской серий в нескольких местах графства Донегол в Ирландии. Некоторые жилы разрабатывались в небольших масштабах в течение XIX в., например, близ Файнтауна и между Ардарой и Глентисом.

Медь. Руды меди имеются в большом количестве пунктов. Некоторые из них в ассоциации со свинцоворудными жилами уже были упомянуты выше. В Аргайлшире, вокруг залива Лох-Файн в породах дальредской серии присутствует много меднорудных жил, связанных как с зонами разломов, так и расположенных в сланцах. Отдельные жилы разрабатывались в XIX в. В настоящее время ни одна из них не имеет экономического значения. Руда представлена преимущественно халькопиритом, местами отмечен никелистый пирротин.

Олово. Касситерит неправильно рассеян в обогащенных магнетитом полосах в гранито-гнейсах близ Карн-Чуиннега в Россшире.

Железо. Рудные минералы железа, главным образом гематит, развиты во многих местах по зонам разломов, но лишь немногие месторождения имеют практическое значение. В настоящее время ни одно из них не разрабатывается. Рудник Лехт близ Томинтаула в Банфшире разрабатывался с конца XVIII в. Жила гематита с марганцевыми минералами (псиломеланом и вадом) прослежена на 4,8 *км* по зоне разлома общего меридионального простирания (MacGregor, Lee, Wilson, 1920).

На востоке южной части острова Мейнленд (Шетландские острова) минерализован разлом субмеридионального отклоняющегося к востоку простирания, который отделяет шетландскую метаморфическую серию от девонских песчаников. Здесь встречены гематит, лимонит, сидерит и халькопирит. Месторождение время от времени разрабатывалось в районе Сендлодж. Близ Суллома, также на Шетландских островах, почти чистый магнетит содержится в графитовых сланцах.

Хром. Хромитовая минерализация встречается в немногих пунктах в ассоциации с ультраосновными породами. Близ пролива Балта (остров Унст, Шетландские острова) хромит слагает сегрегации в серпентинитах. Некоторые сегрегации весят много тонн. Руда разрабатывалась с перерывами с 1830 г. Хромит встречается также в серпентинитах близ Коррихармейта в Пертшире. Одно время он разрабатывался в небольших карьерах.

Золото. Аллювиальные россыпи золота имеются в долине близ Хелмсдейла в восточном Сатерленде. Золото, вероятно, заимствовано из жил в метаморфических породах или в гранитах, расположенных западнее, хотя эти жилы не были обнаружены.

Неметаллические полезные ископаемые. Месторождения неметаллических полезных ископаемых в настоящее время имеют гораздо большую ценность, чем рудные месторождения. Пегматиты инъекционных поясов (см. фиг. 6 и 10) часто содержат крупные кристаллы калиевого полевого шпата и менее распространенные крупные «пакеты» слюды. Районы потенциально промышленного калиевого полевого шпата включают Россшир (к западу от Инвернесса), Аргайлшир (к северу от залива Лох-Сунарт) в Северных нагорьях (см. фиг. 6), а также южный Инвернессшир (к юго-западу от Ньютонмора) (см. фиг. 10) в Грампианских горах. К востоку от главного пояса Грампианских гор пегматиты, богатые калиевым полевым шпатом, разрабатывались в окрестностях Портсоя (Robertson, 1945).

Микроклин, необходимый для производства фарфора, много лет добывался из пегматитов к северу от озера Лох-Эрн в Ирландии (см. фиг. 15).

Во время второй мировой войны мусковит, слагающий кристаллы до 60 *см* в поперечнике, добывался из пегматитов и пегматитизированных сланцев на северном берегу Лох-Невис (см. фиг. 6); здесь присутствует также берилл. Наличие крупных кристаллов мусковита отмечено и в некоторых других местах инъекционного пояса Северных нагорий (Kennedy, Lawrie, 1943).

Горные породы. В состав дальредской серии Грампианских гор (см. фиг. 10) и Ирландии (см. фиг. 15) входят мощные горизонты метаморфизованных известняков, иногда исключительно чистых (см. анализ 11, табл. 4). В Грампианских горах разработки известняков производились в значительном масштабе (Robertson, Simpson, Anderson, 1949) во многих месторождениях, являющихся источником извести и известняков для удобрения.

Известняки Аппин (см. табл. 2) в Аргайлшире обычно доломитовые (см. анализ 13 в табл. 4). Они разрабатывались к юго-западу от Баллахулиша (см. фиг. 10).

Некоторые кварциты переходной группы серии Мойн и кварцитовой группы дальредской серии (см. табл. 2) содержат более 97% SiO_2 (Anderson, 1945a). Они разрабатывались и разрабатываются в отдельных участках Грампианских гор и в Донеголе (Ирландия) для добычи кремнезема, необходимого при производстве огнеупоров и для других промышленных целей.

Сланцы дальредской серии добывались в некоторых пунктах, главным образом в Аргайлшире и по границе нагорья.

Более массивные типы пород докембрия, такие, как гранулиты, эпидиориты, метаморфизованные известняки, добываются в большом количестве для нужд дорожного строительства и как строительный материал для гидроэлектростанций.

4. ДОКЕМБРИЙ КАЛЕДОНСКОГО ОРОГЕНА К ЮГУ ОТ ЗОНЫ ОКРАИННОГО РАЗЛОМА НАГОРЬЯ

4.1. ВВЕДЕНИЕ

Внутри зоны каледонид Британии к югу от зоны Окраинного разлома нагорья докембрийские породы появляются примерно в дюжине выходов, разобщенных и очень небольших по площади. Докембрийские образования часто прикрыты неизмененными нижнепалеозойскими отложениями, хотя в одном или двух случаях непосредственно на докембрийские породы налегают осадочные толщи карбона.

Выходы докембрийских образований могут быть разделены на четыре группы, которые отличаются особенностями разреза:

1) метаморфические породы, расположенные недалеко к югу от зоны Окраинного разлома нагорья в Ирландии (Коннемара и Тирон);

2) слабо измененные породы Пеннинских гор (Ингльтон, Бакстон);

3) различно измененные породы геоантиклинали Ирландского моря (Англси и Ллейн, Рослэр и Уэксфорд, Брей и Хоут);

4) неметаморфизованные породы, преимущественно вулканические в нижнепалеозойском блоке Уэлш (Карнарвоншир и Пембрукшир).

Докембрийские породы Шропшира, развитые на восточной окраине блока Уэлш, описаны на стр. 83. Докембрийские породы отсутствуют в пределах крупных нижнепалеозойских блоков южных возвышенностей Шотландии, включая их продолжение в северо-восточную Ирландию, а также в Озерном районе.

4.2. КОННЕМАРА

Коннемара — почти ненаселенный горный район, возвышающийся до 700 *м* и более на атлантическом побережье Ирландии. Сложен он главным образом регионально метаморфизованными породами, занимающими почти прямоугольную площадь (50 × 25 *км*); северная окраина участка этих пород возвышается над низменностью, на которой развиты силурийские отложения, примерно в 25 *км* к югу от зоны Окраинного разлома нагорья, протягивающегося параллельно южному берегу залива Клу (см. стр. 73).

Сланцы Коннемара, как называют все местные метаморфические породы, представлены кварцитами, гранулитами, метаморфизованными пелитовыми породами и метаморфизованными известняками. С этими породами ассоциируют мигматиты и тоналитовые гнейсы. На юге развиты синорогенные основные и ультраосновные интрузивные образования, а также крупное тело гранитов Голуэй.

Кварциты и гранулиты обнажаются преимущественно в центральной части района с резким горным рельефом. Слюдяные сланцы, состав которых изучал Лик (Leake, 1958), представляют средние и высокие ступени метаморфизма. Среди них есть разновидности, содержащие гранат, ставролит, кианит и силлиманит. Регрессивные изменения выразились в серицитизации высокотемпературных минералов и в хлоритизации биотита и граната. В состав известковых пород входят удивительно пестрые кальцифиры, называемые мраморами Коннемара, которые разрабатываются в качестве декоративного камня. Эти породы были использованы Кингом (King, Rowney, 1866) как одно из доказательств против органического происхождения *Eozoon*.

Детальное описание стратиграфии и тектоники сланцев Коннемара еще не проводилось. Имеются, однако, данные, свидетельствующие о том, что центральные кварциты слагают антиформу. Метаморфизованные осадочные породы похожи на соответствующие образования нижней части дальредской серии, что подтверждается также присутствием валунного

горизонта, похожего на горизонт, расположенный в верхней части базальной известковистой группы. Первичные осадочные породы, представленные сланцами, относятся, по-видимому, к позднему докембрию. Возраст регионального метаморфизма, вероятно, каледонский, но, несомненно, доуиндермерский, так как обнаруживается резкий скачок метаморфизма между сланцами и несогласно лежащими выше уиндермерскими отложениями, развитыми на севере. Присутствие слабо метаморфизованных отложений аренига, прилегающих к сланцам, указывает на доаренигский возраст метаморфизма (Charlesworth, 1963). Однако доказательство это не очень убедительно, так как область контакта осложнена разломами и интрузией. Возможно, здесь имеется надвиг, совместивший породы, метаморфизованные одновременно, но с разной степенью интенсивности.

Вероятно, метаморфические породы протягиваются далеко на запад от Коннемары под водами Атлантического океана, так как сланцы были извлечены драгами в районе банки Порькьюпайн примерно в 210 *км* от берега.

4.3. ТИРОН

К северу от Помероя в графстве Тирон плохо обнаженные метаморфические породы слагают площадь, вытянутую примерно на 20 *км* в северо-восточном направлении и описанную Хартли (Hartley, 1933). Здесь развиты пелитовые и полупелитовые сланцы, гранулиты и мигматиты. Некоторые пелитовые породы сильно метаморфизованы. Наблюдаются также проявления катаклаза и регрессивного метаморфизма. Метаморфизованные осадочные породы окружены и в отдельных участках перекрыты изверженными породами ордовика. Контакты закрыты, но иногда наблюдаются зоны дробления; возможно присутствие надвигов.

Эти породы могут относиться к дальредской серии, хотя они отличаются и по составу, и по фациям метаморфизма от метаморфизованных осадочных пород верхней части дальредской серии, обнаженных близ зоны Окраинного разлома нагорья в 5 *км* севернее. Возможно также, что они представляют более древнюю докембрийскую группу.

4.4. ИНГЛТОН

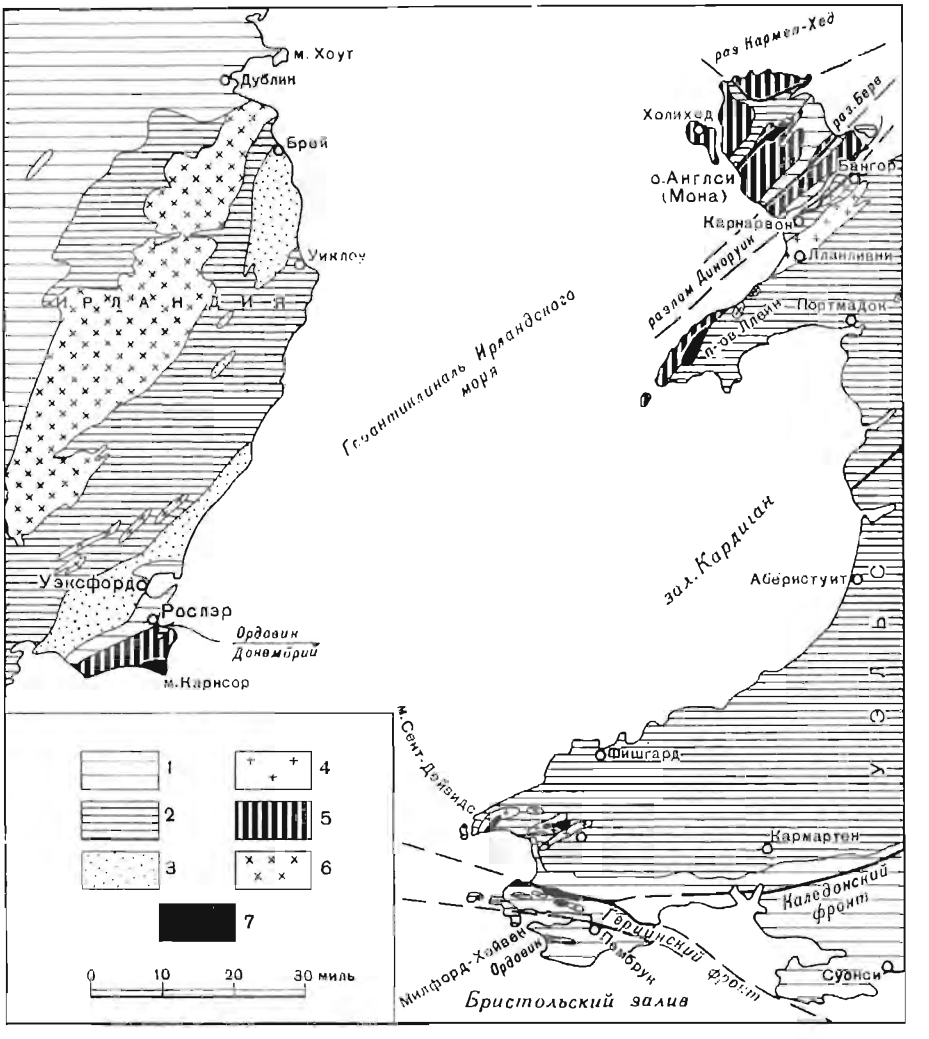
Название «инглтонские» применяется к группе пород, которые обычно относят к докембрийским; обнажены они в двух небольших выходах близ Инглтона в юго-западном Йоркшире к северу от разлома Северный Кревен. Эти обнажения в районах Чепел-ле-Дейл и Хортон-ин-Рибблсдейл сложены сланцами и сланцеватыми аргиллитами с пластами песчаников, грубозернистых аркозов или конгломератов.

Инглтонские породы несогласно перекрыты нижнекаменноугольными. Они граничат также с отложениями карадока. Вуд (Wood, 1948) показал, что этот контакт следует по разлому, но разлом, возможно, возник по поверхности несогласия. Кинг (King, 1932) описал карадокскую нептуническую дайку в инглтонских породах. Лидел и Уолкер (Leedal, Walker, 1950), использовав косую и сортированную слоистость, показали наличие изоклинальных складок, сложенных инглтонскими породами и имеющих северо-западные простирания, в отличие от более открытых флексур в прилегающих отложениях нижнего палеозоя. Райнер (Rayner, 1957) обнаружил морщинистые следы на поверхностях напластования инглтонских песчаников, которые, возможно, являются следами ископаемых организмов.

Далее к югу на Пеннинском поднятии буровая скважина близ Бакстона обнаружила на глубине 305 *м* (под известняками карбона) присутствие слабо измененных кислых эффузивов, весьма вероятно докембрийского возраста (Edwards, Trotter, 1954). Они похожи на породы Урикона (см. стр. 84).

4.5. АНГЛСИ И ЛЛЕЙН

Большая часть острова Англси (см. фиг. 18) сложена метаморфическими породами, именуемыми комплексом Мона, или монской системой (Мона и Англси — названия одного и того же острова). Сходные породы обнажены на оконечности полуострова Ллейн примерно в 48 *км* южнее. Долгое время



Фиг. 18. Докембрийские породы геоантиклинали Ирландского моря и ее окраин.
1 — верхнепалеозойские образования; *2* — нижнепалеозойские образования; *3—5* — докембрийские образования: *3* — серии Ноккрат и Брей (в пределах их выходов на поверхность присутствуют также отложения кембрия); *4* — арвонские (северный Уэльс) и пебидские (южный Уэльс) образования; *5* — комплекс Мона и серия Росслэр; *6* — каледонские граниты; *7* — докембрийские граниты и диориты.

эти метаморфические породы относились к докембрийским, хотя единственным стратиграфическим доказательством этого был факт несогласного налегания на них отложений ордовика. В некоторых частях острова Англси комплекс Мона перекрыт непосредственно девонскими или каменноугольными отложениями. Детальное описание Англси принадлежит Гринли (Greenly, 1919), а полуострова Ллейн — Мэтли (Matley, 1928).

В состав комплекса Мона входят метаморфизованные осадочные породы, вулканические образования, гнейсы и граниты. Осадочные и вулканические породы расчленены на следующие группы, слагающие разрез мощностью свыше 6000 *м*:

группа Фидлин кислых лав и пирокластических образований;
группа Гвна сланцеватых песчаников, кварцевых и слюдяных сланцев, известняков и спилитов с шаровой текстурой;
группа Скеррис сланцеватых песчаников, главным образом пирокластических;
группа Нью-Харбор кварцевых и слюдяных сланцев, подстилаемых спилитами с шаровой текстурой;
группа Саут-Стек сланцеватых песчаников и сланцев;
кварциты Холихед, представленные чистыми кварцитами.

Гринли (Greenly, 1919) помещал кварциты Холихед в самый верх разреза, но в нашей схеме они находятся в основании разреза благодаря исследованиям сортированной слоистости, проведенным Шеклтоном (Shackleton, 1954), который считал также, что эти кварциты покрываются и подстилаются породами фации Саут-Стек. Как на острове Англси, так и на полуострове Ллейн, значительная часть отложений, главным образом группы Гвна, представлена смесью обломков раздробленных твердых пород, заключенных в сланцевую основную ткань.

Складки комплекса Мона изогнуты в общем на северо-восток, но как будто бы главное их простирание — юго-восточное. В результате регионального метаморфизма возникли сланцы переменного состава — от хлоритовых до силлиманитовых. Есть также глаукофановые сланцы. Сланцы наивысших ступеней метаморфизма ассоциируют с гнейсами, что указывает на принадлежность гнейсов скорее к типу синтектонических мигматитов, чем к породам основания метаморфизованной осадочной серии, как это считал Гринли (Greenly, 1919). Заключительная фаза представлена единственной, по-видимому, интрузией посттектонических гранитов (Коедана на острове Англси и Сарн на полуострове Ллейн).

Каледонские движения выражены в надвигах пород комплекса Мона на ордовикские отложения, по которым осуществлялись смещения в юг-юго-восточном направлении. Речь идет о крупном надвиге Кармел-Хед на севере острова Англси (см. фиг. 20, *Б*) и о других надвигах. Те же движения создали широко распространенные явления развальцевания, катаклаза и диафтореза докембрийских пород.

Комплекс Мона вместе с другими выходами докембрийских пород в Ирландском море, описанными ниже, вероятно, составляет часть геоантиклинали (см. фиг. 18) в раннекаледонской геосинклинали, седиментация в которой началась только с ордовика (Jones, 1938; Wills, 1951).

4.6. РОСЛЭР И УЭКСФОРД

Доордовикские отложения занимают значительную площадь на юго-востоке Ирландии (см. фиг. 18). Подобно породам области Брей, расположенной далее к северу (см. стр. 80), они отнесены некоторыми геологами к кембрию, что и отражено на большинстве геологических карт. Другие геологи, однако, настаивают на докембрийском возрасте этих пород. В свете современных исследований доказательства склоняются в пользу последней точки зрения.

В районе гавани Рослэр Бейкер (Baker, 1955) выделил несколько контрастных групп метаморфических пород. В береговых обнажениях выходят биотитовые и роговообманковые сланцы и полевошпатовые мигматиты или гнейсы с жилами пегматитов и дайками эпидиоритов. Плоскости сланцеватости обладают крутыми углами падения и простираются широтно или

в восток-северо-восточном направлении. Тонкозернистые альбит-эпидот-хлоритовые породы — продукты сильнейшего диафтореза — развиты в глубине страны. На мысе Карнсор, расположенном на юго-восточной оконечности района, выходит часть гранитного интрузива, возможно аналогичного интрузиву острова Англси и полуострова Ллейн. К западу от гавани Рослэр гнейсы несогласно перекрыты фаунистически охарактеризованными ордовикскими неметаморфизованными отложениями; пегматиты здесь отсутствуют.

Далее к северу и к западу, отделяясь от поля развития пород Рослэр «пятном» каменноугольных известняков, распространены сланцы, граувакки и кварциты, похожие на породы окрестностей Брея (см. ниже) и слагающие значительную площадь, вытянутую в северо-восточном направлении близ Уэксфорда. Эти породы также имеют доордовикский возраст.

Породы районов Рослэр и Уэксфорд слагают антиклинорий северо-восточного, т. е. каледонского простирания. Севернее находится обширный синклинорий, сложенный преимущественно отложениями ордовика, за которым появляется другой антиклинорий, образованный докембрийскими образованиями района Брей, описываемыми ниже.

4.7. БРЕЙ И ХОУТ

Кварциты, граувакки и сланцы, развитые на восточном побережье Ирландии, давно известны под названием серии Брей, именуемой так по городу Брей. Многие геологи относили эту серию к кембрию, основываясь главным образом на находках проблематики Oldhamia. Другие исследователи настаивали на докембрийском возрасте. Эта точка зрения была подкреплена работами Тремлетта (Tremlett, 1959) на юго-западной периклинали антиклинория Брей. Тремлетт предложил следующий разрез:

песчаники Данганстаун,
серия Клара,
серия Брей,
серия Ноккрат.

Песчаники Данганстаун относятся к аренигу. Серия Клара состоит преимущественно из сланцев и по присутствию в них плохо сохранившихся остатков брахиопод условно отнесена к кембрию.

Считалось, что серия Брей отделена от серии Клара несогласием. Серия Брей была смята в складки восток-северо-восточного простирания перед отложением более молодых слоев. Серия состоит главным образом из кварцитов и граувакк, часто обладающих сортированной слоистостью. Нижележащая серия Ноккрат выделяется по литологическим признакам и состоит из частого чередования сланцев и кварцитовых алевролитов.

Севернее Дублина полуостров Хоут (см. фиг. 18) сложен граувакками, кварцитами и сланцами, сходными с породами серии Брей, интенсивно смятыми в складки восток-юго-восточного простирания. Некоторые слои наиболее тонкозернистых пород подверглись внутрипластовым деформациям. Кварцитовые и сланцевые брекчии, также присутствующие в разрезе, Ламонт (Lamont, 1936) считал структурами подводного оползания, возникшими на дне бассейна в связи с землетрясениями.

4.8. ОСТРОВ МЭН

Сланцы Мэнкс, слагающие большую часть острова Мэн (см. фиг. 1), относились по возрасту к интервалу от докембрия до раннего ордовика. Здесь имеются сланцы, плитняки, песчаники, рассланцованные и смятые в складки с северо-восточными осями. Грубозернистые конгломераты считались катаклазитами. Метаморфизованные осадочные породы прорваны

пегматитами и двумя небольшими куполами гранитов. Гиллотт (Gilliott, 1935), учитывая появление кордиерита и ставролита, допускал существование погребенного гранитного тела.

Сланцы Мэнкс условно относились к кембрию (Lamplugh, 1903). Пьюг (Pugh, 1949) считал, что докембрийские породы также участвуют в их разрезе. По мнению Гиллотта (Gillott, 1956), самая верхняя часть разреза относится к тремадоку, а Симпсон (Simpson, 1963) всю толщу считал предположительно кембрийской.

4.9. КАРНАРВОНШИР

В Карнарвоншире (см. фиг. 18) докембрийские породы, именуемые арвонскими (Арвон — название низменности близ Карнарвона), обнажены в двух кряжах северо-восточного простирания — в кряже Бангор на северо-западе, протягивающемся от Карнарвона до Бангора, и в кряже Падарн, протягивающемся от Ллангливни до Бетесды. Эти породы резко отличаются от метаморфических пород острова Англси и полуострова Ллейн. Считается, однако, что мелкие выходы неметаморфизованных пепловых отложений и фельзиты на острове Англси представляют собой «пятна» арвонских образований. Их соотношения с подстилающими сланцами комплекса Мона окончательно не установлены.

Северо-западный кряж сложен серией пород, называемой в целом вулканической серией Бангор и состоящей из риолитовых и фельзитовых лав вместе с туфами, агломератами, брекчиями и песчаниками. Имеются также кислые интрузивные породы, в том числе грубозернистые аплитовые граниты Тоут-Хилл близ южной оконечности кряжа.

Остальная часть кряжа лишена интрузивных пород. Здесь наблюдаются лавы кислого и среднего состава (риолитовые и андезитовые) вместе с туфами и агломератами. В целом они составляют вулканическую группу Клогуин (или Падарн). Гальки вулканических образований этой группы Арвона встречаются в конгломератах, которые залегают выше с несогласием и обычно считаются кембрийскими. Ископаемые остатки нижнего кембрия присутствуют значительно выше по разрезу. Поскольку пирокластические породы встречаются выше конгломератов, а упомянутое несогласие имеет локальное значение и выражено слабо, возникают сомнения относительно точной позиции докембрийского перерыва и его стратиграфического значения (см. также стр. 97).

В центре купола Харлех, расположенном приблизительно в 32 *км* к юго-востоку, песчаники, залегающие под самым нижним горизонтом фаунистически охарактеризованных отложений кембрия, относятся, по-видимому, к позднему докембрию.

4.10. ПЕМБРУКШИР

В юго-западном Пембрукшире докембрийские породы выходят в большом количестве мелких обнажений, приуроченных к двум зонам. Северная зона находится между Сент-Дейвидсом и Трегарроном, а южная зона проходит к северу от Милфорд-Хейвена. Породы слагают две группы: вулканическую, называемую пебидской, и интрузивную, именуемую дайметской (Hicks, 1877). Пебидская группа состоит из кислых пирокластических пород, перемежающихся с риолитовыми и фельзитовыми лавами. В состав дайметской группы входят интрузивные граниты, кварцевые порфиры и кварцевые диориты. Некоторые кислые породы обладают хорошо выраженной гнейсовой текстурой. Близ залива Сент-Брайдс находятся мелкие выходы гранат-слюдяных сланцев (Claxton, 1963).

Было показано, что породы пебидской и дайметской групп в северной зоне, перекрытые конгломератами нижнего кембрия, подверглись докембрий-

ской складчатости и размыву. Позже вместе с окружающими нижнепалеозойскими отложениями они были охвачены каледонской складчатостью, создавшей структуры восток-северо-восточного простирания. Южная зона, однако, входит в состав герцинского фронта. Здесь докембрийские породы надвинуты на север на каменноугольные отложения, в том числе угленосные.

4.11. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Докембрийские образования каледонского складчатого пояса к югу от зоны Окраинного разлома нагорья весьма бедны полезными ископаемыми промышленного значения.

Медь. Медные руды имеются на острове Англси. Наиболее интенсивная минерализация приурочена, однако, не к докембрийским, а к нижнепалеозойским образованиям горы Перис на северо-западе острова близ контакта нижнепалеозойских отложений с докембрийскими образованиями. Месторождение горы Перис, в котором рудный минерал представлен главным образом халькопиритом, имеет исторический интерес. Оно интенсивно разрабатывалось в начале XIX в. и некоторое время контролировало мировые цены на медь.

Жилы с халькопиритом, часть которых в небольшом масштабе разрабатывалась, известны также в докембрийских образованиях острова Англси, особенно в его северо-западной части.

Жилы и включения халькопирита, пирита и пирротина известны в сланцах Коннемара (см. стр. 76), но не имеют экономического значения.

Свинец. Галенит одно время в небольших размерах разрабатывался из жилы, залегающей в породах серии Брей на полуострове Хоут (см. стр. 80).

Горные породы. Кварцы комплекса Мона добывались как кремнеземистое сырье в нескольких местах острова Англси. Наиболее интенсивные разработки производятся в кварцитах Холихед близ города Холихед. Некоторые наиболее массивные докембрийские породы разрабатывались для нужд местного дорожного строительства.

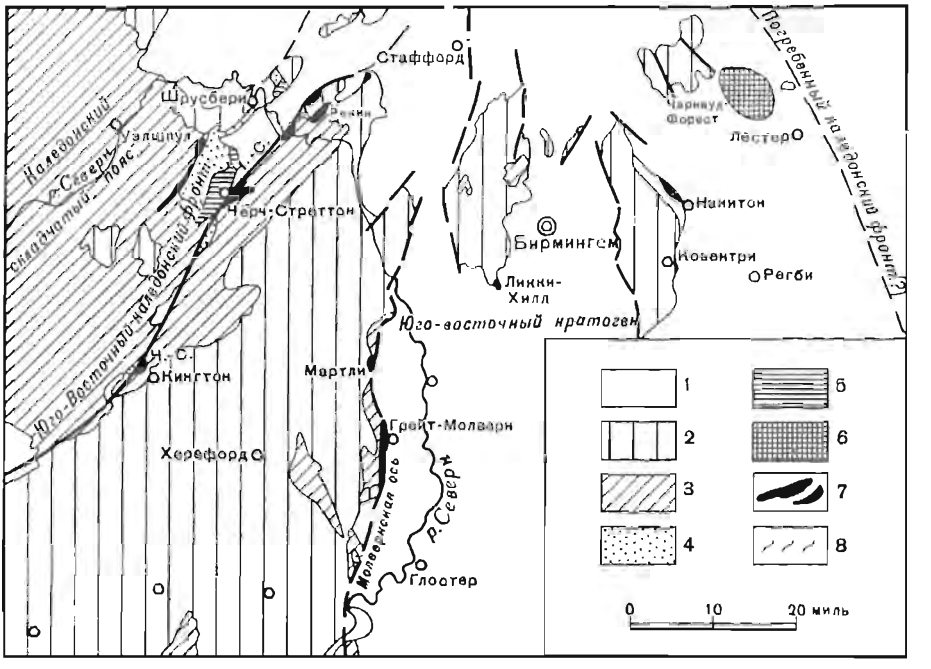
5. ДОКЕМБРИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КРАТОГЕНА И ЕГО ОКРАИНЫ

5.1. ВВЕДЕНИЕ

Юго-Восточный фронт британских каледонид не отмечен столь впечатляющими структурами, какие развиты на северо-западе. Однако отчетливая краевая зона, прослеживаемая на северо-восток от Пембрукшира до Шропшира, разделяет мощные и интенсивно смятые отложения нижнего палеозоя Уэльса от маломощного разреза на юго-востоке, почти не затронутого каледонскими движениями, хотя местами отложения сильно смяты здесь в армориканские складки. Окраинные разломы допускаются вдоль большей части этого фронта, особенно в зоне разлома Чёрч-Стреттон (см. фиг. 19), названного так по наименованию местности в Шропшире. Значение этой зоны разлома было подчеркнуто данными магнитометрии (Henson, 1957). Выходы докембрийских пород, представленных метаморфизованными осадочными породами, неизмененными вулканическими образованиями (уриконскими) и неизмененными осадочными породами (восточными и западными лонгминдскими), приурочены в этой зоне к району, известному под названием бордерленда Уэлш (см. стр. 83).

В Юго-Восточном кратогене выходы докембрийского основания ограничены сравнительно небольшими площадями, которые описаны в следующем порядке:

Ликки-Хиллс и Нанитон внутри страны, неизмененные вулканические образования (уриконские);
Молверн-Хиллс, преимущественно высокотемпературные метаморфические породы (молвернские);



Ф и г. 19. Докембрийские породы Юго-Восточного кратогена каледонской горной цепи и его окраины.

Ч.-С. — зона разлома Чёрч-Стреттон; *1* — мезозойские отложения; *2* — верхнепалеозойские отложения; *3* — нижнепалеозойские отложения; *4—8* — докембрийские образования: *4* — западные лонгминдские; *5* — восточные лонгминдские; *6* — чарнские; *7* — уриконские и молвернские; *8* — сланцы Раштон.

Чарнвуд-Форест, слабо измененные осадочные и вулканические породы (чарнские);
Старт-Пойнт, Лизард-Пойнт и скалы Эддистон в южной Англии, метаморфические породы сомнительного докембрия к югу от герцинского фронта.

5.2. БОРДЕРЛЕНД УЭЛЛЗ

Докембрийские отложения слагают большое количество выходов, приуроченных преимущественно к довольно большим холмам в окрестностях Шрусбери и Чёрч-Стреттона в Шропшире (Салоп). Они расчленяются по крайней мере на четыре группы, условная стратиграфическая последовательность которых (сверху) следующая:

западные лонгминдские образования, или серия Уэнтнор, неизмененные преимущественно псаммитовые отложения;
восточные лонгминдские образования, или серия Стреттон, слабо измененные отложения;
уриконские образования, неизмененные вулканические и интрузивные породы;
сланцы Раштон, слюдяные сланцы.

Сланцы *Раштон*, которые открыл Каллоуэй (Callaway, 1884), слагают небольшой выход в 13 *км* восток-юго-восточнее Шрусбери. Они представлены кварц-слюдяными сланцами с гранатом, полевым шпатом и эпидотом и пере-

крыты кварцитами кембрия. Их соотношения с лонгминдскими и уриконскими образованиями в поле не наблюдались. Возможно, сланцы Раштон представляют собой измененные компоненты одной из этих формаций, хотя, судя по высокой степени метаморфизма, достовернее относительно более древний возраст этих пород. В районе Примроз-Хилл (около 1,5 *км* далее к востоку) гнейсы и сланцы ассоциируют с уриконскими образованиями, однако и здесь стратиграфические соотношения не ясны.

Уриконские образования (Callaway, 1885), название которых происходит от Урикона римлян, ныне именуемого Рекин, слагают заметный холм высотой более 400 *м* в 14,5 *км* восток-юго-восточнее Шрусбери (см. фиг. 19). От Рекина серия прерывистых выходов протягивается на 25 *км* к юго-западу к Кар-Карадок-Хиллсу, расположенному восточнее Чёрч-Стреттона и плато Лонг-Маинд. Западнее плато формация слагает Понтсфорд-Хилл (11 *км* к юго-западу от Шрусбери). Уриконские образования представлены риолитовыми лавами, часто обладающими полосчатыми текстурами течения, андезитовыми лавами, туфами, брекчиями и конгломератами, состоящими главным образом из вулканического материала. Присутствуют также интрузивные фельзиты, гранофиры, базальты и долериты. В районе Кар-Карадок сильная магнитная аномалия связана с уриконскими образованиями, которые, вероятно, протягиваются на восток на небольшой глубине под палеозойским чехлом (Henson, 1957).

Близ Рекина уриконские образования несогласно перекрыты конгломератами и кварцитами кембрия. Интерпретация их стратиграфических соотношений с восточными лонгминдскими образованиями затруднена наличием зоны разлома Чёрч-Стреттон (Dean, Dineley, 1961), а с западными лонгминдскими образованиями — зоны разлома Понтсфорд — Линли. Оба разлома имеют север-северо-восточные простирания и принадлежат к каледонским окраинным структурам, хотя движения по ним происходили также и позже. Уиттард (Whittard, 1952) считал, однако, что уриконские образования древнее обеих лонгминдских серий, а Джемс (James, 1956) показал, что западные лонгминдские образования располагаются в западном обнажении несогласно на уриконских, хотя разрез здесь и перевернут.

Лонгминдские формации названы по одноименному плато, возвышающемуся на 517 *м* к западу от Чёрч-Стреттона. Восточные лонгминдские образования состоят из глинистых сланцев, плитняков и песчаников с некоторым количеством туфов. В разрезе выделяется большое число стратиграфических подразделений, и Джемс (James, 1956) показал, что при прослеживании разреза на запад выступают все более и более молодые его части. Общая мощность разреза превышает 3660 *м*. В основании самого верхнего подразделения имеется несогласие. По мнению Джемса, это верхнее подразделение следовало бы именовать минтонским, а остальную нижнюю часть разреза — стреттонскими образованиями.

Западные лонгминдские образования, или серия Уэнтнор, состоят из грубозернистых песчаников, конгломератов и некоторого количества глинистых сланцев. В конгломератах присутствуют обломки уриконских вулканических пород. Тейлор (Taylor, 1958) установил различие между флишеподобными фациями восточных лонгминдских образований и молассоподобными фациями западных лонгминдских образований. Джемс (James, 1956), использовав методику определения нормального залегания слоев, установил разрез серии Уэнтнор (мощностью 3360—4880 *м*) и показал, что серия смята в синклинальную складку, слегка запрокинутую на восток-юго-восток. Поскольку серия Уэнтнор несогласно располагается на восточных лонгминдских образованиях на востоке и на уриконских породах на западе (см. выше), считается, что на запад-северо-западном крыле синклинали поверхность доуэнтнорского несогласия (см. фиг. 20, *А*) срезает поверхность более древнего достреттонского несогласия.

Близ северо-западного продолжения зоны разлома Чёрч-Стреттон или в самой зоне разлома плитняки и конгломераты серии Уэнтнор скрываются под кембрийскими отложениями в окрестностях Брамптон-Брайана к востоку от Найтона в Херефордшире (Cox, 1912), а также под силурийскими отложениями близ Олд-Радиора (к западу от Кингстона) в Радноршире. Конгломераты Олд-Радиора содержат гальки уриконских вулканических пород. Немного восточнее Хантера и Станнера находятся выходы изверженных пород, которые описали Холгейт и Халлоуэс (Holgate, Hallowes, 1941); Каллоуэй (Callaway, 1879) относил их ранее к уриконским. Крир, Ирвинг и Ранкорн (Creer, Irving, Runcorn, 1957) рассмотрели явления палеомагнетизма пород уэнтнорской серии.

5.3. ЛИККИ-ХИЛЛС И НАНИТОН

Уриконские породы обнажены в двух местах в Средней Англии (см. фиг. 19). Близ Барнт-Грина на южной оконечности холмов Ликки-Хилле к югу от Бирмингема выходят туфы и песчаники (Lapworth, 1898). Близ Нанитона пепловые туфы и песчаники (Lapworth, 1886; Allen, 1957), слагающие вулканическую серию Колдекот, несогласно перекрыты кварцитами кембрия.

5.4. МОЛВЕРН-ХИЛЛС

Докембрийские породы района Молверн-Хилле слагают узкий меридиональный кряж длиной 13 *км* и высотой 425 *м*, круто обрывающийся к окаймляющей его низменности. На западе докембрийские образования по разлому граничат с сильно смятыми нижнепалеозойскими отложениями (главным образом силурийскими), а на востоке — с мергелями триаса, подстилающими равнину Северн. Оба разлома наблюдаются в железнодорожном тоннеле, прорезающем кряж Молверн-Хилле.

Докембрийские породы слагают две группы, вероятно, очень разного возраста, а именно группу Уоррен-Хаус (неизмененные изверженные породы, вероятно уриконские) и молвернскую группу (главным образом гнейсы и метаморфизованные осадочные породы).

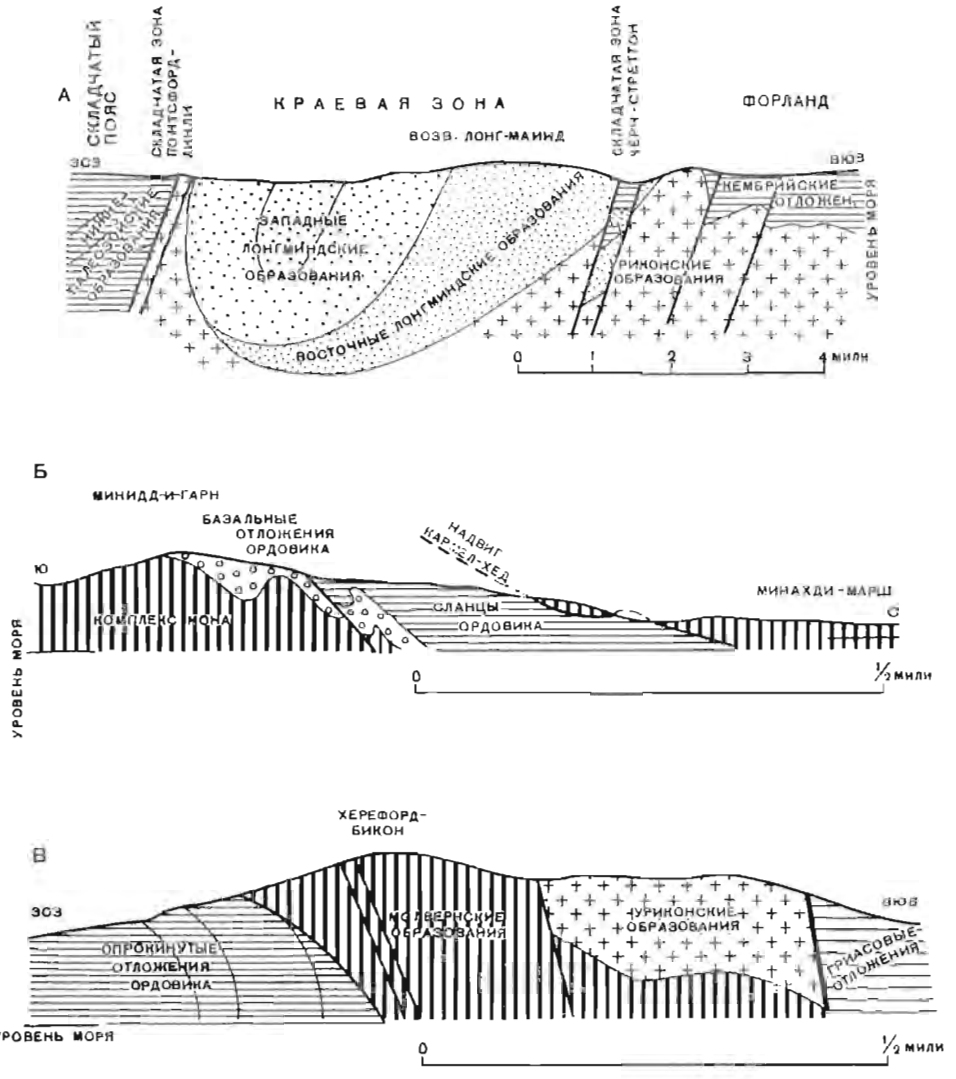
Породы обеих групп обладают различной степенью тесной трещиноватости и раздробления. Породы молвернской группы отнесены к докембрийским, поскольку они метаморфизованы, а прилегающие с юго-запада кембрийские отложения не метаморфизованы.

Наиболее распространенными породами молвернской группы являются гнейсы кисло-среднего состава с некоторым количеством более основных пород, таких, как роговообманковые гнейсы и эпидиориты. Присутствуют, кроме того, породы того же состава, но лишенные сланцеватости. Они представлены вполне массивными диоритами, хорошо обнаженными близ северной оконечности кряжа Молверн-Хилле. Наблюдаются здесь также кварцево-слюдяные и слюдяные сланцы, возрастные соотношения которых неясны. Имеются жилы аплитов и пегматитов. Местами парасланцы инъецированы и мигматизированы.

Группа Уоррен-Хаус, породы которой слагают небольшой выход на восточном склоне кряжа, представлены риолитовыми и спилитовыми лавами и туфами. Присутствуют также долериты, вероятно интрузивные. Подобные породы, рассекающие молвернские гнейсы и другие породы, имеют, возможно, тот же возраст. Местами вулканические породы как будто залегают несогласно на образованиях молвернской группы, но в других местах они соприкасаются по разломам.

Породы группы Уоррен-Хаус относятся к докембрийским на основе полевой корреляции с уриконскими; кроме того, округлые гальки очень сходных пород встречены поблизости в базальных кварцитах кембрия.

Согласно наиболее широко принятой тектонической точке зрения, которую предложил Грум (Groom, 1900), малвернские докембрийские образования рассматриваются как составляющие горст, сложенный породами фундамента (см. фиг. 20, *В*). Западный разлом, обычно представленный взбросом,



Фиг. 20. Разрезы, показывающие структуру докембрийских образований каледонского складчатого пояса, его окраины и Юго-Восточного кратогена.

А — разрез через возвышенность Лонг-Маинд и ее склоны (James, 1956); *Б* — разрез через надвиг Кармел-Хед, остров Англси (Greenly, 1919); *В* — разрез через Херефорд-Бикон, Малверн-Хиллс (Groom, 1900).

вероятно, имеет герцинский возраст. Главные подвижки по восточному разлому, вдоль которого произошло опускание триасовых отложений, могут иметь третичный возраст. Альтернативная гипотеза Роу (Raw, 1952), представляющаяся менее убедительной, рассматривает блок докембрийских образований как опущенный по разломам останец тектонического покрова, надвинутого на силурийские отложения.

На южном продолжении молвернской оси в центре антиклинали Мей-Хилл в Глостершире псаммитовые осадочные породы, выходящие из-под силурийских, первоначально были отнесены к группе западных лонгминдских образований (Callaway, 1900). Однако Гардинер (Gardiner, 1920) подверг сомнению эту точку зрения. На северном продолжении в небольшом обнажении близ Мартли в 11 *км* северо-западнее Уорчестера выходят диориты, сходные с молвернскими диоритами.

5.5. ЧАРНВУД-ФОРЕСТ

В Чарнвуд-Форесте в Лестершире породы чарнской системы (Watts, 1896, 1947), обычно относимые к докембрийским, обнажаются в виде неправильных выходов в поле развития триасовых отложений, занимая в общем площадь около 44 *км*^{2} (см. фиг. 19). Они слагают отдельные скалы и холмы, возвышающиеся более чем на 200 *м* над уровнем моря, и, ярко контрастируя с мягким окружающим ландшафтом, являются поучительным примером «ископаемого ландшафта», вскрытого лишь частично. Здесь представлены роговики (окремненные пепловые породы), туфы, агломераты, конгломераты, песчаники и глинистые сланцы. Многие породы рассечены крутыми поверхностями кливажа северо-западного простирания, часто расположенными под значительными углами к слоистости. В туфогенных роговиках Форд (Ford, 1958) описал образования, которые похожи на окаменелости, и отнес их к водорослям (Charnia). Позже он же (Ford, 1963) описал другую окаменелость (Charniodiscus) и счел обе формы принадлежащими либо к водорослям, либо к кишечнополостным. С тектонической точки зрения чарнские отложения слагают удлиненный купол северо-восточного простирания, сильно осложненный разрывами. В районе Чарнвуд-Форест развиты также разнообразные магматогенные породы (дациты, диоритовые порфириты, сиениты); их тектоническая структура аналогична структуре осадочных и пирокластических пород чарнской системы, а следовательно, они, вероятно, тоже являются докембрийскими.

Гранодиориты слагают интрузивный шток диаметром более 1,5 *км* в районе горы Соррель. Шток выходит из-под отложений триаса; возраст его неясен. Поскольку гранодиориты не охвачены движениями, деформировавшими чарнский комплекс, шток может быть значительно более молодым. Определения калиево-аргоновым методом указывают на каледонский возраст (Miller, Podmore, 1961).

Изолированные массивы плутонических пород, обычно сходных с сиенитами Чарнвуд, выходят из-под триасовых отложений в южной части Чарнвуд-Фореста. Еще немного южнее в Нортгемптоншире в глубоких буровых скважинах под отложениями триаса были обнаружены кварцевые фельзиты, вероятно, докембрийского возраста (Edmunds, Oakley, 1947). К востоку от Чарнвуда пирокластические породы чарнского типа были найдены в керне глубокой буровой скважины в Глинтоне близ Питерборо (Kent, 1962) и еще восточнее близ Норт-Крика (Kent, 1947).

5.6. МЫС СТАРТ, МЫС ЛИЗАРД И СКАЛЫ ЭДДИСТОН

На южном побережье Англии (см. фиг. 1) слюдяные и зеленые сланцы слагают мыс Старт и мыс Болт-Хед, а разнообразные метаморфические породы (слюдяные сланцы, гранулиты, роговообманковые сланцы, гнейсы кислого и среднего состава, серпентиниты) распространены на южной оконечности полуострова Лизард. Породы, на которых стоит Эддистонский маяк между мысом Старт и мысом Лизард, представлены гнейсами. Оба блока метаморфических пород отделены на севере от поля палеозойских пород зонами разломов.

Многие прежние исследователи относили эти метаморфические породы по петрографическим признакам к докембрию. Той же точки зрения придерживается и Флетт (Flett, 1946). Однако эти породы развиты внутри герцинского фронта, простирание их текстурных элементов, особенно на мысе Старт, строго широтное; следовательно, метаморфизм может быть связан с герцинской орогенией, а сами породы могли бы быть значительно древнее. Некоторые исследователи (Scrivenor, 1949; Hendriks, 1959) считают эти породы измененными палеозойскими отложениями (вероятный нижний девон), хотя породы, развитые в пределах мысов Старт и Лизард, не обязательно должны быть одновозрастными.

5.7. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Насколько можно судить по ограниченному числу данных, докембрийские породы Юго-Восточного кратогена и его окраины столь же бедны минерализацией практического значения, как и докембрийские образования Северо-Западного кратогена.

Медь. Небольшие количества минералов меди (малахит, халькозин, азурит и борнит) присутствуют в жилах, сложенных главным образом баритом в западных лонгминдских, или уэнтнорских, образованиях в северо-западной части возвышенности Лонг-Маинд (см. стр. 84). Самородная медь и минералы меди присутствуют в трещинах в докембрийских породах в Чарнвуд-Форесте (см. стр. 87). Самородная медь, халькозин и малахит на полуострове Лизард ассоциируют с серпентинитами, докембрийский возраст которых сомнителен (см. выше). Минералы меди, как считают, отложены растворами в серпентинитах (Flett, 1946).

Барит. Барит встречен в жилах по трещинам и разломам в породах серии Уэнтнор в северо-западной части возвышенности Лонг-Маинд (см. стр. 84). Некоторые жилы разрабатывались.

Строительные материалы. Некоторые изолированные «пятна» докембрийских пород в пределах Юго-Восточного кратогена являются важным источником для добычи дорожного камня, поскольку именно эти породы обладают достаточной прочностью, тогда как окружающие их более молодые и рыхлые осадочные отложения непригодны для дорожного строительства. Интрузивные изверженные породы Чарнвуд-Фореста (см. стр. 87) частично разрабатывались большим числом крупных карьеров. Несколько обширных разработок дорожного камня имеется в гнейсах и диоритах Молверн-Хиллса (см. стр. 85).

6. ПЕТРОХИМИЯ БРИТАНСКОГО ДОКЕМБРИЯ

С петрохимической точки зрения докембрийские горные породы можно разделить на три группы:

1. Метаморфические породы главным образом «раннего» или «среднего» докембрия, изменение которых произошло в докембрии, т. е. породы льюисского комплекса (см. стр. 39) и комплекса Мона (см. стр. 78, 79). Химические анализы см. в табл. 3.

2. Метаморфические породы главным образом «позднего» докембрия, возраст метаморфизма которых всецело или преимущественно каледонский, т. е. породы мойнской (см. стр. 49) и дальредской (см. стр. 50) серий. Химические анализы см. в табл. 4.

3. Неизмененные или слабо измененные породы «позднего» докембрия, т. е. торридонские (см. стр. 42) и уриконские (см. стр. 84). Химические анализы см. в табл. 5.

6.1. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ГЛАВНЫМ ОБРАЗОМ «РАННЕГО» ИЛИ «СРЕДНЕГО» ДОКЕМБРИЯ

Анализ 1 в табл. 3 отражает состав лаксфордских пегматитов льюисского комплекса (см. стр. 40). Высокое содержание калия заслуживает внимания и объясняет вычисленный минеральный состав (Robertson, 1945): ортоклаз (микроклин) — 55,0%, альбит — 17,5%, анортит — 1,5%, кварц — 23,0%, акцессорные минералы — 3,0%. Некоторые пегматиты этого типа из льюисской метаморфической ассоциации имеют промышленное значение (см. стр. 49).

Льюисские ортогнейсы, варьирующие по составу от кислых до основных, представлены биотитовыми, роговообманково-биотитовыми, роговообманковыми гнейсами и амфиболитами (см. анализы 2—5 в табл. 3). Относительно высокое отношение $Na_2O : K_2O$ во всех четырех породах отражает преобладание полевых шпатов ряда олигоклаз — андезин над калиевым полевым шпатом в большинстве льюисских ортогнейсов (см. стр. 40). Ультраосновные компоненты льюисского комплекса представлены эклогитами (анализ 6 в табл. 3) и дайками перидотитов (анализ 7 в табл. 3).

Состав анортозитового гнейса из района Внешних Гебрид представлен анализом 8 в табл. 3. Вычисленный состав полевого шпата следующий: альбит — 33,01%, анортит — 55,35%, ортоклаз — 3,34% (Davidson, 1943). Из парапород состав кварц-полевошпатового гранулита, представленный анализом 9 в табл. 3, свидетельствует о том, что эта порода была сформирована за счет аркоза, богатого кремнеземом, а гранатовый гнейс (анализ 10 в табл. 3) образован из железистого глинистого сланца. Карбонатные породы льюисского комплекса обычно магнезиальны, хотя следует отметить присутствие очень чистой кальцитовой породы, в которой содержание MgO меньше 5% (Robertson, Simpson, Anderson, 1949). Образец относительно чистого доломита представлен анализом 11 в табл. 3. Анализ 12 в табл. 3 свидетельствует о менее чистой породе, большая часть окиси магния в которой содержится во флогопите и форстерите.

Метаморфизованные осадочные породы комплекса Мона (см. стр. 79) по химизму очень разнообразны. Анализ 13 из табл. 3 характерен для чистого кварцсодержащего пелитового сланца, являющегося распространенным типом пород. Состав породы, более богатой алюминием и содержащей силлиманит, представлен анализом 14 табл. 3. Подобно аналогичным породам льюисского комплекса, карбонатные породы комплекса Мона часто обогащены магнием (анализ 15 в табл. 3), хотя существуют также породы, в которых преобладает карбонат кальция.

6.2. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО «ПОЗДНЕГО» ДОКЕМБРИЯ

Метаморфические осадочные породы слагают главную часть разрезов мойнской, дальредской и шетландской метаморфических серий. Анализы 1—3 в табл. 4 представляют состав измененных псаммитовых пород серии Мойн. Кварцит (анализ 1), содержащий более 99% кремнезема, распространен в Северных нагорьях. Кварциты сходного состава встречаются в разрезах пелитовой и переходной кварцитовой групп Грампианских гор (см. стр. 62). В гранулитах серии Мойн обычно содержится 80—85% SiO_2. Состав полевого шпата в них изменчив, что отражено различными соотношениями $Na_2O : K_2O$ в анализах 2 и 3.

Состав одной из линз известково-силикатных пород (первоначально это был известковистый песчаник), обычных в отдельных частях разреза серии

Таблица 3

Химические составы пород льюисской метаморфической ассоциации и комплекса Мона

Компоненты	Льюисская метаморфическая ассоциация												Комплекс Мона		
	ортогнейсы и интрузивные породы								метаморфизованные осадочные породы						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	72,10	70,45	66,19	51,01	46,3	42,66	37,65	53,90	81,89	59,71	1,41	18,29	63,65	54,01	3,70
Al_2O_3	15,14	14,86	15,58	14,02	14,2	14,42	1,76	28,08	9,10	15,45	0,09	2,77	17,10	21,19	} 0,44
Fe_2O_3	0,63	1,34	1,38	7,18	2,8	1,16	4,99	0,31	0,17	6,99	0,97	1,11	1,17	1,43	
FeO	0,05	1,46	2,90	4,19	10,8	15,34	6,00	0,62	0,16	5,96	0,45	0,00	5,12	10,27	—
MgO	0,03	1,47	2,11	5,79	7,5	9,42	39,76	следы	0,02	4,93	21,01	15,52	2,42	1,74	20,40
CaO	0,27	3,18	4,20	12,11	11,6	13,77	0,31	14,64	0,64	1,66	32,80	31,44	0,28	1,08	29,74
Na_2O	2,05	4,92	3,64	2,26	2,4	0,47	следы	3,88	0,11	0,66	—	0,05	1,81	1,83	0,00
K_2O	9,35	1,10	2,18	0,96	0,66	0,25	0,53	0,62	7,11	1,60	—	0,78	3,63	3,94	0,00
H_2O^+	0,21	0,49	0,63	0,28	0,81	0,28	0,69	0,30	0,21	0,60	—	4,01	3,78	2,71	—
H_2O^-	0,05	0,04	0,04	0,09	—	0,10	0,26	0,1	0,03	0,04	—	0,51	—	0,60	—
TiO_2	0,00	0,43	0,54	1,55	0,77	1,04	0,09	0,00	0,06	1,83	—	0,09	0,60	—	—
P_2O_5	0,10	0,11	0,13	0,26	0,23	0,18	0,04	0,00	0,07	0,04	—	0,22	0,11	—	—
MnO	0,06	0,23	0,37	0,17	0,11	0,31	0,20	0,00	0,26	0,06	0,35	0,42	0,37	—	—
CO_2	—	—	0,39	0,07	1,3	0,32	0,30	—	0,28	0,12	42,55	24,84	0,00	—	45,82
ZrO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	0,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeS_2	—	—	0,00	0,08	—	—	—	—	0,00	0,51	—	0,00	—	—	—
(Ni, Co)O	—	0,04	0,00	0,00?	—	—	—	—	0,00	—	—	0,00	—	—	—
Cr_2O_3	—	—	—	0,00?	—	—	1,50	—	—	0,00?	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—	0,24	—
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	0,03	—	—	0,00	0,03	—	—
SO_3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,00	0,02	—	—
Сумма	100,04	100,12	100,28	100,02	99,5	99,72	100,09	99,45	100,14	100,16	99,63	100,05	100,09	99,04	99,86

1. Микроклиновый пегматит, Нок-эн-Тайр, в 1,2 км север-северо-западнее Рикониха у мыса залива Лох-Инхард (Robertson, 1945). 2. Биотитовый гнейс, в 120 м восток-юго-восточнее Айлеан-а' Хламхайна, Инвернесшир (Guppy, Thomas, 1931). 3. Роговообманково-биотитовый гнейс, береговой утес в 1 км северо-восточнее (по азимуту 25°); церкви в Клабахе, остров Колл, Аргайлшир (Guppy, Thomas, 1931). 4. Роговообманковый гнейс, на берегу в 280 м северо-западнее (по азимуту 299°) Баденетриша, остров Тайри, Аргайлшир (Guppy, Thomas, 1931). 5. Амфиболит, восточное окончание Лин-на-Сгроба, север острова Рона (Nisbet, 1961). 6. Эклогит, пятнадцатисантиметровые шлиры в анортозитовых гнейсах, Роневаль, остров Южный Харрис (Davidson, 1943). 7. Перидотит, интрузивное тело в льюисских гнейсах; местонахождение в 540 м северо-восточнее вершины Гросе-Клетт, остров Харрис (Guppy, Sabine, 1956). 8. Анортозитовый гнейс, западная сторона Роневаля, Родиль, остров Южный Харрис (Davidson, 1943). 9. Кварц-полевошпатовый гранулит, береговой утес в 320 м северо-восточнее (по азимуту 10°) от тригонометрического пункта Бен-Фиэл, остров Колл, Аргайлшир (Guppy, Thomas, 1931). 10. Гранатовый гнейс, на берегу в 130 м северо-западнее (по азимуту 312°) Дун-Готта, остров Тайри, Аргайлшир (Guppy, Thomas, 1931). 11. Доломит, к востоку от Аллт-Койр-нэн-Деаркага, в 1,6 км от Ардлайра, Лох-Мари (Guppy, Thomas, 1931). 12. Форстерит-флогопитовый мрамор, местонахождение в 300 м юго-западнее (по азимуту 233°) Юрга, остров Колл, Аргайлшир (Guppy, Thomas, 1931). 13. Зеленый сланец Гвна, у развилка дорог между Тей-лоором и Ллансэдвин-Чёрчем, выработка у северной стороны дороги, остров Англси (Guppy, Thomas, 1931). 14. Силлиманит-гранатовый гнейс, местонахождение в 0,5 км к восток-юго-востоку от Ллехкинферуайдд-Чёрча, остров Англси (Guppy, Thomas, 1931). 15. Доломит, Педайргроесион-кили, в 2,8 км к северу от подвесного моста в Менеи, остров Англси (Guppy, Thomas, 1931).

Таблица 4

Химические составы пород мойнского и дальредского метаморфических комплексов и шетландской метаморфической серии

Компоненты	Мойнский комплекс							Дальредский комплекс							Шетландская метаморфическая серия
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	99,27	82,01	83,82	73,51	58,29	55,02	73,19	77,22	48,28	60,95	2,51	21,58	1,34	48,65	55,79
Al_2O_3	0,26	8,77	7,88	12,21	19,53	19,07	12,65	10,07	13,20	16,00	0,67	4,66	2,65	14,92	25,17
Fe_2O_3	0,10[1]	0,98	0,09	0,44	1,02	1,44	1,04	0,99	2,60	4,37	0,15	1,16	0,24	1,31	7,07
FeO	—	0,57	1,96	2,05	6,85	7,72	1,53	2,72	11,35	—		—	—	8,03	2,53
MgO	0,02	0,17	0,37	0,59	2,24	3,34	0,30	1,17	7,67	2,97	1,06	0,79	19,97	8,92	1,93
CaO	0,01	0,48	1,08	9,52	2,30	3,29	0,55	1,10	7,35	3,02	52,66	37,73	30,72	8,79	0,68
Na_2O	0,02	1,14	2,44	0,21	2,25	3,82	4,45	2,65	2,63	2,93	0,13	0,96	—	2,56	1,12
K_2O	0,06	4,71	1,62	0,05	3,59	3,62	5,08	2,65	2,02	2,40	0,11	1,13	—	1,76	3,00
H_2O^+	—	0,50	0,35	0,27	2,00	0,69	0,38	0,36	2,14	1,62	—	0,56	—	1,26	1,29
H_2O^-	—	0,04	следы	0,06	0,08	0,06	0,09	—	0,07	0,34	0,02	0,07	—	0,23	0,10
TiO_2	0,03	0,31	0,31	0,54	1,13	1,20	0,27	0,59	1,37	1,17	0,03	0,17	—	1,30	1,51
P_2O_5	0,01	0,03	0,17	0,11	0,31	0,24	0,24	0,14	0,21	0,12	0,02	0,06	—	0,17	0,04
MnO	—	0,02	0,00	0,44	0,13	0,18	0,08	0,30	0,77	0,21	0,01	0,05	—[2]	0,11	0,10
CO_2	—	0,20	0,00	0,06	—	0,00	—	0,42	0,91	0,09	42,34	30,26	45,71	0,96	—
Cl	—	следы	—	следы	—	—	—	—	—	—	—	следы	—	—	—
S	—	0,00	—	0,02	—	—	—	—	0,03	—	—	—	—	—	—
FeS_2	—	—	—	—	следы	—	0,17	—	—	2,57	0,20	0,54	—	0,00	—
Cr_2O_3	—	следы	—	—	0,01	—	—	—	0,02	—	—	—	—	0,00	—
BaO	—	0,12	—	—	0,09	—	0,00	—	—	0,03	—	—	—	0,007	—
(Ni, Co)O	—	—	—	—	—	—	0,00	—	0,04	0,00	—	—	—	0,00	—
Потери при прокаливании	0,10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,88	100,05	100,09	100,08	99,82	99,69	100,02	100,38	100,71[3]	100,23[4]	99,91	100,11[5]	100,20	100,04	100,33

1. Кварцит, кварцит Скарабен, близ вершины Бийнн-Дабхейн, Килдонан, Сатерленд (Guppy, Sabine, 1956). 2. Гранулит, верхняя псаммитовая группа, вершина мыса, Лох-Сунарт, в 915 м юго-западнее (по азимуту 210°) Гленмора, Арднамурхан, Аргайл (Guppy, Sabine, 1956). 3. Гранулит, псаммитовая группа Лох-Дерг, выемка на западной стороне дороги в 0,8 км от лодочного сарая на юго-восточном берегу залива Лох-Дерг, графство Донегол (Anderson, 1948 b). 4. Пироксен-анортит-цоизитовый гранулит, местонахождение в 1,5 км юго-восточнее (по азимуту 100°) надгробного камня генерала Росса, Моидарт, Инвернесшир (Guppy, Sabine, 1956). 5. Гранатсодержащий слюдяной сланец, местонахождение в 150 м юго-западнее (по азимуту 260°) южного окончания Лох-Блейна, к северу от моста в Нью-Шил, Моидарт, Инвернесшир (Guppy, Sabine, 1956). 6. Олигоклаз-биотит-кварцевый гнейс, тип инъекций lit-par-lit, местонахождение в 540 м северо-восточнее (по азимуту 70°) вершины горы Милл-а'Хиуллин (668,4 м), Ардгоур (Harry, 1954). 7. Гранито-гнейс, комплекс Кари-Чуинет, интрузия в мойнские образования до метаморфизма, местонахождение в 1 км северо-восточнее Леба-Бхалтайр, Россшир (Guppy, Thomas, 1931). 8. Сланцевый песчаник, верхняя псаммитовая группа (группа Бен-Леди), Рудха-Дубх, в 3,4 км южнее Тарбата, район озера Лох-Ломонд, Думбартоншир (Guppy, Thomas, 1931). 9. Биотит-роговообманковый сланец («зеленые слои»), верхняя псаммитовая группа, западная сторона железнодорожной выемки в 0,4 км севернее станции Ардлуй, озеро Лох-Ломонд, Думбартоншир (Guppy, Thomas, 1931). 10. Графитовый сланец из базальной известковистой группы, северная сторона порта Сенденд-Харбор, Банфшир (Guppy, Thomas, 1931). 11. Известняк, базальная известковистая группа (группа Сенденд), карьер Друммуир, Банфшир (Anderson, 1944). 12. Известняк, верхняя пелитовая и известковистая группа, местонахождение в 0,7 км севернее дома Гленларуел, Коваль, Аргайл (Guppy, Sabine, 1956). 13. Доломит, «известняки Ашинь», местонахождение в 0,6 км северо-восточнее (по азимуту 70°) дорожного моста у Дальнатрата, Аргайл (Anderson, 1945b). 14. Эпидиорит, интрузия в дальредский метаморфический комплекс, утес в 68 м от газового завода, Портсой, Банфшир (Guppy, Thomas, 1931). 15. Гранат-ставролит-кианитовый гнейс, вершина утеса в 440 м северо-западнее (по азимуту 325°) тригонометрического пункта 555, Либберо-Хилл, остров Унст, Шетландские острова (Guppy, Sabine, 1956).

[1] Общее Fe рассчитано как Fe_2O_3. [2] Включая H_2O. [3] Включая 0,05 V_2O_5. [4] Включая 0,02 SO_3. [5] Включая 1,44 C.

Мойн (см. стр. 53), представлен анализом 4 в табл. 4. Кальцит вошел в состав граната, цоизита и анортита.

Анализы 5 и 6 в табл. 4 отражают состав различных метаморфических фаций пелитов серии Мойн. Гранатсодержащий слюдяной сланец (анализ 5) возник, вероятно, за счет глинистого сланца без значительного изменения состава, тогда как высокое содержание натрия в олигоклазовом гнейсе (анализ 6) объясняется натровым метасоматозом (см. стр. 57).

Дометаморфический гранит комплекса Кари-Чуиннег (анализ 7 в табл. 4) содержит обильные «очки» калиевого полевого шпата с вростками альбита, указывающие на присутствие щелочей.

Анализ 8 в табл. 4 типичен для псаммитовых пород (в первичном виде — граувакк), широко развитых в толще верхних дальредских образований. Вывод о том, что «зеленые слои» (см. стр. 65), перемежающиеся с верхнедальредскими граувакками, представляют собой измененный вулканический пепел, подтверждается анализом 9 в табл. 4. Состав пелитовой метаморфической породы дальредской серии, содержащей графит, отражен анализом 10 в табл. 4. Дальредские карбонатные породы весьма разнообразны по составу. Очень чистые известняки (анализ 11) чаще всего встречаются в базальной известковистой группе (см. табл. 2). В менее чистых регионально метаморфизованных известняках (вплоть до гранатовой ступени) кальций чаще входит в состав кальцита, а кремний — в состав кварца, как, например, в известняках Лох-Тей (анализ 12 в табл. 4). В других известняках, однако, обильны известково-силикатные минералы, а содержание карбонатов относительно низкое. Известняк Аппин в районе Баллахулиш (см. табл. 2) часто доломитовый; содержание MgO и CaO в анализе 13 (табл. 4) соответствует 41,76% $MgCO_3$ и 54,83% $CaCO_3$, и порода, таким образом, имеет состав приблизительно чистого доломита (45,7% $MgCO_3$; 54,3% $CaCO_3$).

Метаморфизованные основные интрузивные породы, обычные для отдельных частей мойнской и дальредской серий (см. стр. 53 и 66), представлены анализом 14 в табл. 4. Химический состав породы указывает, что в первоначальном виде это был базальт или долерит.

Высоко метаморфизованный сланец с Шетландских островов (анализ 15 в табл. 4) имеет самое высокое содержание Al_2O_3 из всех метаморфических осадочных пород и значительное количество железа, что отражено обильным присутствием кианита и ставролита.

6.3. НЕИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ «ПОЗДНЕГО» ДОКЕМБРИЯ

Существует большое количество анализов неизмененных или слабо измененных вулканических и интрузивных пород докембрия, тогда как количество данных по петрохимии неизмененных осадочных пород докембрия Британии весьма ограничено.

Анализы 1 и 2 в табл. 5 демонстрируют различный состав кислых и основных туфов докембрийских (пебидских) образований Пембрукшира. Уриконские породы Шропшира (см. стр. 84), состав которых варьирует от кислого до основного (анализы 3—6 в табл. 5), обладают отчетливо повышенным содержанием натрия. Один из интрузивных сиенитов Чарнвуд-Фореста, принадлежащий к той разновидности, которую иногда называют маркфильдитом, представлен анализом 7 в табл. 5.

Все породы торридонской серии (анализы 8—10 в табл. 5) относятся к аркозам. Их сравнение с позиций петрохимии с более кислыми, но менее глиноземистыми, метаморфизованными песчанистыми породами серии Мойн (анализы 2 и 3 в табл. 5) следует учитывать при корреляции мойнских и торридонских образований (см. стр. 95).

Таблица 5

Химические составы пебидских, уриконских, чарнских и торридонских горных пород

Компоненты	Пебидские породы		Уриконские породы				Чарнские породы	Торридонские породы		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	73,42	51,25	72,16	65,86	60,85	46,79	56,78	75,13	75,80	75,80
Al_2O_3	12,09	20,41	13,18	15,98	16,41	13,41	9,49	11,81	11,74	10,61
Fe_2O_3	0,91	3,02	2,17	3,58	3,40	7,59	18,81	0,83	0,59	1,05
FeO	3,13	3,91	0,89	0,71	3,34	6,50	—	1,99	1,31	1,59
MgO	1,12	7,22	0,64	0,90	3,06	6,78	2,71	0,91	0,54	0,73
CaO	2,94	4,53	0,68	3,37	1,45	7,11	6,94	1,10	1,41	2,57
Na_2O	3,88	1,82	4,65	3,88	4,93	4,25	2,73	2,55	2,40	2,42
K_2O	1,67	2,93	2,99	2,72	2,15	0,09	2,42	2,97	4,51	2,59
H_2O^+	—	—	1,37	1,33	2,72	3,31	1,10	1,37	0,86	0,97
H_2O^-	—	—	0,45	0,48	0,74	0,73		0,12	0,03	0,01
TiO_2	—	—	0,76	0,60	0,85	2,49	—	0,51	0,15	0,60
P_2O_5	—	—	0,18	0,20	0,25	0,39	—	0,14	0,60	0,16
MnO	0,25	0,21	0,05	0,05	0,16	0,18	следы	0,05	0,05	0,06
CO_2	—	—	—	0,54	0,03	0,15	—	0,70	следы	0,83
S	—	—	0,01	0,03	0,02	0,01	—	—	—	—
BaO	—	—	0,06	0,06	0,06	—	—	—	—	—
Cr_2O_3	—	—	—	—	—	0,01	—	—	—	—
Потери при прокаливании	1,28	5,02	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,69	100,32	100,24	100,29	100,42	99,79	100,98	100,18	99,99	99,99

1. Фельзитовый туф, к северу от моста через реку Аллан-Ривер, севернее пансионата школы св. Давида, Пембрукшир (Guppy, Thomas, 1931). 2. Туф, под скалой оливинового диабаза, Россон, близ школы св. Давида, Пембрукшир (Guppy, Thomas, 1931). 3. Риолит, в 0,7 км восток-северо-восточнее фермы Нью-Хаус, Шропшир (Harvey, 1957). 4. Авгитовый дацит, карьер в 0,2 км северо-восточнее церкви в Хоп-Боудлере, Шропшир (Harvey, 1957). 5. Авгитовый андезит, карьер в 0,5 км северо-восточнее коттеджа Вудгейт, находящегося в 1,5 км северо-восточнее церкви в Хоп-Боудлере, Шропшир (Harvey, 1957). 6. Диабаз, северо-западная сторона карьера Хаэлер, в 0,4 км восток-северо-восточнее Драйхилла, Шропшир (Harvey, 1957). 7. Интрузивный сиенит, Маркфилд, Чарнвуд-Форест, Лестершир (Watts, 1947). 8. Аркоз, северный берег залива Лох-на-Даль, остров Скай (Kennedy, 1951). 9. Аркоз, Кинлох, остров Скай (Kennedy, 1951). 10. Аркоз, залив Лохна-Даль, остров Скай (Kennedy, 1951).

7. СИНТЕЗ И КОРРЕЛЯЦИЯ

7.1. КОРРЕЛЯЦИЯ В ПРЕДЕЛАХ БРИТАНСКИХ ОСТРОВОВ

Выяснение взаимоотношений различных комплексов докембрия, особенно корреляция неизмененных осадочных отложений с метаморфизованными сериями, представляется нелегким делом применительно к докембрийским образованиям вообще, а применительно к докембрийским образованиям Британских островов это особенно трудная задача. Большая часть докембрийских образований развита здесь в пределах складчатого комплекса каледонид и во многих местах испытала каледонский метаморфизм. Кроме того, к югу от зоны Окраинного разлома нагорий докембрийские комплексы обнаружены на сравнительно небольших участках, нередко окаймленных разломами и отделенных друг от друга обширными площадями более молодых отложений. Только Северо-Западные нагорья, составляющие зону кратогена в пределах Британских островов, являются обширной областью распространения докембрийских образований, в известной степени сопоставимой с крупными щитами, слагающими земную кору.

В пределах юго-восточного кратогена выходы докембрия очень незначительны. Здесь наложены явления герцинской складчатости и метаморфизма. Кроме того, лишь недавно появилось небольшое количество работ по радиометрической датировке докембрийских пород. Таким образом, впредь до получения необходимых данных синтез докембрийской истории Британских островов остается в значительной степени спекулятивным.

Прежде всего следует учесть возраст докембрийских пород северо-западного кратогена; затем следует обсудить то, что дает изучение обширной площади распространения докембрийских образований, развитых в каледонском складчатом поясе к северу от зоны Окраинного разлома нагорий. Наконец, в меру возможного, необходимо попытаться провести корреляцию мелких выходов докембрийских образований, расположенных к югу от зоны разлома, как внутри этой площади, так и с северными районами.

Структурные доказательства присутствия в составе льюисского комплекса метаморфических образований различного возраста обсуждались на стр. 40. Согласно радиометрическим данным, комплекс Скаури был сформирован между 2,4 и 2,6 млрд. лет назад, последующий орогенез и метеморфизм близ Лохиневера имел место 2,2 млрд. лет назад и в состав многофазного лаксфордского комплекса входят породы, возраст которых равен 1,6 млрд. лет.

Самый молодой радиометрический возраст пород льюисского комплекса определен в 1120 млн. лет. Стратиграфические данные показывают, что перед отложением торридонских осадков прошел большой отрезок времени. Судя по составу гальки в торридонских породах, в течение этого отрезка времени к западу от сохранившегося ныне обломка кратогена возникла серия кислых вулканических пород.

Торридонские отложения молассоидного типа, максимальная мощность которых достигала по крайней мере 5800 *м*, отложились, вероятно, в интервале между 1 млрд. и 650 млн. лет назад. Их принадлежность к докембрию бесспорна (см. стр. 43) [1].

В зоне краевых надвигов северо-западного фронта каледонид в соприкосновение приведены «экзотические» метаморфизованные осадочные породы серии Мойн и неизмененные торридонские отложения. Пич (Peach, Horne, 1930) считал, что породы серии Мойн являются метаморфизованными аналогами торридонских отложений. Этот вопрос обсуждался в последние годы, но в целом последующие исследования поддерживают эту точку зрения, получившую широкое признание.

Главным аргументом в пользу тождества мойнской и торридонской серий является тот факт, что в Северо-Западных нагорьях на породах льюисского комплекса несогласно располагается преимущественно песчанистая торридонская толща, а в Северных нагорьях — другая, также песчанистая, хотя и метаморфизованная толща серии Мойн. Кроме того, в зоне надвига Мойн развиты слабо метаморфизованные породы, имеющие промежуточный характер между породами мойнской и торридонской серий. Считалось, что эти породы подверглись ретроградному метаморфизму, что создало существенные противоречия. Подчеркивалось также, что мойнские гранулиты возникли из более тонкозернистых осадочных пород, чем торридонские песчаники. Однако в некоторых разрезах серии Мойн присутствуют многочисленные прослои с галькой. Кроме того, тарскавейгская фация серии Мойн на острове Скай (см. стр. 47) и другие осадочные образования зоны надвигов являются переходными связующими звеньями между породами обеих сравниваемых серий.

[1] Дж. Андерсон не упоминает о работе советских исследователей С. Н. Наумовой и Е. В. Павловского [«Находка растительных остатков (спор) в сланцах торридона Шотландии», Докл. АН СССР, 141, вып. 1, 1961], известной британским геологам, как показывает опубликованная недавно сводка по геологии Шотландии под редакцией Крэйга.— *Прим. перев.*

В то же время считается, что осадочные породы серии Мойн отличаются от торридонских не только по структурным и текстурным признакам, но и по составу. Большинство пород торридонской серии относится к аркозам (см. анализы 8—10 в табл. 5), тогда как гранулиты серии Мойн (см. анализы 2 и 3 в табл. 4) представляют собой подлинные песчаники с высоким содержанием SiO_2, пониженным количеством Al_2O_3 и низким содержанием Na_2O. Существовало мнение, что указанные особенности химизма свидетельствуют против корреляции, но на самом деле они представляют те вариации состава, которые следует ожидать в толще песчаниковых отложений, прослеживаемых поперек бассейна седиментации. Кеннеди (Kennedy, 1951) показал, что характер этих вариаций аналогичен характеру вариаций состава в очень сходной спарагмитовой формации Норвегии, который прослеживается с северо-запада на юго-восток.

Единственное палеонтологическое свидетельство возраста дальредской серии имеется для окраины нагорья, где фауна в известняках Лэни (см. стр. 65) показывает, без сомнения, что верхняя часть серии сложена метаморфизованными отложениями нижнего кембрия. Не следует, однако, считать, что к кембрию относится вся дальредская серия, ибо метаморфические породы серии Мойн, определенно принадлежащие к докембрию, местами (см. стр. 64) переходят в нижние части дальредского разреза. Кроме того, сравнение с Норвегией (см. стр. 98) указывает на принадлежность низов разреза дальредской серии к позднему докембрию. Внутри разреза дальредской серии не установлено никаких перерывов и несогласий, которые могли бы служить указанием на нижнюю границу кембрия.

Возраст метаморфизма определенно додевонский, но более точная датировка его затруднительна. Метаморфизм был очевидно многофазным. Поскольку в состав дальредской серии входят кембрийские отложения, одну из фаз можно относить к позднему кембрию или считать ее послекембрийской.

Имеются доказательства (Gilletti, Moorbath, Lambert, 1961) существования фазы метаморфизма с возрастом 475 млн. лет, охватившей дальредскую серию Шотландии и отвечающей, следовательно, согласно Холмсу (Holmes, 1960), нижнему ордовику. Тем же радиологическим возрастом обладают сланцы Коннемара. Возникает вопрос об их доаренигском возрасте, что подкрепляется стратиграфическими данными, но это вполне не доказано (стр. 77).

Широко распространенный метаморфизм с возрастом 420 млн. лет проявлен в породах мойнской и дальредской серий в пределах Грампианских гор (Miller, Brown, 1964). Это явление широко распространено и в Северных нагорьях, но здесь имеется большое число датировок, величина которых варьирует от 450 до 562 млн. лет, что свидетельствует об увеличении возраста метаморфизма пород при прослеживании их к западу (Miller, Brown, 1964). Возраст пегматитов определен в 730 млн. лет, но эта цифра не обязательно определяет возраст регионального метаморфизма, хотя и дает представление о минимальном возрасте по крайней мере части осадочных пород серии Мойн.

Следовательно, нагорья Шотландии и их продолжение в Ирландии сложены осадочной толщей, накопившейся от позднего докембрия до нижнего палеозоя. В форланде после отложения моласс (торридон) и перерыва последовала седиментация в условиях шельфа (кембро-ордовик). Далее к юго-западу, в подвижном поясе после молассовой седиментации (большая часть серии Мойн) началась седиментация на шельфе (верхняя часть серии Мойн и нижняя часть дальредской серии), а затем — геосинклинальная (флишевая) седиментация (верхняя часть дальредской серии), в результате которой были отложены граувакки с сортированной слоистостью и созданные, по-видимому, мутьевыми потоками. В разрезе нижней части дальредской серии

имеются кварциты с сортированной слоистостью, также, вероятно, отложенные мутьевыми потоками [1].

Хотя метаморфизм северной части этой осадочной толщи в пределах складчатого пояса, вероятно, начался в позднем докембрии или в начале кембрия, главный этап регионального метаморфизма, равно как и складчатости, связан с каледонскими движениями и осуществлялся в несколько фаз, начиная от ордовика (или, может быть, от позднего кембрия) до силура.

В пределах юго-восточного кратогена и его окраины выходы докембрия ограничены и восстановить геологическую историю докембрия здесь труднее. Судя по степени метаморфизма, можно предполагать, что сланцы Молвери и, возможно, сланцы Раштон наиболее древние. Более молодой возраст вероятен для чарнеких, уриконских и лонгминдских образований. Здесь представлены осадочные и вулканогенные образования, связанные с геосинклиналью и орогенией (или с геосинклиналями и орогениями), относящиеся, вероятно, к позднему докембрию.

Таблица 6

Разрезы и корреляции докембрийских образований Британии

Северо-западный кратоген и окраина	Каледонский складчатый пояс		Юго-восточный кратоген и окраина
	к северо-западу от зоны Окраинного разлома нагорий	к юго-востоку от зоны Окраинного разлома нагорий	
Кембрийские образования	Кембрийские образования	Послекембрийские или кембрийские образования	Послекембрийские или кембрийские образования
	↑ Дальредский метаморфический комплекс (420—475 млн. лет)	Сланцы Коннемара (примерно 475 млн. лет)	:
Торридонские образования	Мойдский метаморфический комплекс (420—562 млн. лет)		Западно-лонгминдские образования
		Серии Ноккрат и Брей, пиллтонские образования	Восточно-лонгминдские образования
		Арвонские, небидские образования	Чарнеские (примерно 1000 млн. лет), уриконские образования
		Серия Росляр	Сланцы Раштон
		Комплекс Мона	Молверские образования
Льюисский метаморфический комплекс: Лаксфордские образования (примерно 1600 млн. лет); Комплекс Ниверн (примерно 2200 млн. лет); Комплекс Скаури (2460—2600 млн. лет)	Льюисский метаморфический комплекс		

Примечание. Корреляции между регионами чрезвычайно условны. Некоторые разрезы и сопоставления (в интервалах) в колонках 3 и 4 также спекулятивны. Приведенные возраста отражают время метаморфических процессов. Пегматиты в серии Мойн и Северных нагорьях датированы в 730 млн. лет, однако не ясно, отражают ли эти цифры возраст метаморфических процессов.

[1] Более полная характеристика сложной и своеобразной геологической истории Шотландских нагорий дана в работе Е. В. Павловского (см. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1958) по данному вопросу.— *Прим. перев.*

Посторогенные отложения представлены, вероятно, молассоподобной толщей западного Лонг-Маида и, быть может, самой верхней частью разреза чарнской серии. Имеются надежные литологические и тектонические основания для корреляции западных лонгминдских образований с торридонскими. Чарнская, уриконская и восточно-лонгминдская серии как будто не имеют аналогов в северо-западной (или шотландской) части британских каледонид, хотя гальки вулканических пород в торридонских породах (см. стр. 42) указывают на былое присутствие серии, сходной с уриконской.

Серия Мона (см. стр. 78), вероятно, самая древняя внутри каледонского складчатого пояса к северу от зоны Окраинного разлома нагорий. Складчатость и метаморфизм отложений серии Мона почти наверняка имеют доарвонский (см. стр. 81) возраст, а сами арвонские образования принадлежат к докембрию. Метаморфические породы серии Рослэр (см. стр. 79) могут иметь тот же возраст, что и отложения серии Мона. Обе серии развиты в геоантиклиналп Ирландского моря (фиг. 18). Более молодые докембрийские образования, которые связаны с той же крупной структурой, представлены, возможно, сериями Ноккрат и Брей, распространенными на востоке Ирландии, и, по-видимому, сланцами Ингілтон и Манкс, являющимися геосинклинальными отложениями.

Преимущественно вулканические арвонская и пебидская серии часто сопоставляются с уриконскими образованиями. Это сомнительно, так как перерыва, установленного арвонскими и кембрийскими образованиями в северо-западном Уэльсе (см. стр. 81), как будто не существует, а тогда, вероятно, для двух лонгминдских групп нет «места». Этим двум группам, быть может, соответствует толща мощностью более тысячи метров, располагающаяся между «базальными» конгломератами и самыми нижними слоями с остатками нижнекембрийской фауны.

Появление нижнедальредских образований недалеко к югу от зоны Окраинного разлома нагорий в Ирландии фиксировано сланцами Коннемара (см. стр. 76), время метаморфизма которых имеет тот же радиометрический возраст, что и у дальредских пород Шотландии.

7.2. КОРРЕЛЯЦИЯ ЗА ПРЕДЕЛАМИ БРИТАНСКИХ ОСТРОВОВ

Ограниченные площади выходов докембрийских образований в кратогенах Британских островов и малое количество радиометрических данных для некоторых районов создают затруднения для корреляции британских докембрийских образований с докембрийскими комплексами, слагающими крупные щиты в других частях мира. Предварительные сопоставления, однако, приведены ниже.

Большая часть отложений позднего докембрия, развитых внутри зоны британских каледонид, метаморфизована довольно слабо, но и в зонах интенсивного метаморфизма все же устанавливается стратиграфическая последовательность напластований. Кроме того, присутствуют определенные «маркирующие» горизонты (см. ниже). Таким образом, несмотря на относительную скудность палеонтологических и других точных данных, возможна предварительная корреляция на стратиграфической основе с докембрийскими образованиями отдельных частей каледонид Скандинавии, с областями Арктики и Советского Союза.

Льюисский комплекс Северо-Западного кратогена неизбежно сопоставляется по возрасту с породами фундамента Балтийского щита. Комплекс Скаури по возрасту (2400—2600 млн. лет) коррелируется с древнейшими комплексами Балтийского щита, с частью саамид (Polkanov, Gerling, 1960). Комплекс Скаури можно сопоставить также с некоторыми древнейшими компонентами Африканского щита, в частности с образованиями шамвайско-

го цикла, хорошо известными в Родезии (Holmes, Cahen, 1957). Возможна корреляция с комплексом Киватин Северной Америки [1].

Лаксфордский комплекс, возраст которого равен примерно 1600 млн. лет, может, по-видимому, соответствовать свекофеннию и карелию Балтийского щита, учитывая данные тех же авторов (Polkanov, Gerling, 1960; см. также статью Эскола в т. 1 «Докембрия Скандинавии», издательство «Мир», М., 1967). Волынский комплекс Украины (Vinogradov and others, 1960), однако, несколько моложе лабрадорской орогении Северной Америки (около 1350 млн. лет; Gastil and others, 1960).

Торридонские отложения Северо-Западного кратогена соответствуют, вероятно, нижней части разреза спарагмитовой формации Норвегии и Швеции. По характеру отложений они очень похожи на скандинавские спарагмиты, развитые вне метаморфического пояса каледонид (см. также стр. 99).

Следовало бы ожидать, что юго-восточный кратоген более четко сопоставлялся бы с Балтийским щитом, поскольку он расположен на той же стороне складчатого пояса. Возможно, однако, что вместо этого он сочленяется с южным фронтом судетских каледонид (von Gaertner, 1960). К сожалению, отсутствуют определения возраста метаморфических пород. Будущие исследования, быть может, покажут их сходство с возрастом некоторых циклов Балтийского щита. Послеметаморфические уриконские образования с их магматогенными породами могут быть эквивалентами иотния. Иотнийские образования древнее спарагмита (Magnusson, 1960), которому вместе с отложениями торридонской серии могут соответствовать также и западнолонгминдские образования.

Скандинавские геологи долгое время считали возраст складчатости и метаморфизма эокембрийских образований нижнепалеозойским, причем многие из них полагали также, что на Британских островах эокембрий представлен частью разреза мойнской и дальредской серий (см., например, Holtedahl, 1952). Однако, по мнению некоторых британских геологов, метаморфизм пород мойнских — дальредских толщ имеет докаледонский возраст; следовательно, вышеупомянутого сопоставления они не принимают. Признание каледонского возраста метаморфизма мойнских — дальредских пород устраняло препятствие, мешавшее считать два сравниваемые комплекса тождественными.

Для более детальной корреляции большое значение имеет маркирующий горизонт, содержащий ледниковые валуны (см. стр. 65 и 72) и располагающийся в верхней части разреза базальной известковистой группы дальредской серии. Вероятнее всего, что этот горизонт является эквивалентом ледниковых конгломератов спарагмитовой формации, т. е. конгломератов Муэльв в районе озера Мьёса в Норвегии и настоящих тиллитов варяжской формации, залегающих на выглаженной ледниками поверхности в северной Норвегии. Удивительно не только литологическое сходство, но и одинаковое стратиграфическое положение. Над валунным горизонтом и в шотландско-ирландском (см. стр. 63 и 72), и в норвежском разрезах располагаются кварциты. Горизонт подстилается карбонатными породами (известняки Бири близ озера Мьёса). Еще ниже залегают мощные псаммитовые толщи серии Мойн и спарагмитовой формации. Обнаруживается большое сходство между плитчатыми гранулитами серии Мойн и плитчатыми метаморфизованными

[1] Способ корреляции докембрийских образований различных материков, применяемый Дж. Андерсоном, весьма прост, но методически сомнителен, поскольку основой его является сопоставление только цифр (иногда единичных) возраста метаморфизма или интрузивных образований. Андерсон, как и некоторые другие геологи и геофизики, упускает из вида формационный и фациальный облик серий, условия их накопления, их тектонику, равно как и историческую последовательность событий. Без всестороннего учета всей совокупности геологических данных «корреляции» подобного рода необоснованны.— *Прим. ред.*

спарагмитами того типа, который обнажен к востоку от района Вагаватн и близ Нордкапа в Норвегии.

Мойнско-дальредские метаморфизованные осадочные породы, кроме того, являются весьма вероятным эквивалентом части разреза геосинклинальной формации Хекла-Хук Шпицбергена, хотя разрез последней начинается от более древнего докембрия и завершается ордовиком. Главная складчатость и метаморфизм имели место между средним ордовиком и поздним силуром (Harland, 1959). Валунный горизонт фации тиллитов, который считают (Harland, 1960) эквивалентом варяжской формации, развит на севере Западного Шпицбергена, но как будто отсутствует в более южном районе залива Хорнсунн. Здесь описан разрез докембрия (Birkenmayer, 1960) и выявлены соотношения с кембрийскими образованиями то в виде постепенных переходов, то с перерывом, т. е. так же, как и на Британских островах. Присутствие валунного горизонта в разрезе позднедокембрийских образований известно, кроме того, в Гренландии.

На юге Британских островов не установлено присутствия валунного горизонта в фации тиллитов в разрезе позднего докембрия. Однако валунные отложения, считаемые ледниковыми, обнаружены в разрезе бриовера (позднего докембрия) на северо-западе Франции (Graindor, 1954; Dangeard, Doré, 1960).

Мойнско-дальредский комплекс является вероятным эквивалентом верхней части разреза рифея (Pavlovsky, 1958). Это название дано очень мощной группе (включающей несколько «систем»), объемлющей отложения, начиная от докембрийских и кончая нижнепалеозойскими [1], и широко распространенной на Русской платформе, на Урале и в северной Азии (Schatsky, 1960). Эти отложения называют также синийскими, хотя Меннер (Menner, 1960) полагает, что от этого термина следует отказаться. Возраст глауконита из синийских отложений Китая по калий-аргоновому методу определен в 680 млн. лет (Polkanov, Gerling, 1960).

Приведенные выше сопоставления показывают, что в позднем докембрии на Британских островах, так же как и во многих других частях мира, происходило длительное накопление преимущественно осадочных отложений в условиях шельфа и в геосинклинальной обстановке, ознаменованное появлением в конце докембрия ледниковых отложений. Последние распространены столь широко, что их следует рассматривать как показатель изменения палеогеографических условий на значительных пространствах мира. Подобное изменение условий, возможно, вызвало появление кембрийской фауны, как это считают Харленд и Рудвик (Harland, Rudwick, 1964).

В Британии конец докембрия в некоторых участках был ознаменован стратиграфическим перерывом. В других местах, однако, верхнюю границу докембрия наметить трудно, ибо длительный период седиментации, предшествовавший нижнему палеозою и каледонской орогении, начался задолго до отложения слоев, содержащих остатки фауны кембрия.

ЛИТЕРАТУРА

Allen J. R. L., The Precambrian geology of Caldecote and Hartshill, Warwickshire. Trans. Leicester Lit. Phil. Soc., 51, 16, 1957.

Allison A., The Dalradian succession in Islay and Jura. QJGSL 89, 125, 1933.

Allison A., Loch Awe succession and tectonics; Kilmartin — Tayvallich — Danna, QJGSL 96, 423, 1940.

Anderson E. M., On lineation and petrofabric structure and the shearing movement by which they have been produced. QJGSL 104, 99, 1948.

Anderson J. G. C., The Dalradian succession in the Pass of Brander district, Argyll, GM 72, 74, 1935.

[1] Как известно, верхнюю границу «рифея» определяют отложения вендского комплекса, перекрываемого в свою очередь фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего кембрия.— *Прим. ред.*

Anderson J. G. C., Limestones of Scotland; Area VI, Banffshire and the North East Grampians, GSWP, № 13, 2nd Ed., 1944.
Anderson J. G. C., High-grade silica rocks of the Scottish Highlands and Islands, GSWP, № 7, 2nd Ed., 1945a.
Anderson J. G. C., Limestones of Scotland: Area IV, South-West Highlands and Islands, GSWP, № 13, 2nd Ed, 1945b.
Anderson J. G. C., The geology of the Highland Border: Stonehaven to Arran, TRSE **61**, 479, 1947.
Anderson J. G. C., The stratigraphical nomenclature of Scottish metamorphic rocks, 85, 89, 1948a.
Anderson J. G. C., The occurrence of Moinian rocks in Ireland, QJGSL **103**, 171, 1948b.
Anderson J. G. C., The stratigraphical succession and correlation of the Late Precambrian and Cambrian of Scotland and Ireland, Congr. Geol. Intern., Compt. Rend. 19th, Algiers, 1952 **1**, Pt. 1, 9, 1953.
Anderson J. G. C., The pre-Carboniferous rocks of the Slieve League Promontory, Co. Donegal, QJGSL **109**, 399, 1954.
Anderson J. G. C., The Moinian and Dalradian rocks between Glen Roy and the Monadliath Mountains, Inverness-shire, TRSE **63**, 15, 1956.
Anderson J. G. C., The Wenlock strata of South Mayo, GM **97**, 265, 1960.
Bailey E. B., Recumbent folds in the schists of the Scottish Highlands, QJGSL **66**, 586, 1910.
Bailey E. B., The structure of the South-West Highlands of Scotland, QJGSL **78**, 82, 1922.
Bailey E. B., West Highland tectonics; Loch Leven to Glen Roy, QJGSL **90**, 462, 1934a.
Bailey E. B., The Glencoul nappe and the Assynt culmination, GM **72**, 151, 1934b.
Bailey E. B., The structural history of Scotland, Congr. Geol. Intern., Compt. Rend. 18th, London, 1948, **1**, 230, 1950.
Bailey E. B., Moine tectonics and metamorphism in Skye, TGSE **16**, 93, 1955.
Bailey E. B., Holtedahl O., Regionale Geologie der Erde, **2**, Palaeozoische Tafeln und Gebirge, Pt. 11: Northwestern Europe, Caledonides, Leipzig, 1938.
Bailey E. B., McCallien W. J., The metamorphic rocks of North-East Antrim, TRSE **58**, 163, 1934.
Bailey E. B., McCallien W. J., Perthshire tectonics: Schichallion to Glen Lyon, TRSE **59**, 79, 1937.
Bailey E. B., Maufe H. B., The geology of Ben Nevis and Glen Coe, 2nd Ed. by E. B. Bailey, MGSS, 1960.
Baker J. W., Pre-Cambrian rocks in Co. Wexford, GM **92**, 63, 1955.
Barrow G., On the intrusion of muscovite-biotite gneiss in the south-eastern Highlands of Scotland, and its accompanying metamorphism, QJGSL **49**, 330, 1893.
Barrow G., On the geology of Lower Deeside and the Southern Highland Border, PGA, 23, 274, 1912.
Birkenmajer K., Relation of the Cambrian to the pre-Cambrian in Hornsund, Vestspitsbergen, Intern. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, 1960, Rept. Session, Norden 8, 64, 1960.
Black G. R., Welsh W., The Torridonian succession of the Isle of Rhum, GM **98**, 265, 1961.
Blake J. F., On the Monian system of rocks, QJGSL **44**, 463, 1888.
Boué A., Essai géologique sur l'Ecosse, Paris, 1820.
Boulton W. S., The igneous rocks of Pontesford Hill, Shropshire, QJGSL **60**, 450, 1904.
Bowes D. R., Jn: Discussion of paper by J. Sutton, PGSL № 1594, 29, 1962.
Bowes D. R., Wright A. E., Park R. G., Layered intrusive rocks in the Lewisian of the north-west Highlands of Scotland, QJGSL **120**, 153, 1964.
Boyd A. J., Crichton J. M., Discovery of copper minerals in Lewisian gneiss, GM **98**, 88, 1961.
Callaway C., The Precambrian rocks of Shropshire, Pt. I, QJGSL **35**, 643, 1879.
Callaway C., The Precambrian rocks of Shropshire, Pt. II, QJGSL **38**, 119, 1882.
Callaway C., The age of the newer gneissic rocks of the Northern Highlands, QJGSL, **39**, 355, 1883.
Callaway C., A new metamorphic area in Shropshire, GM (3), **1**, 362, 1884.
Callaway C., On copmarative lithology, GM (3), **2**, 260, 1885.
Callaway C., On the alleged conversion of crystalline schists into igneous rocks in Co. Galway, QJGSL **43**, 517, 1887.
Callaway C., On Longmyndian inliers at Old Radnor and Huntley (Gloucestershire), QJGSL **56**, 511, 1900.
Charlesworth J. K., The geology of Ireland, Edinburgh, 1953.
Charlesworth J. K., Historical geology of Ireland, Edinburgh, 1963.
Cheng Yu-Chi, The migmatite area around Bettyhill, Sutherland, QJGSL, **99**, 107, 1944.

Claxton C. W., An occurrence of regionally metamorphosed pre-Cambrian schists in South-west Pembrokeshire, GM **100**, 219, 1963.
Clifford T. N., The stratigraphy and structure of part of the Kintail district of southern Ross-shire; its relation to the Northern Highlands, QJGSL **113**, 57, 1957.
Clough C. T., In: The geology of Cowal, MGSS, 1897.
Cole G. A. J., On metamorphic rocks in eastern Tyrone and southern Donegal, TRIA **31**, 431, 1900.
Cole G. A. J., The problem of the Bray series, PRIA, **36B**, 1, 1921.
Cole G. A. J., Hallissy T., Handbook of the geology of Ireland, London, 1924.
Cole G. A. J., Kilroe J. R., Hallissy T., Newell A. E. A., The geology of Clare Island, Co. Mayo, MGSI, 1914.
Cox A. H., On an inlier of Longmyndian and Cambrian rocks at Pedwardine (Herefordshire), QJGSL **68**, 364, 1912.
Cox A. H., Green J. F. H., Jones O. T., Pringle J., The geology of the St. David's district, Pembrokeshire, PGA, **41**, 241, 1930.
Creer K. M., Irving E., Runcorn S. K., Geophysical interpretation of palaeomagnetic directions from Great Britain, Phil. Trans. Roy. Soc. (London), A 250, 144, 1957.
Cunningham-Craig E. H., Metamorphism in the Loch Lomond district, QJGSL **50**, 10, 1904.
Cunningham-Craig E. H., Wright W. B., Bailey E. B., The geology of Colonsay and Oronsay with part of the Ross of Mull, MGSS, 1911.
Dalziel I. W. D., Johnson M. R. W., Evidence for the geological dating of the granite gneiss of western Ardgaer, GM **100**, 244, 1963.
Dangeard L., Doré F., La tillite antecambrienne de St. Germain d'Ectot (Calvados), Intern. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, 1960, Rept. Session, Norden 8, 24, 1960.
Darnley A. G., Smith G. H., Chandler T. R. D., Dange D. F., Preece E. R., Ages of uraninite from two British localities, Min. M., **32**, 654, 1960.
Davidson C. F., The Archean rocks of the Rodil district, South Harris, TRSE **61**, 71, 1943.
Dean W. T., Dineley D. L., The Ordovician and associated pre-Cambrian rocks of the Pontesford district, Shropshire, GM **98**, 367, 1961.
Dearnley R., An outline of the Lewisian Complex of the Outer Hebrides in relation to that of the Scottish mainland, QJGSL **118**, 143, 1962.
Dearnley R., The Lewisian Complex of South Harris with some observations on the metmorphosed basic intrusions of the Outer Hebrides, Scotland, QJGSL, **119**, 243, 1963.
Dewey H., British regional geology: South West England, 2nd Ed. GSM, 1948.
Drever H. I., The geology of Ardgour, Argyllshire, TRSE **60**, 141, 1940.
Edmunds F. H., Oakley K. P., British regional geology: The Central England District, 2nd Ed. GSM, 1947.
Edwards W., Trotter F. M., British regional geology: The Pennines and adjacent areas, 3rd Ed. GSM, 1954.
Elles G. L., Tilley C. E., Metamorphism in relation to structure in the Scottish Highlands, TRSE **56**, 621, 1930.
Elwell R. W. D., The lithology and structure of a boulder-bed in the Dalradian of Co. Mayo, Eire, QJGSL, **111**, 71, 1955.
Evans C. R., Lambert R. St. J., In: Discussion on Park, 1964.
Evans J. W., Stubblefield C. J., Handbook of the geology of Great Britain, London, 1929.
Fermor S. L. L., On a discovery of copper-ore in the Torridonian rocks of Sutherland, GM 88, 215, 1951.
Flett J. S., Geology of the Lizard and Meneage, 2nd Ed. MGSGB, 1946.
Flinn D., On the nappe structure of north-east Shetland, QJGSL, **114**, 107, 1958.
Flinn D., Continuation of the Great Glen fault beyond the Moray Firth, Nature, **191**, 589, 1961.
Ford T. D., Pre-Cambrian fossils from Charnwood Forest, Proc. Yorkshire Geol. Soc., **31**, 211, 1958.
Ford T. D., The pre-Cambrian fossils of Charnwood Forest, Trans. Liecester Lit. Phil. Soc., 57, 57, 1963.
Gaertner H. R., von, Über die Verbindung der Bruchstücke des kaledonischen Gebirges im nördlichen Mitteleuropa, Intern. Geol. Congr., 21st., Copenhagen, 1960, Rept. Session, Norden **19**, 96, 1960.
Gardiner C. I., The Silurian rocks of May Hill, Proc. Cotteswold Naturalists Field Club, **20**, 189, 1920.
Gastil G., Blais R., Knowles D. M., Bergeron R., The Labrador geosyncline, Intern. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, 1960, Rept. Session, Norden 9, 21, 1960.
Geikie A., Presidential Address, PGSL, **47**, 75, 1891.
Geikie A., Annual report of the Geological Survey for 1893, 263, MGSGB, 1894.
Geikie S. A., The scenery of Scotland, 3rd Ed., London, 1901.

Giletti B. J., Rubidium — strontium ages of Lewisian rocks from north-west Scotland, Nature, **184**, 1793, 1959.
Giletti B. J., Moorbath S., Lambert R. St. J., A geochronological study of the metamorphic complexes of the Scottish Highlands, QJGSL **117**, 233, 1961
Gillott J. E., Metamorphism of the Manx slates, GM **92**, 141, 1955.
Gillott J. E., Breccias in the Manx slates; their origin and stratigraphic relations, Liv. Man. Geol. J., **1**, 376, 1956.
Graindor M. J., Note préliminaire sur la glaciation infra-Cambrienne dans le Massif Armoricain, Bull. Soc. Geol. France, 6, 4, 17, 1954.
Green J. F. N., The geological structure of the St. Davids area (Pembrokeshire), QJGS, 64, 363, 1908.
Greenly E., The geology of Anglesey, MGSGB, 1919.
Greenly E., The Arvonian rocks of Arvon, QJGSL **100**, 269, 1944.
Griffiths R., Outline of the geology of Ireland, with geological map of Ireland to accompany the Report of the Railway Commissioners, Dublin, 1838.
Groom T. T., On the geological structure of portions of the Malvern and Abberley Hills, QJGSL 56, 138, 1900.
Guppy E. M., Sabine P. A., Chemical analyses of igneous rocks, metamorphic rocks and minerals 1931—1954, MGSGB, 1956.
Guppy E. M., Thomas H. H., Chemical analyses of igneous rocks, metamorphic rocks and minerals, MGSGB, 1931.
Harland W. B., The Caledonian sequence in Ny Friesland, Spitsbergen, QJGSL, **114**, 307, 1959.
Harland W. B., The development of Hecla Hoek rocks in Spitsbergen, Intern. Geol. Congr. 21st, Copenhagen, 1960, Rept. Session, Norden, **19**, 7, 1960.
Harland W. B., Rudwick M. J. S., The great Infra-Cambrian ice age, Sci Am., **211**, 28, 1964.
Harry W. T., The migmatites and felspar-porphyroblast rock of Glen Dessary, Inverness-shire, QJGSL **107**, 137, 1952.
Harry W. T., The composite granite gneiss of western Ardgour, Argyll, QJGSL **109**, 285, 1954.
Hartley J. J., The geology of north-eastern Tyrone, PRIA **41B**, 184, 1933.
Hartley J. J., The Dalradian rocks of the Sperrin Mountains and adjacent areas in Northern Ireland, PRIA **44B**, 141, 1938.
Harvey C. D., In: Summary of Progress of the Geological Survey for 1956 (Chemical and Spectrographic Department), MGSGB, 1957.
Heuderson S. M. K., The Dalradian succession of the southern Highlands, Rept. Brit. Assoc. Advan. Sci., **424**, 1938.
Hendriks E. M. L., A summary of present views on the structure of Cornwall and Devon, GM **96**, 255, 1959.
Henson F. A., An aeromagnetic survey of the Church Stretton area, Shropshire, PGA 68, 107, 1957.
Hicks H., On the pre-Cambrian rocks of St. Davids, QJGSL **33**, 229, 1877.
Hicks H., On the metamorphic and overlying rocks in the neighbourhood of Loch Maree, QJGSL 34, 811, 1878.
Hinxman L. W., Wilson J. S. G., The geology of Lower Strathspey, MGSS, 1902.
Holgate N., Hallowes K. A., The igneous rocks of the Stanner — Hanter district, Radnorshire, GM **78**, 241, 1941.
Holmes A., A revised geological time-scale, TGSE **17**, 183, 1960.
Holmes A., Cahen L., Géochronologie africaine 1956, Acad. Roy. Sci. Colon. Brussels 5, Pt. 1, 1957.
Holtedahl O., The structural history of Norway and its relation to Great Britain, QJGSL **108**, 65, 1952.
Hull E., On the Laurentian rocks of Donegal, and of other parts of Ireland, STRDS 1, 243, 1882.
Hutchon B., The geochemistry, mineralogy and origin of pegmatites from three Scottish pre-Cambrian complexes, Intern. Geol. Congr., 21 st., Copenhagen, 1960, Rept. Session, Norden 17, 36, 1960.
Hutton J., Theory of the Earth with proofs and illustrations, 1, 2, Edinburgh, 1795.
Hutton J., Theory of the Earth with proofs and illustrations, 3 (Ed. A. Geikie), London, 1899.
Iyengar S. V. P., Pitcher W. S., Read H. H., The plutonic history of the Maas area, Co. Donegal, QJGSL 110, 203, 1954.
James J. H., The structure and stratigraphy of the Precambrian outcrop between Church Stretton and Linley, Shropshire, QJGSL **112**, 315, 1956.
Jehu T. J., The Archean and Torridonian formations and the later intrusive rocks of Iona, TRSE **53**, 165, 1922.
Jehu T. J., Craig R. M., Geology of the Outer Hebrides, Pt. I, TRSE 53, 419, 1923.
Jehu T. J., Craig R. M., Geology of the Outer Hebrides, Pt. II, TRSE, 53, 615, 1924.
Jehu T. J., Craig R. M., Geology of the Outer Hebrides, Pt. III, TRSE 54, 467, 1926.

Jehu T. J., Craig R. M., Geology of the Outer Hebrides, Pt. IV, TRSE 55, 457, 1927.
Jehu T. J., Craig R. M., Geology of the Outer Hebrides, Pt. V, TRSE 57, 839, 1934.
Johnson M. R. W., The structural geology of the Moine thrust zone in Coulin Forest, Wester Ross, QJGSL 113, 241, 1957.
Johnson M. R. W., The structural history of the Moine thrust zone at Lochcarron, Wester Ross, TRSE 64, 139, 1960.
Johnson M. R. W., Some time relations of movement and metamorphism in the Scottish Highlands, Geol. Mijnbouw 42, 121, 1963.
Johnson M. R. W., Stewart F. H., On Dalradian structures in Northeast Scotland, TGSE 18, 94, 1960.
Johnson M. R. W., Stewart F. H. (Eds.), The British Caledonides, Edinburgh, 1963.
Johnstone G. S., Wright J. E., A section through the Iltay boundary slide in the Errochty hydro-electric tunnel, BGSGB 7, 101, 1955.
Jones K. A., Origin of albite porphyroblasts in rocks of the Ben More — Am Binnein area, western Perthshire, Scotland, GM 98, 41, 1961.
Jones O. T., On the evolution of a geosyncline, QJGSL, 94, 60, 1938.
Kennedy W. Q., The Great Glen fault, QJGSL 102, 41, 1946.
Kennedy W. Q., On the significance of thermal structure in the Scottish Highlands, GM 85, 229, 1948.
Kennedy W. Q., Zones of progressive regional metamorphism in the Moine schists of the western Highlands of Scotland, GM 86, 43, 1949.
Kennedy W. Q., Sedimentary differentiation as a factor in the Moine-Torridonian correlation, GM 88, 257, 1951.
Kennedy W. Q., The tectonics of the Morar anticline and the problem of the North-West Caledonian front, QJGSL 110, 357, 1955.
Kennedy W. Q., Lawrie T. R. M., Commercial mica in Scotland, Pt. II, Preliminary description of some occurrences north of the Great Glen, GSWP, № 34, 1943.
Kent P. E., A deep boring at North Creake, Norfolk, GM 84, 2, 1947.
Kent P. E., A borehole to basement rocks at Glinton, near Peterborough, Northamptonshire, PGSL № 1595, 40, 1962.
Kilroe J. R., The Silurian and metamorphic rocks of Mayo and North Galway, PRIA 26B, 129, 1907.
King B. C., The tectonic pattern of the Lewisian around Clashnessie Bay, near Stoer, Sutherland, GM 92, 69, 1955.
King W. B. R., A fossiliferous limestone associated with Ingletonian beds at Norton-in-Ribblesdale, QJGSL 88, 100, 1932.
King W. K., Rowney T. H., On the so-called «eozoonal rock», QJGSL 22, 185, 1866.
Knill J. L., Palaeocurrents and sedimentary facies in the Dalradian metasediments of the Craignish-Kilmelfort District, PGA, 70, 273, 1959.
Knill J. L., The tectonic pattern in the Dalradian of the Craignish — Kilmelfort District, Argyllshire, QJGSL 115, 339, 1960.
Knorring O. von, Dearnley R., The Lewisian pegmatites of South Harris, Outer Hebrides, Min. M., 32, 366, 1960.
Kürsten M., The metamorphic and tectonic history of parts of the Outer Hebrides, TGSE 17, 1, 1957.
Kvale A., Linear structures and their relation to movement in the Caledonides of Scandinavia and Scotland, QJGSL 109, 51, 1953.
Lambert R. St. J., The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of the Morar and Knoydart district of Inverness-shire, TRSE 63, 553, 1959.
Lamont A., Reinterpretation of the Bray series at Howth, Irish Free State, GM 73, 546, 1936.
Lamplugh G. W., Geology of the Isle of Man, MGSGB, 1903.
Lapworth C., The secret of the Highlands, GM (II), 10, 120, 193, 337, 1883.
Lapworth C., On the sequence and systematic position of the Cambrian rocks of Nuneaton, GM 3, 320, 1886.
Lapworth C., A sketch of the geology of the Birmingham district, PGA 15, 313, 1898.
Lapworth C., Watts W. W., The geology of South Shropshire, PGA 13, 297, 1894.
Leake B. E., Composition of pelites from Connemara, Co. Galway, Ireland, GM 95, 281, 1958.
Leedal G. P., Walker G. P. L., A restudy of the Ingletonian series of Yorkshire, GM 87, 57, 1950.
Lemon G. G., The Moinian inlier of Rosses Point, near Sligo, Eire, GM 89, 124, 1952.
Lyell C., Principles of geology, 3, London, 1833.
Lyell C., Elements of geology, London, 1838.
McCall G. J. H., The Dalradian geology of the Creeslough area, Co. Donegal, QJGSL 110, 153, 1954.
McCallien W. J., The metamorphic rocks of Inishowen, Co. Donegal, PRIA 42B, 407, 1935.

McCallien W. J., A note on Dalradian pillow lavas, Strahane, Co. Tyrone, PRIA, **43B** 13, 1936.
McCallien W. J., The geology of the Rathmullan district, PRIA, **44B**, 45, 1938.
Macculloch J., A description of the Western Isles of Scotland, including the Isle of Man, comprising an account of their geological structure: with remarks on their agriculture, scenery, and antiquities, London, 1819.
Macculloch J., A geological map of Scotland, Published by orders of the Lords of the Treasure by S. Arrowsmith, London, 1836.
MacGregor A. G., Metamorphism in the Moine nappe of northern Scotland, TGSE, **15**, 241, 1952.
Macgregor M., Lee G. W., Wilson G. V., Special reports on the mineral reserves of Great Britain, № 11, The iron ores of Scotland, MGSS. 1920.
McIntyre D. B., The tectonics of the Beinn Dronaig area, Attadale, TGSE **15**, 258, 1952.
Magnusson N. H., The stratigraphy of the pre-Cambrian of Sweden outside the Caledonian Mountains. Intern. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, 1960, Rept. Session, Norden, **9**, 133, 1960.
Matley C. A., The pre-Cambrian complex and associated rocks of South-Western Lleyn, QJGSL **84**, 440, 1928.
Maufe (Muff) H. B., In: Summary of Progress of the Geological Survey for 1905, MGSGB, 1906.
Mennor V. V., On the nomenclature problem of the Upper pre-Cambrian group, Intern Geol. Congr., 21st, Copenhagen, 1960, Rept. Session, Norden **8**, 18, 1960.
Miller J. A., Age of metamorphism of Moine schists, GM **89**, 85, 1961.
Miller J. A., Podmore J. S., Age of Mountsorrel granite, GM **98**, 86, 1961.
Miller J. A., Brown P. E., How old is Scotland? Advan. Sci. **20**, 527, 1964.
Murchison S. R. I., On the succession of the older rocks in the northernmost counties of Scotland with some observations on the Orkney and Shetland Islands. QJGSL **15**, 353, 1859.
Murchison S. R. I., Supplemental observations on the order of the ancient stratified rocks of the North of Scotland and thier associated eruptive rocks, QJGSL, **16**, 215, 1860.
Necker (de Saussure) L. A., A map of Scotland, coloured according to the different formations observable in that country, with an explanatory memoir, Not published MS deposited in the library of the Geological Society, London, Facsimile published by Edinburgh Geological Society, 1939, 1908.
Newman R. B., Palmer A. R., Critique of Eocambrian and Infracambrian, El Sistema Cambrico, su palaegeografia y el problema de su base, Congr. Geol. Intern., Compt. Rend., 20th, Mexico, 1956, 424, 1956.
Nicol J., On the structure of the north-western Highlands and the relations of the gneiss, red sandstone and quartzite of Sutherland and Ross-shire, QJGSL **17**, 85, 1861.
Nisbet H. C., The geology of North Rona, TGSG **24**, 169, 1961.
O'Hara M. J., Petrology of the Scourie dyke, Sutherland, Min. M., **32**, 848, 1961.
O'Hara M. J., Some intrusions in the Lewisian Complex near Badcall, Sutherland, TEGS **19**, 201, 1962.
Pantin H. M., A probable organic structure from the Dalradian of Ben Vrackie, Pertshire, GM **92**, 481, 1955.
Park R. G., The structural history of the Lewisian rocks of Gairloch, Wester Ross, Scotland. QJGSL **120**, 397, 1964.
Peach B. N., Gunn W., Clough C. T., Hinxman L. W., Crampton C. B., Anderson E. M., The geology of Ben Wyvis, Carn Chuinneag, Inchbae and the surrounding country, MGSS, 1912.
Peach B. N., Horne J., Report on the geology of the North-West of Sutherland, Nature, **31**, 31, 1884.
Peach B. N., Horne J., Chapters on the geology of Scotland, Oxford, 1930.
Peach B. N., Horne J., Gunn W., Clough C. T., Hinxman L. W., The geological structure of the North-west Highlands of Scotland, MGSGB, 1907.
Peach C. W., Notice of the discovery of fossils in the limestones of Durness in the County of Sutherland, Edinburgh New Phil. J. (N.S.), **2**, 197, 1854.
Phemister J., Summary of recent research on the Pre-Tertiary geology of the Northern Highlands, TGSG **23**, 58, 1958.
Phemister J., British regional geology, Scotland: The Northern Highlands, 3rd Ed. GSM, 1960.
Phemister T. C., Fraser W. E., Williamson D. H., Dalradian metamorphism and structure — Stonehaven to Aberdeen, Intern. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, 1960, Rept. Session, Norden **13**, 352, 1960.
Phillips F. C., The serpentine and associated rocks and minerals of the Shetland Islands, QJGSL **83**, 622, 1927.
Phillips F. C., A fabric study of some Moine schists and associated rocks, QJGSL **93**, 581, 1937.

Phillips F. C., Lineation in Moinian and Lewisian rocks of the Northern Highlands of Scotland, GM 86, 279, 1949.
Pitcher W. S., Cheesman R. L., Summer Field Meeting in North-west Ireland with an introductory note on the geology, PGA, 65, 345, 1954.
Pitcher W. S., Read H. H., The Main Donegal granite, QJGSL 114, 259, 1959.
Pocock R. W., Whitehead T. H., British regional geology: The Welsh Borderland, 2nd Ed. GSM, 1948.
Polkanov A. A., Gerling E. K., The Precambrian geochronology of the Baltic Shield, Intern. Geol. Congr., 21 st, Copenhagen, 1960, Rept. Session, Norden 9. 183, 1960.
Pringle J., The discovery of Cambrian trilobites in the Highland border rocks near Callander, Perthshire, Advan. Sci., (Rept. Brit. Assoc. 1939 mtg.) 252, 1940.
Pringle J., George T. N., British regional geology: South Wales, GSM, 1948.
Pruvost P. (Ed.), Lexique Stratigraphique International 1, Pt. 3a, 11, Precambrien Paris, 1959.
Pugh W. J., Recent work on the Lower Palaeozoic rocks, Advan. Sci., 6, 203, 1949.
Ramsay J. G., The supposed Moinian basal conglomerate at Glen Strathfarrar, GM 93. 32, 1956.
Ramsay J. G., Moine — Lewisian relations at Glenelg, Inverness-shire, QJGSL 113. 487, 1958.
Rast N., The tectonics of the Schichallion complex, QJGSL, 114, 25, 1958a.
Rast N., Metamorphic history of the Schichallion complex, TRSE 63, 413, 1958b.
Raw F., Structure and origin of the Malvern Hills, PGA 63, 227, 1952.
Rayner D. H., A problematical structure from the Ingletonian rocks, Yorkshire, Trans. Leeds Geol. Assoc., 7, 34, 1957.
Read H. H., Age problems of the Moine series of Scotland, GM 71, 302, 1934a.
Read H. H., The metamorphic geology of Unst in the Shetland Islands, QJGSL 90, 637, 1934b.
Read H. H., The stratigraphical order of the Dalradian rocks of the Banffshire coast, GM 73, 468, 1936.
Read H. H., The Banff nappe: an interpretation of the structure of the Dalradion rocks in North-east Scotland, QJGSL 66, 1, 1955.
Read H. H., MacGregor A. G., British regional geology, The Grampian Highlands. 2nd Ed. GSM, 1948.
Reynolds D. L., The albite schists of Antrim and their petrogenetic relationship to Caledonian orogenesis, PRIA 48B, 43, 1942.
Richey J. E., In: Summary of Progress of the Geological Survey of Great Britain for 1929, Pt. 1 (Shetland Islands), MGSGB, 1930.
Richey J. E., British Regional Geology: Scotland: The Tertiary Volcanic Districts. 3rd Ed. GSM, 1961.
Richey J., Kennedy W. Q., The Moine and sub-Moine series of Morar, western Inverness-shire, BGSGB, 2, 26, 1939.
Robertson T., Scottish sources of alkali feldspar, GSWP, № 44, 1945.
Robertson T., Simpson J. B., Anderson J. G. C., The limestones of Scotland, Special Reports on the Mineral Resources of Great Britain, MGSGB, 35, 1949.
Rutledge H., The structure of the Fannich Forest area, TGSE 15, 317, 1952.
Sabine P. A., The petrography and geological significance of the post-Cambrian minor intrusions of Assynt, QJGSL 109, 137, 1953.
Schatsky N. S., Principles of Late pre-Cambrian stratigraphy and the scope of the Riphean group, Intern. Geol. Congr., 21 st, Copenhagen, 1960, Rept. Session, Norden 8, 7, 1960.
Scrivenor J. B., The Lizard — Start problem, GM 86, 377, 1949.
Shackleton R. M., The structure and succession of Anglesey and the Lleyn Peninsula, Advan. Sci. (Rept. Brit. Assoc.), 41, 106, 1954.
Shackleton R. M., Downward-facing structures of the Highland Border, QJGSL 113, 361, 1958.
Simpson A., The stratigraphy and tectonics of the Manx slate series, Isle of Man. QJGSL 119, 367, 1963.
Smith B., George T. N., British Regional Geology: North Wales, 3rd Ed., GSM, 1961.
Stubblefield C. J., Les rélations entre Précambrien et Cambrien: Problèmes des séries intermédiares en Grande-Bretagne, Colloq. Intern. Center Natl. Rech. Sci. Paris, 76, 53, 1958.
Sturt B. A., The geological structure of the area south of Loch Tummel, QJGSL, 117, 131, 1961.
Sutton J., Some structural problems in the Scottish Highlands, Intern. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, 1960, Rept. Session, Norden 18, 371, 1960.
Sutton J., Watson J., The pre-Torridonian metamorphic history of the Torridon and Scourie areas in the North-West Highlands, QJGSL 106, 241, 1951.

Sutton J., Watson J., The supposed Lewisian inlier of Scardroy, central Ross-shire, and its relations with the surrounding Moine rocks, QJGSL **108**, 99, 1953.
Sutton J., Watson J., The structure and stratigraphical succession of the Moines of Fannich Forest and Strath Bran, QJGSL **110**, 29, 1954.
Sutton J., Watson J., The Boyndie syncline of the Dalradian of the Banffshire coast, QJGSL **112**, 103, 1956.
Sutton J., Watson J., Structures in the Caledonides between Loch Duich and Glenelg, North-west Highlands, QJGSL **114**, 231, 1958.
Tarney J., Assynt dykes and their metamorphism, Nature **199**, 672, 1963.
Taylor J. H., Pre-Cambrian sedimentation in England and Wales, Eclog. Geol. Helv., 51, 1078, 1958.
Teall J. J. H., The metamorphosis of dolerite into hornblende-schist, QJGSL, **41**, 133, 1885.
Thomas H. H., Jones O. T., The pre-Cambrian and Cambrian rocks of Brawdy, Haycastle and Brimaston, QJGSL 68, 374, 1912.
Tilley C. E., A preliminary survey of metamorphic zones in the Southern Highlands of Scotland, QJGSL **81**, 100, 1925.
Tremlett W. E., The pre-Cambrian rocks of southern Co. Wicklow (Ireland), GM **96**, 58, 1959.
Trendall A. F., Elwell R. W. D., The metamorphic rocks of northwest Mayo, PRIA. **62B**, 217, 1963.
Turner J. S., The deeper structure of central and northern England, Proc. Yorkshire Geol. Soc., 27, 280, 1949.
Vinogradov A. P., Komlev L. V., Danilevich S. I., Savonenko V. G., Tugarinov A. I., Filippov M. S., Absolute geochronology of the Ukrainian Pre-Cambrian, Intern. Geol. Congr., 21 st., Copenhagen, 1960, Rept. Session, Norden 9, 116, 1960.
Vogt T., On the chronological order of deposition of the Highland schists, GM **67**, 68, 1930.
Wager L. R., Andrew G., The age of the Connemara schists and of their metamorphism, GM **67**, 271, 1930.
Watts W. W., Notes on the ancient rocks of Charnwood Forest, GM **33**, 485, 1896.
Watts W. W., Geology of the ancient rocks of Charwnood Forest, Leicester, 1947.
Weiss L. E., McIntyre D. B., Structural geometry of Dalradian rocks at Loch Leven, Scottish Highlands, J. Geol., **65**, 575, 1957.
Whetton J. T., Myers J. O., Geophysical survey of a magnetite deposit in the Island of Tiree, TGSG **31**, 237, 1951.
Whitehead T. H., Some magnetite ores in Scotland, Symposium sur les gisements de fer du monde, 2, Congr. Geol. Intern., Compt. Rend. 19th, Algiers, 1952, **2**, 417, 1952.
Whittard W. F., A geology of South Shropshire, PGA **63**, 143, 1952.
Williams T. G., The pre-Cambrian and Lower Palaeozoic rocks of the eastern end of the St. David's pre-Cambrian area, Pembrokeshire, QJGSL 90, 32, 1934.
Wills L. J., A palaeographical atlas, London, 1951.
Wilson G., Mullion and Rodding structures in the Moine series of Scotland, PGA **64**, 118, 1953.
Wilson G., Watson J., Sutton J., Current-bedding in the Moine series of north-western Scotland, GM **90**, 377, 1953.
Wilson G. V., In: Summary of Progress of the Geological Survey for 1931 (Shetland Islands), MGSGB, 1932.
Wilson G. V., Flett J. S., Special reports on the mineral resources of Great Britain; **17**: The lead, zinc, copper and nickel ores of Scotland, MGSS, 1921.
Wilson H. E., In: The geology of north-east Ireland, PGA, **71**, 429, 1960.
Wilson J. G. S., In: The geology of Knapdale, Jura and North Kintyre, MGSS, 1911.
Wiseman J. D. H., The central and south-west Highland epidiorites; a study in progressive metamorphism, QJGSL **90**, 354, 1934.
Wood A., An excavation revealing the junction between Ingletonian and Coniston limestone at Ingleton, GM 85, 33, 1948.
Wright W. B., The two earth-movements of Colonsay, QJGSL 64, 297, 1908.

Докембрий Гренландии

А. Бертельсен

Геологический институт университета, Орхус, Дания

А. Ню-Нюгорд

Минералого-геологический институт университета, Копенгаген, Дания

1. ВВЕДЕНИЕ

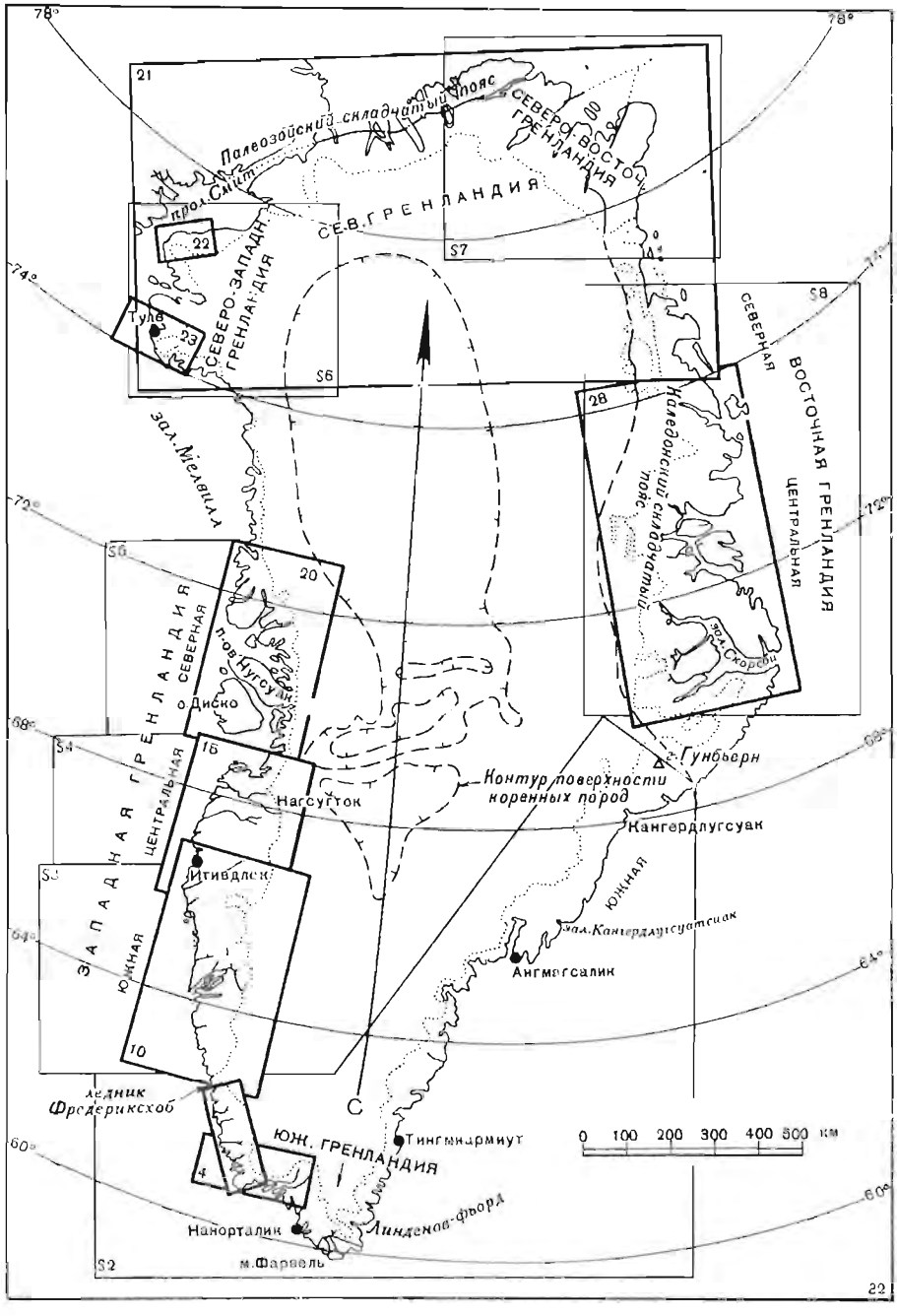
1.1. ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Гренландия — самый крупный остров в мире площадью 2 186 000 $км^2$, однако лишь 383 000 $км^2$ свободны от постоянного ледового покрова. Гигантский ледяной щит, располагающийся внутри острова и покрывающий приблизительно 1 726 400 $км^2$, состоит, грубо говоря, из 2 600 000 $км^3$ льда (Fristrup, 1963). Наибольшая мощность ледового покрова (3410 *м*) наблюдается в центральной части острова, абсолютные отметки которой достигают 3300 *м*. Таким образом, внутренний лед слагает обширный блюдообразный бассейн, центральная часть которого находится ниже уровня моря (см. фиг. 1). На окраинах этот внутриостровной лед питает многочисленные ледники, которые различными путями достигают фьордов или непосредственно моря и порождают айсберги.

Прибрежные и внутриостровные районы, свободные от льда, имеют обычно рассеченный рельеф и достигают высот от нескольких сотен до 3000 *м* и более. Самая высокая гора Гунбьёрн (высота 3700 *м*) находится на Земле Кнуда Расмуссена в восточной Гренландии. Ширина прибрежной зоны, свободной от льда, изменяется примерно от 50 до почти 300 *км*. Береговая полоса рассечена многочисленными фьордами. Самый протяженный фьорд западной Гренландии — Нагсугток (Нёрре-Стрём-фьорд) — достигает 186 *км*. Самый крупный фьорд восточной Гренландии — залив Скорсби — достигает почти 300 *км*. На некоторых участках побережья плоские участки берега, отпрепарированные льдом, отделяют гористые районы фьордов от моря. С морфологической точки зрения выглаженные льдом участки побережья идентичны классическим районам *шхер* Финляндии и Швеции.

В Гренландии хорошо обнажены коренные породы. Великий ледовый покров, во время плейстоценового оледенения покрывавший почти весь остров, оставил лишь незначительные ледниковые накопления, которые во многих районах переотложены и прикрывают в настоящее время главным образом днища долин. Растительность в общем бедна. Граница леса проходит южнее Гренландии. На больших высотах флора представлена лишайниками. Коренные породы, отшлифованные льдами, слагают обширные обнажения, и геологические границы могут быть непосредственно прослежены на протяжении многих километров. Особенно поучительны естественные разрезы, приуроченные к крутым голым гористым склонам фьордов.

Несмотря на благоприятные условия, обширные районы Гренландии с геологической точки зрения почти не изучены, что объясняется главным образом отдаленностью и суровым климатом острова. Полярный паковый лед, нагромождаемый вокруг Гренландии Восточно-Гренландским течением, айсберги, местами отделяющиеся от самой Гренландии, сильно препятствуют навигации. Кроме того, полевые работы обычно возможны лишь в течение короткого арктического лета. Для преодоления этих трудностей многие экспедиции оставались зимовать в районе исследований, используя собачьи упряжки. В последние годы, однако, многие транспортные проблемы решены при помощи самолетов и вертолетов, значительно облегчивших проведение полевых работ.



Ф и г. 1. Карта-указатель расположения районов (S1, S2, S3 и т. д.), описанных в различных разделах данной работы.

Площади, покрытые детальной геологической съёмкой, так же как и соответствующие фигуры в тексте, оконтурены жирными линиями. На карте показан также контур коренных пород на уровне моря под внутриостровным льдом. Границы палеозойских складчатых поясов, окаймляющих докембрийский щит на севере и востоке, показаны жирными линиями.

1.2. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГРЕНЛАНДИИ

Первые геологические исследования Гренландии датируются началом XIX в., когда датское правительство послало в Гренландию немецкого минералога Гизеке. Он оставался там с 1806 по 1813 г. (срок его пребывания был продлен в связи с наполеоновскими войнами) и обследовал все западное побережье на маленьких примитивных лодках. Полевые дневники Гизеке были впоследствии (в 1878 г.) опубликованы Йонструпом, по инициативе которого правительство создало Комиссию для геологического и географического исследования Гренландии. В последующие годы в Гренландию было послано несколько правительственных экспедиций. Среди геологов, работавших в составе этих экспедиций, заслуживают упоминания Йенсен, Корнеруп, Пьетурс, Стенструп и Уссинг, так как их работы полностью или частично касались докембрийских образований (Garboe, 1961). Однако после смерти Уссинга в 1912 г. число геологических экспедиций в Гренландию уменьшилось, общее геологическое изучение страны стало менее значительным, чем минералогические исследования.

Комиссия, созданная в 1878 г., была в 1931 г. распущена и затем заменена более представительным комитетом для руководства и наблюдения над всеми видами научных работ в Гренландии.

В начале XX в. крупных геологических результатов достигли многие датские и иностранные экспедиции, большинство из которых получало известную правительственную поддержку. Наиболее значительными, вероятно, были экспедиции, возглавлявшиеся Эрихсеном, Й. П. Кохом, Л. Кохом, Расмуссеном и Вегенером. Л. Кох, будучи геологом, возглавлял тридцать экспедиций в северную и восточную Гренландию (Koch, 1961a).

В 1940 г. вновь возникла мысль о создании Геологической службы Гренландии, и в 1946 г. датское правительство создало организацию по геологическим исследованиям Гренландии (Г. Г.И.) (Rosenkrantz, 1951).

1.3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ГРЕНЛАНДИИ

Гренландия может быть расчленена на следующие пять главных геологических регионов (Wegmann, 1939*a*): 1) докембрийский щит, состоящий из кристаллического основания и несогласно лежащего на нем чехла осадочных и вулканических пород; 2) каледонский пояс восточной Гренландии, окаймленный с востока полями развития осадочных пород позднего палеозоя и мезозоя; 3) палеозойский горный пояс северной Гренландии; 4) районы меловых и третичных осадочных пород и плато-базальтов Британо-Арктической провинции изверженных пород в восточной и западной Гренландии; 5) внутриостровной лед.

Административные границы Гренландии с геологическими не совпадают, поэтому мы будем пользоваться районированием, показанным на фиг. 1, где отмечены также регионы, описанные в различных разделах данной работы.

Хотя в настоящее время Гренландия отделена от Канады глубоким морем, очевидно, что первоначально Канада и Гренландия были частями обширного континента — Канадо-Гренландского щита. Когда и каким образом Канада и Гренландия отделились друг от друга, вопрос спорный и будет он, по-видимому, решен только после того, как станет известен состав земной коры под Девисовым проливом и Баффиновым заливом (Wegmann, 1948; Berthelsen, 1961).

В настоящее время Гренландский докембрийский щит на севере и на востоке ограничен палеозойскими горными поясами, а в центре погребен под льдом (см. фиг. 1). Щит обнажен только на свободных от льда побережьях юга восточной Гренландии, а также южной и западной Гренландии. Щит слагает, видимо, большую часть площади, покрытой льдом, хотя возможно, что местами фундамент здесь перекрыт более молодыми образованиями.

Окраины щита доступны для наблюдения на северо-западном, западном и северо-восточном побережьях Гренландии. В этих районах кристаллический фундамент полностью или частично перекрыт докембрийскими или раннепалеозойскими отложениями, слагающими форланд, который окаймляет более молодые горные пояса. В центральной части восточной Гренландии граница между щитом и каледонскими горами прикрыта третичными плато-базальтами и внутриостровным льдом.

Породы, слагающие щит, представлены главным образом метаморфическими образованиями, составляющими глубоко эродированные «корни» древних складчатых поясов. Они называются породами кристаллического фундамента. Местами породы фундамента несогласно перекрыты слоистыми образованиями (осадочными и вулканическими), не смятыми в складки и не метаморфизованными в ходе какой-либо орогении. Предлагается называть этот чехол «супраслоями» в отличие от кристаллического фундамента (цоколя). Термин «супраслои» введен здесь для описания пород, которые моложе пород фундамента, но этому термину не придаются такие хроностратиграфические ограничения, как протерозой, поздний докембрий и др., ибо в Гренландии точный возраст супраслоев известен только для небольшого количества мест. В тех случаях, когда не подразумевается и не указывается точный возраст, термин супраслои может применяться также и к более молодым, т. е. последокембрийским образованиям, занимающим такое же структурное положение.

В тех случаях, когда супраслои по латерали переходят в более молодые горные пояса, где они позже подвергались складчатости, метаморфизму и трансформации, они уже не именуются более супраслоями, а рассматриваются в качестве составных частей кристаллического фундамента. Осадочные и вулканические породы, метаморфизованные и трансформированные, генезис которых еще распознаваем, можно называть супракрустальными породами. Породы, которые имеют «изверженный облик» и по происхождению действительно могли бы быть изверженными или метаморфическими и метасоматическими образованиями, именуются общим названием «плутонические» (Read, 1957).

Породы кристаллического фундамента можно расчленять по разным признакам. Со структурной точки зрения их можно расчленить на структурные этажи (уровни), следуя классификации Вегманна (Wegmann, 1935). Сильно метаморфизованные, мигматизированные, гнейсированные и гранитизированные породы, созданные в результате подъема мигматитового фронта (фронта трансформации) внутри подвижного пояса, слагают инфраструктуру. Супраструктура объемлет смятые в складки, но слабо метаморфизованные или неметаморфизованные породы, располагающиеся выше фронта мигматизации. В Гренландии подобная структурная классификация используется с большим успехом, поскольку в большинстве мест мигматитовый фронт выражен очень отчетливо и ясно.

В работах последнего времени широко использованы методы структурного анализа (см., например, Haller, 1955; Berthelsen, 1960a, b, c). Широко употребляются методы, применяемые при исследовании альпийской тектоники, введенные и развитые Вегманном для изучения докембрийских образований.

Породы фундамента можно также классифицировать по степени их метаморфизма. Для этих целей используется концепция минеральных фаций метаморфизма, которую разработала Эскола, но несколько измененная (см. Ramberg, 1956).

Изучение изверженных пород Гренландии создало ветвь петрологии, посвященную исследованиям стратифицированных интрузивных образований (Wager, Deer, 1939; Harry, Emeleus, 1960; Upton, 1961; Ferguson, Pulvertaft, 1963).

2. ДОКЕМБРИЙ ЮЖНОЙ ГРЕНЛАНДИИ И ЮГА ВОСТОЧНОЙ ГРЕНЛАНДИИ

2.1. ВВЕДЕНИЕ

Хотя и нет оснований считать, что породы фундамента юга восточной Гренландии и южной Гренландии слагают единый геологический комплекс, тем не менее оба региона рассматриваются совместно. К сожалению, современная степень изученности геологии юга восточной Гренландии и юго-восточной Гренландии очень невысока, особенно в части структурной геологии. Для больших отрезков побережья геологические данные сводятся исключительно к наблюдениям двух сотрудников географо-археологической экспедиции (Knutsen, Eberlin, 1889). Только для крайнего юга и крайнего севера этой протяженной прибрежной полосы имеются современные наблюдения (Wager, 1934, 1947; Wegmann, 1939c).

Наиболее изученные с геологической точки зрения участки юго-западной Гренландии будут описаны в первую очередь. Затем приводится очерк докембрийских образований восточного побережья и, наконец, идут описания более молодых, чем фундамент, но все же докембрийских пород юго-западного побережья.

2.2. ВОЗРАСТНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ГРЕНЛАНДИИ

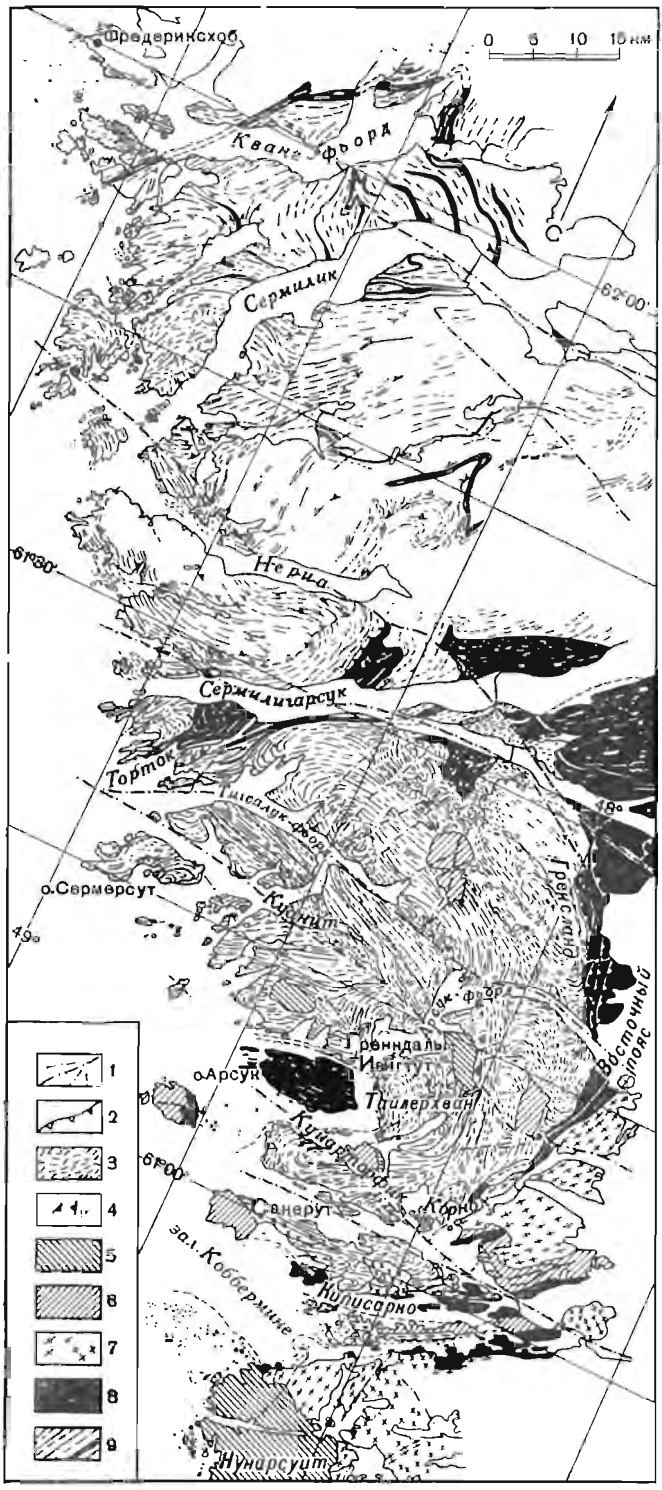
Изучение минералогии и геологии юго-западной Гренландии было начато Гизеке в 1806—1813 гг. (Johnstrup, 1878). В конце XIX и в начале XX вв. появилось много публикаций (Steenstrup, 1881; Steenstrup, Kornerup, 1881; Lorenzen, 1881, 1893a; Flink, 1898, 1901; Ussing, 1898, 1912; Bøggild, 1905, 1917).

Уссинг (Ussing, 1912) в содержательной монографии о щелочных породах района Юлианехоб дал краткий очерк региональной геологии южной Гренландии и следующим образом расчленил дочетвертичные образования: 1) архей (гнейсы и кристаллические сланцы); 2) альгонк (метаморфизованные осадочные и вулканические породы группы Арсук и связанные с ними плутонические образования — граниты, диориты и т. д.); 3) девон (красные песчаники, вулканические покровы и силлы, а также плутонические породы — граниты, нефелиновые сиениты и другие).

Однако первые современные исследования кристаллических пород фундамента южной Гренландии проведены Вегманном (Wegmann, 1938, 1939c, 1947), который показал, что в истории развития этого комплекса выделяются три главных геологических цикла, а именно: докетилидский, кетилидский и гардарский.

Породы, сформированные в течение докетилидского цикла, встречены лишь в немногих местах и представлены породами фундамента, на которых происходило накопление кетилидских геосинклинальных образований, или принесенными издалека кристаллическими блоками, включенными в кетилидские метаморфизованные осадочные породы. События, совершавшиеся в течение кетилидского цикла, могут быть реконструированы с достаточной полнотой путем изучения соответствующих пород осадочного происхождения, тектонических структур, а также явлений метаморфизма, метасоматоза и плутонизма. В течение кетилидского цикла сформировалось большинство кристаллических пород южной Гренландии. Конечным результатом этого процесса явилось оформление горного сооружения кетилид. Название «кетилиды» происходит от слова Кетилс-фьорд — древнего нордического названия Сермилик-фьорда близ Нанорталика (Wegmann, 1938).

Гардарский цикл, правильно отнесенный Вегманном (Wegmann, 1938) к докембрию, представляет собой кратонный цикл, наложившийся на древние структуры кетилид. Во время гардарского цикла происходило отложение серии осадочных пород в континентальных условиях. Ни во время гар-



Ф и г. 2. Обзорная геологическая карта района между ледником Фредериксхоб и островом Нунарсуит.

Составил Бертельсен в 1962 г. на основе карт Г. Г. И. (1955—1961 гг.). Куанитские, гардарские и послегардарские дайки не показаны.

1 — сбросы; *2* — надвиги; *3* — линии простирания; *4* — полосчатость; *5* — гардарские интрузивные образования; *6* — санерутские граниты; *7—9* — кетилидские образования: *7* — очковые гнейсы, граниты; *8* — супраструктура; *9* — инфраструктура.

дарской седиментации, ни после нее не происходило орогенических движений. С ней связаны явления магматизма и тектоники характерного кратонного типа. Породы, отнесенные Вегманном (Wegmann, 1938) к гардарскому циклу, Уссинг условно считал девонскими. Гардар — древнее нордическое наименование епископата в Игалико (Wegmann, 1938).

С 1956 г., когда началось осуществление программы систематического картирования юго-западной Гренландии силами Г. Г. И., район, изученный Вегманном, исследовали многие геологи. Были изменены некоторые детали, добавлено много новых данных, благодаря чему в настоящее время можно с большей отчетливостью реконструировать процесс структурного развития, но возрастное расчленение, предложенное Вегманном, осталось в основном незыблемым. Единственное существенное добавление к геохронологической схеме Вегманна заключалось в том, что интервал времени между кетилидским и гардарским циклами значительно больше (Berthelsen, 1958, 1960a). Таким образом, некоторые события, включенные Вегманном в кетилидский цикл, на самом деле к нему не относятся, а другие, первоначально отнесенные Вегманном к гардарскому циклу, оказались древнее и, следовательно, были исключены из состава гардарского цикла. Основой нового возрастного расчленения было открытие, сделанное геологами Г. Г. И. в 1956 г. Они выяснили, что непосредственно севернее района исследований Вегманна кетилиды пересечены несколькими роями даек, не испытавших воздействия складчатости и практически неметаморфизованных, которые в свою очередь прорваны дискордантными гранитными телами догардарского возраста (см. фиг. 2). Далее к югу, т. е. в главном районе исследований Вегманна, послекетилидские дайки амфиболитизированы, смяты в складки или разорваны и рассечены пегматитами и гранитами. Таким образом, стало ясно, что после завершения кетилидского цикла кетилиды были рассечены несколькими генерациями основных даек и что несколько позже в южной части кетилид рассеченная дайками структура кетилид вновь стала ареной плутонической и тектонической активности. Эти послекетилидские, но догардарские явления нельзя рассматривать как отдельный орогенический цикл, поскольку они, очевидно, никогда не были связаны с какой-либо геосинклинальной седиментацией. Таким образом, этот интервал времени разделяется на две части, а именно на куанитский этап, во время которого произошли интрузии посткетилидских даек, и санерутский этап, в ходе которого, судя по наблюдениям в южной Гренландии, имели место тектонические и плутонические процессы, преобразовавшие комплексы кетилид и куанитских пород до начала гардарского цикла (Berthelsen, 1960a).

Некоторые дайки, отличающиеся по петрографическим признакам и структурному положению от даек гардарской щелочной провинции, исключены из гардарского цикла. Эти дайки в настоящее время считаются послегардарскими и, по-видимому, относятся к третичному времени (Berthelsen, 1958; табл. 1).

Таблица 1

Геохронология юго-западной Гренландии

Хронологические комплексы	Комплексы пород
Четвертичный	Внутриостровной лед, ледниковые и аллювиальные отложения
Послегардарский	Долеритовые дайки (третичные?) северо-западного — север-северо-западного простирания
Гардарский	Формация Эрикс-фьорда, провинция щелочных изверженных пород
Санерутский	Тектониты, метаморфические и плутонические породы
Куанитский	Дайки основных пород нескольких генераций
Кетилидский	Геосинклинальные и орогенные образования
Докетилидский	Геосинклинальные и орогенные образования (?)

Последовательность событий, показанная в табл. 1, основана на результатах картирования Г. Г. И. за последние годы. То, что амфиболитизированные дайки дискордантны по отношению к более древнему, но тем не менее в последайковое время переработанному фундаменту, может свидетельствовать о существовании несогласия между докетилидскими образованиями и кетилидами, о существовании внутрикетилидского несогласия или о несогласии между кетилидами и образованиями куанитского этапа. Таким образом, хотя все необходимые наблюдения проанализированы и синтезированы, региональной корреляции тем не менее не достигнуто. Кроме того, в течение санерутского этапа в некоторых местах, например в районе залива Коббермине, произошло внедрение даек лампрофиров (Watterson, 1962), что усложнило общую картину.

К югу от залива Коббермине оказалось возможным отделить куанитские дайки от кетилидских и некоторых санерутских лампрофировых даек. Внутри района распространения гранитов Юлианехоб также возможно подобное расчленение дискордантных амфиболитов, а структурное положение амфиболитов дает ценную информацию о возрасте и генезисе различных гранитов, которые с разными негранитными породами слагают так называемый гранит Юлианехоб (Ussing, 1912).

Поскольку картирование более южных районов еще не завершено, геохронологическое расчленение, установленное для севера, не может быть распространено на более южные районы. Таким образом, кетилиды будут описываться от района к району, а геохронологические детали приводятся только для наиболее изученных участков. Стратиграфическое описание начинается с района Ивигтут. Затем будут описаны южные кетилиды, а еще позже — кетилидская орогения, причем район Ивигтут вновь будет рассмотрен вначале. Особое внимание уделено классической работе Вегманна (Wegmann, 1938).

2.3. СТРАТИГРАФИЯ КЕТИЛИДСКИХ СУПРАКРУСТАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ГРЕНЛАНДИИ

2.3.1. Район Ивигтут

В районе Ивигтут (между 61° и 61°30′ с. ш.) остатки древней горной цепи кетилид могут быть подразделены на мигматитовую или гнейсовую инфраструктуру и немигматитовую, но в той или иной степени метаморфизованную супраструктуру (см. фиг. 2). Слабо метаморфизованная супраструктура во многих местах отделена от подстилающего гнейсово-мигматитового комплекса структурным перерывом, но на северо-западе (близ Тортока, см. Berthelsen, 1960a) тектонические нарушения на контакте мигматитов и метаморфизованных вулканических образований не наблюдаются. Бертельсен (Berthelsen, 1960a) считал, что гнейсы и мигматиты инфраструктуры района Ивигтут представляют собой измененные супракрустальные породы кетилид, хотя возможное присутствие клиньев или пластин докетилидских пород полностью не может быть исключено. Произведен детальный структурный анализ инфраструктуры, установлена стратиграфическая последовательность гнейсов и мигматитов, подстилающих немигматизированную супраструктуру. Тем не менее в 1960 и 1961 гг. Бондесен на крайнем северо-востоке района в Гренсланде обнаружил надвиговый клин докетилидских гнейсов и гранитов, несогласно перекрытых толщей супракрустальных пород мощностью более 3800 *м*. В других частях района Ивигтут самая нижняя часть кетилидского геосинклинального разреза входит в состав инфраструктуры. Стратиграфический разрез района Гренсланд приведен в табл. 2, а взаимное расположение различных геологических формаций, входящих в состав этого разреза, показано на фиг. 3. Стратиграфическое расчленение, разработанное

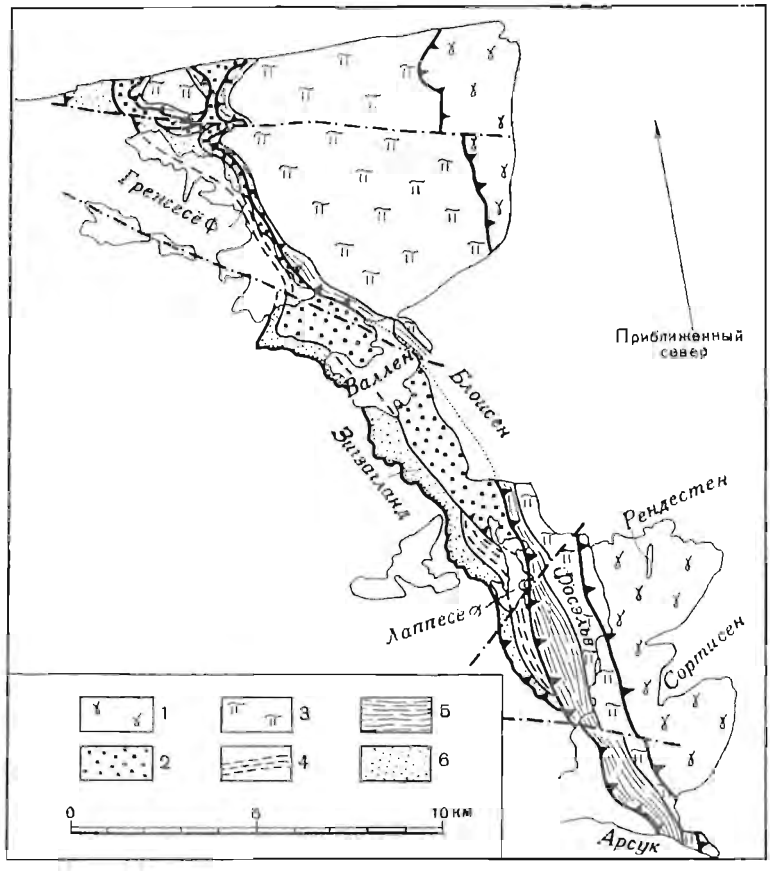
Таблица 2

Стратиграфия кетилидских супракрустальных пород в Гренсланде. Схема составлена Бондесеном (личное сообщение, 1962)

Группа и ее мощность, м	Формация и ее мощность, м		Компоненты разреза	Мощность в типичных районах, м
Группа Сортис (>2000)	Формация Рендестен (>1200)	верхняя часть	Нерасчлененный разрез ленточных аспидных сланцев, темно-коричневых аспидных сланцев, кварцитовых прослоев и пластовых аренитов с обильными силлями и интрузивными телами лейкогаббро и метагаббро	~700
		нижняя часть	Пирокластические компоненты, включающие силли габбро	>500
			Поднятое крыло разлома (тонкополосчатые тектониты)	0—50
	Структурное несогласие			
	Формация Фосэльв (1000)		Верхние шаровые компоненты (шаровые лавы с подчиненными силлями габбро)	~700
			Известковые сланцы	~1
			Нижние шаровые компоненты (шаровые лавы с подчиненными силлями габбро)	~300
Группа Валлен (>1625)	Формация Гренсесё (300)		Пиритовые сланцы	1—20
			(Постоянно присутствующие силли габбро)	10—500
			Доломито-кварцитовые компоненты	10—30
			Черные аспидные сланцы	>5
	Структурное несогласие			
	Формация Блоис (>800)		(?) Самая верхняя часть неизвестна (?)	
			Ритмичные граувакковые компоненты	>400
			Полосчатые граувакковые компоненты	100—300
			Пластинчатые пелитовые компоненты	100—400
	Формация Лаппесё (0—250)		Нерасчлененный разрез граувакк, в основании которого находятся аспидные сланцы; выше отложения иногда грубозернисты и хорошо отсортированы. Верхняя часть формации включает несколько прослоев доломитовых известняков	0—>250
	Формация Зигзагланд (100—275)	верхняя часть	Доломитовые известняки (включая известковистые сланцы)	~150
			Полосчатые кварциты	8—90
			Рудные конгломераты (содержащие до 40% Fe в магнетите и гематите)	1—12
			Ржавые доломиты	0—8
		нижняя часть	Тонкополосчатые аспидные сланцы	~20
			Базальные компоненты (доломиты, тальковые кварциты, конгломераты и кремнистые кварциты)	10—30
Несогласие				
Докетилидское основание (небулитовые гнейсы)				

для района Гренсланда, справедливо как будто для всего района Ивигтут и будет использовано в нижеследующем описании вместо схемы Вегманна (Wegmann, 1938), которая неприемлема полностью, так как район стратотипа его группы Сермилик находится далеко от района стратотипа вышележащей группы Арсук, а кроме того, разрезы, изученные им, менее полны, чем разрезы Гренсланда.

Стратиграфический разрез Гренсланда исключительно полный, по крайней мере для нижней части геосинклинальных образований кетилид. Этот



Фиг. 3. Обзорная геологическая карта Гренсланда — района стратотипа формаций, перечисленных в табл. 2.

Местоположение Гренсланда указано на фиг. 2. По Бондесену (Bondesen, 1962).
1 — формация Рендестен; *2* — формация Блосс; *3* — формация Фосальв; *4* — формация Лаппесё; *5* — формация Гренсесё; *6* — формация Зигзагланд.

разрез расчленяется на нижний осадочный комплекс, называемый группой Валлен, и верхний комплекс, главным образом вулканический, называемый группой Сортис. Эти две группы объемлют сермиликскую и арсукскую группы Вегманна (Wegmann, 1938), но группа Валлен имеет больший объем, чем группа Сермилик, ибо ее нижняя граница располагается ниже до несогласия с подстилающим докетилидским фундаментом. Группа Сортис, разрез которой начинается с древнейших эффузивов, в районе стратотипа (Гренсланд) включает некоторые более молодые комплексы, которые были уничтожены эрозией на острове Арсук — в районе стратотипа группы Арсук Вегманна (см. фиг. 2 и 8).

Группа Валлен

Мощность большей части формаций, развитых в Гренландe, увеличивается при движении на юг. Изучение текстур осадочных пород (волноприбойные знаки, косая слоистость, подводные оползни) выявило первичное более или менее широтное простирание береговой линии. Самая нижняя формация группы Валлен — формация Зигзагланд — расчленяется на нижнюю озерную и верхнюю морскую части. Полный разрез формации Зигзагланд наблюдается только на юге Гренсланда. При движении на север на пебулитовые гнейсы фундамента постепенно налегают все более и более молодые члены разреза формации. На крайнем севере присутствует только самый верхний член разреза формации.

Формация Лаппесё знаменует начало эвгеосинклинального режима. Она выклинивается в северном направлении, где формация Блоис залегает непосредственно на миогеосинклинальных отложениях верхнего компонента формации Зигзагланд. В граувакках формаций Лаппесё и Блоис хорошо выражена сортированная слоистость. Граувакки обычно обладают очень темной окраской благодаря присутствию черных обломочных зерен кварца.

В районе стратотипа формации Гренсесё мощность ее достигает примерно 300 *м*, но далее к югу и юго-западу (близ Корнока и на южном Саперуте) она увеличивается, в основании ее разреза появляются кварциты. В этих местах кварциты положили предел продвижению мигматитового фронта, а подстилающие формации Блоис и Лаппесё были превращены в мигматитовые гнейсы.

Инфраструктурные эквиваленты доломитовых известняков формации Зигзагланд, возможно, представлены так называемой «габбро-анортозитгнейсовой серией», а полосчатые кварциты могут соответствовать светлоокрашенным гнейсам Сермерсут.

Группа Сортис

Группа Сортис разделена на две формации — формацию Фосэльв, сложенную преимущественно шаровыми лавами, и формацию Рендестен, состоящую из пирокластических, пелитовых и псаммитовых пород. Для группы Сортис обычны силлы и интрузивные тела метагаббро, которые особенно обильны в формации Рендестен. В Гренсланде силль метагаббро повсеместно присутствует в составе формации Гренсесё, однако, поскольку в других районах силлы могут быть приурочены к гораздо более низким горизонтам группы Валлен, считается удобнее проводить нижнюю границу группы Сортис на том уровне, где впервые появляются эффузивы.

Стратиграфическое положение кетилидского фронта трансформации

Для района острова Арсук, являющегося стратотипом группы Арсук, выделенной Ветманном (Wegmann, 1938), Муллер (личное сообщение) разработал детальную схему стратиграфии слабо метаморфизованной суправструктуры. Как показано в табл. 3, нижняя часть разреза осадочных пород, вероятнее всего, соответствует формации Гренсесё, тогда как расположенная выше часть разреза, представленная чередующимися вулканическими и метаморфизованными осадочными породами, относится, по-видимому, к формации Фосэльв группы Сортис. Это означает, что для района острова Арсук кетилидский мигматитовый фронт охватывает большую часть группы Валлен.

Аналогичная картина как будто бы преобладает южнее Гренсланда в пределах восточного пояса слабо метаморфизованных пород, где нижняя часть группы Валлен также превращена в гнейсы и мигматиты современной

Таблица 3

Стратиграфия супракрустальных пород района Арсук. По Мюллеру (личное сообщение, 1962)

Корреляция с разрезом Гренландии	Литологические подразделения	Мощность, м
Формация Фосэльв	Верхние шаровые лавы (с некоторым количеством кварцитов и туффитов и приблизительно 300 *м* силлей метагаббро)	> 1800
	Средние шаровые лавы (темные породы, обогащенные эпидотом)	100—160
	Нижние шаровые лавы (с обильными силлями метагаббро)	
Формация Гренсесё	Пиритовые сланцы и кварцитовые прослои	50—100
	Силлы плотных зеленокаменных пород	40—300
	Пиритовые и графитовые сланцы	?
	Темные сланцы (с пластами доломитов)	100—150
	Зернистые песчанистые сланцы	< 50
	Доломитовые известняки	2—6
	Песчанистые сланцы	50—70
	Доломитовые кварциты	50—100
	Базальные кварциты	100 (?)
	Структурное несогласие	
? Формация Блюис	Кетилидские мигматитовые гнейсы и кристаллические сланцы	?

инфраструктуры, внутри которой лишь местами выделяются реликты супракрустальных пород. Здесь граница между инфраструктурой и супраструктурой также проходит на уровне, примерно соответствующем основанию формации Гренсесё. Лишь на крайнем северо-востоке района Ивигтут мигматитовый фронт сильно воздымается, достигая шаровых лав группы Сортис (Berthelsen, 1960a).

Группа Киписарко

Южнее Гренландии в пределах восточного пояса слабо метаморфизованных пород зеленые сланцы группы Сортис, очевидно, согласно перекрыты более молодым комплексом кетилидских супракрустальных образований (см. фиг. 2). Этот более молодой комплекс, называемый здесь группой Киписарко, внизу сложен полимиктовыми конгломератами, которые близ Киписарко — узкого пролива к востоку от Саперута — имеют мощность около 300 *м*. Выше располагаются слюдяные сланцы мощностью более 1800 *м* (Berthelsen, Bondesen, Jensen, 1962). Породы группы Киписарко были охвачены второй (главной) фазой складчатости кетилид, которая, видимо, была более или менее одновременной с общим подъемом мигматитового фронта. Затем породы подверглись повторной складчатости во время последней фазы кетилидской орогении. Некоторые особенности пород указывают на принадлежность группы Киписарко к образованиям типа флиша. Реконструкция стратиграфии пород инфраструктуры указывает как будто на возможность того, что группа Киписарко отделяется от докетилидского фундамента толщей кетилидских геосинклинальных отложений мощностью не менее 4000 *м*. Примечательно, что в базальных конгломератах группы Киписарко присутствуют валуны и галька гнейсов и других кристаллических пород. Если базальные конгломераты не относятся к ледниковым образованиям и (поскольку гальки развальцованы) доказательства, подтверждающие их подобный генезис, отсутствуют, то рационально предположить, что группа Киписарко представляет собой флиш, отложенный в то время, когда шел процесс главной складчатости кетилид. Валуны кристаллических пород пред-

ставлены, возможно, докетилидскими образованиями, которые далее к северу (в Гренландии) были выведены на поверхность надвигами, развивавшимися в начальные стадии главной фазы складчатости.

2.3.2. Район залива Коббермине

Южнее Санерута метаморфизованные осадочные породы группы Киписарко отделены от пояса залива Коббермине (60°30′—61° с. ш.), сложенного метаморфизованными вулканическими и осадочными породами, зоной, состоящей из диоритов, гнейсов, мигматитов и гранитов. Таким образом, чрезвычайно трудно прийти к какому-либо окончательному выводу о стратиграфическом положении пород района залива Коббермине. Они были сильно смяты в последнюю фазу складчатости кетилид. Согласно наблюдениям Ваттерсона (личное сообщение), при движении к юго-востоку развиты все более и более молодые члены разреза супракрустальных образований внутренней части залива Коббермине. Поскольку нет противоречащих данных, супракрустальные образования залива Коббермине рассматриваются в качестве южной фации группы Киписарко, к которой, по-видимому, присоединяются некоторые комплексы более молодых отложений. В составе супракрустальных образований залива Коббермине присутствуют потоки плагиопорфиров, основных шаровых лав, туффиты и рассланцованные агломераты. Метаморфизованные осадочные породы представлены пелитовыми сланцами.

2.3.3. Район Нанорталик (60°—60°30′ с. ш.)

Районом Нанорталик называют область, расположенную между Сюдпрёвеном и фьордом Тасермуит. В этом районе, а особенно в той его части, которая находится непосредственно севернее фьорда Тасермуит, имеются обширные обнажения слабо метаморфизованных кетилидских супракрустальных пород. В силу того, что во время кетилидской орогении мигматитовый фронт достигал различных уровней внутри разреза первичных геосинклинальных накоплений, самые нижние кетилидские отложения не распознаются. Однако толща супракрустальных пород мощностью около 2300 *м* осталась незатронутой процессом мигматизации и уцелела от последующего размыва. Разрез состоит главным образом из осадочных пород. Лишь верхние 600 *м* сложены преимущественно вулканическими образованиями.

Поскольку картирование района Нанорталик еще не закончено, приведем лишь предварительную схему его стратиграфии. По Эшеру (личное сообщение, 1961), разрез осадочных образований представлен шестью литологическими компонентами, каждый из которых прослеживается по всему району. Разрез района Нанорталик (табл. 4) был составлен и измерен на обширном полуострове к северу от фьорда Тасермуит.

Таблица 4

Стратиграфия супракрустальных пород района Нанорталик. По Эшеру (личное сообщение, 1961)

	Литологические подразделения	Мощность, *м*
6	Шаровые лавы с прослоями пиритсодержащих сланцев, сопровождаемые лапиллями, туффитами, прослоями кварцитов и силлями метагаббро	~ 600
5	Кварцитовые сланцы и кварциты	20—60
4	Кварциты и кварцитовые сланцы	70—200
3	Графит- и пиритсодержащие сланцы (20 *м*), сопровождаемые пелитовыми известковыми сланцами (330 *м*)	350
2	Слюдяные сланцы с прослоями кварцитов и редкими горизонтами амфиболитов	< 600
1	Гранатсодержащие сланцы и гнейсы с несколькими маломощными горизонтами амфиболитов	~ 500

Пять древних комплексов, приведенных в табл. 4, безусловно, слагают часть группы Сермилик по Вегманну (Wegmann, 1938). Однако менее ясны их соотношения с группами Сюдсермилик и Амитсок, на которые Вегманн (Wegmann, 1947) расчленил группу Сермилик.

В некоторых местах вулканические породы комплекса 6 (см. табл. 4) отделены от подстилающих метаморфизованных осадочных отложений слоем конгломератов мощностью 10—20 *м*. В подстилающих осадочных образованиях Вегманн (Wegmann, 1939c, 1947) нашел прослои тиллитов. Он считал, что блоки кристаллических сланцев и гнейсов, наблюдаемые в тиллитах, произошли из пород докетилидского фундамента, выходившего на поверхность вдоль края геосинклинали.

Вегманн (Wegmann, 1947) считая возможным сопоставлять вулканические образования района Нанорталик с аналогичными породами района Ивигтут, т. е. с группой Сортис. Исследования геологов Г. Г. И. подтвердили эту точку зрения.

2.4. КЕТИЛИДСКАЯ ОРОГЕНИЯ, ДАЙКИ КУАНИТСКОГО ЭТАПА И СОБЫТИЯ САНЕРУТСКОГО ЭТАПА В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ГРЕНЛАНДИИ

2.4.1. Район Ивигтут

Вегманн (Wegmann, 1938) подчеркивал, что реконструкция древнего складчатого пояса кетилид представляет собой очень сложную задачу. Прежде всего значительная часть горного сооружения была размыта до начала гардарского времени, и ныне уцелела лишь узкая полоса складчатого пояса. Санерутское омоложение охватило обширную часть кетилид, рассеченных дайками, и создало дополнительные трудности для интерпретации сложных геологических соотношений. В южной переработанной части кетилид кетилидские и санерутские структуры могут быть выделены при прослеживании амфиболитизированных и гранитизированных даек куанитского этапа. Поскольку дискордантные амфиболиты в разных местах могут занимать различное стратиграфическое положение, расчленение на этой основе остается достаточно неопределенным, за исключением весьма детально исследованных участков. Дискордантные амфиболиты были прослежены от Ивигтута на юг до фьорда Сермилик, но в южной части района Нанорталик они не наблюдаются. Следовательно, или дайки никогда не внедрялись на юге, или они полностью загушеваны там тектоническими и плутоническими процессами. По мнению некоторых геологов Г. Г. И., отдельные дайки, считающиеся до сих пор куанитскими, на самом деле древнее кетилидской орогении, а большинство гнейсов и мигматитов на северо-западе района Ивигтут принадлежит к докетилидским образованиям. Следовательно, северная окраина кетилидской орогении совпадает с северной границей того района, в котором дайки подверглись переработке (Bondesen, 1961). Структурный анализ района Ивигтут (Berthelsen, 1960a) показал, однако, что подобная интерпретация несостоятельна, если не существует докетилидских супракрустальных пород.

В районе Ивигтут в гнейсах и мигматитах обнаруживаются литологические вариации, конформные с крупными и мелкими складчатыми структурами, подобно тому, что наблюдается в литологии супраструктуры, которая также рассечена дайками куанитского этапа. Подобные структурные соотношения могут быть резко выраженными благодаря наложению молодых структур на древний комплекс фундамента или же, что более вероятно, возникнуть под влиянием плутонической трансформации супракрустального комплекса почти одновременной со складчатостью. Складчатые формы инфраструктуры были созданы во время по крайней мере двух последовательных фаз складчатости (Berthelsen, 1960a). Местами обнаруживаются следы

еще более древней фазы складчатости, но соответствующие структуры региональио не прослеживаются. Возможно, однако, региональное прослеживание складчатых форм, развившихся во время двух последних фаз складчатости, а именно главной и последней фазы. Складки, созданные во время главной фазы складчатости, наблюдаются не только в породах инфраструктуры, но и в немигматизированной супраструктуре, например на острове Арсук (Wegmann, 1938; личное сообщение Муллера) и близ Тартока (Berthelsen, 1960a). Первоначальные простирания осей этих древних складок протягивались с северо-запада на юго-восток. Более молодые складки развиты главным образом в супраструктуре, но они отражены также и в инфраструктуре в виде поднятий, депрессий и флексур. Для осей более молодых складок характерны северо-восточные до восток-северо-восточных простирания (Berthelsen, Bondesen, Jensen, 1962).

Обе упомянутые фазы складчатости древнее даек куанитского этапа, так как самые молодые структуры восток-северо-восточного простирания пересечены куанитскими дайками, не подвергшимися складчатости, как это видно, например, в районе Сермерсута. После внедрения куанитских даек в санерутское время имели место наложенные процессы развальцевания по направлениям, параллельным простиранию самых молодых структур кетилид. Местами этот наложенный процесс развальцевания проявился в пределах стабильного северного «форланда», т. е. в узкой зоне, косо пересекающей залив Сермилигарсук. По Бондесену (личное сообщение), санерутская складчатость проявилась также в очень слабо метаморфизованных породах Гренсланда.

Трансформация исходных геосинклинальных пород кетилид в гнейсы и мигматиты инфраструктуры осуществлялась как будто без привноса значительных количеств вещества, ибо исходными породами были главным образом граувакки и другие осадочные породы смешанного состава, которые легко перекристаллизовывались в кварцевые диориты или гранодиориты. Метасоматические процессы проявлялись очень значительно лишь местами, например при образовании кварцево-диоритовых гнейсов из шаровых лав основного состава.

Распределение минеральных фаций в районе Ивигтута осложнено во многих местах наложением санерутского метаморфизма на породы метаморфизованного комплекса кетилид. Однако, используя куанитские дайки в качестве индикаторов степени санерутского метаморфизма, можно установить и степень кетилидского метаморфизма. Представляется, таким образом, что для кетилидской инфраструктуры были характерны преимущественно условия амфиболитовой фации, а для супраструктуры — эпидот-амфиболитовой фации и фации зеленых сланцев. Минеральные фации двух структурных комплексов, таким образом, не противостоят друг другу столь резко, как их структурные и петрохимические свойства. В инфраструктуре выделены гранат-биотитовые и силлиманитовые сланцы, а местами также и кордиерит-содержащие сланцы.

2.4.2. Район между заливом Сермилигарсук и ледником Фредериксхоб

К северу от фьорда Сермилигарсук детально закартированы лишь небольшие площади. Рекогносцировочные работы Бертельсена в 1957, 1958 и 1960 гг. показали, что структуры кетилид протягиваются из района Ивигтут далее на север. Хотя супраструктура отсутствует к северу от фьорда Нериа, несколько узких синклинорных поясов немигматизированных супракрустальных пород облегчают картирование крупных структур (см. фиг. 2). Среди гнейсов и мигматитов наиболее обычны кварцево-диоритовые и гранодиоритовые типы пород. Присутствуют также габбро-анортозиты. Богатые пиритом биотитовые сланцы, амфиболовые и гранатовые сланцы характерны

для узких поясов немигматизированных супракрустальных пород, в которых содержатся также линзовидные тела перидотитов. Ультраосновные породы встречаются и в районах развития гнейсов, однако здесь они менее обычны. Валуны полосчатых магнетитовых руд встречены в нескольких местах севернее залива Сермилигарсук.

В некоторых местах метаморфизм достиг как будто высокотемпературной амфиболитовой фации, хотя наиболее обычна эпидот-амфиболитовая фация. Бондам (Bondam, 1956) сообщил о возможном присутствии молодых гранитных интрузивов к северу от фьорда Нерна, но, по-видимому, речь идет о гнейсах и мигматитах с прожилками пегматитов.

Ясно выраженные структуры не прослеживаются далее к северу от Фредериксхоба в высоких нунатаках, расположенных южнее ледника Фредериксхоб так как здесь преобладают весьма однородные гнейсы и граниты.

2.4.3. Граниты Юлианехоб, их возраст и происхождение

Южнее района Ивигтут простирание складчатого пояса кетилид частично затушевано позднекинематическими и посткинематическими гранитами. Южнее залива Коббермине породы гранитного семейства слагают большую часть территории, почему она и называется районом гранитов Юлианехоб, а мигматиты и гнейсы вновь появляются на юге близ Сюдпрёвена. Далее к югу в районе Нанорталик развиты немигматизированные супракрустальные образования. Вегманн (Wegmann, 1938) считал, что широко распространенные граниты Юлианехоб частично созданы за счет докетилидских пород, частично же — под влиянием гранитизации кетилидских супракрустальных образований.

Происхождение гранитов Юлианехоб сложно. После главной фазы складчатости, которая в глубинных горизонтах коры была в общем одновременной с региональной гнейсификацией и мигматизацией, последняя фаза складчатости кетилид охватила как гнейсифицированные и мигматизированные, так и слабо метаморфизованные образования. Часть кетилид, в настоящее время представленная гранитами Юлианехоб, как будто имеет аналогичное происхождение, так как в гранитах прослеживаются следы двух систем складок (личное сообщение Айртона и Барри). Таким образом, главная часть гранитов Юлианехоб считается результатом гранитизации поздних кетилид. Имеются также аллохтонные кетилидские граниты, обычно более мелкозернистые. Состав включений в гранитах Юлианехоб имеет большое значение для реконструкции догранитного распределения инфраструктуры и суперструктуры в пределах гранитного поля. Важность установления первичной региональной стратиграфии для района гранитов Юлианехоб была подчеркнута Вегманном (Wegmann, 1938).

Вывод о принадлежности большинства гранитов Юлианехоб к кетилидам требует, однако, дальнейшего уточнения. Куанитские дайки, которые прорывают граниты и содержат ксенолиты гранитов, имеют послегранитный возраст. Они всюду превращены в амфиболиты во время последующей, т. е. санерутской стадии метаморфизма, которая оказала влияние на вмещающие граниты, хотя проявления воздействия на граниты менее выражены. Следовательно, называя такие граниты кетилидскими, можно согласиться только с тем, что они приобрели гранитный состав и структуру в результате кетилидской орогении, тогда как их минеральные компоненты полностью или частично были перекристаллизованы во время санерутского метаморфизма. О санерутских гранитах можно говорить только в тех случаях, когда санерутская мобилизация сильно преобразовала кетилидские структуры и куанитские дайки. Следовательно, определения возраста полевых шпатов или слюд из кетилидских гранитов дают скорее представление о санерутском возрасте, чем о возрасте кетилид. Цифры 1590 и 1597 млн. лет (Moorbath,

Webster, Morgan, 1960) для гранитов, прорванных нескладчатыми, но амфиболитизированными куанитскими дайками, вероятнее всего указывают возраст санерутского метаморфизма, наложенного на граниты кетилид.

Структура куанитских даек в районе распространения гранитов Юлианехоб в определенных зонах метаморфизма, сопровождающихся развальцеванием, и в других местах относится к особому типу атектонического плутонизма с местным анатексисом вмещающих гранитов, благодаря чему блоки амфиболитов «плавают» в омоложенных гранитах.

Участки гранитов, обладающие подобными структурами анатектического происхождения, рассматриваются как блоки (опущенные по разломам грабены), ибо они окаймлены зонами скалывания. Бертельсен (Berthelsen, 1961a) считал, что санерутская тектоника южных кетилид представляет собой, по-видимому, германотипные «отзвуки» той орогении, которая имела альпинотипный характер в более северных районах (см. стр. 228).

Санерутские граниты слагают не только район гранитов Юлианехоб. Дискордантные гранитные массивы внедрились даже в стабильный форланд на севере района Ивигтут (см. фиг. 2). Один из этих массивов, располагающийся на 61°25′ с. ш. и 48°15′ з. д., был описан Бондамом (Bondam, 1956) как гардарский интрузив; Эмелеус (Harry, Emeleus, 1960) показал, что массив имеет санерутский возраст.

По Бондаму (Bondam, 1956), граниты известково-щелочные. Их состав в центральной части массива: 39% кварца, 40% калиевого полевого шпата, 17% альбит-олигоклаза, 4% биотита, флюорит и апатит.

Для верхней части этого гранитного тела Эмелеус (Harry, Emeleus, 1960) описал хорошо выраженные явления магматического минерального расслоения, указывающие на внедрение гранитов в жидком состоянии.

К северо-западу от Сюдпрёвена развиты главным образом граниты, хотя близ Сардлока широко распространен комплекс гнейсов. Следовательно, район Нанорталик представляет собой южный фланг обширного района гранитов Юлианехоб.

Однако гнейсы, мигматиты и слабо метаморфизованные породы района Нанорталик ассоциируют с гранитами различного возраста. Конкордантные массивы синкинематических гранитов обычны в окрестностях Сермерсока; «антиклинальные» граниты развиты на северном побережье Тасермиута. Массивные граниты, секущие как супраструктуру, так и инфраструктуру, также встречаются часто.

Другой тип гранитов представлен массивом Сюдпрёвен (Wegmann, 1938, стр. 105—112), состоящим преимущественно из очень грубозернистых, легко раскрошивающихся пород. Бриджуотер (Bridgwater, 1963), заново изучавший массив Сюдпрёвен, пришел к выводу, что возраст этого массива не гардарский, а санерутский.

В районе Нанорталик обильны пегматиты (см., например, Wegmann, 1938, фиг. 16 и 17). Вегманн упоминает о мощной пегматитовой зоне, располагающейся выше фронта гранитизации; образование пегматитов произошло немного позже процесса гранитизации. Характерные примеры структур и пород, возникших в этом районе в процессе гранитизации, приведены Вегманном (Wegmann, 1938, фиг. 18—20).

2.4.4. Комплекс мыса Фарвель

Самая южная часть Гренландии, а именно та часть, которая находится близ Принс-Кристианс-Сунна и к югу от него, сложена гиперстеновыми и гранатовыми гнейсами, принадлежащими к комплексу гранулитовой фации, называемому комплексом мыса Фарвель. Южнее фьорда Тасермиут породы района Нанорталик постепенно переходят в более сильно метаморфизованные образования, впервые изучавшиеся Кнутсеном и Эберлином (Knutsen, Eber-

lin, 1889), а позже - Вегманном (Wegmann, 1939c). Гнейсы гранулитовой фации в районе мыса Фарвель содержат прослои графитовых и сульфидсодержащих осадочных пород, а также пород основного состава. Полосчатость гнейсов не отражает их первичной слоистости. Она возникла под влиянием сильных деформаций, вызвавших рассланцевание всего комплекса (Wegmann, 1939c). Обычны явления будинажа, наблюдаются разрывы прослоев основного и ультраосновного состава, а также массивных тел. Судя по поведению кристаллов граната и гиперстена, деформации происходили до кристаллизации или в процессе ее. Породы гранулитовой фации прорваны более молодыми гранитами двух генераций, появляющимися в виде неправильных пластообразных тел и апофиз или в виде массивов более правильных очертаний. В некоторых гранитах наблюдаются структуры рапакиви. Местами в гранитах присутствуют недислоцированные реликты графитовых или сульфидсодержащих сланцев (Wegmann, 1939c).

Крупная система долеритовых даек с преимущественным простиранием с юг-юго-запада на север-северо-восток моложе гранитов. После внедрения этих даек, происшедшего, по-видимому, в гардарское время, образовалась система крупных разломов, по которым возникли зоны дробления и милонитизации.

2.5. ПОРОДЫ ДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ГРЕНЛАНДИИ И ЮГА ВОСТОЧНОЙ ГРЕНЛАНДИИ

2.5.1. Восточное побережье к югу от Ангмагсалика

Восточное побережье на большом протяжении (от 60° с. ш. до 65°30′ с. ш.) почти недоступно, и геология этого участка известна лишь фрагментарно По Вегманну (Wegmann, 1939c), северная граница комплекса мыса Фарвель проходит южнее Линденов-фьорда, но соотношения между южными гнейсами гранулитовой фации и полосчатыми гнейсами, появляющимися вокруг Линденов-фьорда, затушеваны более молодыми гранитами в окрестностях Алука. Гнейсы района Линденов-фьорда, обычно с ясно выраженной полосчатостью, содержат биотит или роговую обманку или оба эти минерала, а в некоторых прослоях — гранат. Они слагают дисгармоничные складки, оси которых простираются с юго-востока на северо-запад. В них обильны прослои и жилы пегматитов. Эберлин (Knutsen, Eberlin, 1889) описал интенсивно смятые гранатовые и кордиеритовые гнейсы. Судя по карте, опубликованной Кнутсеном и Эберлином (Knutsen, Eberlin, 1889), гнейсовый комплекс прослеживается на север до 61° с. ш. Он сопровождается главным образом гранитными породами — преимущественно серыми мелкозернистыми полосчатыми роговообманковыми гранитами, в которых иногда содержится сфен. Переход от гнейсов к гранитам как будто бы постепенный. Далее к северу, за пределами гранитного поля, т. е. близ Моген-Хейнесонс-фьорда и Тингмиармиута (62°30′ с. ш.), полосчатые граниты снова переходят в гнейсы. В них также появляется гранат. В гранитных дайках мощностью до 50 м, также встречающихся в гнейсах на берегах Линденов-фьорда, присутствуют гранат, арсенопирит, турмалин, алланит, сфен, магнетит, берилл и циркон, хотя алланит не встречался в южной части гнейсового поля. Дайки гранитов секут, очевидно, и более молодые плутонические массивы, внедрившиеся в гнейсы гранулитовой фации мыса Фарвель, в гнейсы Линденов-фьорда и в гранитное поле на севере. Плутонические массивы, по Эберлину (Knutsen, Eberlin, 1889), обычно более грубозернисты, чем вмещающие породы; они содержат меньше кварца, больше слюды и роговой обманки, а кроме того, часто включают фрагменты вмещающих пород. Их контакты довольно резки.

В поле гранитов, расположенном севернее 61° с. ш., дайки гранитов пересечены тонкими дайками амфиболитов, которые Эберлин называл диоритовыми сланцами. Далее к северу полосчатые граниты местами сменяются

гнейсами и агматитами. Гнейсы интенсивно смяты. К северу от 64° с. ш. породы фундамента становятся более гетерогенными. В них, помимо гнейсовидных сланцев, появляются сильно смятые роговообманковые сланцы и кварцсодержащие роговообманковые сланцы. Местами присутствуют мыльные камни. В некоторых местах (63°13′ с. ш., 64°19′ с. ш., 65°14′ с. ш.) существуют амфиболитовые дайки, иногда группирующиеся в рои. Кнутсен описал раздробленную дайку амфиболитов, очень похожую на переработанные кианитские дайки юго-западного побережья. С некоторыми амфиболитами связана медная минерализация.

Западнее Ангмагсалика, где береговая линия приобретает широтное простирание, гнейсы и полосчатые граниты переходят в серые граниты, но к западу от устья фьорда Сермилик вновь появляются гнейсы, смятые в крупные лежачие складки. Складки внутренней части фьорда сложены породами, которые будут описаны на стр. 126.

Долеритовые дайки, простирающиеся более или менее параллельно главному простиранию фьордов, т. е. в восток-юго-восточном — восток-северо-восточном направлениях, встречаются в районе между Линденов-фьордом и Тингмиармиутом. Долеритовые дайки подобного простирания в более северных районах не наблюдались, но к востоку от Ангмагсалика долеритовые дайки северо-восточного простирания, несомненно, принадлежат третичным роям даек, слагающим две крупные дуги севернее и южнее Кангердлугсуака. Долериты, развитые к югу от Тингмиармиута, наиболее вероятно, относятся к гардарской провинции изверженных пород (см. стр. 130).

Структурная геология прибрежной полосы очень сложна. Присутствие раздробленных и рассланцованных даек амфиболитов указывает на двуактные региональные процессы в фундаменте, так как большинство преобразованных даек развито севернее 61° с. ш. К сожалению, геология прибрежного района изучена слишком слабо, чтобы проводить корреляцию с западным побережьем.

2.5.2. Метаморфические комплексы округа Ангмагсалик и района Кангердлугсуак, юг восточной Гренландии

В течение тридцатых годов несколько датских и британских экспедиций изучали район восточной Гренландии, свободный от льда и заключенный между 65°30′ и 69° с. ш. Хотя эти экспедиции интересовались главным образом осадочными и изверженными породами позднего мезозоя и третичного периода, входящими в состав Британо-Арктической провинции изверженных пород, были собраны ценные данные, относящиеся и к породам фундамента (Wager, 1934, 1947). Были получены доказательства в пользу докембрийского возраста метаморфического фундамента, ранее считавшегося каледонским (Koch, 1935).

Интересующий нас район сложен двумя, по-видимому, лишь частично конгенетичными комплексами, называемыми здесь южным и северным метаморфическими комплексами. Вдоль залива Кангердлугсуатсиак (примерно по 66°15′ с. ш., см. фиг. 1) эти комплексы разделены зоной дробления и гранитизации запад-северо-западного простирания шириной в несколько километров. По Вагеру (Wager, 1947, стр. 11), отличие южного метаморфического комплекса от северного состоит в том, что на юге чаще встречаются метаморфизованные осадочные породы и породы супракрустального происхождения; на юге некоторые амфиболиты, слагающие пластообразные тела, инъецированные в метаморфический комплекс, были мигматизированы после своего внедрения; секущие неразвальцованные пегматиты обычны на юге и отсутствуют на севере; посторогенные (санерутские или каледонские) граниты и габбро на юге относятся к типу, отличному от третичных интрузивов, раз-

витых далее к северу. Кроме этих отличий, между южным и северным комплексами существует много сходных черт, в силу чего их возрастные соотношения остаются невыясненными. В обоих комплексах главным типом пород являются серые гнейсы, представленные преимущественно породами состава роговообманковых кварцевых диоритов и биотитовых гранодиоритов и гранитов с прослоями, шлирами и будинами амфиболитов. В целом серые гнейсы похожи на некоторые льюисские гнейсы, хотя и имеют менее обычный для них изверженный характер (Wager, 1934).

Метаморфизованные осадочные породы и мигматиты, преобладающие к югу от залива Кангердлугсуатсиак, представлены преимущественно биотит-гранатовыми сланцами, возникшими по пелитовым породам, а также кварцитами, мраморами и скарнами. В окрестностях Ангмагсалика в сланцах присутствует кианит. Далее к северу, но немного южнее фьорда Кангердлугсуатсиак в породах появляется силлиманит. Ультраосновные породы слагают линзы до 100 *м* в поперечнике, а также более мелкие тела, рассеянные по простиранию гнейсов. Эти породы изучал Сёренсен (Sørensen, 1953, стр. 67). В них часто содержатся порфиробласты гиперстена, а также роговая обманка, биотит, хлорит, кальцит, магнетит и серпентин. В некоторых породах в гиперстене присутствуют включения оливина. Реакционные зоны, развитые по периферии ультраосновных тел, указывают на регрессивные преобразования. Вагер (Wager, 1934, стр. 18), изучавший серые гнейсы, отметил явления биотитизации и хлоритизации вдоль главных трещин, выстланных эпидотом.

К западу от Ангмагсалика фьорд Сермилик пересечен поясом запад-северо-западного простирания, сложенным главным образом основными чарнокитовыми породами. Некоторые гранатсодержащие гранито-гнейсы, связанные с этим поясом, соответствуют, вероятно, тем породам, которые в южной и центральной частях западной Гренландии выделяются на картах в качестве гранулитов. Гиперстеновые гранито-гнейсы (эндербиты) встречаются в районе нунатак (гора Форель) к северу от Ангмагсалика и в некоторых других местах, расположенных непосредственно к северу от залива Кангердлугсуатсиак.

Преобладающие запад-северо-западные — восток-юго-восточные простирания южного комплекса постепенно изменяются к северу, приобретая более восток-северо-восточные направления. В крайних северных выходах фундамента внутри залива Кангердлугсуатсиак и в некоторых нунатаках, располагающихся восточнее фьорда, шарниры складок становятся почти горизонтальными и простираются с запад-юго-запада на восток-северо-восток. По мнению Вагера (Wager, 1947), здесь не наблюдается структур, отражающих каледонские движения. Следовательно, в этой части щита каледонская складчатость, видимо, не проявлялась.

2.6. ГАРДАРСКИЙ ЭТАП

2.6.1. Введение

В 1938 г. Вегман выделил гардарскую формацию, описывая серию сравнительно молодых, т. е. послекетилидских, явлений, составляющих цикл и представленных супракрустальными и абиссальными компонентами. Он (Wegmann, 1938) рассматривал этот цикл как возможное отражение орогенического цикла, который в других местах привел к формированию горной цепи.

Гардарский этап начинается с завершением выравнивания субгардарского пенеплена, на котором в течение ранне- и среднегардарского времени была отложена мощная толща осадочных пород. Конец гардарского времени совпадает с завершением интрузивной активности и связанным с ней обра-

зованием разломов, которые создали провинцию щелочных пород юго-западной Гренландии. Несколько роев даек, параллельных линии побережья, в настоящее время исключается из состава гардарской щелочной провинции в силу их особого структурного положения, а также по петрографическим признакам (Berthelsen, 1958, 1960a). Эти послегардарские дайки, по-видимому третичные, первоначально были отнесены Вегманном (Wegmann, 1938) к гардарской формации.

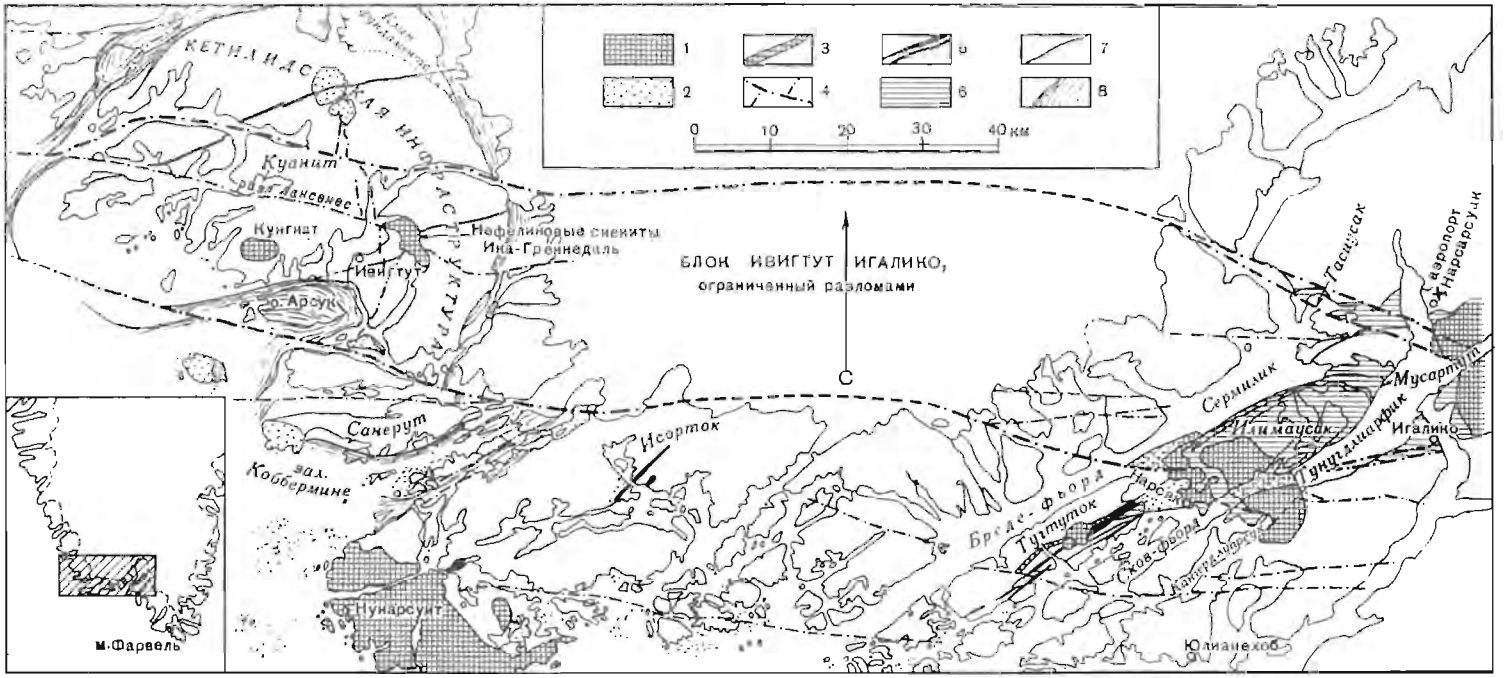
Бертельсен (Berthelsen, 1958) попытался дать схему последовательности геологических событий для этапа развития молодого кратона юго-западной Гренландии на основе соотношений даек и разломов.

Надежно датируются лишь немногие гардарские породы. Граниты Юлианехоб, на которых образовался субгардарский пенеплен, имеют возраст по определениям рубидий-стронциевым методом 1590 млн. лет, а аргоновым — 1595 млн. лет (Moorbath, Webster, 1960). Принимая, что упомянутые граниты подвергались санерутской мобилизации, следует думать, что гардарский этап, по-видимому, не древнее 1400 млн. лет. Самый молодой возраст, установленный рубидий-стронциевым методом для полилитионита из пегматитового нойнита позднегардарской интрузии Илимаусак, равен 1070 млн. лет (Moorbath, Webster, 1960). Эта цифра может служить показателем минимального возраста гардарского этапа. Таким образом, допущение о том, что гардарское время отделено от нас 1 млрд. лет, кажется справедливым. С геологической точки зрения наиболее интересным итогом определения возраста является то, что гардарский этап, несомненно, древнее гренвиллской орогении. Учитывая последние цифры возраста пород Канады, подстилающих песчаники Дубль-Мер, развитые на Лабрадоре, следует также вывод, что гардарские супракрустальные образования значительно древнее песчаников Дубль-Мер, с которыми их ранее сопоставляли (Kranck, 1939; Berthelsen, 1961b).

Для гардарского времени характерно интенсивное развитие разломов, которые, по-видимому, вызвали и контролировали магматическую активность. Исследования Хенриксеном (Henriksen, 1960) одного из самых крупных сдвигов, который рассекает южную Гренландию и простирается с запад-северо-запада на восток-юго-восток, показали, что движения земной коры, происходившие в догардарское время, продолжались непосредственно в течение гардарского этапа и затухли лишь к концу его.

Внутри трех зон восток-северо-восточного простирания в районах Ивигтут, Нунарсуит и Тунугдлиарфик в догардарских породах фундамента появилась значительная трещиноватость, породы подверглись раздроблению, возникли трещины разломов, внедрились дайки и массивы щелочных пород. Все эти явления наиболее интенсивно выражены там, где зоны даек и разломов восток-северо-восточного простирания в районах Ивигтут и Тунугдлиарфик секут блок Ивигтут — Игалико, вытянутый с запад-северо-запада на восток-юго-восток и ограниченный двумя крупными сдвигами (см. фиг. 4). Район пересечения зоны даек и разломов Нунарсуита с упомянутым блоком погребен под льдом, но здесь, по-видимому, имеют место те же явления. Щелочной комплекс Нунарсуит находится в другом, более южном блоке, ограниченном сдвигами. На восток-юго-восточном продолжении южного блока, по-видимому, не содержится каких-либо интрузивных образований гардарского возраста. Его пересечение с зоной даек и разломов Тунугдлиарфик почти целиком закрыто морем, и породы, слагающие массив Фредериксдаль (Wegmann, 1938, стр. 114, 115), уже не относятся к гардарскому этапу, а считаются санерутскими.

В течение гардарского времени магматическая деятельность была сконцентрирована в тех районах, где зоны разломов и даек Ивигтут и Тунугдлиарфик пересекают сдвиговый блок Ивигтут — Игалико. Поднимались также минерализованные растворы, образовывались месторождения, напри-



Ф и г. 4. Обзорная карта районов Ивигтут, Нунарсуит и Юлианехоб.

Показаны главные сдвиги и другие особенности гардарской тектоники, а также распространение формации Эрике-фьорда (см. стр. 130). Составлено на основе карт Г. Г. И. По Бертельсену (Berthelsen, 1962b).

1 — гардарские интрузивные образования: *2* — санерутские граниты (показаны только на северо-западе); *3* — гигантские сиенитовые дайки; *4* — разломы; *5* — гигантские дайки; *6* — гардарская суправструктура; *7* — крупные дайки; *8* — кетилидская суправструктура.

мер криолитовое месторождение Ивигтут и торий-урановые месторождения близ Кванефельдта. Торий-урановая минерализация широко распространена также в районе Ивигтут, где она связана только с зонами дробления и жилами (Berthelsen, 1959).

Структуру разломов юго-западной Гренландии трудно понять, если допускать существование крупных горизонтально вытянутых подземных магматических очагов. Удивительно постоянная связь и простираний, и возраста гардарских разломов, и даек, а также тот замечательный факт, что большинство даек слагает региональные рои, а не интрузивы центрального типа,— все это заставляет думать, что магматические очаги, для которых характерна столь завершенная или предельная дифференциация, как о том свидетельствуют гардарские дайки и абиссальные породы, были большего размера по вертикали, чем по горизонтали. Это объяснение хорошо согласуется с существованием дифференцированных гигантских даек мощностью от 200 до 800 *м* в тех местах, где зоны даек и разломов секут сдвиговые блоки. Магмы, поднимавшиеся из этих резервуаров с различных глубин и в разное время, могут объяснить те вариации состава, которые наблюдаются в нескольких генерациях даек, слагающих зоны разломов и даек.

Большинство петрологов, работавших в юго-западной Гренландии в прошлые годы, согласно в том, что материнская магма гардарских интрузий должна была иметь щелочно-базальтовый состав. Некоторые особенности даек и интрузивных массивов отчетливо указывают на интенсивную дифференциацию, обусловленную главным образом гравитационной аккумуляцией. Текстурные особенности, которые приводят к мысли об упомянутом процессе, были недавно пересмотрены Антоном (Upton, 1961). Другие особенности, такие, как обилие ксенолитов анортозитов в некоторых гардарских дайках и наличие сложных даек, будут рассмотрены на стр. 132—134.

Направления дифференциации в различных частях гардарской изверженной провинции кажутся различными, и, следовательно, предлагаемое ниже перечисление наблюдавшихся типов даек не отражает их последовательности во времени. Гипабиссальные гардарские породы представлены керсантитовыми, камптонитовыми и альнёитовыми лампрофирами (некоторые из них обладают орбикулитовой текстурой), протеробазами, долеритами, оливиновыми долеритами и троктолитами, трахидолеритами, андезитовыми порфиритами, кварцевыми порфирами, гранофирами, трахитами, щелочными трахитами, гедрумитами, тунгуаитами и тефритами. Широко распространены долериты и оливиновые долериты. Обычно они слагают самые мощные дайки. Различают три или четыре генерации (из так называемых «коричневых даек» [1], обозначаемых BD_0, BD_1 и др.). Самая древняя генерация «коричневых даек» обычно обладает простираниями с запад-северо-запада на восток-юго-восток, т. е. дайки параллельны главным сдвигам, тогда как последующие генерации стремятся к более северо-восточным простираниям (см. фиг. 8). От этого общего правила существует, однако, несколько важных отклонений, особенно в районах развития гранитов, где простирания даек становятся менее правильными, чем в районах распространения гнейсов и сланцев.

Количественное распределение дайковых пород показывает, что гардарская магматическая деятельность относилась преимущественно к атлантическому типу. Это примечательный факт, ибо атлантический тип магматизма обычно считается характерным для тектонически стабильных районов или для нестабильных районов, подвергшихся растяжению. Условия растяжения в юго-западной Гренландии существовали несомненно, так как иначе никак не мог бы осуществиться столь обильный привнос вещества в земную кору. Стадии растяжения, однако, перемежались с движениями по сдвигам,

[1] Это название употребляется не в понимании Вегманна (Wegmann, 1938).

которые настолько значительны в региональном аспекте, что их никак нельзя рассматривать только в виде второстепенной черты общего растяжения.

Коричневые гардарские дайки широко распространены в южной Гренландии. На юге они прослеживаются до района мыса Фарвель, а на севере — вплоть до Фредериксхоба. Севернее Ивигтута, где санерутская ремобилизация практически не затронула кетилидский фундамент, система гардарских даек наложена на системы более древних куанитских даек. В еще более северных районах расчленение даек, принадлежащих к этим двум различным этапам, становится более затруднительным. Представляется, однако, что севернее ледника Фредериксхоб развиты только куанитские дайки. Бертельсен (Berthelsen, 1961a) считает, что основные дайки, описанные Йенсеном (Jensen, 1962) для района Сермилик — Бреде-фьорд (примерно на 63°30′ с. ш.), а также основные дайки, описанные Бертельсеном и Бриджуотером (Berthelsen, Bridgswater, 1960) для района южной части Суккертоппена (примерно на 65° с. ш.), могут иметь куанитский возраст.

Вегманн (Wegmann, 1938) был первым, кто относил «молодые интрузии» южной Гренландии к гардарскому циклу. Однако позже он же (Wegmann, 1939c) изменил свои взгляды и считал молодые граниты древнее гардарского этапа. Доказано, что массив Фредериксдаль является догардарским, а всего вероятнее — санерутским. Вероятно также, что большая часть, а может быть и все так называемые молодые интрузии южной оконечности Гренландии, сформировалась в догардарское время. На юго-восточном побережье, где вновь появляется система сдвигов юго-западной Гренландии, существуют дайки гардарского возраста.

Обнажения гардарских супракрустальных пород очень невелики по размерам и, вероятно, представляют собой лишь малую часть когда-то отложенных осадочных толщ. Останцы осадочной серии, сохранившиеся в районе Тунугдлиарфика к восток-северо-востоку от Юлианехоба, уцелели от эрозии благодаря опусканиям по разломам или флексурам сдвиговых блоков (см. фиг. 4). Первичный бассейн седиментации вероятнее всего контролировался также этими разломами, движения по которым происходили даже до завершения субгардарской пенепленизации.

2.6.2. Гардарские супракрустальные образования. Формация Эрикс-фьорда

В области, находящейся между фьордами Сермилик и Тунугдлиарфик, а также южнее фьорда Тунугдлиарфик, глубоко эродированные граниты Юлианехоб несогласно перекрыты толщей мощностью около 3000 *м*, состоящей главным образом из песчаников и лавовых потоков гардарского этапа. Поульсен (Poulsen, 1964) предложил называть эту толщу формацией Эрикс-фьорда [1]. Распространение этих пород показано на фиг. 4. Первоначально они были описаны как песчаники Игалико и так называемая порфировая формация (Ussing, 1912), но поскольку песчаники и вулканические породы перемежаются по всему разрезу, оба названия были сохранены для литостратиграфического расчленения. Старые описания пород дали Гизеке (Giesecke, 1910), Пингель (Pingel, 1843) и Стенструп (Steenstrup, 1881). Уссинг (Ussing, 1912) относил эти супракрустальные образования к девону. Вегманн (Wegmann, 1938, 1939c) разработал их стратиграфию, изучал условия седиментации и правильно отнес их к докембрию. Поульсен и Стюарт в 1959—1961 гг. картировали район Тунугдлиарфика. Петрографическое изучение вулканических пород производил Стюарт. На основе их исследований формация Эрикс-фьорда может быть расчленена следующим образом.

[1] Эрикс-фьорд — древнее норвежское название фьорда Тунугдлиарфик.

Формация Эрикс-фьорда (Poulsen, 1964)

Свита Майют. Самый нижний член формации Эрикс-фьорда, названный Вегманном (Wegmann, 1938) свитой Нугарсук, именуется свитой Майют по названию небольшого мыса во фьорде Тунугдлиарфик, поскольку в окрестностях Нугарсука эта свита не обнажена. Свита, мощность которой варьирует от 340 до почти 400 *м*, залегает несогласно на сильно выветрелых гранитах Юлианехоб. Разрез начинается с базальных аркозов, которые частично представлены остаточными брекчиями выветривания, частично — конгломератами. Вышележащие белые и пурпурные песчаники в той или иной степени имеют конгломератовый характер. Еще выше признаки конгломератовидности пород исчезают. Обычны косая слоистость, волноприбойные знаки и тонкие прослои с трещинами усыхания. Присутствуют также прослои яшмовидных пород преимущественно эолового происхождения. Самая верхняя часть разреза свиты Майют состоит из красных косослоистых песчаников с резко выраженными белыми или желтыми пятнами. Пятнистые песчаники использовались в качестве поделочного камня для орнаментов с времен викингов. По Вегманну (Wegmann, 1938), большая часть свиты отлагалась, по-видимому, в неглубоких депрессиях под влиянием эоловой деятельности в пустынных условиях.

Свита Муссартут. Близ Муссартута — небольшого залива на северном побережье Тунугдлиарфика (см. фиг. 4) — пятнистые песчаники свиты Майют перекрыты смешанными вулканическими и осадочными породами, получившими название разреза Муссартут (Wegmann, 1938). Мощность разреза около 590 *м*. Выше базального покрова базальтов располагаются вулканические эксплозивные брекчии, содержащие более или менее угловатые блоки базальтов, кварцитов и гранитов; присутствуют также лапилли и туфы. Этот горизонт распространен очень широко. Остальная часть разреза свиты представлена лавовыми потоками и силлями, перемежающимися с тонкозернистыми и конгломератовидными песчаниками.

Свита Науйярсуит. В утесах горы Науйярсуит, расположенной к западу от Муссартута, на свите Муссартут залегают розовые песчаники свиты Науйярсуит мощностью около 600 *м*. Самым нижним горизонтом свиты являются конгломераты, обломочный материал которых заимствован из подстилающих отложений. Вышележащие песчаники разделены красноцветным горизонтом на нижнюю часть красного цвета и верхнюю кварцитовую часть. Никаких следов вулканической деятельности не наблюдалось.

Свита Улукасик. На высоком плато, расположенном западнее Науйярсуита, песчаники свиты Науйярсуит перекрыты толщей мощностью 140 *м* базальтов, перемежающихся с горизонтами песчаников. Эти породы объединены вместе в свиту Улукасик (разрез Ипиутак, см. Wegmann, 1938). Свита разделена на верхнюю и нижнюю части отчетливо выраженным силлем трахитов.

Свита Нунасарнак. Районом стратотипа свиты Нунасарнак является полуостров Нунасарнак на северном берегу фьорда Тунугдлиарфик, но крупные обнажения свиты имеются также и в глубине страны севернее Нунасарнака. Породы этой свиты мощностью около 400 *м* состоят преимущественно из эоловых песчаников. На высоком плато к югу от Сермилика в песчаниках располагается несколько невыдержанных базальтовых потоков. Местами эти потоки как будто преграждались песчаными дюнами.

Свита Илимаусак. Свита Илимаусак является самым молодым членом разреза формации, уцелевшим от эрозии. Свита имеет мощность не менее 800 *м* и состоит из базальтовых потоков. Подчиненную роль играют песчаники и пирокластические отложения. Имеется один трахитовый поток. Разрез свиты увенчан песчаниками, в основании которых лежит горизонт конгломератов.

Представляется, что во время накопления пород формации Эрикс-фьорда седиментация в континентальных условиях чередовалась с вулканической деятельностью. Вулканические породы представлены главным образом базальтами (личное сообщение Стюарта). Современное распространение отдельных членов разреза как будто контролируется флексурами на крыльях крупных разломных блоков и смещениями по краевым разломам (см. фиг. 4). Структуры грабена, которую предполагал Уссинг (Ussing, 1912), по-видимому, не существует, хотя известны позднейшие движения по разломам северо-восточного простирания.

Формация Эрикс-фьорда, вероятно, относится к раннему и среднему гардару. Породы этой формации нигде не срезают неизмененные дайки. Вулканическая деятельность впервые проявилась во время накопления вулканических образований свиты Муссартут. Формация рассечена многочисленными позднейшими дайками, в том числе трахитовыми, восток-северо-восточного простирания. Нигде не наблюдалось пересечения пород формации Эрикс-фьорда так называемыми коричневыми дайками, т. е. дайками оливиновых долеритов среднегардарского возраста. Таким образом, преобладающие в составе формации базальтовые эффузивы являются, вероятно, супракрустальными представителями гипабиссальных пород фундамента. Это допущение подкрепляется тем, что супракрустальные образования прорваны интрузивами, внедрившимися позже даек, наблюдаемых в районах выходов фундамента. К тому же выводу приводит изучение амплитуды смещения по разломам супракрустальных образований, коричневых даек и позднейших интрузивных массивов.

2.6.3. Гардарская щелочная провинция юго-западной Гренландии

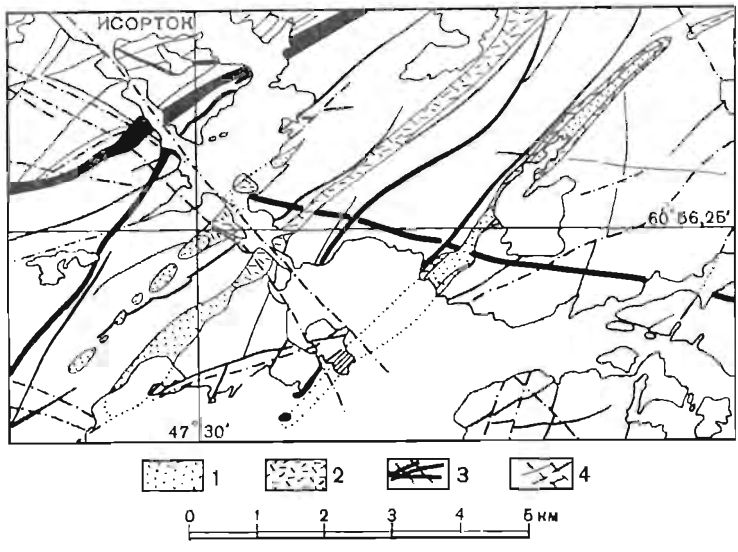
Во время систематического картирования юго-западной Гренландии, начатого в 1956 г., было открыто несколько новых, важных с петрогенетической точки зрения выходов гардарских изверженных пород. Одним из замечательных результатов было обнаружение гигантских даек, частью сложного состава, близ Тугтутока (Upton, 1961, 1962) и близ Исортока (личное сообщение Бриджуотера).

В устье фьорда Исорток находятся пять сиенит-габбровых даек (личное сообщение Бриджуотера; см. также фиг. 5). Они простираются на восток-северо-восток и имеют позднегардарский возраст. Сиенит их центральных частей внедрялся в частично неконсолидированное габбро. Хотя некоторые дайки достигают мощности 500 *м*, ни одна из них не обладает отчетливыми соотношениями с вмещающими породами, поэтому считалось, что внедрялись они частично в процессе обрушения. Поверхность современного эрозионного среза располагается лишь немного ниже первичной кровли этих даек. Габброидные или состоящие из основных сиенитов зальбанды даек обычно несут следы краевой закалки и указывают на слабую мобилизацию вмещающих пород. Близ окраин они обычно сложены кавернозными сиенитами, к центру переходящими в авгитовые сиениты. В одном месте, где не сформировались краевые габбро, сиениты произвели фенитизацию вмещающих гнейсов.

С гигантскими дайками Тугтутока ассоциирует комплекс центрального типа, по составу варьирующий от сиенитов до гранитов. В центральном некке (или вулканическом жерле?), сложенном кварцевыми сиенитами, присутствуют ксенолиты кварцитов, очевидно, заимствованные из существовавшего ранее чехла гардарских супракрустальных образований. Центральный комплекс Тугтуток является, по-видимому, поздней апофизой нижней части магматического очага, еще не застывшего к этому времени. Верхняя часть очага представлена гигантскими дайками. Вся картина в целом напоминает те изменении на глубину, которые претерпевают кимберлитовые трубки в дайкоподобных телах.

Некоторые гардарские дайки содержат обильные включения анортозитов и, несомненно, являются конгенетичными членами гардарской щелочной провинции.

Анортозитовые включения в гардарских дайках сконцентрированы в поясе размером 200 × 50 *км*, простирающемся от аэропорта Нарсарсуак на востоке до Нунарсуита на западе. Значительная часть включений сосредоточена в рое даек восток-северо-восточного простирания, которые моложе системы коричневых даек; некоторые из них моложе формации Эрикс-фьорда.



Фиг. 5. Сложные сиенит-габбровые дайки района Исорток, юго-западная Гренландия
Местоположение см. на карте (фиг. 4). Закартировано Бриджуотером для Г. Г. И.
1 — сиениты; *2* — габбро; *3* — прочие дайки; *4* — разломы.

Иногда в этих дайках сосредоточено более 50% объема экзотических анортозитов, что указывает на существование крупного анортозитового тела, еще не вскрытого эрозией. Включения, присутствующие в дайках, варьируют от огромных анортозитовых масс размером в несколько сотен метров (с призмами плагиоклаза длиной до 2 *м*) до единичных обломков кливажированных плагиоклазов, достигающих в длину 20 *см* (см. фиг. 6). Многие крупные включения обладают текстурой брекчий, развившейся раньше того, как они попали в состав гардарских даек.

По составу анортозиты изменяются от анортозитовых габбро до анортозита, содержащего более 95% андезин-лабрадора. Большая часть темноцветных минералов уралитизирована, но иногда присутствуют оливин и авгит.

Породы, вмещающие анортозитовые включения, изменяются по составу от габбро до кварцевого сиенита. Явления взаимодействия между вмещающими породами и включениями наблюдаются редко. Однако в немногих местах, где значительные количества анортозитов включены в более щелочные вмещающие породы, образовалась серия ромбен-порфиров, в которых эвгедральные кристаллы полевого шпата располагаются в цементе, имеющем состав щелочного габбро. По минеральному составу полевошпатовые ромбы удивительно похожи на фенокристаллы той же формы в ромбен-порфирах района Осло в Норвегии.

Систематическое картирование привело к открытию центрального комплекса близ Тугтутока (см. стр. 132). К востоку от комплекса Нунарсуит Пульвертафт (Pulvertaft, 1961) обнаружил другой, неизвестный прежде

гардарский интрузивный массив, ныне называемый пукленским. Подобно комплексу Нунарсуит, пуклепский интрузив сечет среднегардарские коричневые дайки и, следовательно, относится к среднегардарскому времени (см. фиг. 7). По краям интрузив Пуклен сложен кварцевыми сиенитами, а в центральной части — натровыми гранитами с переходами в гранофировые



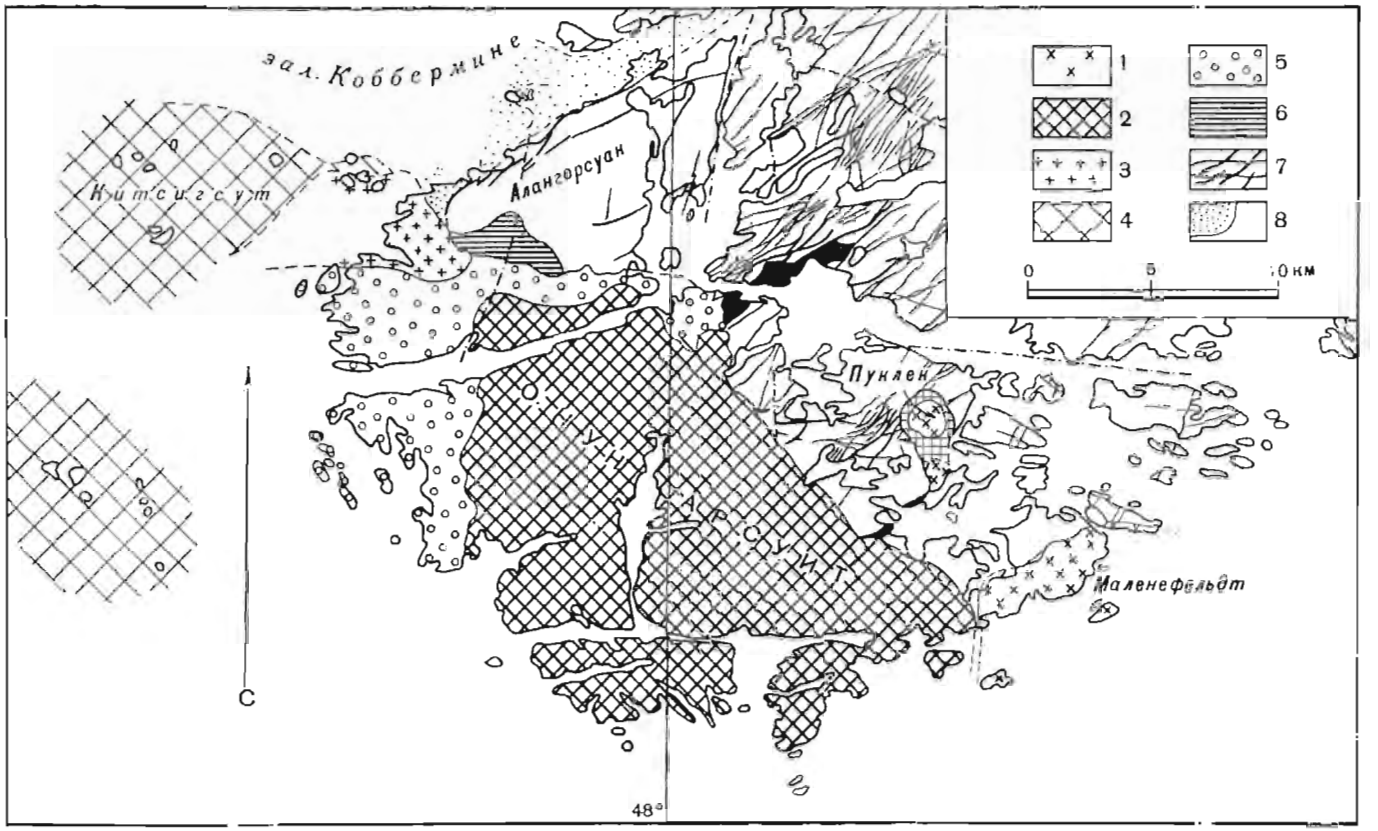
Фиг. 6. Отполированная льдом поверхность одной из «больших полевошпатовых даек».

Распространение обломков анортозитов и плагиоклаза указывает на известную сортировку в процессе течения. Заметно, что сзади крупного блока находится полоса, почти свободная от включений. Фото Бриджуотера, Г. Г. И.

породы. Интрузив Пуклен является примером конгенетичной ассоциации сиенитов и гранитов, которые в соседнем комплексе Нунарсуит слагают раздельные тела (сиениты Нунарсуит и граниты Маленефельдт).

Комплекс Нунарсуит

Комплекс Нунарсуит, занимающий площадь 45 × 25 *км*, слагает крупнейший плутон в гардарской щелочной провинции. Он был бегло изучен Вегманном (Wegmann, 1938), а затем детально закартирован Харри и Пульвертафтом (Harry, Pulvertaft, 1963). По данным этих исследователей, в состав комплекса входят следующие компоненты (см. фиг. 7): 1) габбро Алангорсуак, состоящие главным образом из оливиновых габбро, уралитизированных габбро и пород, гибридных между габбро и некоторыми молодыми гранитами; 2) граниты Хелене моложе габбро и состоят из пертита, кварца, роговой обманки, клинопироксена, иногда (в небольшом количестве) фаялита и биотита; в качестве постоянного акцессорного минерала присутствует флюорит; эти породы очень похожи на некоторые граниты рапакиви Фенноскандии, но овоиды полевого шпата с характерной оторочкой в них отсутствуют; 3) сиениты Китсигсут, очень похожие на ларвикиты района Осло в Норвегии; 4) биотитовые граниты, породообразующими минералами которых являются микроклин-пертит, олигоклаз или альбит, кварц и био-



Фиг. 7. Обзорная геологическая карта комплекса Нунарсуит и интрузива Пуклеп.

Оба массива секут коричневые дайки средигардарского возраста. Послегардарские дайки не показаны. Составлено по картам сотрудников Г. Г. М. Уоттерсона, Харри и Пульвертафта.

1 — граниты Маленефельдт; *2* — сиениты Нунарсуит; *3* — биотитовые граниты; *4* — сиениты Китсигсут; *5* — граниты Хелене; *6* — габбро Алангорсуан; *7* — гардарские дайки; *8* — комплекс основания.

тит; эти граниты слагают штокоподобное тело; они, по-видимому, немного моложе гранитов Хелене и, несомненно, моложе габбро и сиенитов Китсигсут; 5) сиениты Нунарсуит, слагающие крупный массив пироксен-фаялитовых сиенитов; вдоль их контактов с гранитами Хелене и породами фундамента появляется тонкозернистая кварцсодержащая фация; 6) лакколит гранитов Китлават и другие мелкие тела эгирматитсодержащих натровых гранитов, прорывающих сиениты Нунарсуит; 7) граниты Маленефельдт, слагающие крупный обособленный массив натровых гранитов, располагающийся к юго-востоку от главного интрузивного тела.

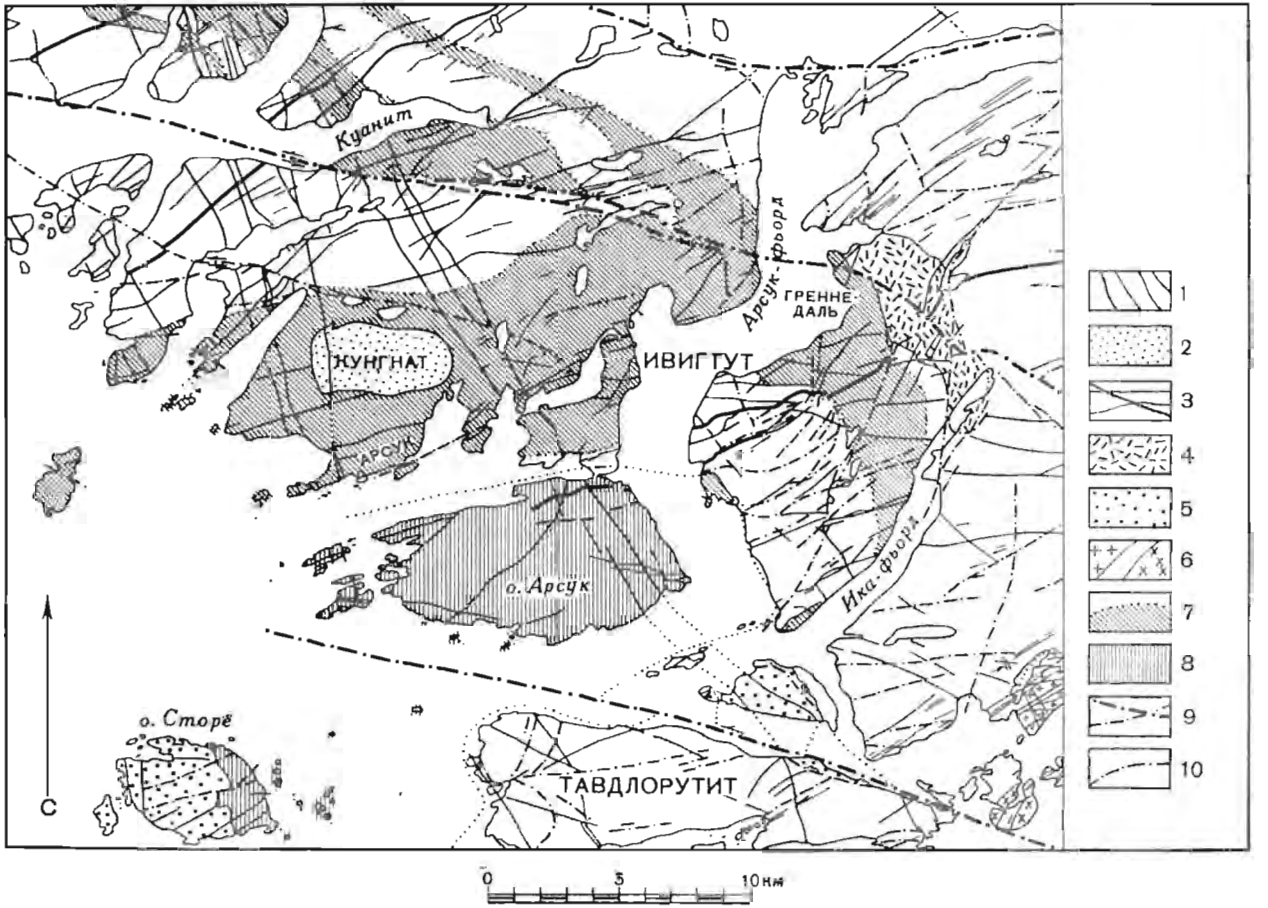
Для всех интрузивных тел комплекса, за исключением гранитов Маленефельдт, отмечено послойное распределение темноцветных минералов. В гранитах Хелене местами наблюдается полосчатость с кучевыми скоплениями фаялитового оливина (Harry, Emeleus, 1960). В сиенитах Нунарсуит наблюдаются многочисленные впечатляющие слоистые текстуры, подчеркнутые распределением темноцветных минералов; мимикрия таких первичных текстур седиментогенных пород, как косая слоистость, следы размывов, подводных оползаний и сортированная слоистость.

Щелочной комплекс Кунгнатфельдта

Другая интрузия гардарского времени представлена главным образом авгитовыми сиенитами, обладающими хорошо выраженными текстурами магматического расслоения. Интрузивное тело сложено породами щелочного комплекса Кунгнатфельдта; расположено оно примерно в 15 *км* западнее Ивигтута (см. фиг. 8). Контактовые взаимоотношения этого комплекса и его трещиноватость рассматривал Вегманн (Wegmann, 1938), обстоятельное описание комплекса опубликовал Антон (Upton, 1960). Комплекс состоит из трех круто стоящих тел сиенитов, внедрявшихся последовательно с постепенным смещением центров внедрения к востоку. После внедрения сиенитовых тел произошла интрузия кольцевой дайки, опоясавшей почти всю площадь распространения пород комплекса и сложенной щелочными габбро. Юго-западное краевое сиенитовое тело (т. е. древнейший член комплекса) сложено кварцевыми сиенитами, содержащими фаялит и эгирин-авгит. Следующее сиенитовое тело характеризуется текстурами ритмичного расслоения, плоскости которого наклонены внутрь тела, а также скрытой расслоенностью, послойным распределением полевого шпата и, кроме того, увеличением цветного числа от кровли тела вниз. Интрузивное тело разделено многочисленными гнейсовыми блоками, производящими впечатление привнесенных со стороны, на нижнюю и верхнюю слоистые серии. Крайние продукты дифференциации нижней серии представлены секущими дайками и пластинообразными телами гранитов, среди которых встречаются рибекит-астрофиллитовые граниты. Дифференцированная нижняя серия этого интрузивного тела соответствует ларвикит-нордмаркит-экеритовой серии района Осло в Норвегии.

Восточное интрузивное тело сиенитов также расслоено в центральной части. Оно сложено преимущественно меланократовыми сиенитами и менее меланократовыми кварцевыми сиенитами. Специфическая полосчатость пород центрального и восточного интрузивных тел сиенитов указывает на то, что слоистая текстура была создана в результате конвекционных течений в магматических камерах. Судя по составу и структуре полевых шпатов, их аккумуляция происходила при температурах 700—800° С.

Кольцевая дайка сложена габброидными и сиенито-габброидными породами. Химические анализы комплекса Кунгнат, опубликованные Антоном (Upton, 1960), приведены в табл. 5. В монографии Антона приведены также сведения о содержании малых элементов в серии дифференцированных пород комплекса Кунгнат.



Ф и г. 8. Обзорная геологическая карта района Ивигтут.

По Аптону (Upton, 1960), с исправлениями. *1* — послегардарские основные дайки; *2* — позднегардарские интрузивы (Кунгнат и Ивигтут); *3* — среднегардарские основные дайки; *4* — раннегардарские интрузивы (комплекс Гренндаль-Ика); *5* — санерутские граниты; *6* — кетилидские граниты; *7* — кетилидские гнейсы и мигматиты («габбро-анортозитовая серия» — косая штриховка); *8* — группы Валлен и Сортис; *9* — разломы; *10* — надвиги.

Таблица 5

Химические составы пород комплекса Кунгнат в юго-западной Гренландии. По Антону (Upton, 1960)

а. Сиениты из западной нижней слоистой серии и юго-западного краевого интрузива комплекса Кунгнат

Компоненты	Вес. %							
	1	2	3	4	5	6	7	8
	Г. Г. И. № 26004	Г. Г. И. № 26005	Г. Г. И. № 26470	Г. Г. И. № 26255	Г. Г. И. № 27647	Г. Г. И. № 27648	Г. Г. И. № 27654	Г Г. И. № 26473
SiO_2	55,3	55,9	59,9	60,5	63,0	66,6	66,8	69,6
Al_2O_3	12,8	14,2	15,1	15,5	16,5	16,2	16,4	15,2
Fe_2O_3	2,0	1,6	2,5	1,1	1,1	0,5	0,9	1,2
FeO	12,5	10,4	7,8	7,4	3,7	4,2	3,1	4,4
MgO	0,89	0,75	0,60	0,45	0,11	0,06	0,13	0,06
CaO	5,7	3,8	3,9	3,5	2,5	2,2	2,7	1,7
Na_2O	4,5	5,0	5,2	5,4	5,9	5,9	5,9	5,6
K_2O	4,4	4,9	5,2	5,7	6,1	6,2	5,9	4,7
H_2O^+	0,46	0,54	0,63	0,51	0,40	0,49	0,53	0,73
H_2O^-		0,13			0,26			
TiO_2	2,2	2,2	1,1	0,75	0,38	0,34	0,39	0,22
P_2O_5	0,44	0,54	Не опр.	0,13	0,05	0,02	0,03	Не опр.
MnO	0,32	0,29	0,19	0,18	0,09	0,11	0,08	0,12
BaO	0,18	0,18	0,46	0,09	Следы	Следы	Следы	Следы
F	0,37	0,22	0,17	0,09	0,07	0,07	0,05	0,06
Уменьшение O для F		100,65 0,09			100,16 0,03			
Сумма		100,56			100,13			

Образцы 2—7 представляют в восходящей возрастной последовательности разрез нижней слоистой серии. Образцы 1 и 2 взяты приблизительно из одного горизонта в нижней полосчатой группе. Два образца взяты из-за трудности выбора представительного образца из весьма полосчатой породы. Образец 3 взят из нижней полосчатой группы. Образец 4 — нижняя плитчатая группа. Образцы 5—7 — нижняя неплитчатая группа. Образец 8 — юго-западный краевой сиенит. Анализы 1, 3, 4, 6—8 приближенные, так же как и анализы 9—18 (стр. 138), 19 и 20 (стр. 139), 22, 24—28 (стр. 139).

б. Породы серии натровых гранитов, ассоциирующих с западными сиенитами комплекса Кунгнат

Компоненты	Вес.%		
	9	10	11
	Г. Г. И. № 26025	Г. Г. И. № 26272	Г. Г. И. № 26498
SiO_2	74,6	76,8	68,7
Al_2O_3	12,2	12,4	10,5
Fe_2O_3	1,2	0,87	4,4
FeO	2,3	1,2	2,3
MgO	0,01	0,01	0,01
CaO	1,1	1,36	1,2
Na_2O	5,2	5,1	6,0
K_2O	5,2	4,0	4,2
H_2O	0,36	0,28	Не опр.
TiO_2	0,32	0,22	0,33
P_2O_5	Не опр.	Следы	Не опр.
MnO	0,05	0,02	0,12
ZrO_2	0,29	0,22	0,97
Li_2O	Следы	Следы	0,19
F	0,27	0,03	0,45

9. Натриевый роговообманковый гранит. 10. Рибекит-астрофиллитовый гранит. 11. Эгирин-рибекитовый микрогранит («серая дайка»).

в. Сиениты западной верхней слоистой серии комплекса Кунгнат

Компоненты	Вес.%						
	12	13	14	15	16	17	18
	Г. Г. И. № 27692	Г. Г. И. № 26094	Г. Г. И. № 27677	Г. Г. И. № 27700	Г. Г. И. № 27699	Г. Г. И. № 26231	Г. Г. И. № 27683
SiO_2	63,0	64,1	62,9	64,6	66,0	67,4	66,3
Al_2O_3	15,8	17,0	15,2	15,8	11,9	17,4	15,8
Fe_2O_3	1,5	1,3	3,1	2,4	2,0	1,5	1,4
FeO	5,9	4,0	4,5	4,6	3,6	1,0	5,1
MgO	0,16	0,21	0,12	0,10	0,11	0,03	0,08
CaO	2,2	2,1	3,2	2,2	2,2	1,2	1,9
Na_2O	5,8	6,4	6,1	6,4	6,6	7,1	6,4
K_2O	5,7	5,9	5,3	5,5	5,5	6,2	5,4
H_2O	0,73	0,61	0,70	0,53	0,69	0,55	0,52
TiO_2	0,25	0,23	0,28	0,26	0,15	0,20	0,33
P_2O_5	0,07	Не опр.	0,06	Не опр.	0,10	Не опр.	Не опр.
MnO	0,24	0,17	0,15	0,14	0,16	0,04	0,18

12—17. Разрез снизу вверх. 18. Сиенит из верхней части разреза Ниссеборг.

Продолжение табл. 5

г. Сиениты восточного Кунгната

Компоненты	Вес.%		
	19	20	21
	Г. Г. И. № 27696	Г. Г. И. № 27324	Г. Г. И. № 26042
SiO_2	57,1	61,6	62,8
Al_2O_3	13,5	16,1	16,8
Fe_2O_3	1,6	2,3	0,97
FeO	7,1	4,4	3,8
MgO	1,3	0,24	0,19
CaO	4,1	2,7	2,5
Na_2O	5,2	5,9	5,8
K_2O	5,1	5,9	5,8
H_2O^+	0,37	0,47	0,56
H_2O^-			0,17
TiO_2	1,6	0,51	0,43
P_2O_5	0,49	0,07	0,09
MnO	0,19	0,09	0,10
BaO	1,1	Следы	Следы
F	0,07	Следы	Следы

19. Основной сиенит из верхней части восточной слоистой серии.

20. Сиенит из верхов нижней части восточной слоистой серии.

21. Умеренно лейкократовый кварцевый сиенит из восточной краевой группы.

д. Породы свиты кольцевых даек комплекса Кунгнат

Компоненты	Вес.%						
	22	23	24	25	26	27	28
	Г. Г. И. № 26271	Г. Г. И. № 26040	Г. Г. И. № 26490	Г. Г. И. № 21169	Г. Г. И. № 26277	Г. Г. И. № 26152	Г. Г. И. № 27685
SiO_2	45,8	45,4	47,9	46,4	44,7	51,6	34,2
Al_2O_3	17,2	18,0	17,6	17,1	18,8	Не опр.	10,0
Fe_2O_3	2,6	3,1	2,8	3,1	2,5	3,2	4,2
FeO	15,0	11,9	12,0	12,2	9,7	11,2	18,7
MgO	6,9	5,1	4,4	7,8	6,0	3,4	4,8
CaO	5,3	7,6	6,7	5,5	6,3	6,7	9,8
Na_2O	3,3	3,7	4,2	3,9	3,8	4,1	2,3
K_2O	1,1	0,91	2,0	1,9	2,0	2,3	0,78
H_2O^+	0,65	0,35	0,52	1,8	1,7	0,46	0,92
H_2O^-		0,05					
TiO_2	2,5	3,5	3,8	2,3	2,5	2,5	8,8
P_2O_5	0,47	0,25	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3,1
MnO	0,21	0,19	0,21	0,22	0,15	0,19	0,70
BaO	Следы	0,10	0,16	0,14	Следы	0,45	0,16
F	0,23	0,03	0,29	0,22	0,45	0,45	2,4
		100,13					
Уменьшение О для F		0,01					
Сумма		100,12					

22—24. Разновидности габбровых пород из серии кольцевых даек, соответствующие западному, восточному и юго-западному секторам дайки. 25, 26. Метасоматически измененные породы из южного и западного секторов. 27. Оливиновый сиенито-диорит из северного сектора. 28. Оливиновый ферродиорит из центральной ветви кольцевой дайки.

Нефелин-сиенитовый комплекс Гренндаль-Ика

Нефелин-сиенитовый комплекс Гренндаль-Ика представляет собой еще один гардарский комплекс в районе Ивигтут и располагается восточнее Ивигтута (см. фиг. 8). Комплекс впервые описала Каллисен (Callisen, 1943), очень детально изучившая фойяиты и пуласкиты. Химические анализы, опубликованные Каллисен, приведены в табл. 6. Поскольку в то время не было кондиционных карт, описания формы и структуры комплекса, приведенные Каллисен, в некоторых отношениях не верны и не полны. Так, довольно неудачно получилось, что этот комплекс был выбран Тернером и Ферхугеном (Turner, Verhoogen, 1951) в качестве показательного учебного примера простой интрузии нефелиновых сиенитов. Этот район был полностью изучен заново Эмелеусом, который закартировал комплекс в 1956—1958 гг. По Эмелеусу (Upton, 1961; Emelleus, 1964), комплекс Гренндаль-Ика состоит из древних нефелиновых сиенитов и более молодого тела карбонатитов. Дайки оливиновых долеритов и трахитов секут комплекс, равно как и вмещающие гнейсы. Щелочные породы комплекса и большая часть

Таблица 6

Химический состав пород комплекса нефелиновых сиенитов Гренпедаль-Ика, юго-западная Гренландия. По Каллисен (Callisen, 1943)

Компоненты	Вес.%			Компоненты	Вес.%		
	1	2	3		1	2	3
SiO_2	50,52	55,65	56,65	K_2O	5,65	5,27	6,64
TiO_2	—	0,15	0,21	H_2O^-	0,21	0,04	0,11
ZrO_2	—	Следы	0,06	H_2O^+	0,85	0,82	0,83
Al_2O_3	24,54	19,79	20,98	P_2O_5	0,21	0,22	0,13
Fe_2O_3	2,15	4,98	2,58	CO_2	0,54	0,28	0,10
FeO	2,72	3,03	2,19	Cl	0,03	—	—
MnO	0,10	0,15	0,09	SO_3	Следы	—	—
MgO	0,15	0,52	0,53	S	—	0,03	0,02
CaO	1,83	1,40	1,41				
BaO	—	0,09	0,12				
Na_2O	11,24	7,60	7,54				
				Уменьшение O для Cl	100,71 0,01		
				Сумма	100,70	100,02	100,19

1. Нефелиновый сиенит, Гренпедаль, Ивигтут. 2. Нефелиновый сиенит-порфир, Экалуит. 3. Фойяит, Ика, Ивигтут.

даек позже были смещены крупным сдвигом в двух направлениях, в результате первичные овальные очертания комплекса подверглись полному изменению. Различимы несколько стадий внедрения и консолидации пород комплекса. Породы древней группы сиенитов, состоящих из полевого шпата, нефелина, клинопироксена, канкринита, биотита, небольшого количества карбоната, флюорита, циркона и рудного минерала, обладают крайне резкой полосчатостью с трахитоидными текстурами. Пластообразное тело гнейсов отделяет древнюю нижнюю группу от весьма близких по составу нефелиновых сиенитов с ясно выраженными меланократовыми «слоями».

Гардарские интрузивы района Нарсак — Илимаусак

Под названием «батолита Илимаусак» Уссинг (Ussing, 1912) подразумевал комплексы щелочных и ультращелочных пород, расположенные на западе большого полуострова между фьордами Сермилик и Тунугдлиарфик, а также к югу от последнего фьорда.

Светлые выветрелые, легко распадающиеся на крошку породы комплекса Илимаусак слагают впечатляющие формы ландшафта, быстро привлекшие внимание геологов. В 1806—1809 гг. район посетил Гизеке (Giesecke, 1910), а в конце XIX в. здесь проводили исследования Стенструп, Хольм и Корнеруп (Steenstrup, 1881). Минералогические исследования принадлежат Флинку (Flink, 1898). В 1899 г. Уссинг вместе с Бёггильдом предпринял изучение всего района, который Уссинг посетил еще раз в 1908 г. Результаты первых исследований он опубликовал позже (Ussing, 1912). В своей монографии Уссинг дал первое детальное петрографическое описание. Химические анализы, опубликованные Уссингом (Ussing, 1912), приведены в табл. 7. В 1936 г. район посетил Вегманн (Wegmann, 1931), объяснивший генезис пород с позиций метасоматизма в отличие от взглядов магматиста Уссинга. Сёренсен (Sørensen, 1958) дал обзор прежних работ и выдвинул свою точку зрения на происхождение «батолита», представляющую собой модификацию магматического объяснения и допускающую воздействие процесса метасоматоза. Одновременно Г. Г. И. предприняло систематическое картирова-

ние всего района заново. Результаты его изложены в серии работ, освещающих итоги картирования в 1957—1961 гг. (Upton, 1962; Ferguson, 1964; Hamilton, 1964). Стюарт еще готовит такую работу. Детальное изучение агпаитовых пегматитов и жил поздней формации было произведено также Сёренсеном (Sørensen, 1962). Повторное картирование показало, что батолит Илимаусак, в понимании Уссинга, состоит из двух компонентов, отделенных один от другого не только в пространстве, но частично также и во времени. Речь идет об интрузивах Нарсак и Илимаусак.

Западное поле развития габбро, сиенитов и щелочных гранитов вокруг Нарсака и к северу от него слагает независимый комплекс (интрузив Нарсак), генетически связанный с гигантскими дайками Тугтутока и представляющий собой, по крайней мере частично, более древнее образование, чем сильно раздифференцированные ультращелочные (агпаитовые) породы восточного интрузива Илимаусак, имеющего овальные очертания и пересекающего фьорды Тунугдлиарфик и Кангердлуарсук. Эти возрастные соотношения были выяснены на основе проведенного недавно картирования, в котором участвовали Фергусон, Гамильтон и Стюарт. В соответствии с точкой зрения Фергусона, название «интрузив Илимаусак» следует сохранить только для восточного массива овальной формы, северная часть которого слагает южный склон горы Илимаусак.

Интрузив Илимаусак

Подобно интрузиву Нарсак, интрузив Илимаусак (см. фиг. 9а и 9б) сечет граниты Юлианехоб, созданные в результате кетилидской и санерутской магматической деятельности, равно как и песчаники и вулканические образования формации Эрикс-фьорда. В северо-западном направлении интрузив протягивается на 17 *км*, а в юго-западном — примерно на 8 *км*. Отклонение от формы идеального овала на северо-западе обусловлено воздействием сдвига запад-северо-западного — восток-юго-восточного простирания. Однако, поскольку самые молодые породы интрузива (луявриты) секут здесь краевые авгитовые сиениты, трудно установить, насколько эти древнейшие породы интрузии Илимаусак испытали воздействие разломов, деформировавших западный комплекс. Можно только сказать, что вся свита агпаитовых пород Илимаусак, несомненно, моложе сдвиговых деформаций.

Фиг. 9а, взятая из работы Фергусона (Ferguson, 1964) и упрощенная, показывает, что краевые авгитовые сиениты слагают внешнюю южную часть интрузивного тела. В северной части наблюдаются лишь фрагменты краевых авгитовых сиенитов, но присутствует крупный останец кровли авгитовых сиенитов. Эти особенности хорошо видны на фиг. 9б — на идеализированном разрезе, на котором показано, что свита агпаитовых пород слагает крупную чашеобразную структуру, возникшую, как считают, благодаря процессам дифференциации на месте. По Фергусону (Ferguson, 1964), дифференциация осуществлялась следующим образом. После внедрения материнской авгит-сиенитовой магмы процесс дифференциации пошел в направлении, приводящем к образованию недосыщенных остаточных расплавов. Эта дифференциация произошла на месте, она создала гетерогенные сиениты (фойяиты, по Уссингу), расположившиеся ниже верхнего слоя кровли, сложенного авгитовыми сиенитами. Процесс дифференциации был прерван вторжением щелочно-гранитной магмы, которая внедрилась в гетерогенные сиениты и вдоль горизонтов, расположенных ниже и выше авгит-сиенитовой кровли. Дискордантный характер щелочных гранитов хорошо виден в высоких горах к северу от Тунугдлиарфика, но менее очевиден для южной половины интрузивного тела, где эрозия достигла более глубоких уровней. В результате реакций между древней недосыщенной магмой и щелочно-гранитной магмой возникли такие гибридные породы, как кварцевые сиениты и пуласкиты.

Таблица 7

Химический состав изверженных пород интрузива Илимаусак в юго-западной Гренландии. По Уссингу (Ussing, 1912)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	70,59	71,24	57,88	56,31	49,38	49,46	43,39	53,74	53,44	50,72	53,01	56,64	51,62	49,39	48,90
TiO_2	0,44	0,68	1,23	2,82	0,63	0,16	0,20	0,50	0,30	2,84	0,33	0,30	0,44	0,49	1,96
ZrO_2	—		—		0,61	0,38	0,27	1,63	1,00		0,65	Нет	1,70	4,89	
Al_2O_3	12,38	13,78	14,80	20,11	17,31	23,53	23,13	14,02	18,64	15,45	15,33	16,10	15,63	10,39	7,85
Fe_2O_3	1,61	1,30	5,86	3,93	4,20	3,04	3,62	10,63	9,38	11,82	9,14	4,90	6,06	4,31	11,46
FeO	3,33	2,83	3,71	1,45	5,25	1,02	3,24	1,71	0,86	0,80	4,44	6,86	4,98	7,72	13,32
MnO	0,08	0,15	0,15	0,60	0,08	0,17	Следы	0,36	0,10	0,31	0,13	0,57	0,33	0,97	1,11
MgO	Нет	Следы	Нет	0,36	0,53	Следы	Нет	Следы	Нет	0,13	0,10	Нет	Следы	Нет	0,38
CaO	0,93	0,38	2,71	0,62	2,23	0,80	0,56	1,18	0,79	0,14	0,67	0,39	3.13	5,11	1,95
Na_2O	6,95	5,32	9,12	8,76	13,87	14,71	19,68	9,02	12,10	10.83	11,86	11,50	10,09	11,45	7,40
K_2O	3,74	5,10	3,06	4,65	2,55	4,34	1,51	4,77	2,43	2,94	2,60	1,00	4,19	2,62	3,23
$H_2O(>110°\ C)$	0,21	Следы	0,90	1,13	1,30	1,38	1,36	3,40	1,12	4,66	1,88	1,54	2,12	1,24	1,80
$H_2O(110°\ C)$	0,20	—	0,23	—	0,16	—	0,21	—	0,34	—	0,20	0.04	—	0,22	—
Cl	Нет	Нет	Нет	0,15	1,68	2,26	3,63	Не опр.	0,12	Не опр.	0,23	Нет	0,17	0,51	0,03
P_2O_5	Следы	—	»	0,13	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Следы	Следы	Нет	Нет	Нет
CO_2	Нет	Нет	»	Нет	»	»	»	»	»	»	Нет	Нет	»	»	»
				101,02	99,78	101,24	100,80		100,62		100,57		100,46	110,36 [2]	99,39
Уменьшение O для Cl				0,03	0,38	0,51	0,82		0,03		0,05		0,04	0,44 [3]	0,01
Сумма	100,46	100,78	99,65	100,99	99,40	100,73	99,98	100,96	100,59	100,64	100,52	100,29 [1]	100,42	99,92	99,38
Уд. вес	2,66	2,64	2,77	2,67	2,65	2,53	2,55	2,67	2,83	2.70	2,84	2,79	2,76	2,85	3,12

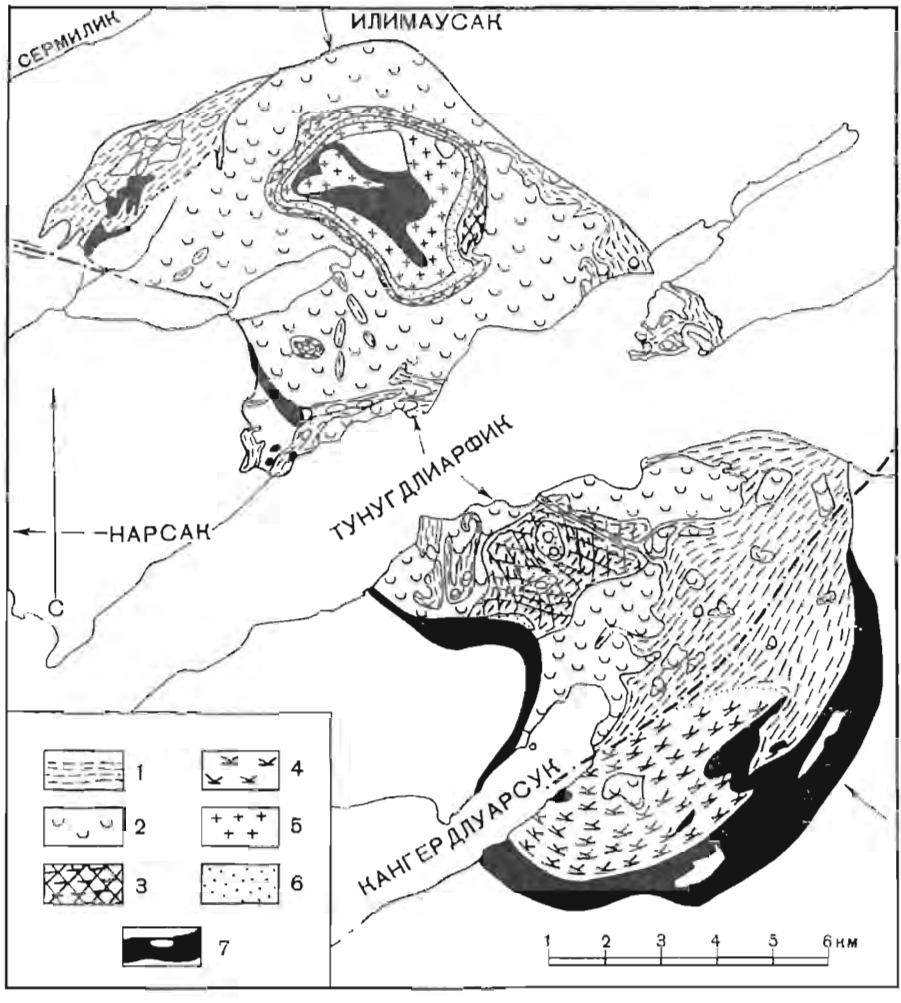
1. Арфведсонитовый гранит, Илимаусак. 2. Натровый гранит, Ивиангусат. 3. Пуласкит, северный Сиорарсуит. 4. Фойяит, Науйякасик. 5. Содалитовый фойяит, Тунерсуатсиак. 6. Науяит. Кангердлуарсук. 7. Науяит. Нунасарнак. 8. Эгириновый луяврит, Кангердлуарсук. 9. Эгириновый луяврит, Тунерсуатсиак. 10. Эгириновый луяврит, южный Сиорарсуит. 11. Арфведсонитовый луяврит, Лилле-Эльв. 12. Арфведсонитовый луяврит, Нунасарнак. 13. Какортокит (белый прослой), Кринглерне. 14. Какортокит (красный прослой), Кринглерне. 15. Какортокит (черный прослой), Кринглерне.

[1] Включая 0,45% Nb_2O_5. [2] Включая 0,30% Nb_2O_5 и 0,70% F. [3] Включая уменьшение O для F, равное 0,32%

	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO_2	55,79	58,17	46,10	31,77	50,98	45,27	47,27	49,64	73,68	53,53	53,71	51,31	54,58	56,90
TiO_2	1,81	2,09	3,34	12,79	1,38	4,41	3,82	4,25	0,57	0,44	3,40	1,20	0,62	1,09
ZrO_2	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	0,24	Нет	Нет		Нет	Нет
Al_2O_3	15,76	16,07	18,59	Нет	22,15	15,03	16,88	13,74	11,05	19,69	15,37	21,54	20,43	16,34
Fe_2O_3	1,60	1,30	2,63	12,97	1,04	4,04	4,66	7,10	3,93	5,09	3,28	3,68	2,08	3,61
FeO	7,56	5,04	6,68	10,23	4,25	9,10	5,92	4,97	1,45	2,83	5,72	3,37	3,39	5,72
MnO	0,14	0,07	0,05	Следы	Следы	Следы	Следы	0,03	Следы	0,24	0,14	0,41	Следы	Следы
MgO	0,41	1,20	3,23	15,77	0,79	6,59	1,51	1,58	Нет	Нет	1,58	1,18	»	0,22
CaO	3,70	3,42	9,86	12,20	7,90	6,64	5,58	4,88	0,48	1,87	5,20	1,39	1,56	2,21
Na_2O	7,72	7,41	6,22	2,69	6,84	5,07	7,76	6,33	5,20	9,61	6,84	9,25	10,70	8,10
K_2O	4,34	4,65	0,63	0,54	2,71	1,08	3,26	4,42	4,05	5,23	4,11	5,49	5,74	4,96
$H_2O(>110°\ C)$	0,18	0,41	0,80	0,60	1,22	1,85	1,17	0,81	0,08	0,34	0,45	0,84	1,02	1,10
$H_2O(110°\ C)$	0,34	0,19	0,11	0,05	0,12	0,14	0,14	0,14	0,17	0,25	0,33	—	0,12	0,08
Cl	Нет	Нет	Нет	Нет	Следы	Следы	Нет	Нет	Следы	0,04	Нет	0,17	Нет	Следы
P_2O_5	0,36	0,42	1,41	Следы	0,38	0,16	0,76	1,57	Нет	0,31	0,52	Следы	Следы	0,17
CO_2	Нет	Нет	Нет	Нет	Следы	0,38	Нет	Нет	»	0,40	Нет	0,15	Нет	Нет
Умепьшение O для Cl										99,87 0,01		99,98 0,04		
Сумма	99,71	100,44	99,65	99,79	99,76	99,76	99,25	99,67[4]	100,90	99,86	100,65	99,94	100,24	100,50
Уд. вес	2,77	2,74	2,90	3,56	2.82	2,99	2,92	2.89	2,69	2,75	2,70	2,71	2,70	2,78

16. Авгитовый сиенит, Нунасарнаусак. 17. Нордмаркит, Нарсак. 18. Эссексит, Нарсак. 19. Магнетитовый пироксенит, Нарсак. 20. Эссекситовый порфирит, Какарсуак. 21. Трахидолерит, Нунасарнаусак. 22. Трахидолерит, Тасек. 23. Порфир Илимаусак, Илимаусак. 24. Кварцевый порфир (комендит), северный Сиорарсуит. 25. Фойяит, Корок. 26. Авгитовый сиенит, Корок. 27. Нефелиновый порфир, Акулиарусек. 28. Нефелиновый порфир, Акулиарусек. 29. Гедрумит, Акулиарусек.

[4] Включая 0,21% BaO.



Ф и г. 9а. Обзорная карта интрузивов Илимаусак.

По Фергусону (Ferguson, 1964), упрощено. *1—4* — агпаитовые породы: *1* — луявриты; *2* — пойлиты; *3* — содалитовые фойяиты; *4* — какортокиты; *5* — граниты, *6* — гетерогенные сиениты; *7* — авгитовые сиениты.



Ф и г. 9б. Схематизированный разрез через интрузив Илимаусак.

Положение разреза указано стрелками на фиг. 9а. По Фергусону (Ferguson, 1964), упрощено.

В настоящее время они находятся преимущественно на месте своего рождения, т. е. имеют окраинное расположение по отношению к щелочным гранитам.

После интрузии щелочных гранитов процесс дифференциации, приводящей к образованию недосыщенных расплавов, продолжался в центральной части магматической камеры, создав серию ультращелочных пород (агпаитов). Сёренсен (Sørensen, 1958) и Фергусон (Ferguson, 1964) считали, что обилие летучих способствовало образованию агпаитовой стадии дифференциации, во время которой возникли содалитовые фойяиты непосредственно ниже образовавшихся ранее гетерогенных сиенитов, а также была создана замечательная серия полосчатых какортокитов, расположившихся на более низких уровнях. Пегматитовые нойяиты, развитые выше какортокитов и непосредственно под содалитовыми фойяитами, созданы, как считается, в результате захвата плавающих кристаллов содалита кристаллизующимся расплавом в кровле магматического очага, благодаря чему в породах возникла пойкилитовая структура. Тем временем в процессе гравитационной аккумуляции на дне магматического очага и образовались, по-видимому, какортокиты.

Наконец, остаточный расплав, богатый летучими, внедрился между нойяитами и нижележащими какортокитами. После брекчирования, охватившего на севере также краевые авгитовые сиениты, а местами даже и вмещающие породы, остаточный расплав был инъецирован и выжат в вышележащие породы, в которых он застыл, образовав трещинные луявриты. Вероятно, движения, вызывавшие брекчирование почти консолидированного интрузивного тела и контролировавшие образование замечательных, похожих на метаморфические текстур луявритов, были наложенными благодаря скольжению по сдвигу, по которому первоначально был внедрен комплекс.

После консолидации луявритов движения по разлому северо-восточного простирания, который рассек самую южную часть интрузива, выразились в относительном подъеме южного крыла, где эрозия вскрыла какортокиты с великолепной полосчатостью, являющиеся самым нижним членом интрузивной серии.

Нойяиты и в особенности луявриты имеют экономическое значение, так как они ощутимо более радиоактивны, чем другие породы интрузивного массива (Bondam, Sørensen, 1958). В некоторых местах луявриты содержат эвдиалит, стенструпин, монацит и другие радиоактивные минералы (например, торианит?). Местами в северо-западной части интрузива близ Кванефельдта среднее содержание урана в луявритах составляет $555 \cdot 10^{-6}$, а в отдельных пробах — до $2300 \cdot 10^{-6}$. Среднее содержание тория — $1920 \cdot 10^{-6}$, а в отдельных образцах — до $6000 \cdot 10^{-6}$. Разведочное бурение в Кванефельдте производилось в 1958 г. В 1962 г. была осуществлена более обширная программа буровых работ.

Сведения по минералогии и радиоактивности пород комплекса Илимаусак приведены в нескольких работах (Danø, Sørensen, 1959; Buchwald, Sørensen, 1961).

Большая часть абиссальных гардарских интрузий имеет позднегардарский возраст. Исключение составляет комплекс Грённедаль-Ика, возраст которого может быть прослежен до самого раннего гардарского времени, а также интрузия Италико (Ussing, 1912), возраст которой, по-видимому, доверхнегардарский.

Для центральных комплексов Гардарской изверженной провинции преобладающим типом пород являются авгитовые сиениты, а нефелиновые сиениты распространены шире щелочных гранитов. Единственное интрузивное тело, полностью сложенное кислыми породами, представлено гранитным штоком близ Ивигтута.

Граниты Ивигтут и месторождение криолита

Граниты Ивигтут слагают штокообразное тело, достигающее примерно 300 *м* в поперечнике и расположенное на южном берегу фьорда Арсук (см. фиг. 8). По Каллисен (Callisen, 1943, стр. 8), в гранитах присутствуют порфировидные выделения кварца, микроклин-микропертита; в значительных количествах развит альбит. Среди немногочисленных темноцветных минералов наиболее обычен биотит, но в некоторых образцах присутствуют эгиринавгит и натровый амфибол. Граниты окружены эруптивными брекчиями, в которых обильные повернутые угловатые обломки гнейсов включены в гранит-порфиры. Поскольку в составе эруптивных брекчий отсутствуют блоки гнейсов с габбро-анортозитами, которые прорваны гранитами на малой глубине, первоисточником ксенолитов в брекчиях, видимо, служили перекрывающие гнейсы. Предполагается, что брекчии созданы в результате обрушения кровли. Даже если структура вмещающих гнейсов контролирует контуры выходов брекчий, этот контроль, вероятно, имеет только местное значение, а шток обладает почти вертикальными ограничениями, уходящими на глубину. Современный эрозионный срез, как считается, проходит как раз на уровне кровли интрузива (Berthelsen, 1962b).

Непосредственно севернее гранитов Ивигтут, отделяясь от них узкой гнейсовой перемычкой, залегают эксплозионные брекчии, занимающие несколько меньшую площадь,— брекчии Бунке, целиком состоящие из материала вмещающих пород и содержащие угловатые блоки гнейсов. Полевые наблюдения показывают, что и гранитный шток, и близрасположенные брекчии внедрились в позднегардарское время (Berthelsen, 1962b). Определение возраста рубидий-стронциевым методом дало для гранитов Ивигтут (средняя проба) цифру около 2250 млн. лет (Moorbath, Pauly, 1962). После внедрения гранитов Ивигтут и образования брекчии Бунке они были рассечены тонкими дайками порфиритового тунгуаита.

Немного позже в верхней части массива гранитов Ивигтут сформировалось месторождение криолита, а вмещающие граниты были превращены в грейзены. Согласно определению возраста биотита из грейзена (рубидий-стронциевым методом), выясняется, что возраст криолита равен примерно 1150 млн. лет (Moorbath, Pauly, 1962).

Месторождение криолита, в настоящее время полностью выработанное, первоначально представляло собой тело неправильной формы площадью около 115 × 50 *м*, простиравшееся на глубину примерно 70 *м*. Добыча криолита началась в 1856 г. и завершилась осенью 1962 г., когда в течение пятнадцати лет на судах были вывезены массы добытого минерального сырья.

Геология и особенно минералогия известного месторождения Ивигтут были описаны во многих работах. Йонструп (Johnstrup, 1880) описал геологию пород, непосредственно окружающих месторождение. Балдауф (Baldauf, 1910) охарактеризовал типы пород и структуру рудного поля. Дополнительные данные опубликованы во многих других работах (Ussing, 1907—1908; Ball, 1922; Legraye, 1938; Bøggvad, 1942; Callisen, 1943, 1953; Bøggild, 1953; Pauly, 1960). На месторождении было выявлено в общем 76 минералов (личное сообщение Паули).

Главную часть криолитового тела составляла сидерит-криолитовая порода, т. е. порода, образованная криолитом, сидеритом (20%) и кварцем и сульфидами (1—2%). Главные сульфидные минералы представлены сфалеритом, галенитом, халькопиритом и пиритом. Сфалерит встречался в равной мере как в виде собственно сфалерита, так и в виде марматита. Температура образования сидерит-криолитовой породы, как было установлено, находится между 510—590° С (Pauly, 1962). В отдельных местах месторождения наблюдались скопления чистого криолита, кристаллы которого достигали 1 *м*.

В западной части месторождения криолит был смешан с флюоритом, «ивигтитом» (тонкочешуйчатая коричневая слюда), топазом и другими минералами. На более глубоких уровнях криолитовое тело было отделено от подстилающих его гранитов сульфидсодержащей кварцевой породой.

Каллисен (Callisen, 1943) и Сёренсен (Sørensen, 1950) считали, хотя и на разных основаниях, что криолит генетически связан с вмещающими гранитами. Бертельсен (Berthelsen, 1962b) допускал, что образование криолита связано с ультращелочной магмой, породившей тингуаитовые дайки, внедрившиеся после гранитов, но до минерализации. Изотопные измерения (Sr^{87} Sr^{86}) барито-целестина из криолитового тела указывают скорее на основной (базальтовый?) первоисточник магмы, чем на первоисточник гранитного состава (Moorbath, Pauly, 1962).

3. ДОКЕМБРИЙ ЮГА ЗАПАДНОЙ ГРЕНЛАНДИИ

3.1. ВВЕДЕНИЕ

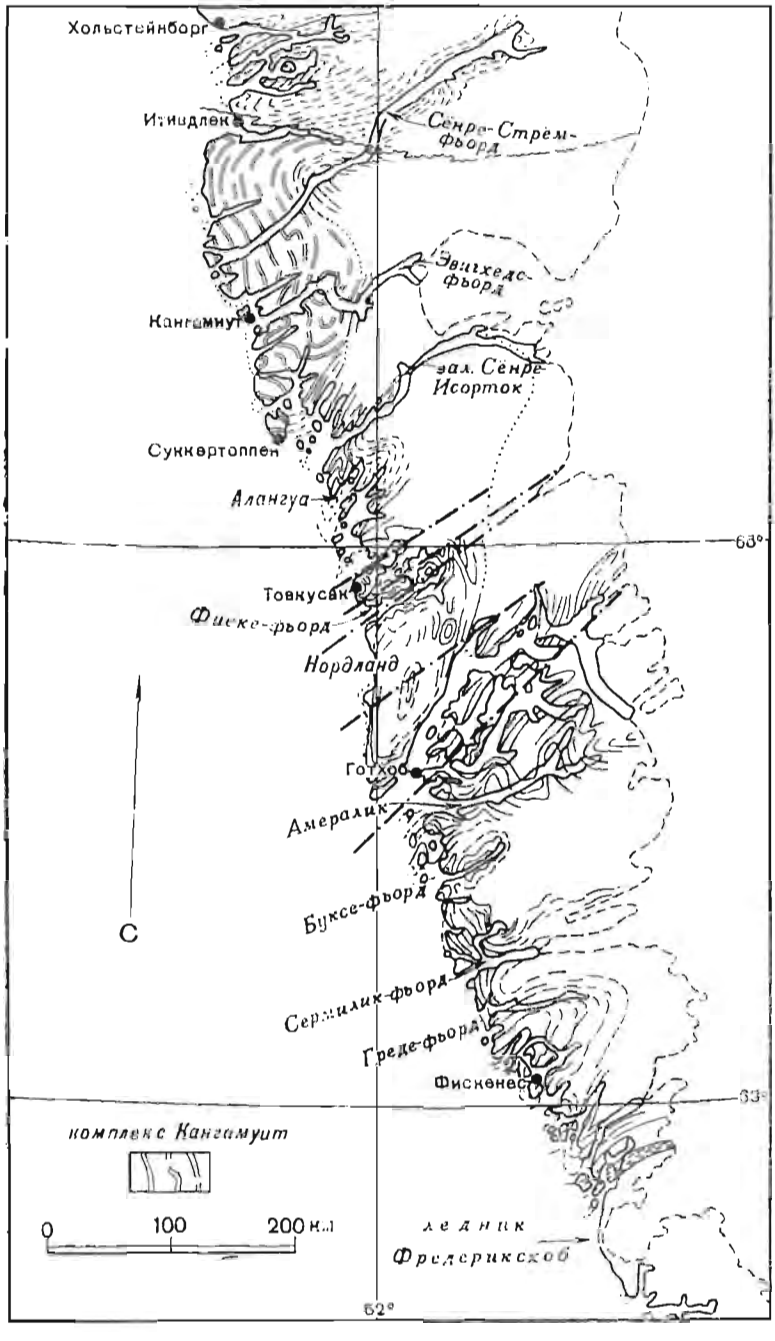
Докембрийские породы юга западной Гренландии слагают область, расположенную между ледником Фредериксхоб и поселком Итивдлек, находящимся севернее устья Сёпре-Стрём-фьорда (см. фиг. 10). Насколько известно, эта область представляет собой северное продолжение поля развития гнейсов района Ивигтут, описанного на стр. 120—122. Единственная геологическая граница, совпадающая с ледником Фредериксхоб, намечает как будто северный предел области распространения коричневых даек гардарской щелочной провинции.

Скудные сведения о докембрии юга западной Гренландии приведены в дневниках Гизеке (Johnstrup, 1878) и в работе Йенсена (Jensen, 1889). Однако Йенсен главное внимание уделил четвертичной геологии. Некоторые геологические наблюдения сделал также Норденшельд (Nordenskiöld, 1914) во время своих географических и геоморфологических исследований. Краткий очерк геологии района Готхоб-фьорда дал Вегманн (Wegmann, 1939c), подчеркнувший сходство пород этого района с породами юго-западной Гренландии.

С 1946 г. началась публикация итогов геологического картирования, организованного Геологической службой Гренландии. В содержательной публикации Рамберга (Ramberg, 1948a) было показано, что к северу от Итивдлека молодой складчатый пояс пересек и переработал структуры кристаллических комплексов юга западной Гренландии.

Позже был опубликован ряд работ по геологии юга западной Гренландии (Berthelsen, 1950, 1955, 1957, 1960c, 1961a, 1962a; Berthelsen, Bridgwater, 1960; Lauerma, 1964; Noe-Nygaard, 1961; Ramberg, 1948b, 1956a; Sørensen, 1951, 1952, 1953, 1954, 1955a, b). Все эти работы посвящены северной части района, т. е. области, находящейся к северу от Буксе-фьорда. По геологии же южной части района в печати появилось меньшее количество данных (Jensen, 1962).

Обзорная геологическая карта Ню-Нигорда и Рамберга (Noe-Nygaard, Ramberg, 1961) охватывает лишь лучше изученную северную часть юга западной Гренландии. За исключением схемы Бертельсена (Berthelsen, 1961a), никаких карт для южной части района не опубликовано. Остается, следовательно, неизвестным, являются ли докембрийские кристаллические породы юга западной Гренландии продолжением складчатого пояса кетилид. Отсутствие поддающихся картированию крупных структур в районе, лежащем непосредственно южнее ледника Фредериксхоб, препятствует прямому прослеживанию структур через ледники и, следовательно, необходимо руководствоваться лишь литологическими и структурными чертами сходства между двумя районами. Рамберг (Ramberg, 1956a) назвал «готхобидами»



Ф и г. 10. Обзорная геологическая карта юга западной Гренландии.
Составлена по опубликованным и неопубликованным картам Г. Г. И.

кристаллические комплексы юга западной Гренландии, но, поскольку комплексы, вероятнее всего, являются кетилидскими, предпочтительнее, по-видимому, не пользоваться этим термином Рамберга. Было бы удобнее именовать породы, развитые севернее ледника Фредериксхоб, донагсуттокидскими. «Нагсуттокидами» Рамберг (Ramberg, 1956a) назвал молодой складчатый пояс центральной части западной Гренландии.

3.2. ДОНАГСУТТОКИДСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

3.2.1. Область между ледником Фредериксхоб и Буксе-фьордом

К северу от ледника Фредериксхоб развита мощная толща гранатовых амфиболитов, амфиболитов и сланцев. Эти породы очень похожи на супракрустальные образования кетилид и, вероятно, представляют собой метаморфические эквиваленты группы Сортис. Далее к северу распространены светлые гнейсы, содержащие несколько мощных горизонтов амфиболитов. Складчатость проявлена интенсивно; наблюдаются как северо-западные, так и северо-восточные простирания осей. По направлению к поселку Фискенес гнейсы темнеют, и, наконец, появляются гнейсы гранулитовой фации. С гиперстен- и диопсидсодержащими гнейсами перемежаются заслуживающие внимания анортозиты, габбро-анортозиты и амфиболиты.

В окрестностях Фискенеса Гизеке в 1809 г. нашел сапфирин. Позже этот район посетили Стенструп в 1877 г. и Сёренсен в 1949 г. Списки старой минералогической литературы можно найти в статье Бёггильда (Bøggyild, 1953). Согласно Сёренсену (Sørensen, 1955b), сапфирин находится в породах сильно метаморфизованного ультраосновного массива, первоначально состоявших из оливина, бронзита и шпинели, а в настоящее время сложенных главным образом жедритом, биотитом, роговой обманкой и сапфирином. Вмещающие гнейсы относятся к фации, переходной между гранулитовой и амфиболитовой. Сапфирин образовался по шпинели. Несколько неправильных жил замещения секут сапфиринсодержащие породы. По мнению Сёренсена, сапфирин образовался в среде, богатой алюминием и магнием и бедной кремнием, а метаморфизм происходил в закрытой системе в тех условиях давления и температуры, которые отвечают переходу от гранулитовой к амфиболитовой фации.

Близ поселка Фискенес найдены валуны красного кварцевого порфира, однако коренные выходы этой породы не обнаружены.

На юге западной Гренландии повсеместно развиты дайки основного состава. Породы даек обычно свежие. На их контактах отчетливо выражены явления закалки. Дайки метаморфизованы лишь локально в зонах молодых разломов и дробления (личное сообщение Эллитсгорд-Расмуссена). Дайки района, расположенного на половине расстояния между поселком Фискенес и Буксе-фьордом, были описаны Йенсеном (Jensen, 1962). В этом районе близ Греде-фьорда и Сермилика можно выделить по крайней мере две генерации даек. Более древняя генерация слагает всерообразную систему; простирания здесь варьируют от восток-северо-восточных до восток-юго-восточных. Простирание более молодых даек примерно юго-восточное. Дайки обеих генераций сложены обычными уралитизированными долеритами. Главные минералы представлены плагиоклазом (An_{45} — An_{65}), авгитом и рудными минералами железа (магнетит-ильменитом, гематитом и пиритом). Акцессорные минералы — апатит и иногда оливин. Два химических анализа долеритов приведены в табл. 8.

По Йенсену (Jensen, 1962), дайки секут гнейсы амфиболитовой, а местами и гранулитовой фации. Гнейсы слагают часть крупной дугообразной структуры. К югу от Ферингехавна и немного далее к северу наблюдаются весьма обширные массивы или смятые в сложные складки пластовые тела

Таблица 8

Химический состав долеритовых даек к югу от Готхоба

Компоненты	Вес.%		Компоненты	Вес.%	
	1	2		1	2
SiO_2	50,43	49,93	CaO	9,01	9,47
TiO_2	2,08	1,91	Na_2O	1,77	2,56
Al_2O_3	12,34	13,30	K_2O	0,55	0,57
FeO_3	3,69	3,51	H_2O^+	1,03	1,07
FeO	14,07	12,50	H_2O^-	0,05	0,06
MnO	0,34	0,30	P_2O_5	0,26	0,18
MgO	4,41	4,60			
			Сумма	100,03	99,96

1. Дайка Амитсуарсук, высота 365 м. 2. Дайка Амитсуарсук, высота 1150 м.

анортозитов. Анортозиты и габбро-анортозиты часто встречаются в системе фьордов Амералик и Готхоб района Готхоб. Несмотря на изменения минеральных фаций, докембрийские образования, развитые между ледником Фредериксхоб и Готхоб-фьордом, слагают, по-видимому, единый геологический комплекс. В северной части юга западной Гренландии, однако, соотношения становятся несколько иными. Здесь можно выделить уже несколько комплексов, каждый из которых обладает своими литологическими или структурными особенностями, хотя все они имеют столь много общих черт, что сформированы, по-видимому, в ходе одной и той же орогении.

3.2.2. Комплекс Готхоб

Комплекс Готхоб состоит из толщ варьирующего состава, представленных главным образом породами амфиболитовой фации. Толщи смяты в складки, шарниры которых погружаются на юг-юго-запад. Во внутренней части фьорда Амералик погружение шарниров складок происходит приблизительно в южном направлении. В районе Готхоб-фьорда местами наблюдаются пологие ундуляции шарниров и мелкие поперечные складки. Самые обычные породы представлены биотит- и роговообманкосодержащими гнейсами гранодиоритового состава, но для комплекса характерны прежде всего перемежающиеся амфиболиты, биотитовые сланцы с гранатом и силлиманитом, анортозиты и габбро-анортозиты, а также обильные ультраосновные породы. В составе комплекса присутствуют, кроме того, гнейсы кислого состава и кварциты, но в небольшом количестве. Габбро-анортозиты приурочены к особым горизонтам гнейсов, где они составляют очень плотно располагающиеся включения, часто — будины. По минеральному составу они как будто очень сходны с габбро-анортозитами Товкусака, описанными на стр. 157. Там, где горизонты гранодиоритовых гнейсов слагают ядра антиформ, гнейсы превращены в кажущиеся гомогенными породы гранитного состава с ясно выраженными текстурами расслоения. Близ Коркута (западнее Готхоба) присутствуют интрузивные граниты, богатые калием. В составе комплекса Готхоб часто встречаются пегматитовые тела, которые могут достигать значительных размеров, как, например, в горизонте амфиболитов на северном берегу Коббер-фьорда. Некоторые пегматиты содержат мусковит, другие — берилл и турмалин (Bøggild, 1953).

Общее исследование пород комплекса Готхоб, результаты которого вскоре должны быть опубликованы, произведено Рамбергом. Уже издана обстоятельная геологическая карта (Noe-Nygaard, 1961). Описание особых

типов пород и некоторых небольших площадей выполнено Сёренсеном (Sørensen, 1953, 1955a) и Бертельсеном (Berthelsen, 1955).

На острове Килангарсуит в архипелаге, расположенном к югу от Готхоба, небольшое тело пироксеновых диоритов включено в биотитсодержащие гранодиоритовые гнейсы. Диориты смяты в складки и метаморфизованы вместе с гнейсами до и после внедрения секущей дайки основных пород. Последовательность геологических событий в районе Килангарсуита показана в табл. 9.

Таблица 9

Схема геологической истории района Килангарсуит. По Бертельсену (Berthelsen, 1955)

Самые поздние события	Кратонная милонитизация, образование разломов и даек
	Слабые деформации, приводящие к складчатости скалывания молодых пегматитов
	Образование молодых биотитсодержащих пегматитов
	Образование пегматитовых сегрегаций в метабазальтах
	Деформация и амфиболитизация базальтовых даек
	Милонитизация, интрузии основных даек
	Образование пегматитов замещения, содержащих роговую обманку
	Внедрение диоритов, первоначально содержащих гиперстен, перекристаллизация их в условиях температур и давления, соответствующих высокотемпературной амфиболитовой фации
Самые древние	Серия метаморфических пород, сложенная амфиболитами, ультрабазитами и анортозитами, образовавшимися, по-видимому, в условиях гранулитовой фации

Другие доказательства сложной истории метаморфизма пород фундамента были получены Сёренсеном (Sørensen, 1955a), изучавшим местность близ Буксе-фьорда невдалеке от Килангарсуита. Здесь небольшие участки типичных гиперстенсодержащих гнейсов гранулитовой фации располагаются среди обычных роговообманковых гнейсов. Эпидотсодержащие бластомилониты и зоны дробления секут упомянутую ассоциацию гнейсов.

На северном берегу Буксе-фьорда полосчатые амфиболиты и гранатовые амфиболиты, смятые в синклиналь, располагаются согласно с гнейсами. Амфиболиты перекрыты мощным пластовым телом анортозитов, сопровождаемым амфиболитами и слюдяными сланцами.

По Сёренсену (Sørensen, 1955a), анортозиты окрестностей Буксе-фьорда представлены гнейсовидными средне- или грубозернистыми породами. В них содержатся мелкие тела горноблендитов. Присутствуют также рассеянные обломки и более протяженные «прослои» амфиболитов.

Одной из характерных особенностей района Готхоб-фьорда является обилие ультраосновных пород (Sørensen, 1953, стр. 67—73). Тела ультраосновных пород, которые достигают иногда нескольких сотен метров в длину, сложены перидотитами, полностью переходящими через промежуточные стадии (антофиллит-роговообманковые породы) в серпентиниты и мыльные камни. Они образуют пластообразные тела, линзы и будины в амфиболитах или в гнейсах. Первичные ультраосновные породы реагировали на процессы гранитизации, пегматитизации и милонитизации различно. Часто они окружены сложными реакционными зонами, состоящими из пород, богатых антофиллитом, роговой обманкой и биотитом. В самой внешней зоне встречается молибденит, так же как и в пегматитах, секущих зоны.

Пегматиты, рассекающие гнейсы и амфиболиты, содержат турмалин и мусковит. Пегматитовые жилы в слюдяных парагнейсах обладают ореолами экстракции, т. е., как отмечает Рамберг (Ramberg, 1956a, стр. 199), они окружены зонами выщелачивания, сложенными кварцем и полевыми

шпатами, из которых во время образования турмалина были полностью извлечены все железо-магнезиальные минералы материнских пород. Рамберг описал также текстуры раздувов и пережимов в венитовых и полосчатых гнейсах из окрестностей Готхоб-фьорда и Феринге-хавна и другие пегматитовые текстуры пород комплекса Готхоб. Особый интерес представляют сложные многоактные пегматит-аплитовые дайки. Они ассоциируют с аплитами гранодиоритового и диоритового состава и, по-видимому, сформированы за счет их первичного расширения. В окрестностях Буксе-фьорда они секут более древнюю систему согласных пегматитов и в свою очередь пересечены биотитовыми пегматитами.

3.2.3. Комплекс Нордланд

Общая геология

Собственно Нордландом называется крупный полуостров на северо-западе Готхоб-фьорда. Он обращен на западе к Девисову проливу, а на севере ограничен длинным разветвленным Фиске-фьордом. Область, лежащая к северу от Фиске-фьорда вплоть до небольшого полуострова Унвфаг, входит в поле развития комплекса Нордланд (Berthelsen, 1957; см. фиг. 11).

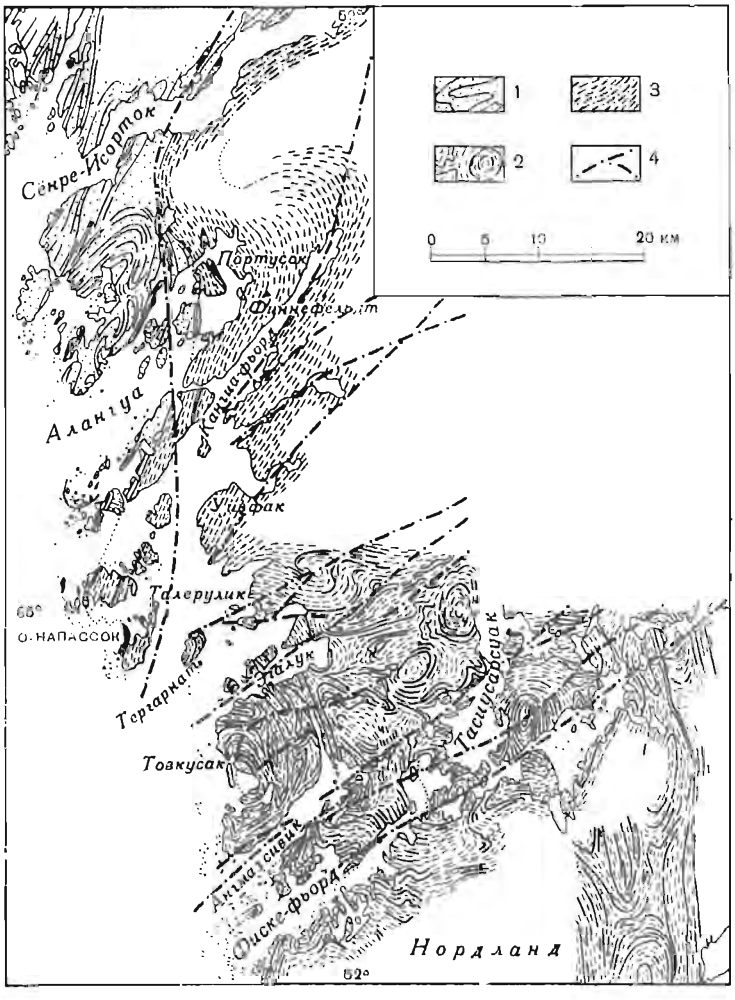
В породах комплекса Нордланд представлены весьма разнообразные минеральные фации. Обычны переходы от пород гранулитовой фации к более низкотемпературным образованиям, однако все породы комплекса были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации и, как показывает изучение их структур, высокотемпературный метаморфизм охватывал весь комплекс одновременно. Местами, например в районе к югу от Фиске-фьорда, породы гранулитовой фации обычно остались непереработанными, тогда как далее к северу процесс последующего метаморфизма амфиболитовой фации был более интенсивным. Много позже, когда стали господствовать условия кратона, произошел сильный регрессивный метаморфизм, варьирующий от эпидот-амфиболитовой фации до фации зеленых сланцев. Этот метаморфизм осуществлялся по зонам некоторых значительных сдвигов, один из которых определил главное направление Фиске-фьорда (см. фиг. 11).

Несмотря на разнообразие минеральных фаций, комплекс Нордланд един в структурном отношении. С петрографической же точки зрения комплекс Нордланд гораздо более однообразен, чем комплекс Готхоб. В составе его преобладают кварцево-диоритовые и гранодиоритовые гнейсы, причем последние присутствуют в подчиненном количестве. Следующими по распространенности являются амфиболиты и пириболиты [1], обычно слагающие важные маркирующие горизонты. Сланцы, созданные по пелитовым породам, распространены меньше, чем кремнистые и кальцит-силикатные породы. Обычны ультраосновные породы, ассоциирующие, как правило, с пириболитами.

Геология окрестностей Иуа в более северной части восточного побережья Нордланда (см. фиг. 10) детально исследовалась Сёренсеном, который наблюдал здесь гнейсы, метаморфизованные в условиях перехода от гранулитовой к амфиболитовой фации и содержащие несколько очень мощных и сложно смятых горизонтов амфиболитов и гиперстеновых амфиболитов, ассоциирующих с ультраосновными породами. Весь комплекс рассечен пегматитами, иногда содержащими берилл. Ларсен и Сёренсен (Larsen, Sørensen, 1961) опубликовали данные двух химических анализов амфиболита и гиперстенового амфиболита из этого района (см. табл. 10).

[1] Пириболиты — основные плагиоклазсодержащие метаморфические породы, для которых величина отношения (гиперстен + диопсид): роговая обманка изменяется от 1 : 2 до 2 : 1 (Berthelsen, 1960c, стр. 19). Это название введено, чтобы избежать употребления термина гранулит для меланократовых пород гранулитовой фации и сохранить первоначальное немецкое значение термина гранулит.

К северу от района Нуа Лауерма закартировал структуру крупного купола. В этом куполе перемежаются породы гранулитовой и амфиболитовой фации (Lauerma, 1964).



Фиг. 11. Обзорная структурная карта района между Фиске-фьордом и Сёкре-Исортоком.

Составлена на основе пересмотренного оригинала Бертельсена (Berthelsen, 1962b) по наблюдениям Рамберга, Сёренсена, Бертельсена, Лауермы, Михеельсена и Бондесена. Использованы данные дешифрирования аэрофотоматериалов. Дайковые породы не показаны.

1 — комплекс Алангуа (маркирующие горизонты представлены слюдяными сланцами и амфиболитами); *2* — комплекс Нордланд (жирными линиями показаны маркирующие горизонты пироксеновых амфиболитов и амфиболитов); *3* — комплекс Финнефельдт (гнейсы и пироксеновые гнейсы Финнефельдт); *4* — разломы.

К северу от Готхоба на юго-восточном побережье Нордланда обширная площадь сложена пироксен- или уралитсодержащими диоритами с агматитовой текстурой (Noe-Nygard, Ramberg, 1961). Аналогичные породы, слагающие более мелкие тела, обычны также в других частях комплекса (Berthelsen, 1960c).

В одном из участков на западном побережье Нордланда и близ нуны Товкусап важными компонентами гнейсов являются включения, будины или тонкие пластовые тела габбро-анортозитов. Очевидно, что эти породы принадлежат к самым нижним частям описываемого комплекса пород. Если они соответствуют стратиграфическому уровню анортозитов комплекса

Таблица 10

Химический состав пород восточного Нордланда.
По Ларсену и Сёренсену (Larsen, Sorensen, 1961)

Компоненты	Вес.%		Компоненты	Вес.%	
	1	2		1	2
SiO_2	4,61	50,14	CaO	9,22	11,20
TiO_2	0,70	0,60	Na_2O	1,46	1,48
Al_2O_3	12,26	11,06	K_2O	0,19	0,13
Fe_2O_3	1,74	1,99	Cr_2O_3	0,20	0,18
FeO	9,90	9,10	NiO	0,04	0,05
MnO	0,22	0,20	$H_2O^{\pm}$	0,55	0,59
MgO	13,79	12,94			
			Сумма	99,88	99,66

Модальный состав (вес.%): 1 роговая обманка — 66,1, гиперстен (FS_{30}) — 21,0, плагиоклаз (An_{70}) — 18,9; плагиоклаз (An_{60}) — 12,4, роговая обманка — 80,6.

1. Гиперстеновый амфиболит, восточнее Кугсука. 2. Амфиболит, восточнее Кугсука.

Готхоб, то большинство супракрустальных пород комплекса Нордланд окажется более поздним, чем такие же породы комплекса Готхоб. Однако подобного рода рассуждения имеют лишь предположительный характер, так как в разрезе наблюдается двукратное повторение супракрустальных комплексов.

Развитие структуры

Геология внутренней части Нордланда еще слабо изучена, за исключением его северо-восточного района, где Лауерма закартировал структурный купол. Геология же северной части района, в которую глубоко врезан разветвленный Фиске-фьорд, изучена очень хорошо. Часть комплекса Нордланд, слагающая полуостров Товкусак, весьма детально описана Бертельсеном (Berthelsen, 1960c). Сведения об остальной северной части района, а также территории, расположенной севернее вплоть до фьорда Алангуа, изложены в другой работе Бертельсена (Berthelsen, 1962a).

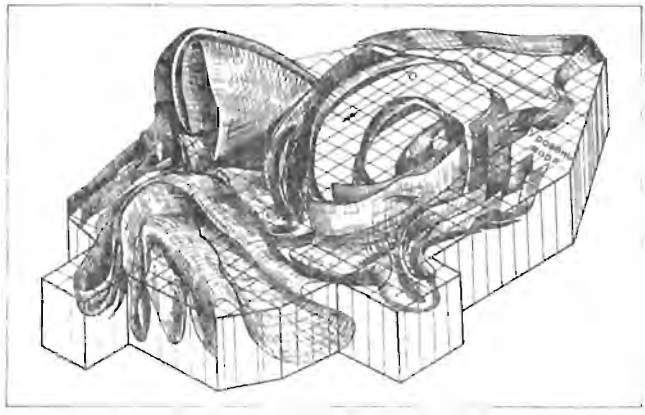
Структурный анализ полуострова Товкусак и дополнительные исследования соседних районов показали, что вся эта область испытала длительное и сложное развитие структуры, схематически представленное в табл. 11. Различные фазы и подфазы этого процесса, прослеженные на Товкусаке, справедливы как будто бы для всего комплекса Нордланд или по крайней мере для наиболее изученного северного поля его развития. Геологическая история комплекса может быть увязана с историей района Килангарсуит в округе Готхоб таким образом, что эпоха растяжения, отмеченная в Килангарсуите метабазальтовой дайкой, будет соответствовать средней фазе истории развития комплекса Нордланд. Последовательность геологических событий в Нордланде была установлена главным образом на основе изучения пироксен-диоритовых тел, даек, а также аплитов, образовавшихся к концу эпохи деформаций, сопровождавшейся метаморфизмом гранулитовой фации. Считается, что все фазы деформаций относятся к одному орогеническому циклу. Тектонограмма и геологическая карта района Товкусак приведены соответственно на фиг. 12 и 13.

Оценивая тектонику комплекса в целом, представляется, что конфигурация выходов пород в общем отражает структуры, созданные во время фазы Пакитсок, с шарнирами, в большей или меньшей степени погружающимися

Таблица II

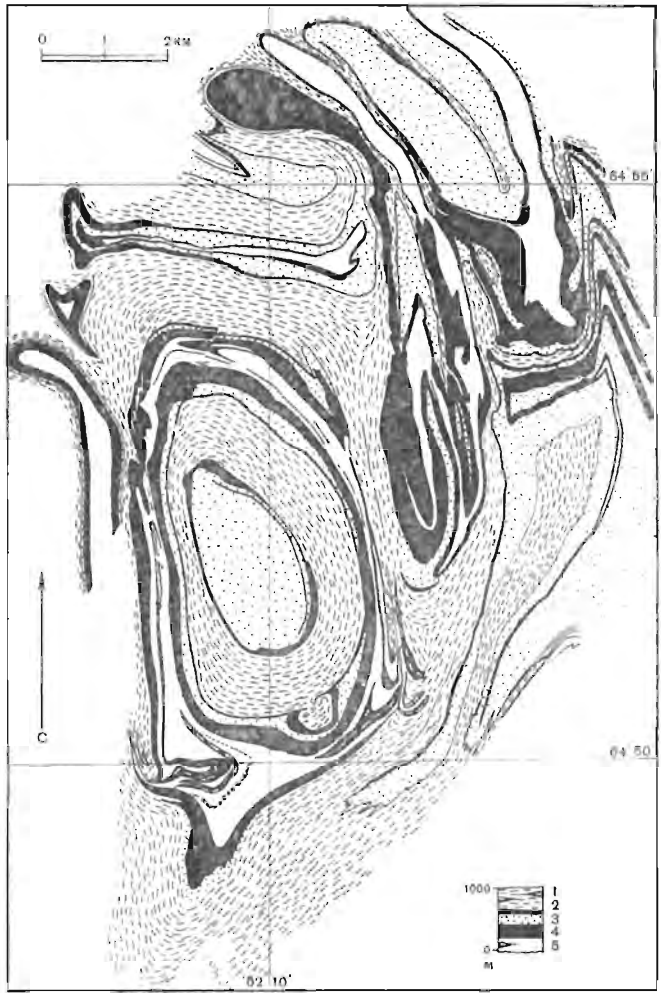
Структурная и метаморфическая эволюция геологических комплексов цуны Товкусак. По Бертельсену (Berthelsen, 1960c, табл. 1)

	Этапы развития	Структурная характеристика	Метаморфизм
Кратонный период	Молодая группа основных даек	Образование даек широтного, северо-восточного и северо-западного простираний	
	Образование разломов Фиске-фьорда	Правые движения по сдвигам северо-восточного до восток-северо-восточного простираний	Регрессивные преобразования, соответствующие давлениям и температурам фации зеленых сланцев
	Древняя группа основных даек	Образование даек меридионального и восток-северо-восточного простирания (экструзии?)	Локальные палингенетические расплавления стенок даек
Орогенический цикл	Милониты Товкусак	Развальцевание, милонитизация и образование разломов (составляющие ряд от паракристаллизационных до посткристаллизационных образований)	Амфиболитовая фация
	Постумная фаза	Складчатость скалывания и мощные паракристаллизационные проникающие движения	
	Промежуточная фаза	Диоритизация по разломам растяжения	Гранулитовая фация
	Подфаза Лангё	Повторные деформации. Позднекинематическая диоритизация	
	Фаза Пакитсок	Открытые и сжатые или пережатые складки обычно с шарнирами, погружающимися в направлениях от юго-восточного до южного. Синкинематическая диоритизация	
	Образование куполов	Диапировые движения в куполах	Стадия мобильных мигматитов (амфиболитовая фация?)
	Фаза Смалледаль	Лежачие складки с восток-северо-восточными простираниями осей	
	Фаза Медтерхёй	Развитие изоклинальных складок с осями, простирающимися в направлениях от северо-западного до меридионального	«Сланцевая фация»
	Супракрустальный период	Осадконакопление и экструзии (интрузии?)	



Фиг. 12. Тектонограмма пуны Товкусап.

Сетка горизонтальной поверхности проведена на уровне моря. Структуры изображены на основе допущения о существовании двух различных горизонтов пириболитов. Вид с северо-запада. По Бертельсену (Berthelsen, 1960c).



Фиг. 13. Геологическая карта пуны Товкусап.

Горизонты повторяются в результате двухактной и трехактной складчатости. Пересмотрено по оригиналу карты Бертельсена (Berthelsen, 1960c).

1 — гнейсы; *2* — малый горизонт пириболитов; *3* — гнейсы; *4* — большой горизонт пириболитов; *5* — гнейсы.

на юг. Сохранившиеся следы лежачих складок Смалледаль восток-северо-восточного простирания, а также гораздо более древних структур Мидтерхёй, выделяемых только в районе Товкусак, имеют лишь локальное значение. Такой ход геологической истории очень похож на последовательность событий, совершавшихся в кетилидах в районе Ивигтут. Это сходство свидетельствует в пользу допущения о том, что северные комплексы действительно являются продолжением тех образований, которые известны на юге.

Петрография

Район Товкусак. Бертельсен (Berthelsen, 1960c) выделил в районе Товкусак кислые, средние, основные, ультраосновные и другие типы пород, в том числе кремнистые породы, кальций-силикатные породы и сланцы. В состав пород кислого типа входят гиперстеновые гнейсы и серия переходных пурпурных и светлоокрашенных гнейсов, в составе которых отражено постепенное все увеличивающееся отчетливо выраженное приспособление пород первичной гранулитовой фации к условиям амфиболитовой фации.

Гиперстенсодержащие гнейсы состоят главном образом из антипертитового плагиоклаза (An_{30} — An_{40}), кварца и пироксена. В пурпурных гнейсах пироксен замещен роговой обманкой или биотитом. Пурпурные гнейсы как будто немного богаче калием, чем гиперстенсодержащие породы, а состав их плагиоклаза изменяется от An_{25} до An_{35}.

Светлые биотитовые гнейсы развиваются по пурпурным гнейсам. Они имеют состав гранодиоритов или гранитов и в качестве породообразующих минералов содержат олигоклаз (An_{20} — An_{25}), микроклин, кварц и биотит.

В состав кислых пород входят также собственно гранулиты, для которых характерны присутствие граната, гранулитовая текстура и мелкая зернистость пород.

К типу средних пород относятся некоторые диориты и анортозиты. Количественная роль этих пород невелика, но они представляют собой весьма характерные компоненты комплекса и важны для выяснения геологической истории. Диориты слагают согласные пластовые тела замещения, длина которых редко превышает несколько сотен метров, или дайки. Сюда относятся также аплиты со структурами расширения (дилатации). Эти типы пород были созданы, по-видимому, в процессе метасоматической диоритизации, происходившей в синкинематическую, позднекинематическую и посткинематическую стадии.

Диориты относятся скорее к лейкократовым породам, состоящим преимущественно из плагиоклаза (An_{35} — An_{15}), гиперстена (Fs_{33} — Fs_{37}), диопсида, биотита и роговой обманки. Из одного пункта, а именно из Диоритнеса, описаны пятнистые и орбикулитовые (шаровые) диориты.

К типу основных пород относятся две главные группы: пириболиты и габбро-анортозиты. Пириболиты слагают важные маркирующие горизонты (см. фиг. 13).

Пириболиты (Berthelsen, 1960c), или гиперстеновые амфиболиты (Sørensen, 1953), состоят главным образом из ортопироксена (Fs_{39} — Fs_{50}) и клинопироксена (He_{30} — He_{35}), плагиоклаза (обычно лабрадора), роговой обманки и некоторого количества биотита. Химический анализ меланократовой разновидности пириболитов был опубликован Сёренсеном (Sørensen, 1953) и представлен в табл. 12.

Габбро-анортозиты состоят преимущественно из основного плагиоклаза (An_{45} — An_{85}) и некоторых темноцветных минералов: диопсида, роговой обманки и биотита.

Ультраосновной тип пород представлен оливинитами, перидотитами, пироксенитами и горнблендитами. Несколько пород бахлантового типа описал Сёренсен (Sørensen, 1953), который считал, что образовались они на

Таблица 12

Химический состав основных и ультраосновных пород Товкусака, западная Гренландия, По Сёренсену (Sørensen, 1953)

Компоненты	Вес.%	13431а Мол. кол.	Число катионов в стандартной ячейке	Вес.%	13431б Мол. кол.	Число катионов в стандартной ячейке
SiO_2	44,40	0,7392	43,6	47,42	0,7894	46,1
TiO_2	0,80	0,0100	0,6	0,75	0,0093	0,5
P_2O_5	0,03	0,0002	—	0,02	0,0001	—
Al_2O_3	7,57	0,0743	8,7	13,38	0,1313	15,3
Fe_2O_3	6,01	0,0376	4,4	3,32	0,0208	2,4
FeO	8,28	0,1152	6,8	9,86	0,1373	8,0
MgO	23,43	0,5811	34,3	13,48	0,3344	19,5
CaO	8,33	0,1486	8,8	10,57	0,1885	11,0
MnO	0,26	0,0037	0,2	0,26	0,0037	0,2
Na_2O	0,60	0,0097	1,1	0,66	0,0106	1,2
K_2O	0,25	0,0027	0,3	0,51	0,0054	0,6
NiO	0,16	0,0021	0,1	0,07	0,0009	0,1
Cr_2O_3	0,50	0,0033	0,4	0,29	0,0019	0,2
H_2O^+	0,13	0,0072	0,9	0,06	0,0033	0,4
Сумма	100,75		110,2	100,65		105,5

Модальный состав, %		Модальный состав, %	
Гиперстен	40	Гиперстен	22
Роговая обманка	38	Роговая обманка	40
Диопсид	9	Диопсид	18
Шпинель + магнетит	11	Плагиоклаз	19
Оливин	2	Магнетит + шпинель	1

13431а. Роговообманковый пироксенит, Лангё.
13431б. Меланириболит. Лангё.

месте, т. е. в амфиболитах (ныне называемых пириболитами) под влиянием метаморфической дифференциации и метасоматоза. Сёренсен опубликовал химический анализ ультраосновной породы, приведенный в табл. 12. Оливиниты, лерцолиты, саксониты и эклогиты обнаружил Бертельсен (Berthelsen, 1960c), по мнению которого ультраосновные породы были некомпетентными во время складчатости в условиях гранулитовой фации, а следовательно, они могли образоваться в зонах потенциального скалывания в пириболитах. Кроме того, Бертельсен показал, что постепенный переход по простиранию ультраосновных пород в пириболиты, отмеченный Сёренсеном, обусловлен сжатой изоклинальной складчатостью пластовых ультраосновных тел, включенных в пириболиты. Таким образом, Бертельсен считал, что ультраосновные породы Товкусака первоначально были кремнистыми доломитами или ультраосновными компонентами офиолитового комплекса, образовавшегося в супракрустальных условиях.

В Товкусаке присутствуют также кислые породы, содержащие силикаты кальция и переслаивающиеся с пириболитами. Главным минеральным компонентом в них является кварц, а одна из пород наполовину сложена магнетитом и диопсидом. Встречаются также чистые известково-силикатные породы, состоящие преимущественно из диопсида, основного плагиоклаза, граната и скаполита.

Бертельсен (Berthelsen, 1960c) опубликовал несколько полуколичественных спектрохимических анализов кислых, ультраосновных и известково-силикатных пород Товкусака, указывающих на содержание в этих породах малых элементов. Он привлек внимание к высокому содержанию хрома в известково-силикатных породах. Очевидно, что перераспределение малых элементов имело место в зависимости от парагенетических преобразований при изменении давлений и температуры. Он пришел к выводу о необходимости соблюдать большую осторожность при использовании малых элементов в качестве индикаторов генезиса глубоко метаморфизованных пород.

Описанные выше различные типы пород слагают разрез мощностью около 1000 *м*, в состав которого входят три главные горизонта гнейсов и два разделяющие их горизонта пириболитов. Этот разрез, который может быть прослежен по всему району, испытавшему исключительно сложную троекратную складчатость, отражает, как считается, в широком понимании первичную стратиграфию супракрустальных образований (см. фиг. 13). Таким образом, за исключением таких метасоматических образований, как диориты и связанные с ними плагиоклазиты, большинство пород Товкусака можно считать метаморфизованными и в той или иной степени преобразованными метасоматозом супракрустальными образованиями. Никаких доказательств присутствия крупных интрузивных тел не имеется.

Наиболее крупные диоритовые тела были сформированы в стадию затухания складчатости гранулитовой фазы (подфаза Лангё), когда в процессе складчатости скалывания дисперсная фаза подстилающих гнейсов проникла в вышележащие горизонты пириболитов, смятые в антиформные структуры. Произошло метасоматическое замещение на месте, что можно изобразить следующим уравнением:

$$\underset{\substack{\text{(в пириболитах)}}}{\text{Роговая обманка}} + \underset{\substack{\text{(привнесенный)}}}{\text{Кварц}} \rightleftarrows \underset{\substack{\text{(в диорите, образованном}\\ \text{за счет пириболита)}}}{\text{Плагиоклаз} + \left\{\begin{array}{l}\text{диопсид}\\ \text{гиперстен}\\ \text{биотит}\end{array}\right.}$$

Район Фиске-фьорда. Комплекс пород Товкусак рассматривался в качестве первичного комплекса гранулитовой фации, частично приспособившегося к условиям амфиболитовой фации во время последней стадии метаморфизма. Породы Фиске-фьорда имели, по-видимому, сходную геологическую историю, но, кроме того, подверглись еще и воздействию посторогенного регрессивного метаморфизма, глубоко проникшего в разломные блоки. Самый поздний метаморфизм происходил в условиях эпидот-амфиболитовой фации или фации зеленых сланцев.

В гнейсах района Фиске-фьорд имеются согласные пластовые тела пириболитов, пироксеновых амфиболитов и диопсидовых амфиболитов. Реже наблюдаются прослои гранат-биотитовых сланцев и кислых пород. В районе Фиске-фьорда или в той части комплекса, которая развита к северу от Товкусака, габбро-анортозиты не обнаружены.

В районе Фиске-фьорда обычны ультраосновные породы, слагающие тела длиной более 1 *км*. В наиболее крупных массивах породы изменяются по составу от дунитов до перидотитов. В центральных частях присутствуют скопления (нодули) диопсида, достигающие 10—30 *см* в поперечнике. Ультраосновные тела располагаются обычно в виде цепочек будиноподобных образований, но встречаются и штокообразные массивы в центральных частях синклиналей или «структур прогибов». Вмещающими породами являются пириболиты или амфиболиты, или гнейсы. На контактах тел с вмещающими гнейсами образуются зоны норитов, напоминающие зоны метасоматического воздействия. Близ зон молодых разломов ультраосновные породы часто серпентинизированы.

Диориты и анортозиты также присутствуют в районе Фиске-фьорда. Там, где эти породы были детально изучены, выяснилось, что они возникли в процессе замещения (Berthelsen, 1957).

3.2.4. Комплекс Финнефельдт

К северу от Нордланда значительная площадь занята довольно гомогенными гнейсами с роговой обманкой и биотитом, более или менее отвечающими по составу кварцевым диоритам. Их называют гнейсами Финнефельдт по имени самой высокой горы в этом районе (высота 1897 *м*). Область распространения этих гнейсов в целом называется комплексом Финнефельдт (Berthelsen, 1950, 1957).

Типичные гнейсы Финнефельдт распространены в районе фьорда Алангуа, в окрестностях Кангиа-фьорда и далее на юг до Уивфака (см. фиг. 11).

Северо-западная граница комплекса Алангуа, отчетливая в районе фьорда, хуже выражена близ архипелага Напассок и Талерулика. Как показало исследование полуострова Уивфак, юго-восточная граница комплекса Финнефельдт расплывчатая. Здесь гнейсы Финнефельдт постепенно переходят в более гетерогенные, частично агматитовые гнейсы комплекса Нордланд. На северо-востоке комплекс Финнефельдт по простиранию переходит как будто в диопсид-биотитовые гнейсы Сёпре-Исорток, закартированные Рамбергом в 1949 г. В этих гнейсах содержится множество включений известково-силикатных минералов. В верховье фьорда Алангуа и к востоку от него в гнейсах Финнефельдт также наблюдаются подобные включения темной окраски.

В окрестностях узкого пролива, соединяющего фьорды Алангуа и Кангиа, в гнейсах Финнефельдт имеется мощный горизонт массивных амфиболитов. На северном берегу пролива этот горизонт заканчивается в замке изоклинальной складки, шарнир которой круто погружается на юг. В амфиболитах присутствуют согласные смятые в складки пегматитовые жилы. Амфиболиты и пегматиты вновь появляются на большом острове во фьорде Алангуа. В амфиболитах резко выражена линейная текстура (см. Ramberg, 1952, фиг. 68); в них присутствуют крупные тела ультраосновных пород.

У самой границы комплекса Алангуа в гнейсах Финнефельдт в нескольких местах выражены тенеподобные текстуры, очень похожие на текстуры, наблюдаемые в прослоях более гомогенных гнейсов комплекса Алангуа. В других местах присутствуют неясно выраженные прослои сланцев.

Состав гнейсов Финнефельдт как будто бы очень постоянен в пределах всего комплекса. Серые среднезернистые хорошо рассланцованные породы состоят главным образом из плагиоклаза (An_{24} — An_{34}), кварца, биотита и роговой обманки. Калий мог быть привнесен в последнюю стадию метаморфизма. Гнейсы Финнефельдт представлены породами низких ступеней амфиболитовой фации.

Три обстоятельства, однако, указывают на то, что гнейсы Финнефельдт пережили довольно сложную историю метаморфизма. Во-первых, в небольших участках гнейсов сохранились реликты парагенезисов гранулитовой фации. Во-вторых, судя по некоторым петрографическим наблюдениям, значительная часть гнейсов Финнефельдт, если не все они, первоначально содержала гиперстен. В-третьих, в комплексе присутствуют диориты, сопоставимые с диоритами Товкусака (Berthelsen, 1960c, стр. 112—142).

В верховье фьорда Алангуа на северном берегу фьорда выступает дайкоподобное тело диоритов. Мощность тела — около 50 *м*. Оно простирается в меридиональном направлении. Тело агматитовое на контактах, в центральных частях гомогенно. В центральных частях, однако, оно рассечено тонкими серыми дайками, которые прослеживаются во вмещающие гнейсы Финнефельдт, превращаясь там в пегматиты. Главное диоритовое тело

образует узкие апофизы, прорывающие более древнюю генерацию пегматитов в гнейсах, но в свою очередь пересеченные более молодыми пегматитами. По составу диоритовое тело отвечает роговообманковым диоритам, но почти нет сомнений в том, что первоначально в породе присутствовал пироксен.

В расположенном по соседству комплексе Нордланд подобные дискордантные пироксеновые диориты возникли, как известно, метасоматическим путем в конце или после заключительной кульминации орогенической фазы, ознаменованной метаморфизмом гранулитовой фации. Эти диориты как будто чужды породам собственно амфиболитовой фации. Таким образом, хотя локально они и приурочены к породам амфиболитовой фации, они могут свидетельствовать о более раннем высокотемпературном метаморфизме этих пород (Berthelsen, 1955).

Сказанное выше дает серьезные доказательства в пользу той точки зрения, что гнейсы Финнефельдт первоначально были представлены породами гранулитовой фации, в которых сформировались секущие тела пироксеновых диоритов. Во время последующего метаморфизма и смятия пород гнейсы и диориты были перекристаллизованы при более низких температурах. Перекристаллизация, по-видимому, осуществлялась в условиях, отвечающих нижней ступени амфиболитовой фации (см. выше). Этот вывод согласуется с результатами изучения диоритов, подвергшихся регрессивному метаморфизму; относительно высокое содержание сфена в гнейсах Финнефельдт может быть объяснено высвобождением в ходе последующей перекристаллизации титана, входившего в состав темноцветных минералов гранулитовой фации.

Поскольку гнейсы Финнефельдт на юге постепенно переходят в более гетерогенные гнейсы комплекса Нордланд, а оси складок комплекса Нордланд с простиранием от северо-западного до север-северо-западного могут быть прослежены в комплексе Финнефельдт, видимо, оба комплекса прошли сходные стадии развития в условиях гранулитовой фации и пироксеновые диориты образовались одновременно в обоих комплексах.

Однако последиоритовая история развития этих двух комплексов была совершенно различной. В комплексе Финнефельдт интенсивные движения затушевали большинство более древних структур и облегчили повсеместную перекристаллизацию. Таким образом, комплекс стал гомогенным, каким мы наблюдаем его в настоящее время; он стал как бы подделкой под синкинематический тоналитовый массив.

3.2.5. Комплекс Алангуа и его структурное положение

Комплекс Алангуа, впервые выделенный в 1949 г. в качестве крупной геологической единицы в процессе картирования под руководством Рамберга, был кратко описан Бертельсеном (Berthelsen, 1950, 1957) и Сёренсеном (Sørensen, 1953). В 1953 г. Сёренсен и Бертельсен изучили заново южную часть комплекса, уделив особое внимание его структурам и соотношениям с комплексом Финнефельдт на юге (Berthelsen, 1962a). Граница между двумя комплексами была закартирована от фьорда Алангуа на севере до Талерулика, расположенного южнее Напассока (см. фиг. 11).

Комплекс Алангуа сложен толщами интенсивно смятых в складки гнейсов и сланцев. Биотитовые сланцы с гранатом и силлиманитом, различные амфиболиты с высоким содержанием диопсида, гранатовые амфиболиты и амфиболитовые сланцы слагают крупные горизонты в гнейсах. В биотитовых сланцах часто присутствуют небольшие количества сульфидов. В сланцах и гнейсах района фьорда Алангуа обычны также богатые эпидотом известково-силикатные породы в виде небольших линзовидных включений.

Рамберг (Ramberg, 1956a, стр. 206, фиг. 15) описал будины диопсидового скарна в окрестностях узкого фьорда, расположенного южнее Сёнре-Исор-

тока. Будины отделены друг от друга телами пегматитов, содержащих известково-силикатные минералы. Компетентные скарновые породы, включенные в серые биотитсодержащие битовнит-кварцевые гнейсы, рассматриваются как метаморфизованные осадочные породы, богатые кальцием. В сланцах и гнейсах в виде будин, линзовидных тел или брекчий присутствуют ультраосновные породы различного состава (Sørensen, 1952, 1953).

Лейкократовые тонкозернистые гнейсы, образованные, вероятно, за счет кварцитов, встречаются в верховье фьорда Алангуа возле самой границы комплекса.

Большая часть гнейсов, а может быть и все они, образовалась, как это может быть доказано, за счет определенных типов сланцев. Кварцево-диоритовые роговообманково-биотитовые гнейсы, местами обогащенные амфиболитовыми включениями, являются как будто мигматизированными амфиболитами (Sørensen, 1953). Другие типы гнейсов возникли, очевидно, в процессе незавершенной гранитизации слюдяных сланцев. Особенно это относится к гнейсам, развитым между Напассоком и южной частью Алангуа и обнаруживающим все переходные стадии. Гнейсы, образованные указанным путем, обычно имеют кварцево-диоритовый состав и содержат в качестве темноцветного компонента биотит. Имеются также горизонты иных гнейсов, происхождение которых менее ясно. Некоторые их особенности указывают на метасоматическое происхождение — наличие в гнейсах небулитовых (теневых) текстур вмещающих пород, а также включений и линз известково-силикатных минералов, которые уцелели при гнейсировании исходных сланцев.

Члены комплекса, по составу изменяющиеся от гранодиоритов до гранитов, а также гранитные пегматиты были, по-видимому, созданы процессами гранитизации и мигматизации, происходившими позже гнейсификации. Сёренсен (Sørensen, 1952) показал существование двух последовательных этапов метаморфизма амфиболитовой фации, выраженных в ультраосновных породах, причем для последнего этапа была характерна интенсивная миграция в дисперсную фазу.

Та часть комплекса Алангуа, к рассмотрению которой мы переходим, простирается в меридиональном направлении почти на 50 *км*. В этой части комплекса степень метаморфизма как будто возрастает с севера на юг. К северу от фьорда Алангуа породы относятся к нижней ступени амфиболитовой фации (Sørensen, 1953, стр. 7). К югу от фьорда Алангуа и далее на юг до Талерулика в некоторых гнейсах присутствует гиперстен. Наличие гиперстена в отдельных местах может быть вызвано метасоматической или тектонической переработкой ультраосновных включений, однако в других местах гиперстен является, по-видимому, подлинно породообразующим минералом гнейсов или сланцев. Немного далее на юго-восток породы, несомненно относящиеся к гранулитовой фации, развиты в пределах муны Товкусап, входящей в состав комплекса Нордланд.

Очень сложная складчатая структура района фьорда Алангуа характеризуется дисгармоничными опрокинутыми или лежачими складками. Шарниры складок в региональных депрессиях и кульминациях занимают различное положение — от горизонтального до вертикального. В районе фьорда простирание осей складок северо-восточное, но к югу и северу оно постепенно меняется, приобретая ориентировку, все более близкую к меридиональной. В районе фьорда Алангуа зона пологих кульминаций шарниров простирается с север-северо-запада на юг-юго-восток, пересекая фьорд. На северо-востоке шарниры погружаются в глубокую депрессию, приобретая вертикальное или даже слегка запрокинутое положение вдоль контакта с комплексом Финнефельдт. Эта сложная структура возникла, очевидно, при надвиге комплекса Финнефельдт на северо-запад, на комплекс Алангуа (Berthelsen, 1962).

3.2.6. Комплекс Кангамиут

Комплекс Кангамиут слагает область, расположенную севернее комплекса Алангуа. Иными словами, эта область находится южнее поселка Суккертоппен и протягивается до фьорда Итивдлек, лежащего севернее устья Сёнре-Стрём-фьорда. Здесь мы не будем рассматривать часть комплекса, сложенную порфировидными или гранатсодержащими кварцево-диоритовыми или гранодиоритовыми гнейсами внутреннего района Эвигхедс-фьорда, т. к. эти породы вероятнее всего представляют собой северное продолжение комплекса Алангуа. На севере комплекс Кангамиут пересечен молодым складчатым поясом нагсуттокид. Аванпост Кангамиут, название которого было придано комплексу Рамбергом (Ramberg, 1948a), находится в центральной части поля распространения пород комплекса (см. фиг. 10).

Главным типом пород комплекса Кангамиут являются так называемые «граниты Суккертоппен», на самом деле представляющие собой гиперстенсодержащие гнейсы, по составу варьирующие от гранодиоритов до кварцевых диоритов. Местами эти породы становятся столь бесструктурными, что напоминают плутонические образования, например эндербиты. В гнейсах Кангамиут содержатся многочисленные включения, полосы, прослои и будины гиперстеновых амфиболитов и других пород основного и ультраосновного состава. Лишь в немногих местах развиты сильно измененные мраморы. Обычны «ржавые зоны», содержащие пирит, графит и гранат, которые указывают на присутствие в породах седиментогенного вещества. В гнейсах обычны мощные горизонты гранулитов (гранатсодержащих кварцево-полевошпатовых пород). Более редки прослои кварцитов, слюдяных сланцев, хондалитов и кипцигитов (Ramberg, 1948a, b).

Шарниры складок комплекса погружаются в общем на юг или юго-запад, хотя на крайнем севере они наклонены на северо-восток или даже на восток. Структуры комплекса Кангамиут кажутся очень простыми, но пока они еще не изучены детально. Крупные антиформы как будто чередуются с открытыми синформами, насколько об этом можно судить по простиранию гранулитовых горизонтов на карте, опубликованной Ню-Нюгордом и Рамбергом (Noe-Nygaard, Ramberg, 1961). Детально изучен комплекс только в двух местах, а именно в районе сапфиринового месторождения близ Суккертоппена и выходов ультраосновных пород близ Сиорарсуита к югу от входа в Эвигхедс-фьорд (см. фиг. 10).

Зона, богатая включениями, шириной в несколько сотен метров и длиной более 1 *км* располагается в 3—4 *км* к северу от поселка Суккертоппен. Большая часть включений сложена сапфиринсодержащими породами, обогащенными роговой обманкой. Всего вероятнее, что эти включения образовались благодаря брекчированию и метасоматозу первичного тела ультраосновных пород. Рамберг (Ramberg, 1948b) обсудил условия равновесности различных минеральных ассоциаций и пришел к выводу о том, что сапфирин стабилен только в условиях нижней ступени гранулитовой фации.

Для гнейсов комплекса Кангамиут весьма обычны включения мелких тел ультраосновных пород, богатых бронзитом. Ультраосновные тела достигают значительных размеров лишь в немногих местах, например близ Сиорарсуита, где находится штокообразный массив дунитов, превышающий 100 *м* в поперечнике. Дунитовое тело было отмечено еще Гизеке (см. Johnstrup, 1878) и позже было описано другими геологами (Jensen, 1889; Rørdam, 1889; Sørensen, 1954).

По Сёренсену (Sørensen, 1954), дуниты Сиорарсуит включены в виде согласного тела в гиперстеновые гнейсы, состоящие главным образом из плагиоклаза (An_{32} — An_{42}) гиперстена, некоторого количества диопсида и биотита. Дунитовое тело окружено эндогенными реакционными зонами. Оно отделено от гнейсов зоной бронзититов, окаймленной со стороны вме-

Таблица 13

Химический состав ультраосновных пород Спорарсуита, округ Суккертоппен По Сёренсену (Sørensen, 1954)

Компоненты	Вес.% 1	2	3
SiO_2	40,83	57,00	40,32
TiO_2	0,00	0,15	0,95
Al_2O_3	0,46	1,42	16,55
Fe_2O_3	0,25	1,01	1,59
FeO	8,07	6,78	4,37
MnO	0,13	0,16	0,01
MgO	48,28	32,20	22,69
CaO	0,53	0,56	0,00
Na_2O	Следы	Следы	0,63
K_2O	0,10	Следы	8,71
NiO	0,35	0,31	0,25
Cr_2O_3	0,18	0,12	0,10
SrO	—	—	0,10
Li_2O	—	—	Следы
P_2O_5	0,02	—	Следы
H_2O^+	0,14	0,48	3,59
H_2O^-	0,10	0,07	0,18
CO_2	0,40	—	—
F	—	—	0,10
Cl	—	—	Следы
S	—	0,05	0,06
		100,31	100,20
Уменьшение O для F и S		-0,03	-0,07
Сумма	99,84	100,28	100,13
Удельный вес	3,30	3,26	2,87

Модальный состав 1	%	Модальный состав 2	%	Модальный состав 3	%
Оливин	94,9	Бронзит	94,2	Флогопит	95,1
Флогопит	2,1	Флогопит	3,1	Бронзит	4,9
Рудный минерал (хромит, магнетит, халькопирит, пирит и пентландит)	0,8	Плагиоклаз и кварц	1,4		
		Роговая обманка + карбонат (не определялся)	1,3		
Роговая обманка	0,5				
Бронзит	0,2				
Серпентин + карбонат (не определялся)	1,5				

1. Дунит (№ 13591). 2. Бронзитит (№ 13464). 3. Флогопитовая порода (№ 13464).

щающих гнейсов черной флогопитовой оторочкой и постепенно переходящей в дуниты. Породы, аналогичные тем, которые слагают окраинные зоны, встречаются также в виде даек, внедрившихся по трещинам и разломам в дунитах. Сёренсен (Sørensen, 1954) считал образование бронзититовых краевых зон результатом взаимодействия гнейсов и дунитов в условиях гранулитовой фации. Он рассмотрел процессы химического обмена и показал, что отношение Mg : Fe в бронзите уменьшается от центра к краям ультраосновного тела. Химические анализы дунита, бронзитита и флогопита, опубликованные Сёренсеном (Sørensen, 1954), приведены в табл. 13.

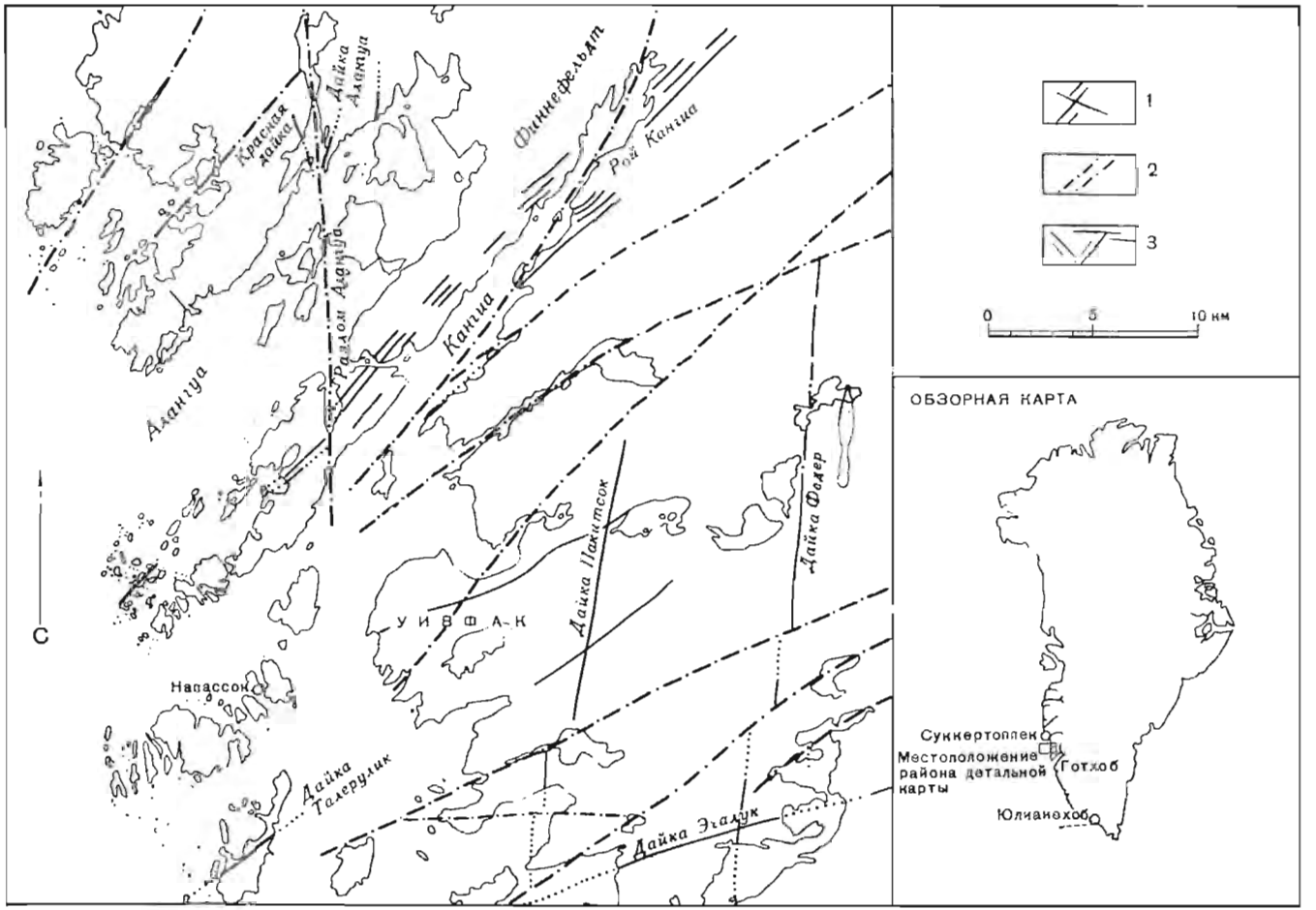
3.2.7. Посторогенные образования района Фиске-фьорд — Алангуа

Посторогенные основные дайки повсеместно встречаются в кристаллических комплексах, развитых между ледником Фредериксхоб на юге и складчатым поясом нагсугтокид, лежащим севернее Итивдлека. Об основных дайках района, расположенного посередине между Фискенесетом и Ферингехавном, т. е. в южной части этой протяженной полосы побережья, сказано на стр. 165. Хотя дайки закартированы по всему северному региону, их сколько-нибудь детальная геология известна только для участка Фиске-фьорд — Алангуа (Berthelsen, Bridgwater, 1960). Дайки расчленены на древнюю и молодую группы. Группа древних даек внедрилась до образования крупной системы правых сдвигов северо-восточного простирания, а внедрение даек молодой группы произошло после образования этих сдвигов (см. фиг. 14а и 14б). Обе группы даек составляют несколько систем, каждая из которых обладает особым простиранием. Системы относятся, по-видимому, к различным генерациям, однако известен лишь один случай пересечения даек различных систем, но относящихся к одной и той же группе. Судя по результатам обзорного геологического картирования, расчленение даек, установленное для района Фиске-фьорда, справедливо и для более южных районов, вплоть до Готхоб-фьорда, где также встречаются красные пузырчатые дайки неизвестного возраста.

Группа древних даек

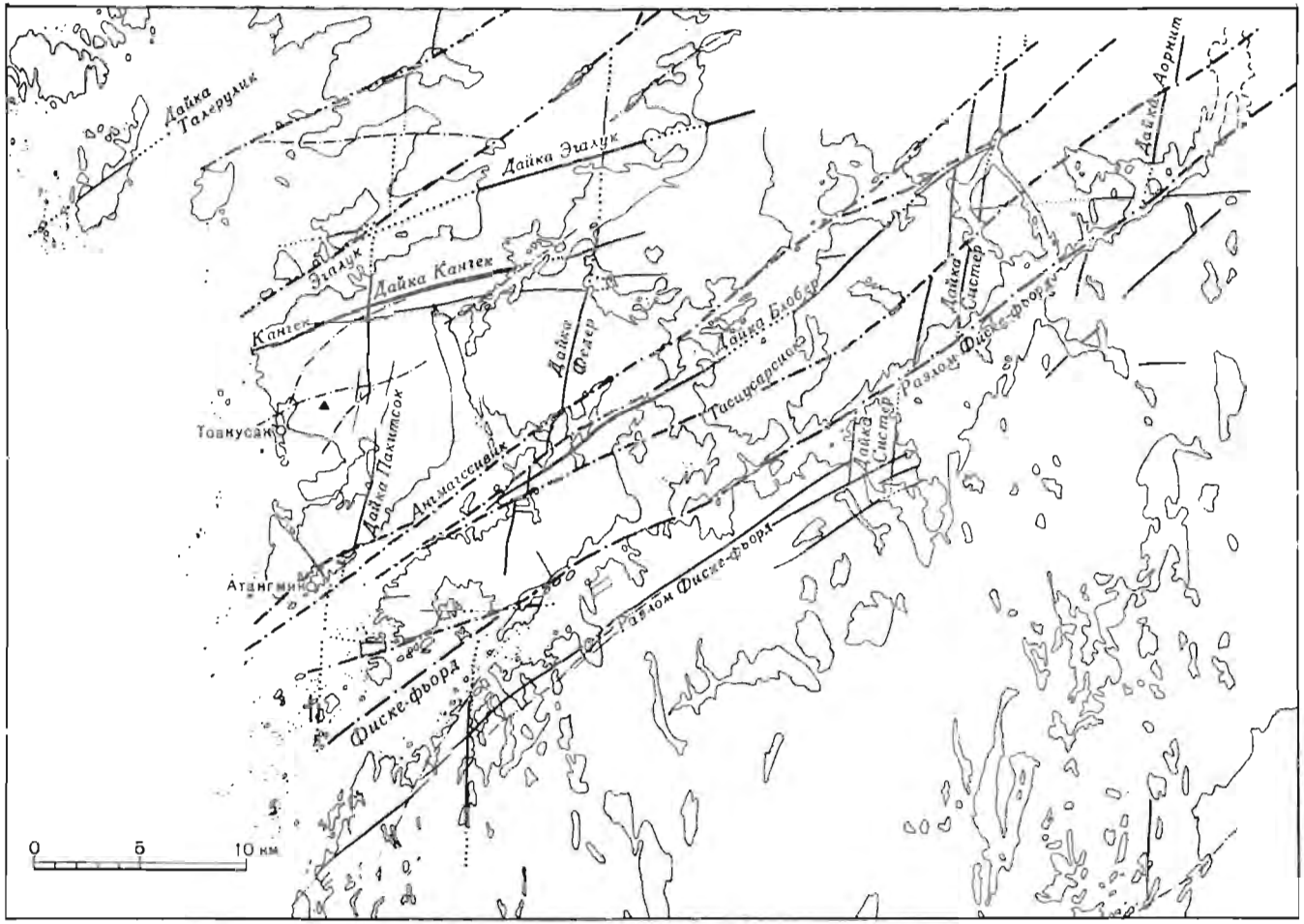
В районе Фиске-фьорд — Алангуа группа древних даек представлена древней системой даек, простирающихся примерно на северо-восток (70°), и относительно более молодой системой с простиранием на север-северо-восток (10°). Мощность даек изменяется от нескольких метров до почти 25 *м* (см. фиг. 14а и 14б). Некоторые дайки, хотя и разорванные кулисообразными структурами, прослеживаются более чем на 45 *км*. Более древние дайки при выветривании приобретают красновато-коричневую или ржавую окраску, помогающую отличать их от более молодых даек, которые обычно темнее. Почти все дайки на контактах имеют хорошо выраженные зоны закалки, но одна дайка на полуострове Товкусак вызвала палингенетическое расплавление вмещающих гнейсов. Это явление может быть объяснено, если допустить, что дайка играла роль подводящего канала для поверхностных излияний и что через дайку длительное время проходил магматический поток. Соседние мощные дайки того же возраста обладают нормальными контактами с явлениями закалки.

Дайки древней группы обладают необычными петрографическими особенностями. Некоторые из них содержат до 90% темноцветных минералов (оливина, авгита и ортопироксена), а полевой шпат сосредоточен только в промежутках между ними. Бриджуотер (Berthelsen, Bridgwater, 1960) допускает, что эти особенности обусловлены сортировкой вещества в процессе нормальной кристаллизации. Предполагаемый порядок кристаллизации изображен в табл. 14.



Ф и г. 14а. Основные дайки и главные разломы на юге округа Суккертоппен.

Для более южного разлома см. фиг. 14б. По Бертельсену и Бриджуотеру (Berthelsen, Bridgwater, 1960).
1 — древняя группа даек; *2* — разломы; *3* — молодая группа даек.



Ф и г. 14б. Основные дайки и главные разломы южной части округа Суккертопшен.
По Бертельсену и Бриджуотеру (Berthelsen, Bridgwater, 1960).

Таблица 14

Порядок кристаллизации в дайках древней группы района Фиске-фьорд — Алангуа

(Начало кристаллизации)
Оливин
Fa_{10} ——————————→ Fa_{50}
Ортопироксен
Fs_5 ——————————→ Fs_{35}
Авгит ——————————→
Пижонит
Поздний магнетит, роговая обманка, биотит
Кварц, альбит, микроклин
Плагиоклаз
An_{70} ——————————→ An_{10}

Две серии, мафическая и фельзитовая, не сопоставимы, однако, непосредственно. Дайки, богатые темноцветными минералами, содержат плагиоклаз с большим содержанием натрия, как показано в табл. 15, где подведены итоги изучения структур и минерального состава отдельных даек.

Таблица 15

Соотношения между структурами и минеральным составом даек древней группы района Фиске-фьорд — Алангуа

Названия даек	Структура	Содержание темноцветных минералов, %	Содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе
Систер	Интерстициальные лейсты полевого шпата	90	$\leqslant An_{45}$
Федер, Пакитсок	Пойкилитовый полевой шпат включает более ранние темноцветные минералы	45	$\leqslant An_{55}$
Аорнит, Алангуа	Субгедральный полевой шпат и поздний офитовый пироксен	35 (среднее)	$\leqslant An_{75}$

Наиболее приемлемое объяснение наблюдаемого распределения минералов заключается как будто в том, что каждая порода состоит из двух компонентов, а именно из минералов, частично отсортированных в результате гравитации и выделившихся ранее, и минералов, кристаллизовавшихся позже из остаточной магмы во время заключительной стадии ее консолидации. Вывод о том, что гравитационная сортировка кристаллов действительно имела место, подкрепляется наблюдаемыми явлениями раздробления и изгиба минералов, образовавшихся первыми. Состав краевых зон закалки указывает на то, что вариации состава, наблюдаемые в различных дайках, уже существовали в магме до ее инъекции в трещины.

Разломы Фиске-фьорда

Система правых сдвигов северо-восточного простирания, рассекающая область между Готхоб-фьордом и Сёнре-Исортоком, называется разломами Фиске-фьорда по имени соответствующего фьорда. В некрутых бортах наблюдаются великолепные обнажения брекчий и агматитов зон разломов, залеченных пегматитами и богатых эпидотом сланцев, приближающихся по составу к гельсинкитам. Современный эрозионный срез зон разломов, очевидно, вскрывает находившуюся некогда на глубине часть земной коры,

в пределах которой интенсивная перекристаллизация и регрессивный метаморфизм преобладали над механическим раздроблением горных пород. Минеральные ассоциации зон разломов показывают, что перекристаллизация происходила в условиях давлений и температур, соответствующих режиму фации зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой фации. Во многих местах регрессивный метаморфизм глубоко проникает в блоки, ограниченные разломами, на что указывает образование эпидота и серицита по полевым шпатам. Формирование разломов Фиске-фьорда вызвало также омоложение некоторых позднеорогенических милонитов, зон надвигов и развальцевания в породах фундамента. В районе Фиске-фьорда зоны разломов вертикальны, но далее к югу, в Нордланде, наблюдается их умеренный наклон на север. Собственно разлом Фиске-фьорд обусловил правое смещение на 3,5 *км*, как показывают наблюдения над двумя смещенными дайками.

Группа молодых даек

К группе молодых даек относятся дайки с простираниями на северо-восток (50°), восток-северо-восток (85°) и северо-запад (320°). Все они как будто внедрились после образования разломов Фиске-фьорда, поскольку без всякого смещения секут зоны разломов, а их апофизы интрудируют в эти зоны. В состав группы входят порфиритовые дайки и другие дайки, породы которых обладают обычно не порфировыми, а офитовыми структурами. Породы контактовых зон даек либо обнаруживают следы хорошо выраженной закалки, либо представлены почти стекловатыми разностями. По сравнению с древними дайками они менее трещиноваты. Различные системы молодых даек не отличимы по петрографическим признакам. В общем молодые дайки содержат меньше темноцветных минералов, чем древние дайки. Плагиоклаз в породах молодых даек более идиоморфный. В нем отчетливо выражена зональность. Пироксен часто офитовый (аллотриоморфный). Апатит, отсутствующий в породах древних даек, является постоянным акцессорным минералом молодых даек.

Густые рои посторогенных даек северо-северо-восточного простирания, рассекающие комплекс Кангамиут, вероятнее всего, являются северным продолжением системы только что описанных молодых даек северо-восточного простирания (Berthelsen, Bridgwater 1960).

4. ДОКЕМБРИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ ГРЕНЛАНДИИ

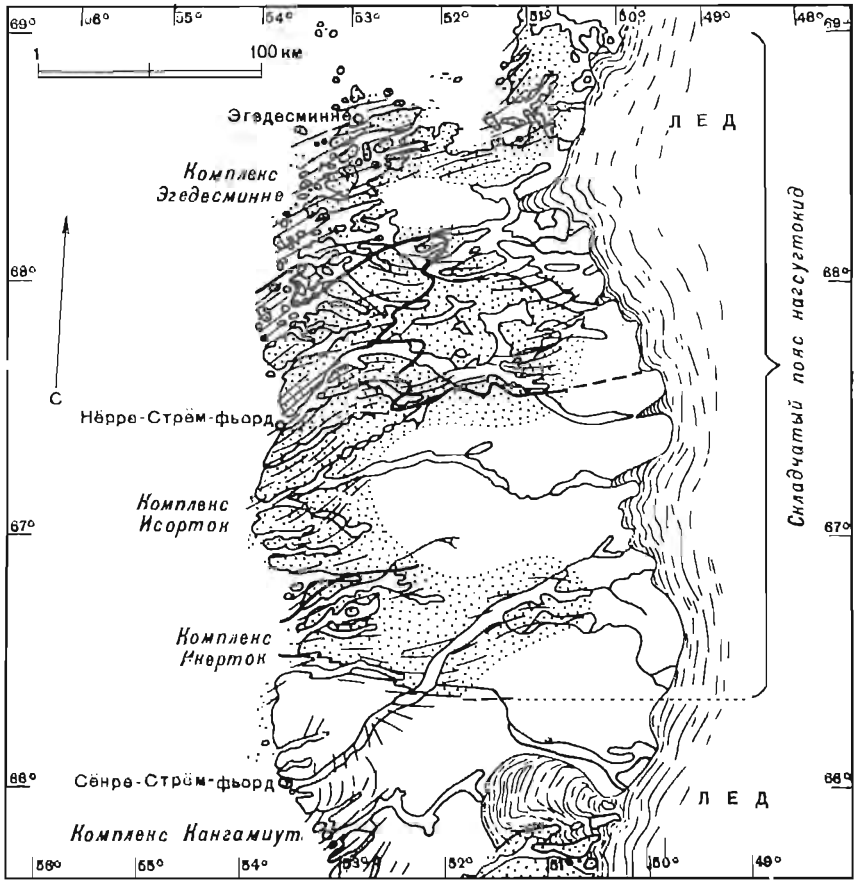
4.1. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Описываемый ниже район находится между фьордом Итивдлек (непосредственно на 66° с. ш.) и Якобсхавн-Ис-фьордом (около 69° с. ш.) (см. фиг. 15).

Гизеке (Giesecke, 1910) упоминает серию пунктов, где он причаливал в пределах данного района. Однако главной целью его путешествия был сбор минералов, поэтому он и не дал связного представления о геологии района. Первая предварительная геологическая карта района, лежащего между поселками Арферсьорфик и Хольстейнборг, была составлена в 70-х годах прошлого века Корнерупом (Kornerup, 1881). В тексте, сопровождающем карту, Корнеруп подчеркнул тот факт, что в этом районе развития пород фундамента граниты встречаются исключительно редко. Он выделил три главных типа гнейсов: обычные гнейсы, гранатовые гнейсы и железистые гнейсы. Кроме того, он отметил присутствие прослоев известняков — доломитов. Округ Эгедесминне кратко описал Пьетурссон (Pjetursson, 1898), главной целью которого было изучение ледниковых явлений. Крюгер (Krueger, 1930) также привел некоторые геологические данные по южному

и восточному берегам залива Диско, особенно данные о системах трещин и их выражения в рельефе.

В 1946 г. Геологическая служба Гренландии начала систематическое геологическое картирование в окрестностях Хольстейнборга. В последующие годы рекогносцировочное картирование проводилось в центральной и южной частях западной Гренландии. На основе этих работ была опубликована



Фиг. 15. Структурное расчленение складчатого пояса нагсугтокид в западной Гренландии. По Рамбергу и Ню-Нюгорду.

серия трудов (Pauly, 1948; Ramberg, 1948a, b, 1951, 1956a, b, Noe -Nygaard, 1952; Noe-Nygaard, Berthelzen, 1952; Ellitsgaard-Rasmussen, 1954; Ellitsgaard-Rasmussen, Mouritzen, 1954). Обзорная геологическая карта была опубликована Ню-Нюгордом и Рамбергом (Noe-Nygaard, Ramberg, 1961). В первые годы картирования в пределах досягаемости были районы морского побережья, берега фьордов, некоторые долины и озера, в связи с чем их карта имеет только предварительный характер.

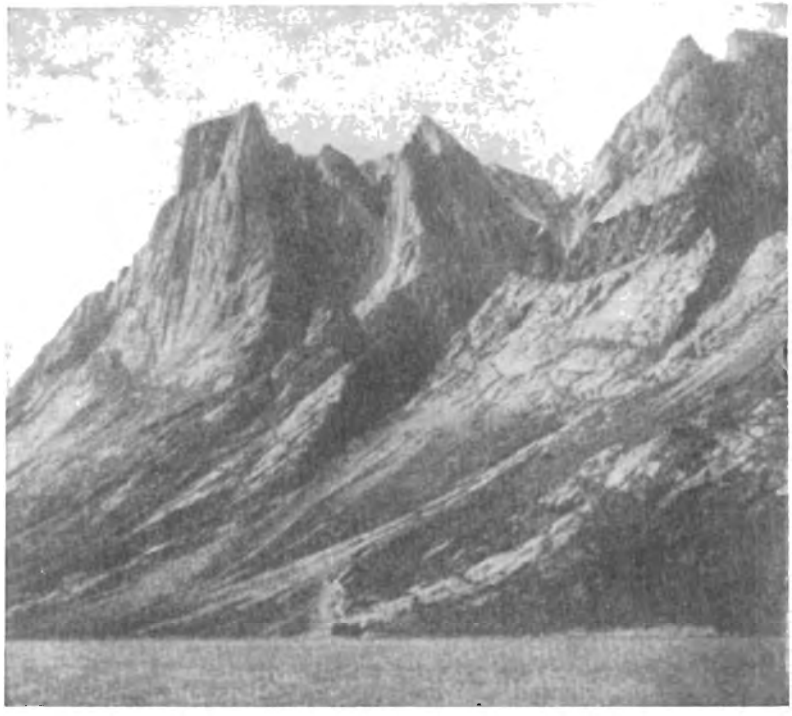
4.2. ГРАНИЦЫ КОМПЛЕКСОВ НА ЮГЕ ЗАПАДНОЙ ГРЕНЛАНДИИ

В районе Сёнре-Стрём-фьорд — Итивдлек наблюдается крупное несогласие. Здесь гнейсовый комплекс Кангамиут, относимый предположительно к кетилидским орогеническим образованиям, соприкасается и переплетается

с более молодым орогеническим поясом, располагающимся в центре западной Гренландии, как об этом уже было сказано выше (см. фиг. 1).

В районе, протягивающемся от внешней части Итивдлека до Сёнре-Исортока к югу от поселка Суккертоппен, гнейсы гранулитовой фации комплекса Кангамиут рассечены большим роем даек неизмененных долеритов, который простирается на север-северо-восток и назван дайковым роем Кангамиут.

В районе Сёнре-Стрём-фьорда дайковый рой Кангамиут легко прослеживается в изумительно обнаженных крутых бортах фьорда (см. фиг. 16). Во внешней части фьорда дайки сходны с другими дайками того же роя,



Фиг. 16. Диабазовые дайки роя Кангамиут, секущие донагсуттокидские гнейсы. Внешняя часть Сёнре-Стрём-фьорда. Фото Сёренсена.

развитыми южнее, но в глубине страны, примерно в 30—40 *км* от устья фьорда. Долериты перекристаллизованы в амфиболиты, в них появляется сланцеватость. В том же самом месте вмещающие гнейсы обладают плоско параллельной текстурой, параллельной зальбандам амфиболитизированных даек. Мощность даек изменчива. В дайках обнаруживаются признаки начальных стадий складчатых деформаций. Немного далее в глубь страны степень смятия даек увеличивается. Структуры вмещающих гнейсов становятся совершенно согласными с простираниями измененных даек.

Во внутренней части Сёнре-Стрём-фьорда некоторые дайки превращены в прослои, богатый амфиболом, а другие — в зоны полосчатых темных гнейсов (Ramberg, 1948a; Noe-Nygaard, 1952).

Из этих наблюдений следует вывод о том, что тектонические и метаморфические преобразования комплекса внутренних частей Сёнре-Стрём-фьорда моложе соответствующих изменений во внешних частях фьорда. Фьорд косо сечет главные геологические структуры, что, следовательно, создает уникальную возможность исследования района, в котором находятся два докембрийских складчатых пояса (см. фиг. 16 и 17).

Поскольку комплекс во внутренней части Сёнре-Стрём-фьорда залегает согласно с комплексом пород округа Хольстейнборг и района, находящегося к северу от него, вся область сформировалась позже того времени, когда происходило образование гнейсового комплекса Кангамиут.



Фиг. 17. Будины амфиболитов в гнейсовом комплексе Икерток.
Квадойн-фьорд — ветвь внутренней части Сёнре-Стрём-фьорда, западная Гренландия. Фото Ню-Нюгорда.

Глубоко размытый орогенический пояс, развитый в районе верховья Сёнре-Стрём-фьорда, на берегу моря и в районе фьордов, расположенных севернее, назван складчатым поясом нагсугтокид по названию фьорда Нагсугток (Нёрре-Стрём-фьорд) (Ramberg, 1948a; Noe-Nygaard, 1952).

4.3. ГЛАВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА НАГСУГТОКИД

Комплекс нагсугтокид смят в складки, простирающиеся примерно в северо-восточном направлении. Между Сёнре-Стрём-фьордом и Нёрре-Исортоком шарниры обладают устойчивым погружением на юго-запад, а близ Нёрре-Исортока они погружаются на восток или северо-восток. Немного севернее в районе побережья для шарниров характерно слабое погружение на юго-запад, тогда как далее в глубь страны они почти горизонтальны, как, например, в Нагсугтоке, где было установлено умеренное погружение на северо-восток в связи со слабыми ундуляциями шарниров (Ramberg, 1948a; Noe-Nygaard, Berthelsen, 1952; Noe-Nygaard, Ramberg, 1961).

По интенсивности регионального метаморфизма орогенический пояс нагсугтокид можно расчленить на три главных компонента: гнейсовый комплекс Эгедесминне, гнейсовый комплекс Исорток и гнейсовый комплекс Икерток.

4.4. РЕГИОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ НАГСУГТОКИД

Ниже предлагается описание трех главных гнейсовых комплексов складчатого пояса, начиная с крайнего севера. Этот порядок описания избран потому, что южная часть орогенического пояса является областью интенсивного развития дайкового роя Кангамиут (см. стр. 171). Таким образом, рационально как будто считать, что в южной части развиты также гнейсы основания. В северной части складчатой зоны, наиболее удаленной от древнего фундамента, развиты породы, представляющие собой, по-видимому, геосинклинальные образования. Перейдем к краткому описанию трех комплексов.

Гнейсовый комплекс Эгедесминне. В пределах группы мелких островов, расположенной севернее поселка Эгедесминне и называемой здесь районом

Анарсуит, на одном острове установлено развитие самой низкой ступени метаморфизма пород комплекса (Ellitsgaard-Rasmussen, 1954). Комплекс собственно гнейсов Эгедесминне состоит из гранодиоритовых гнейсов с прослоями сланцев и амфиболитов. Главная часть комплекса перекристаллизована в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

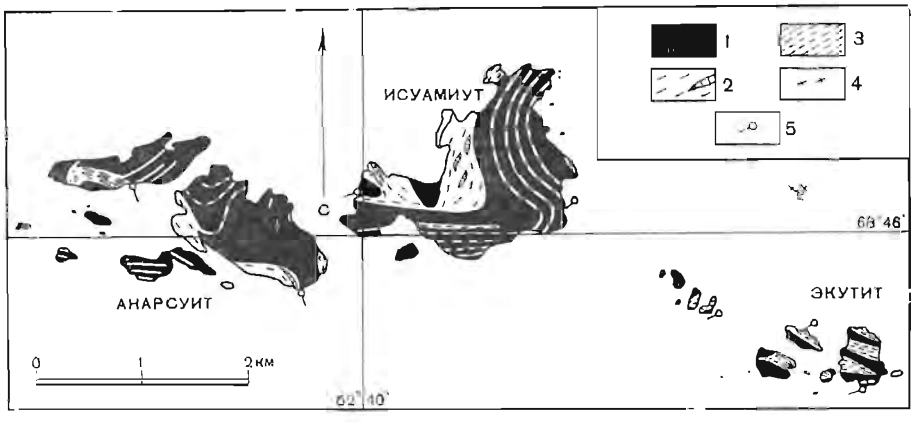
Гнейсовый комплекс Исорток. Этот комплекс сложен кварцево-диоритовыми гнейсами, т. е. эндербитами, переслаивающимися с хондалитами, кинцигитами и пироксеновыми гранулитами. Комплекс был перекристаллизован в условиях гранулитовой фации.

Гнейсовый комплекс Икерток. Комплекс перекристаллизован в условиях амфиболитовой фации и во многих отношениях довольно близок комплексу Эгедесминне (Ramberg, 1948a; Noe-Nygaard, 1952).

4.4.1. Гнейсовый комплекс Эгедесминне

Район Анарсуит

В архипелаге южной части залива Диско севернее поселка Эгедесминне группа мелких островов была закартирована Эллитсгорд-Расмуссеном (Ellitsgaard-Rasmussen, 1954). Поскольку местные породы подверглись лишь



Фиг. 18. Обзорная карта района Анарсуит к северу от Эгедесминне.
По Эллитсгорд-Расмуссену (Ellitsgaard-Rasmussen, 1954).
1 — зеленокаменные амфиболиты; *2* — гранат-слюдяные сланцы с кварцитами; *3* — ставролитовые сланцы; *4* — гнейсы; *5* — оси складок.

слабому региональному метаморфизму, их первичный характер может быть установлен очень точно. Здесь представлена осадочная серия слюдяных сланцев и кварцитов, а также магматическая серия зеленокаменных пород.

Согласно Крюгеру (Krueger, 1930), другая небольшая группа островов (Хунде-Эйланд), располагающаяся посредине между островом Диско и гренландским побережьем на юге, также сложена породами невысоких ступеней метаморфизма, а именно слюдяными сланцами, гранат-слюдяными сланцами, кальцитовыми мраморами и доломитами.

На фиг. 18 приведена обзорная карта структуры района Анарсуит (Ellitsgaard-Rasmussen, 1954). Между породами архипелага и гнейсовым комплексом, развитым южнее, видимо, не существует структурного согласия, поскольку низкотемпературные породы островов относятся к супраструктуре складчатого пояса, а собственно гнейсовый комплекс принадлежит к инфраструктуре.

Седиментогенные породы района Анарсуит по степени метаморфизма можно разделить на две главные группы. На островах Анарсуит и Исуамиут, расположенных на западе, седиментогенные породы представлены

гранат-слюдяными сланцами и кварцитами. Они главным образом мелкозернисты и обладают очень темной окраской.

Первичным материалом сланцев были преимущественно бедные кальцием глинистые отложения, содержащие около 5% K_2O. Эллитсгорд-Расмуссен (Ellitsgaard-Rasmussen, 1954) считал, что перекристаллизация началась до внедрения основной магмы, представленной зеленокаменными породами, и происходила во время фазы складчатости на том ее этапе, который соответствовал интервалу между «раннегранатовой» и «синграната новой» стадиями метаморфизма, и что, наконец, после образования грюнерита имели место деформации, обусловившие образование скаполита.

Кварциты представляют собой светлые вполне перекристаллизованные крепкие породы, часто слагающие гривки среди более мягких и легче поддающихся выветриванию сланцев. Местами наблюдаются реликтовые текстуры косой слоистости. Кроме того, единственное обломочное зерно турмалина, наблюдавшееся в кварцитах, дает представление о размерах зерен исходного песчаника (Ellitsgaard-Rasmussen, 1954).

На Экутите — самом восточном острове — в сланцах наблюдается несколько иная минеральная ассоциация. Тектоника района островов поддерживает мысль о парагенезисах стресса (Ellitsgaard-Rasmussen, 1954).

В табл. 16 приведены химические составы гранат-ставролитового сланца и гранат-слюдяных сланцев. Интрузивный компонент разреза представлен зеленокаменными породами — клиноцоизит-плагиоклазовыми амфиболитами, несомненно магматогенными, поскольку им часто присуща трещиноватость, дающая столбчатую отдельность, и поскольку они вызвали значительный контактовый метаморфизм сланцев. По химизму они отвечают базальтам и слагают силлы и факолиты. Наблюдаются два типа пород, а именно тонкозернистые серовато-зеленые амфиболиты и грубозернистые амфиболиты, в которых минералы видны простым глазом. На свежих поверхностях излома породы обычно имеют темную серовато-зеленую окраску. Два химических анализа зеленокаменных пород представлены в табл. 16.

Таблица 16

Химический состав пород района Анарсуит. По Эллитсгорд-Расмуссену (Ellitsgaard-Rasmussen, 1954)

Компоненты	Вес.%					Компоненты	Вес.%				
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
SiO_2	51,98	59,59	59,75	50,40	50,25	$H_2O\pm$	2,43		2,66		
TiO_2	1,12	0,72	0,75	1,34	1,38	ZrO_2	0,00				0,00
Al_2O_3	25,73	18,31	17,90	13,98	15,91	Cr_2O_3	0,00	—	0,00	0,00	0,00
Fe_2O_3		1,56	1,70	1,43	2,14	NiO	—	—	0,00	—	—
FeO	10,62	6,66	8,50	10,18	8,59	Cl	Следы	—		—	Следы
MnO	0,10	0,26	0,33	0,23	0,18	S	0,32	—		0,09	
MgO	2,69	2,04	2,22	8,61	6,42	SO_3	—	—		—	0,23
CaO	1,17	1,90	0,35	10,47	11,24	BaO	—	—		—	0,00
Na_2O	2,60	1,63	0,22	2,52	2,86	C	—	0,33		—	—
K_2O	1,83	3,35	5,73	0,26	0,17	F	—	0,05		—	—
P_2O_5	0,00	0,07	0,06	0,08	0,12						
H_2O^+		3,00		0,92	1,10						
H_2O^-		0,13		0,04	0,00		100,59			100,55	
						Уменьшение O для S	0,16			0,05	
						Сумма	100,43	99,60		100,50	100,59

1. Ставролитовый сланец, Экутит (№ 38052/48). 2. Гранат-слюдяной сланец, Анарсуит (№ 37896). 3. Гранат-слюдяной сланец, Исуамиут (№ 36064). 4. Зеленокаменная порода (№ 36065/48). 5. Зеленокаменная порода (№ 36054/48).

Вероятный процесс образования зеленокаменных пород был описан Эллитсгорд-Расмуссеном (Ellitsgaard-Rasmussen, 1954) следующим образом. Равновесный плагиоклаз, по содержанию анортита не превышающий An_{30} — An_{40}, образовался в условиях нарастающего давления и падающей температуры, а избыток кальция вошел в состав амфиболов и клиноцоизита. Подъем температуры и снижение давления, наступившие позже, привели к образованию плагиоклаза с обратной зональностью, причем состав краевой зоны был не выше лабрадора (An_{55} — An_{60}). Зеленокаменные породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, ступень которой на востоке несколько выше, чем на западе.

В районе в небольшом количестве присутствуют пегматиты, образовавшиеся, по-видимому, во время перекристаллизации зеленокаменных пород. Представлены они кварцевыми пегматитами с малым содержанием плагиоклаза. Несмотря на высокое содержание калия в сланцах и избыток кварца калиевый полевой шпат не образовался.

Собственно гнейсовый комплекс Эгедесминне

Гнейсы комплекса Эгедесминне представлены главным образом светлыми породами гранодиоритового состава. Они были перекристаллизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. В образцах гранодиоритовые гнейсы довольно гомогенны, а в крупных обнажениях — резко гетерогенны.

Главные минералы: плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит и зеленая роговая обманка. Широко распространены мирмекитовые структуры. Кроме мощных горизонтов амфиболитов, в гранодиоритовых гнейсах присутствуют мелкие прослои, шлиры и иногда включения с довольно изометричными ограничениями темных пород среднего состава, главным образом амфиболитов.

Таблица 17

Химический состав гнейсов, принадлежащих к гнейсовому комплексу Эгедесминне. По Рамбергу (Ramberg, 1951)

Компоненты	Вес.%									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Г. Г. И. № 37326	Г. Г. И. № 37871	Г. Г. И. № 37039	Г. Г. И. № 37041	Г. Г. И. № 37771	Г. Г. И. № 37764	Г. Г. И. № 37768	Г. Г. И. № 37888	Г. Г. И. № 37424	Г. Г. И. № 37924
SiO_2	71,50	69,69	70,30	71,48	68,54	66,59	73,14	70,69	70,47	71,05
TiO_2	0,23	0,33	0,38	0,16	0,37	0,50	0,12	0,20	0,32	0,23
Al_2O_3	15,94	16,76	16,55	15,73	16,08	17,80	14,80	16,62	14,18	16,24
Fe_2O_3	0,42	0,62	1,20	0,66	1,00	1,36	0,16	0,68	1,49	0,21
FeO	1,22	1,78	1,64	0,89	1,98	2,52	1,12	1,44	1,76	1,58
MnO	0,04	0,00	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	0,03	0,04	0,02
MgO	(0,40)	1,00	0,68	0,55	1,10	1,12	0,41	0,58	0,61	0,61
CaO	2,27	4,81	3,11	2,22	3,34	3,75	1,59	2,71	3,45	3,02
Na_2O	4,84	3,69	4,22	3,47	4,42	4,31	3,20	4,77	3,58	4,29
K_2O	2,80	1,21	1,28	2,16	2,26	1,65	4,93	1,70	3,27	2,29
P_2O_5	0,14	0,17	0,15	0,11	0,14	0,20	0,06	0,07	0,16	0,09
H_2O^+	0,36	0,46	0,65	0,36	0,44	0,49	0,19	0,40	0,37	0,68
H_2O^-	0,04	0,04	0,03	0,08	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03	0,02
F									0,03	
Сумма	100,19	100,56	100,22	97,90	99,71	100,35	99,74	99,91	99,76	100,33

В табл. 17 представлен химический состав некоторых гнейсов комплекса Эгедесминне (Ramberg, 1951). В отдельных местах присутствуют гранитные тела, играющие подчиненную роль, гомогенные, довольно массивные, с высоким содержанием калия в породах, слагающие согласные тела в гнейсах, например на острове Саркадлит к югу от поселка Эгедесминне, где граниты приурочены к синклиналп, погружающейся на запад. Другие гранитные тела выделены в юго-западной части района залива Диско. На морском берегу острова Манитсок севернее поселка Эгедесминне отмечены порфировидные граниты (Noe-Nygaard, Ramberg, 1961).

Два образца красных гранитов рапакиви из коллекции Гизеке, взятые в районе бухты Юго-Восточной, петрографически описаны Ню-Нюгордом (Noe-Nygaard, 1944), но условия их залегания неизвестны.

В отдельных местах в составе комплекса Эгедесминне присутствуют слюдяные сланцы, главные минералы которых представлены биотитом, плагиоклазом и кварцем. Иногда сланцы ассоциируют с мраморами. Самый мощный и наиболее протяженный горизонт слюдяных сланцев находится на гренландском побережье за поселком Кристиансхоб и в окрестностях аванпоста Икамиут в бухте Юго-Восточной, где в сланцах обычно содержится гранат, и иногда силлиманит, указывающие на перекристаллизацию в условиях довольно высоких температур (амфиболитовая фация). Сланцы произошли, по-видимому, за счет осадочных пород глинистого состава (Ramberg, 1951; Noe-Nygaard, Ramberg, 1961).

Чистые кварциты в составе комплекса Эгедесминне редки. Это очень существенное обстоятельство, так как кварциты играют важную роль в составе метаморфизованной серии осадочных пород района Анарсуит (см. стр. 173, 174).

Грубозернистые мраморы слагают интенсивно смятые прослои, мелкие тела или включения во всех трех комплексах складчатого пояса нагсуттокид, но особенно распространены они в комплексе Исорток. Во многих местах под влиянием метаморфизма появились такие известково-силикатные минералы, как диопсид, паргаситовая роговая обманка, скаполит, анортитовый плагиоклаз и сфен.

В гнейсах Эгедесминне часто встречаются согласные прослои и неправильные тела амфиболитов. Амфиболитовые прослои нередко будинированы. Очевидно, амфиболиты обладают большей хрупкостью при деформациях, чем гнейсы. Во многих местах включения в амфиболитах сконцентрированы в зонах, параллельных сланцеватости вмещающих гнейсов. Такие агматитовые зоны являются, вероятно, реликтами некогда непрерывных горизонтов, раздробленных и разобщенных под воздействием тектонических процессов. Между соседними будинами или обломками обычно наблюдаются кварцевые или пегматитовые жилы, выполняющие трещины. Амфиболиты в ассоциации со слюдяными сланцами и мраморами часто встречаются в окрестностях поселка Кристиансхоб. Они широко распространены также в районе между поселком Эгедесминне и аванпостом Кангатсиак, где слагают согласные прослои в гранодиоритовых гнейсах. Амфиболиты, находящиеся в тесной ассоциации со слюдяными сланцами, могут представлять собой перекристаллизованные и частично метасоматически преобразованные известковистые осадочные породы. Амфиболиты, располагающиеся только в гнейсах, могли первоначально быть метадиабазами, а очень мощные амфиболитовые тела можно рассматривать как перекристаллизованные лавы, субвулканические образования или даже как габбровые массивы, поскольку зеленокаменные силли и факолиты района Анарсуит имеют именно такое происхождение (см. стр. 175).

Грубозернистые кварц-полевошпатовые дайки, жилы и шлиры встречаются в пределах всего комплекса, но особенно много их в четырех районах, а именно к югу и северу от поселка Кристиансхоб; в зоне, протягивающейся

в глубь страны в юго-западном — северо-восточном направлениях от Кангатсиака; в северной ветви центральной части фьорда Арферсьорфик и в центральной и внутренней частях фьорда Нагсугток. Минеральный состав пегматитов обычно связан с составом вмещающих пород. Пегматиты в гнейсах состоят преимущественно из микроклина и небольшого количества альбита. Если присутствует гранат, то он довольно богат MnO, и как и гранат гранодиоритовых гнейсов. Пегматиты, встречающиеся в слюдяных сланцах, в качестве главного минерала содержат плагиоклаз.

4.4.2. Гнейсовый комплекс Исорток

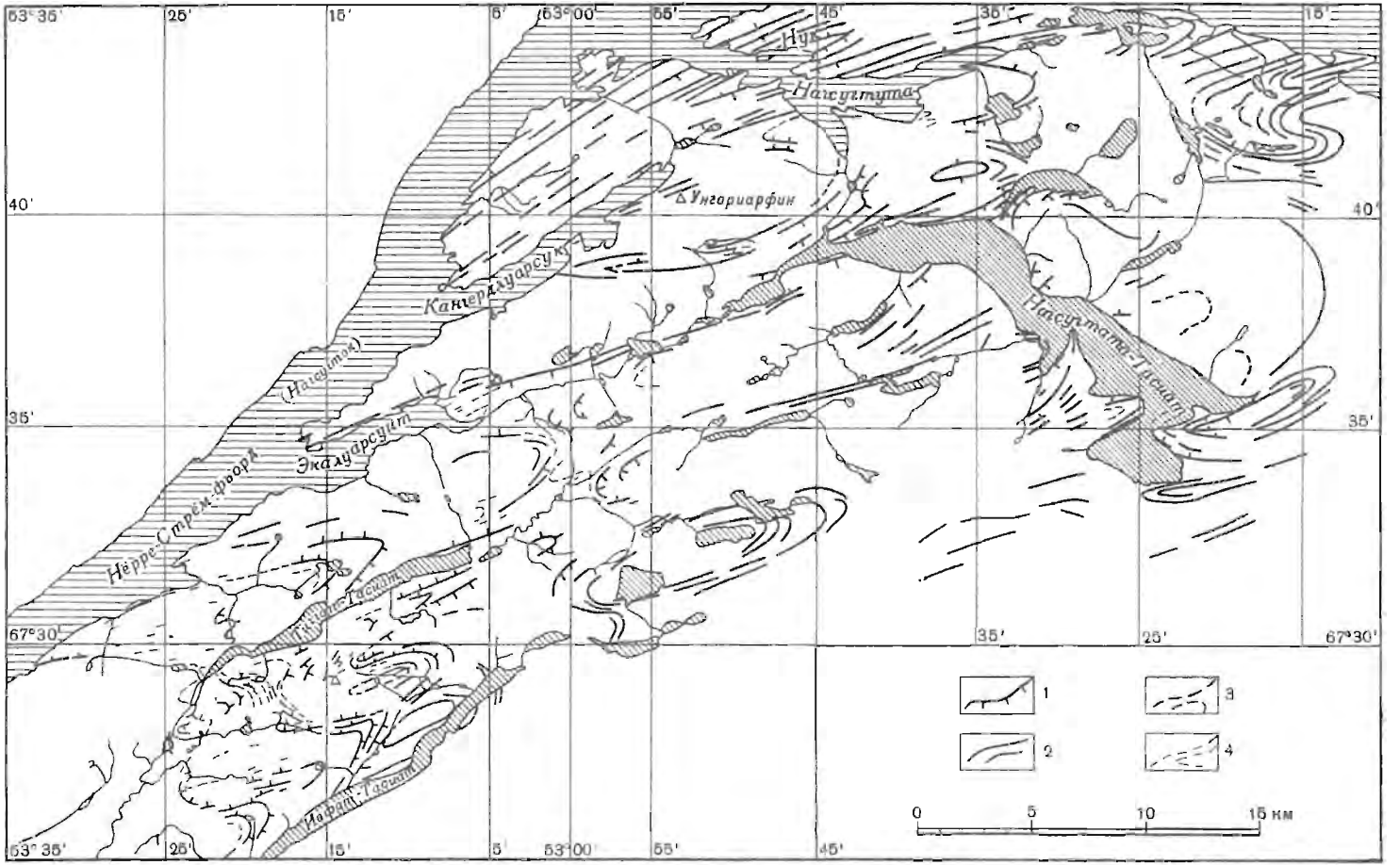
Структура комплекса Исорток впервые была изучена на морском побережье и во фьордах (Ramberg, 1948a). Позже Ню-Нюгород и Бертельсен (Noe-Nygaard, Berthelsen, 1952) провели более детальные полевые исследования в небольшом районе южнее излучины фьорда Нагсугток и в пределах самой излучины (см. фиг. 19).

Шарниры складок гнейсов Исорток простираются с запад-юго-запада на восток-северо-восток под углами 10—30°. Местами, однако, шарниры ундулируют, в силу чего иногда наблюдаются их погружения на запад-юго-запад. В верховье и в северной части фьорда Кангердлуарсук шарниры складок горизонтальны, за исключением района устья фьорда Нагсуттута, где наблюдается воздымание шарниров. Горизонтальное положение шарниров преобладает также к северу от Нагсуттока, создавая структурный рисунок, который можно было бы объяснить развитием изоклинальных складок. Углы наклона умеренные; очень редко они достигают 45°; также редки опрокинутые складки.

Особенно трудно различать в поле первичную слоистость и метаморфическую сланцеватость (Noe-Nygaard, Berthelsen, 1952). Изучение исключительно хорошо обнаженной антиклинали с погружающимся шарниром в излучине фьорда Нагсугток доказало, однако, что гранулиты и амфиболиты слагают надежные маркирующие горизонты, пригодные для прослеживания первичной слоистости. Прослои мраморов, если они выдержаны, также могут служить для этой цели. Структура же некомпетентных гиперстеновых гнейсов контролируется, как будто, сланцеватостью, а не первичной слоистостью. В упомянутой антиклинали и в других сходных структурах простирания плоскостей сланцеватости более или менее параллельны плоскостям напластования, но углы падения сланцеватости более крутые, в связи с чем плоскости сланцеватости сходятся над антиклиналями и под синклиналями. Таким образом, путем измерения элементов залегания плоскостей сланцеватости можно выделять антиклинальные и синклинальные структуры, в то время как структурные признаки плоскостей слоистости выясняются только при измерении падения и простирания компетентных слоев. Плоскости сланцеватости в общем параллельны осям региональных складок, но они под небольшими углами пересекают осевые плоскости в местах погружения и воздымания шарниров. Именно в этих местах обнаруживается, следовательно, отчетливая несогласованность в структурных признаках компетентных и некомпетентных горизонтов.

Кроме плоскостной сланцеватости, обычно существует также и линейность, располагающаяся по плоскостям сланцеватости параллельно осям региональных складок.

Полевые наблюдения показывают, что кульминации даже в зачаточной форме могут присутствовать в тех случаях, когда происходила региональная складчатость, сопровождавшаяся образованием плоскостей сланцеватости. Развитие плоскостей сланцеватости как будто связано с мелкими складками типа складок волочения. Этим путем можно объяснить, почему плоскости



Ф и г. 19. Структурная карта части комплекса Исорток в складчатом поясе нагсуттокид.

Центральная часть Нёрре-Стрём-фьорда. По Ню-Нюгорду и Бертельсену (Noe-Nygaard, Berthelsen, 1952).

1 — простирания и падения по данным полевых наблюдений и дешифрирования аэрофотоматериалов; *2* — простирания, проведенные на основе дешифрирования аэрофотоматериалов; *3* — условные данные дешифрирования простираний по аэрофотоматериалам; *4* — простирания, основанные только на полевых наблюдениях.

сланцеватости сходятся над сводами антиклиналей и расходятся над синклиналями (Noe-Nygaard, Berthelsen, 1952).

Наибольшую роль в составе комплекса Исорток играют гиперстеновые гнейсы (эндербиты) с характерной коричневой окраской на выветрелых поверхностях. Породы часто выглядят более меланократовыми, чем они есть на самом деле. Главные минералы эндербитов: кварц, плагиоклаз (An_{30} — An_{40}), гиперстен, биотит и местами роговая обманка.

Роговая обманка эндербитов отличается от роговой обманки гнейсов комплекса Эгедесминне и представлена титанистым феррогастингситом (Ramberg, 1948a).

Химические анализы некоторых эндербитовых гнейсов представлены в табл. 18.

Таблица 18

Химический состав гнейсов гнейсового комплекса Исорток
По Рамбергу (Ramberg, 1951)

Компоненты	Вес.%				Компоненты	Вес.%			
	1	2	3	4		1	2	3	4
	Г. Г. Н. № 37651	Г. Г. Н. № 37551	Г. Г. Н. № 142	Г. Г. Н. № 130		Г. Г. Н. № 37651	Г. Г. Н. № 37551	Г. Г. Н. № 142	Г. Г. Н. № 130
SiO_2	62,98	65,82	64,31	61,10	CaO	5,31	4,82	6,96	5,18
TiO_2	0,80	0,64	0,34	0,63	Na_2O	4,16	3,66	2,69	3,45
Al_2O_3	16,92	15,55	16,32	16,30	K_2O	0,80	0,84	0,27	3,93
Fe_2O_3	2,23	1,11	2,45	1,67	P_2O_5	0,39	0,40	0,17	0,38
FeO	3,67	4,72	4,82	3,49	H_2O^+	0,18	0,11	0,17	0,30
MnO	0,08	0,07	0,13	0,09	H_2O^-	0,18	0,14	0,06	0,15
MgO	2,45	2,41	1,77	3,36					
					Сумма	100,15	100,29	100,46	100,03

Эндербитам присуща гнейсовая текстура или линейность, иногда они почти массивны. Помимо полос и шлир железо-магнезиальных минералов, встречающихся повсеместно, обычны также более изометричные включения этих минералов, которые иногда столь обильны, что гнейсы приобретают агматитовую текстуру. Полосчатые и агматитовые разновидности чередуются. Часто включения железо-магнезиальных минералов концентрируются в зонах, параллельных гнейсовидности, что указывает на принадлежность темноцветных фрагментов породы к числу реликтов когда-то непрерывных слоев. Большая часть включений железо-магнезиальных минералов сложена пироксенами и амфиболами; среди них встречаются также диопсидовые скарны.

Амфиболитовые прослои или включения обычно отделены от кварцсодержащих пород реакционной зоной, насыщенной гиперстеном. Первичный состав эндербитовых гнейсов в целом не установлен потому, что метаморфизм гранулитовой фации затушевал многие первичные особенности пород. Имеются три возможных объяснения их генезиса: гнейсы могли частично принадлежать переработанному фундаменту, на котором когда-то были отложены осадочные породы нагсуттокид; гнейсы могут представлять собой частично перекристаллизованные доорогенные или синорогенные кварцевые диориты; наконец, что более вероятно, исходными породами гнейсов могли быть осадочные отложения, лавы и другие супракрустальные породы геосинклинальной серии, так как, бесспорно, осадочные образования встречаются во многих районах в виде тонких прослоев в эндербитах (см. ниже).

В эндербитах присутствуют прослои грубозернистых, иногда сильно смятых кальцитовых мраморов. Мраморы встречаются также в виде вытяну-

тых комковатых тел и мелких включений. Выдержанные прослои мраморов особенно многочисленны во внешней и центральной частях фьорда Нагсуг-ток. Прослои мраморов часто, но не всюду ассоциируют с прослоями слюдяных сланцев или силлиманит-гранатовых гранулитов.

Карбонатные породы комплекса Исорток прогрессивно метаморфизованы. В них появились такие известково-силикатные минералы, как диопсид, паргаситовая роговая обманка, скаполит, анортитовый плагиоклаз и сфен (Pauly, 1948; Ramberg, 1948a). Процесс замещения иногда заходит столь далеко, что стирает все черты первичной карбонатной породы. Реакционно-скарновые минералы обычно слагают линзы или неправильные тела. Иногда они рассеяны по всему горизонту или вдоль контакта с вмещающими силикатными породами (Pauly, 1948).

Местами в состав гнейсового комплекса вместе с мраморами входят такие обращающие на себя внимание породы, как светлоокрашенные гранатсодержащие гнейсы, в которых часто присутствуют силлиманит и графит. Состав этих пород сильно изменчив, но они хорошо распознаются в поле по светлой окраске, обусловленной снежно-белыми полевыми шпатами. Светлая окраска этих пород резко контрастирует с коричневато-зеленым цветом преобладающих эндербитовых гнейсов.

Светлые гранатсодержащие гнейсы представляют собой изменчивую ассоциацию гранулитов (кварц, полевые шпаты, гранат), хондалитов (силлиманит, но кордиерит отсутствует) и кинцигитов (кордиерит и силлиманит). Они часто переслаиваются с мраморами и скарнами, иногда — с прослоями полевошпатовых кварцитов и богатых слюдой тонкозернистых гнейсов, содержащих нередко графит и сульфидные минералы (главным образом пирротин). Гранулиты, хондалиты, кинцигиты и сопутствующая им серия пород (мраморы, слюдяные сланцы) слагают согласные компоненты разреза в толще эндербитовых гнейсов и вследствие этого считаются парапородами.

В гнейсовом комплексе Исорток обильны согласные прослои и неправильные тела амфиболитов (см. стр. 179). Некоторые амфиболиты ассоциируют с мраморами и скарнами и содержат скаполит, сфен, диопсид, роговую обманку и плагиоклаз. Однако большинство амфиболитов в области распространения пород гранулитовой фации содержит гиперстен, а скаполит или сфен в них отсутствуют. В то время как амфиболиты гнейсового комплекса Эгедесминне содержат роговую обманку и плагиоклаз в качестве главных породообразующих минералов, амфиболиты гранулитовой фации в изобилии содержат орторомбический и моноклинный пироксены и коричневую роговую обманку. Пироксеновые амфиболиты богаты титаном. Они включают ильменит и титанистую роговую обманку.

Относительно происхождения амфиболитовых тел комплекса Исорток можно, естественно, думать, что породы, слагающие пластовые тела и ассоциирующие с мраморами и скарнами, являются перекристаллизованными и частично метасоматически преобразованными известковыми осадочными породами. Другие же амфиболиты представляют собой метаморфизованные основные лавы, силлы или, быть может, массивы габбро. Однако дайки Кангамиут в фундаменте, отчетливо воздействовавшие со структурной точки зрения на гнейсовый комплекс Икерток, нельзя рассматривать в качестве возможных первичных представителей некоторых амфиболитов в области развития эндербит.

Местами в гиперстеновых гнейсах в виде небольших согласных или секущих тел присутствуют пегматиты. В их составе часто отмечаются гиперстен, роговая обманка, гранат и биотит. Кроме того, в пегматитах обычно присутствуют кварц, плагиоклаз и калиевый полевой шпат, т. е. те минералы, которые содержатся и в гнейсах. Пегматиты, таким образом, по минеральному составу вполне отвечают эндербитовым гнейсам, а следовательно,

пегматиты и гнейсы развивались при одинаковых условиях температуры и давления.

В некоторых местах в виде согласных тел в гнейсах наблюдаются более гомогенные почти массивные гранодиоритовые тела, богатые калиевым полевым шпатом. Одно из таких тел слагает небольшой купол близ поселка Хольстейнборг, а другое выходит в ядре антиклинали во фьорде Кангердлуарсук. В куполе Хольстейнборг ядро обладает массивной текстурой пород, а в антиклинали Кангердлуарсук очковые гнейсы почти сиенитового состава ассоциируют с равномернозернистыми гранитами.

В немногих пунктах, особенно в районе поселка Хольстейнборг, развиты тонкозернистые кварц-полевошпатовые дайки особого рода. Окраска пород даек серовато-коричневая. Мощность их колеблется от немногих сантиметров до 2 м. Вдоль зальбандов или в центральных частях даек иногда присутствуют пегматиты. Породы даек обладают текстурами метаморфических пород. Их главные минералы представлены антипертитом, калиевым полевым шпатом, гиперстеном и биотитом. Минеральный состав даек такой же, как и вмещающих эндербитов, но в дайках присутствует гораздо больше калиевого полевого шпата.

4.4.3. Гнейсовый комплекс Икерток

Между гнейсовыми комплексами Икерток и Эгедесминне существует большое сходство как по типам наиболее распространенных пород, так и по степени метаморфизма. Однако полосчатые гнейсы характерны для комплекса Икерток к югу от поселка Хольстейнборг. Здесь более многочисленны зоны ржавых пород, содержащих пирит и графит, чем в гнейсовом комплексе Эгедесминне. Эта разница в петрографическом составе пород, по-видимому, обусловлена или влиянием фундамента, или разницей в первичном составе пород в различных частях геосинклинали. Однако самое существенное различие между двумя комплексами состоит в присутствии в комплексе Икерток многочисленных секущих тел амфиболитов, которых нет в гнейсовом комплексе Эгедесминне.

В районе Сёнре-Стрём-фьорда и фьордов, расположенных к юго-востоку от Хольстейнборга, многочисленные тела амфиболитов отчетливо секут плоскости гнейсовидности. Амфиболиты, всегда сланцеватые, без сомнения, представляют собой главным образом перекристаллизованные дайки долеритов, слагающие рой Кангамиут в фундаменте нагсуктокид.

Долериты внешней части фьорда обычно представлены неизмененными породами. В самой внутренней части фьорда метадолериты превращены в сланцеватые амфиболиты. Несмотря на сланцеватость, они слагают секущие тела в гнейсах. В других местах того же района метадиабазы ведут себя иначе и превращаются в грубозернистые биотит-роговообманковые диоритовые и гранодиоритовые гнейсы.

Перекристаллизация и метаморфизм наиболее отчетливо выражены в центральных частях даек. Соответственно многие тела амфиболитов в верховье Сёнре-Стрём-фьорда и в его внутренних разветвлениях обладают зональным строением. Их центральные части, состоящие из грубозернистых гнейсов, представлены породами состава биотит-роговообманковых или роговообманковых диоритов, а краевые зоны амфиболитового состава обогащены роговой обманкой.

В верховье фьорда Итивдлек присутствуют два тела ультраосновных пород и крупный массив анортозитов. Анортозиты были описаны Эллитсгорд-Расмуссеном и Моуритценом (Ellitsgaard-Rasmussen, Mouritzen, 1954). Помимо кальциевого плагиоклаза, в качестве главных минералов в них присутствуют около 4% клиноцоизита и 1% мусковита. В небольших количествах имеются также роговая обманка, биотит, хлорит, скаполит, кальцит и кварц.

Химический состав анортозитов представлен в табл. 19, а состав клинопироксита приведен в табл. 20 вместе с составами других минералов из пород нагсуттокид. Тектоническая позиция анортозитов неопределенная. Поскольку массив располагается недалеко от границы распространения древнего комплекса Кангамиут, всего вероятнее, что анортозиты входят в состав древнего фундамента.

Таблица 19

Химический состав анортозита (Г. Г. И. № 2228/47) Гнейсовый комплекс Инерток, Какорторсуак, верховье Итивдлингуак. По Эллитгорд-Расмуссену и Моуритцену (Ellitsgaard-Rasmussen, Mouritzen, 1954)

Компоненты	Вес.%	Компоненты	Вес.%
SiO_2	48,43	CaO	15,55
TiO_2	Следы	Na_2O	2,11
Al_2O_3	33,21	K_2O	0,04
Fe_2O_3	0,35	P_2O_5	0,00
FeO	0,09	H_2O^+	0,13
MnO	Следы	H_2O^-	0,04
MgO	0,13		
		Сумма	100,08

Таблица 20

Химический состав минералов из пород нагсуттокид

Компоненты	Вес.%					
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	30,59	50,66	48,83	39,87	49,63	56,56
TiO_2	35,16	0,27	0,00	Следы	0,37	0,03
Al_2O_3	3,53	2,16	—	30,23	2,16	0,43
Fe_2O_3	1,23	2,18	1,49	5,48	0,58	0,32
FeO	0,36	10,88	—	0,32	30,69	5,33
MnO	0,04	0,45	0,08	0,11	0,30	0,08
MgO	0,11	10,53	—	0,00	15,22	36,80
CaO	28,11	23,02	—	23,69	1,16	0,16
Na_2O	—	—	2,09	0,60	—	—
K_2O	—	—	8,24	0,08	—	—
P_2O_5	—	—	—	Следы	—	—
F	0,00	—	—	—	—	—
CrO_3	0,00	0,00	—	—	—	—
H_2O^+	—	—	4,22	0,51	Не опр.	0,31
H_2O^-	—	—	0,62	0,12	Не опр.	0,04
BaO	—	0,00	0,41	—	—	—
Сумма	99,34	100,15		100,11	100,11	100,06

1. Титанит, Хольстейнборг (Pauly, 1948, стр. 341). 2. Моноклинный пироксен, Хольстейнборг (Pauly, 1948, стр. 339). 3. Фиолетовый мусковит (частичный анализ), остров Тёммерманнепс (близ Хольстейнборга (Pauly, 1948, стр. 343). 4. Клиноцоизит, Какорторсуак между Итивдлеком и Сёнре-Стрём-фьордом (Г. Г. И. № 2273, Ellitsgaard-Rasmussen, Mouritzen, 1954, стр. 441). 5. Орторомбический пироксен из пегматита в амфиболите (Г. Г. И. № 37218), Рифколь-Уманак, Атто-Кангек (Ramberg, de Vore, 1951, стр. 207). 6. Орторомбический пироксен из ультраосновной породы (Г. Г. И. № 37393), Сунгаусак-Арферьорфик (Ramberg, de Vore, 1951, стр. 207).

Небольшое количество даек керсантитов, средняя мощность которых колеблется от нескольких десятков сантиметров почти до 8 м, встречено к северу от фьорда Итивдлек. Они простираются примерно в широтном направлении. Керсантитовые дайки могут быть определенным образом связаны с гардарскими дайками, развитыми южнее (см. стр. 129). Однако имеется слишком мало данных по геологии внутренних частей Гренландии, чтобы составить окончательное суждение об их генезисе и возрасте. Дайки не метаморфизованы, но в зальбандах отдельных из них наблюдаются интенсивные проявления милонитизации.

4.5. НАБЛЮДЕНИЯ ПО ГРАНИТИЗАЦИИ И ДЕГРАНИТИЗАЦИИ В ПОЯСЕ НАГСУГТОКИД

Рамберг (Ramberg, 1951) считал, что там, где породы во время орогенических движений достигают глубин, в которых преобладают условия гранулитовой фации, некоторые элементы химически «выжимаются» из пород. Этот процесс частично обусловлен разницей гравитационного поля, а частично — геотермическим градиентом. С позиций термодинамики необходимо, чтобы вода, кремнезем, калий, натрий и кислород стремились к выжиманию из глубоко погруженных пород и перемещались в верхнюю часть коры, вызывая явления гранитизации и силицификации. Для уравновешивания этой миграции вещества верхние гранитизируемые зоны расширяются, а глубинные дегранитизируемые сжимаются. Рамберг (Ramberg, 1951) показал также существование значительной разницы между средним химическим составом гнейсов гранулитовой фации и более низкотемпературных гнейсов центральной части западной Гренландии. Ню-Нюгорд и Бертельсен (Noe-Nygaard, Berthelsen, 1952) развивали несколько иные представления, но также считали, что породы гранулитовой фации располагаются ниже «океана гранитов», и предполагали, что дегранитизация пород гранулитовой фации происходила в то же время, когда шел процесс гранитизации пород на более высоких уровнях. Тех же взглядов придерживался и Ню-Нюгорд (Noe-Nygaard, 1955).

4.6. СООТНОШЕНИЯ НАГСУГТОКИД С КОМПЛЕКСАМИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ ГРЕНЛАНДИИ

Геология восточного побережья залива Диско севернее Якобсхавн-Ис-фьорда в деталях не изучена (Giesecke, 1878; 1910; von Drygalski, 1897; Belowsky, 1905; Krueger, 1930), в силу чего нельзя составить окончательного суждения о распространении складчатого пояса нагсугтокид далее на север. Однако в районах Анарсуит и Хунде-Эйланд (см. стр. 173) преобладают низкотемпературные метаморфические породы. Особенно распространены слюдяные сланцы близ поселка Кристиансхоб в самой внутренней юго-восточной части залива Диско. Слюдяные сланцы могут быть аналогами высокотемпературных метаморфизованных парапород эндербитового комплекса Исорток, т. е. наиболее глубинной части горного сооружения на нагсугтокид.

Снижение интенсивности метаморфизма к северу указывает на вероятное развитие в этом районе супраструктуры горного пояса нагсугтокид. Следовательно, пояс формации Агпат (см. стр. 188), слабо метаморфизованные породы которого столь хорошо обнажены во внутренних частях архипелага Уманак-фьорда, нельзя рассматривать в качестве изолированного молодого орогенического пояса, как это обычно считалось (Steenstrup, 1883a; Krueger, 1930; Koch, 1929c, Noe-Nygaard, 1942).

5. ДОКЕМБРИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ ГРЕНЛАНДИИ

5.1. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Район, описываемый в этой главе, протягивается от Якобсхавн-Исфьорда (примерно 69° с. ш.) на север до залива Мелвилл (примерно на 73° с. ш.) (см. фиг. 20). Первым геологом, посетившим северную часть западной Гренландии, был Гизеке. Он (Giesecke, 1910) провел только отдельные наблюдения и не стремился дать общее представление о геологии района. Первый региональный очерк геологии севера западной Гренландии принадлежит Ринку (Rink, 1852), на геологической карте которого показано распространение отложений мелового и третичного возраста и покрова базальтов. Он произвел также ценные наблюдения над ледниковыми явлениями, касающимися внутригренландского ледникового покрова, но представил мало сведений, относящихся к докембрийским образованиям. Стенструп в 1878—1880 гг. посетил районы залива Диско и Уманак-фьорда. Вместе с Хаммером он подготовил топографическую карту района, простирающегося от поселка Годхавн на берегу острова Диско на юге и до аванпоста Прёвен на севере (72°35′ с. ш.). На этой карте Стенструп (Steenstrup, 1883a) нанес данные своих геологических наблюдений и, таким образом, представил довольно удовлетворительную схематическую геологическую карту. Области развития меловых и третичных осадочных отложений и вулканических образований, показанные на его карте, позже были закартированы заново, но некоторые районы сложенные породами фундамента, со времен Стенструпа посещались только случайно, так что его старая карта, основанная на тщательных наблюдениях, пригодна для использования и в настоя-

Таблица 21

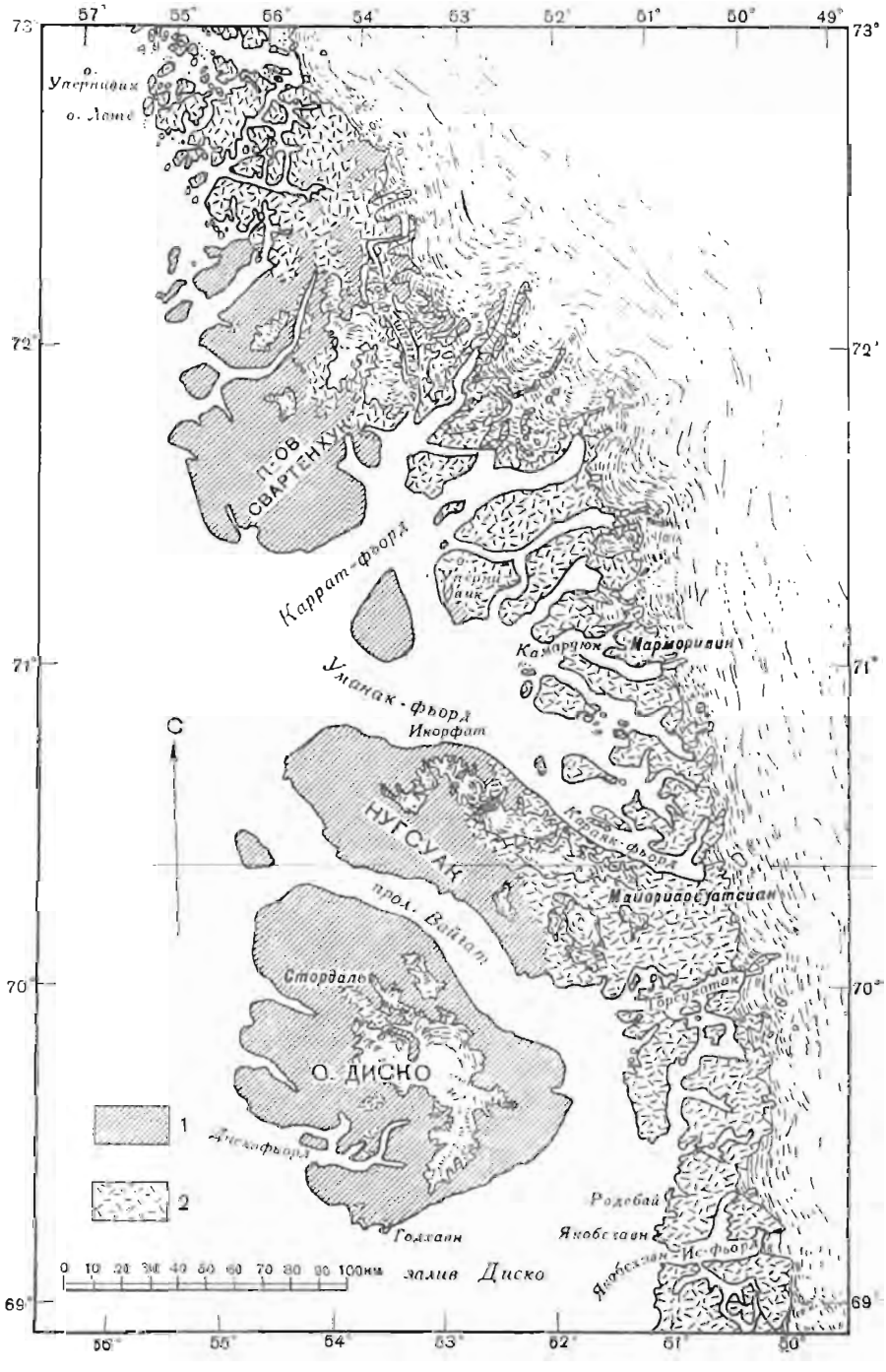
Химический состав пород северной части западной Гренландии

Компоненты	Вес.%					
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	76,03	69,07	69,06	63,26	52,74	47,80
TiO_2	0,28	0,78	0,74	0,20	0,29	1,46
Al_2O_3	12,02	14,09	15,26	14,84	4,35	18,24
Fe_2O_3	0,69	1,49	0,68	2,39	2,35	0,35
FeO	0,68	2,37	2,53	1,54	6,58	9,27
MnO	—	Следы	—	Следы	0,12	0,55
MgO	0,18	0,98	0,34	4,22	18,29	8,08
CaO	1,61	3,14	2,83	1,61	10,86	11,44
Na_2O	2,97	5,18	4,88	9,32	0,11	2,24
K_2O	5,72	2,71	2,87	0,70	0,39	0,45
P_2O_5	—	Следы	0,14	Следы	0,02	0,24
H_2O^+	0,20	0,26	—	—	3,17	0,58
H_2O^-	—	0,04	—	—	0,07	—
Потери при прокаливании			0,16	1,66		
Сумма	100,38	100,11	99,49	99,71 [1]	99,53 [2]	100,70

1. «Гранит» (гнейс), остров Уманак (Phalen, 1903, стр. 187). 2. Гнейс, остров Уманак (Phalen, 1903, стр. 185). 3. Серый гнейс, Сиусасигсак, севернее Якобсхавна (Belowsky, 1905, стр. 24). 4. Астохитовый гнейс, ледник Каранк, Уманак-фьорд (Belowsky, 1905, стр. 37). 5. Тремолитовый сланец, Увкусигсат в Лилле-Каранк-фьорде (Belowsky, 1905, стр. 45). 6. «Диорит» (амфиболит), остров Уманак, нижний амфиболитовый «прослой» в этих уманакских породах (Phalen, 1903, стр. 190).

[1] Включая Cr_2O_3 (следы).

[2] Включая 0,07% CuO и 0,12% Ni.



Ф и г. 20. Обзорная геологическая карта северной части западной Гренландии с указанием пунктов, упоминаемых в тексте.

1 — меловые и третичные отложения; *2* — докембрийские образования.

щее время. Наблюдения в отдельных пунктах, касающиеся Якобсхавн-Исфьорда, сделал Хаммер (Hammer, 1883). В 1890-х годах Дригальский (von Drygalski, 1891; 1895, 1897) проводил свои экспедиции в Гренландии при содействии Берлинского общества естествознания. Петрографическая характеристика его образцов докембрийских пород, собранных, к сожалению, главным образом из валунов, была позже дана Беловским (Belowsky, 1905). Анализы некоторых пород из Нугсуака и Уманака были произведены Фаленом (Phalen, 1903) (см. табл. 21). Крюгер (Krueger, 1930) доставил новые данные по району залива Диско и особенно Уманак-фьорда, так же как и Кох (Koch, 1929*c*), проводивший, однако, наблюдения преимущественно над молодыми формациями. Тейхерт (Teichert, 1939) дал обзор литературы, существовавшей к тому времени.

В 1938 и 1939 гг. во время экспедиций на полуостров Нугсуак были бегло изучены отдельные части областей развития докембрийских образований (Rosenkrantz, 1940; Rosenkrantz and others, 1942). После второй мировой войны Г. Г. И. организовала ряд экспедиций для систематических исследований. Паули в 1950 г., изучая докембрийские образования, уделил особое внимание окрестностям мраморного карьера близ Марморилика. Члены Французской полярной экспедиции исследовали внутреннюю часть залива Диско в окрестностях Куервайнсхавна (Ravier, 1950).

В настоящей работе принято, что граница между центральной и северной частями западной Гренландии проходит через Якобсхавн-Ис-фьорд, хотя она проведена произвольно, ибо эта граница пересекает поля развития докембрийских образований.

5.2. ГЛАВНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Сведения по геологии северной части западной Гренландии довольно отрывочны. Предлагаемое ниже описание касается геологических данных по шести районам, а именно: по району выходов гнейсов в области плато-базальтов Диско, внутренней части залива Диско, полуострову Нугсуак, Уманак-фьорду, Каррат-фьорду и району распространения гнейсов, располагающемуся между 72°30′ и 73° с. ш.

5.2.1. Выходы гнейсов в области плато-базальтов Диско

В западной части острова Диско, в зоне шириной около 20 *км* и длиной 80 *км* оконтурено несколько небольших выходов докембрийских гнейсов. Обычно это плоские обнажения, достигающие приблизительно 100 *м* высоты над уровнем моря. Они слагают северное продолжение прибрежного района округа Эгедесминне.

Самое южное обнажение гнейсов находится на южном берегу острова Диско в окрестностях поселка Годхавн и к западу от него. Другие выходы гнейсов имеются в нескольких местах во внутренней части Диско-фьорда и, по наблюдениям Мюнтнера, располагаются также в придонной части некоторых глубоко врезанных долин, находящихся севернее. Самый северный выход гнейсов наблюдается в Стордале. Его впервые обнаружил Порсильд. Гнейсы повсюду перекрыты третичными базальтами или туфами и брекчиями, отложенными в водных условиях. О подбазальтовых гнейсовых «островах» или «утесах» упоминал Кох (Koch, 1929, стр. 301). Ню-Нюгорд (Noe-Nygaard, 1942, стр. 70—75) уделил внимание древней поверхности прибрежного выравнивания, слагаемой гнейсами. Светло-серые или розоватые гнейсы простираются главным образом в широтном, восток-северо-восточном и запад-юго-западном направлениях. К западу от Годхавна и севернее Диско-фьорда в них присутствуют горизонты амфиболитов. Близ Годхавна наблюдаются участки, сложенные пегматитовым веществом,

а в районе Диско-фьорда обычны секущие пегматитовые жилы двух систем — древней (меридионального простирания) и молодой (почти широтного простирания).

Выходы гнейсов на острове Диско представляют собой крайние западные обнажения докембрийских образований между 69° и 70° с. ш. Восточнее этой зоны обнажений, протягивающейся в меридиональном направлении через остров Диско, докембрийские образования перекрыты мощной толщей молодых осадочных и вулканических пород восточной части острова Диско.

5.2.2. Район, расположенный к востоку от залива Диско

Внутренняя часть залива Диско, расположенная между Якобсхавн-Ис-фьордом и полуостровом Нагсуак, детально еще не изучена. Известно только, что гнейсы располагаются в основании разреза обнаженных здесь пород. Химические анализы гнейсовых валунов, собранных севернее поселка Якобсхавн, были опубликованы Беловским (Belowsky, 1905, стр. 24; см. табл. 21).

Близ поселка Якобсхавн гнейсы обладают серой окраской. Севернее они становятся розовыми, в них появляется эпидот. Близ аванпоста Родебай обнаружены серые тонкослоистые сланцеватые гнейсы.

Между Якобсхавном и Родебаем породы простираются с северо-востока на юго-запад. Преобладают падения в юго-восточном направлении. В этот район, видимо, протягиваются по простиранию шарниры складок из северной части поля развития гнейсов комплекса Эгедесминде. Мелкие структуры обычно встречаются в пластически деформированных мигматитовых гнейсах с прослоями и будинами амфиболитов.

Интенсивно смятые в складки мигматитовые гнейсы прослеживаются без перерыва на север до Торсукатака, где установлено главное простирание с запад-юго-запада и на восток-северо-восток. Здесь же были установлены две системы сланцеватости. Одна из них простирается с запад-юго-запада на восток-северо-восток а другая — с юго-юго-востока на север-северо-запад (Ravier, 1950). Наблюдения Равье в районе, расположенном южнее Торсукатака, показали, что в нунатаках и на площадях, окаймляющих внутриостровной лед, мигматитовые гнейсы, простирающиеся с северо-востока на юго-запад, перекрыты слюдяными сланцами, падающими на восток под углом 45°. Немного севернее сланцы падают на северо-восток почти под тем же углом. Эта толща слюдяных сланцев имеет мощность более 2000 *м*. Сланцы согласно перекрыты серией разнообразных пород, представленных частью метаморфизованными кислыми лавами, частью метаморфизованными осадочными породами, вероятно, туффитами. Выше залегают зеленокаменные породы, которые считают метаморфизованными основными изверженными породами; они содержат в небольшом количестве потоки кислых лав.

Севернее Якобсхавна гнейсы рассечены дайками неметаморфизованных долеритов, простирающимися с северо-запада на юго-восток. Мощность одной дайки достигает 40 *м*. Дайки могут иметь третичный возраст.

Невысокий район, окаймляющий Якобсхавн-Ис-фьорд и входивший ранее в состав площади, занятой ледником, усеян эрратическим материалом, среди которого присутствуют грубозернистые мраморы, иногда ожелезненные, содержащие тремолит, а также черные филлиты, часто включающие пирротин. Подобные породы в изобилии встречаются в более северных районах в геологических комплексах, распространенных близ Умианака и Карратфьорда (см. стр. 188 и 190).

После того как произошли пластические деформации, район испытал кратонные движения, свидетельством которых явились разломы и зоны

дробления. Древние разломы могут относиться к докембрию, другие значительно моложе и, несомненно, связаны с кайнозойскими движениями земной коры (Krueger, 1930; Noe-Nygaard, 1942).

5.2.3. Полуостров Нугсуак

На западе близ Экорфата среди поля развития меловых осадочных отложений западной части Нугсуака существует несколько мелких выходов докембрийских пород. Докембрийские образования восточного Нугсуака были расчленены Крюгером (Krueger, 1930, стр. 119) на древний комплекс гнейсов и молодую серию гнейсов, лежащую на нем несогласно и названную формацией Агпат. Крюгер допускал также, что в восточной части Сторёена в районе Уманак-фьорда (см. ниже) развиты два гнейсовые комплекса. Он полагал, что большой горный массив Майортарсуатсиак в восточной части полуострова Нугсуак частично сложен молодой серией гнейсов, основываясь на присутствии здесь подстилающих их конгломератов. Конгломераты содержат округлые блоки гнейсов, включенные в цементирующее вещество, первичный состав которого отвечал мергелистым глинам, превращенным в результате метаморфизма в амфиболиты. Конгломераты залегают согласно с вышележащей серией, а их нижняя граница находится ниже дна долины. Хотя стратиграфическое положение конгломератов окончательно не выяснено, Крюгер считал, что они свидетельствуют о длительном периоде денудации и, возможно, представляют собой базальные конгломераты серии молодых гнейсов.

5.2.4. Район Уманак-фьорда

Геологическое картирование района Уманак-фьорда было начато Г. Г. И. в 1962 г. (см. стр. 186). Следовательно, нет нужды повторять результаты старых наблюдений. Здесь будет дан обзор важнейших черт геологии района Уманак-фьорда.

Геологическую карту района Уманак-фьорда составил Стенструп (Steenstrup, 1883a). Некоторые добавления к ней сделал Крюгер (Krueger, 1930). Стенструп (Steenstrup, 1883a, стр. 192) отмечал, что его наблюдения над условиями залегания пород были слишком отрывочными, чтобы составить законченное представление о строении гнейсового комплекса. Он просто описывал свои наблюдения во время маршрутов вокруг островов и по внутренним фьордам и считал, что многие горизонты амфиболитов и доломитов, с исключительной отчетливостью наблюдаемых в крутых бортах фьордов, могли бы стать маркирующими горизонтами при будущем картировании. Он привлек также внимание к ясно выраженному морфологическому контрасту между районом Уманак-фьорда и областью развития докембрийских образований в центральной части западной Гренландии: на севере существует система островов и полуостровов с довольно плоскими вершинами, а в прибрежной зоне и на скалистых островах района Диско развиты отвесные склоны. В состав гнейсового комплекса входят амфиболиты, мраморы, плотные доломиты, кварциты и очковые гнейсы. Присутствуют иногда пластовые тела пегматитового состава или состоящие почти из чистого кварца и полевого шпата. О секущих аплитах не сообщали ни Стенструп, ни Крюгер. Те породы, которые проанализировал Фален (Phalen, 1903), были собраны на острове Уманак.

Наиболее заметными горизонтами в гнейсах района Уманак-фьорда, по наблюдениям Гизеке (Giesecke, 1910), являются мощные пласты мраморов на северном побережье Нугсуака. Отсюда мраморы прослеживаются через остров Агпат в район Камаруюк-фьорда. В двух упомянутых местностях, например в районе Марморилика на Камаруюке, мраморы добывались в карьерах в интервале между первой и второй мировыми войнами. Минералы мраморов описал Бёггильд (Bøggild, 1953).

5.2.5. Район Каррат-фьорда

Наблюдается разница в рельефе между районом Уманак-фьорда с довольно простым геологическим строением его островов и полуостровов и областью, в состав которой входит остров Упернивик и район, находящийся северо-восточнее, где рельеф резко пересеченный и существуют высочайшие пики северной части западной Гренландии, столь многочисленные, что Стенструп (Steenstrup, 1883a, стр. 196) называл их «мачтовым лесом».

На обоих берегах внешней части Каррат-фьорда, на острове Упернивик и на полуострове, находящемся против него, развита мощная серия сланцев, которые Стенструп называл филлитами. Он считал, что филлиты залегают на гнейсах Уманак-фьорда. Филлиты интенсивно смяты (см., например, зарисовки острова Каррат, сделанные Стенструпом — Steenstrup, 1883, стр. 197). О петрографических особенностях филлитовой серии известно мало. Ни Стенструп, ни Крюгер не сообщили никаких петрографических данных. Ню-Нюгорд в 1942 г. имел возможность изучить некоторые породы, развитые западнее входа в Увкусигсат-фьорд. Местные сланцы имеют коричневатую или почти черную окраску. В некоторых прослоях в изобилии рассеян пирротин, обуславливающий ржавую окраску на поверхностях выветривания. Пирротин встречен в тонких кварцевых жилах, рассекающих сланцы.

На западе преобладает более грубый псаммитовый материал, а на востоке — пелитовый. Ню-Нюгорд (см., например, Rosenkrantz and others, 1942, стр. 21—26) подсчитал мощность филлитовой серии, которая к западу от Увкусигсата не менее 4000 *м*. Возможно, однако, что из-за смещений по разломам отдельные части разреза повторены. Отчетливо маркирующих горизонтов в серии нет. Ню-Нюгорд отмечает следующие типы пород, развитых к западу от Увкусигсат-фьорда: кварц-актинолит-биотитовые сланцы, кварц-серицитовые сланы, кварц-актинолит-кальцитовые сланцы, кварц-биотит-мусковитовые сланцы и кварц-биотитовые сланцы.

Коренных выходов зернистых кристаллических пород в поле развития филлитов не наблюдается. Однако в изобилии встречаются эрратические валуны серых или розоватых грубозернистых диоритов, содержащих андезин (An_{34} — A_{40}) (см., например, Rosenkrantz and others, 1942, стр. 26). Диориты, скорее всего, были принесены льдом из области, лежащей на востоке или северо-востоке и ныне покрытой внутриостровным льдом.

5.2.6. Гнейсы района, расположенного между 72°30′ и 73° с. ш.

К северу от района распространения филлитов вновь появляются гнейсы. Переходная зона в Увкусигсат-фьорде была описана Стенструпом (Steenstrup, 1883a, стр. 182, 183), который наблюдал в месте перехода филлитов в гнейсы появление тонких эллиптических тел, состоящих частью из кварца, а частью имеющих пегматитовый состав. В переходной зоне горы характеризуются особым, пятнистым обликом, который особенно отчетливо наблюдается по северному берегу долины Кородсуак в восточной части Увкусигсат-фьорда.

По району Упернивик нет опубликованных геологических материалов. В архивах Минералогического музея в Копенгагене (Дания) на полевой карте Уссинга (1886) показано, что морское побережье близ поселка Упернивик сложено главным образом гнейсами с ясно выраженными горизонтами, которые на островах Лангё и Упернивик представлены графитсодержащими породами. В более восточных районах и на окраине ледникового покрова преобладают грубозернистые гранито-гнейсы. Слоистые гнейсы простираются с северо-востока на юго-запад.

5.3. ПОРОДЫ ЧЕХЛА, ПОКРЫВАЮЩЕГО ФУНДАМЕНТ

В пределах юго-восточного внутреннего обрамления Уманак-фьорда (т. е. в Караяк-фьорде) Стенструп нашел эрратический валун неметаморфизованного красного песчаника, совершенно непохожего на светлые меловые и третичные песчаники Нугсуака. Стенструп относил этот красный песчаник к песчаникам Игалико южной Гренландии, с которыми он был знаком (см. стр. 130).

В районе развития филлитов Каррат-фьорда близ Увдлисаута Ню-Нюгород (Rosenkrantz and others, 1942, стр. 26) нашел два эрратических валуна таких же красных песчаников. Литологически эти валуны сходны с валуном, найденным Стенструпом и состоящим из слоистого песчаника, в котором перемежаются мелко- и грубозернистые прослои, а цемент представлен гематитом. В одном из валунов наблюдается тонкий прослой конгломерата, содержащего мелкую гальку гранитов. Докембрийские супракрустальные образования широко распространены в северной Гренландии, и эрозионные останцы их могут располагаться к югу и востоку от Уманак-фьорда и Каррат-фьорда и служить первоисточником для эрратических валунов.

Махачки (Machatschki, 1927) описал своеобразные дайковые породы с острова Упернивик и назвал их гренландитами (гиперстеновые горнблендиты). Их главными компонентами являются роговая обманка и гиперстен. Они содержат также некоторое количество оливина и магнетита. Аналогичные породы позже были обнаружены Розенкранцем и Паули во время Нугсуакских экспедиций в начале 1950-х годов. Вероятный возраст пород — третичный. Махачки (Machatschki, 1927, стр. 173) опубликовал два анализа горнблендитов.

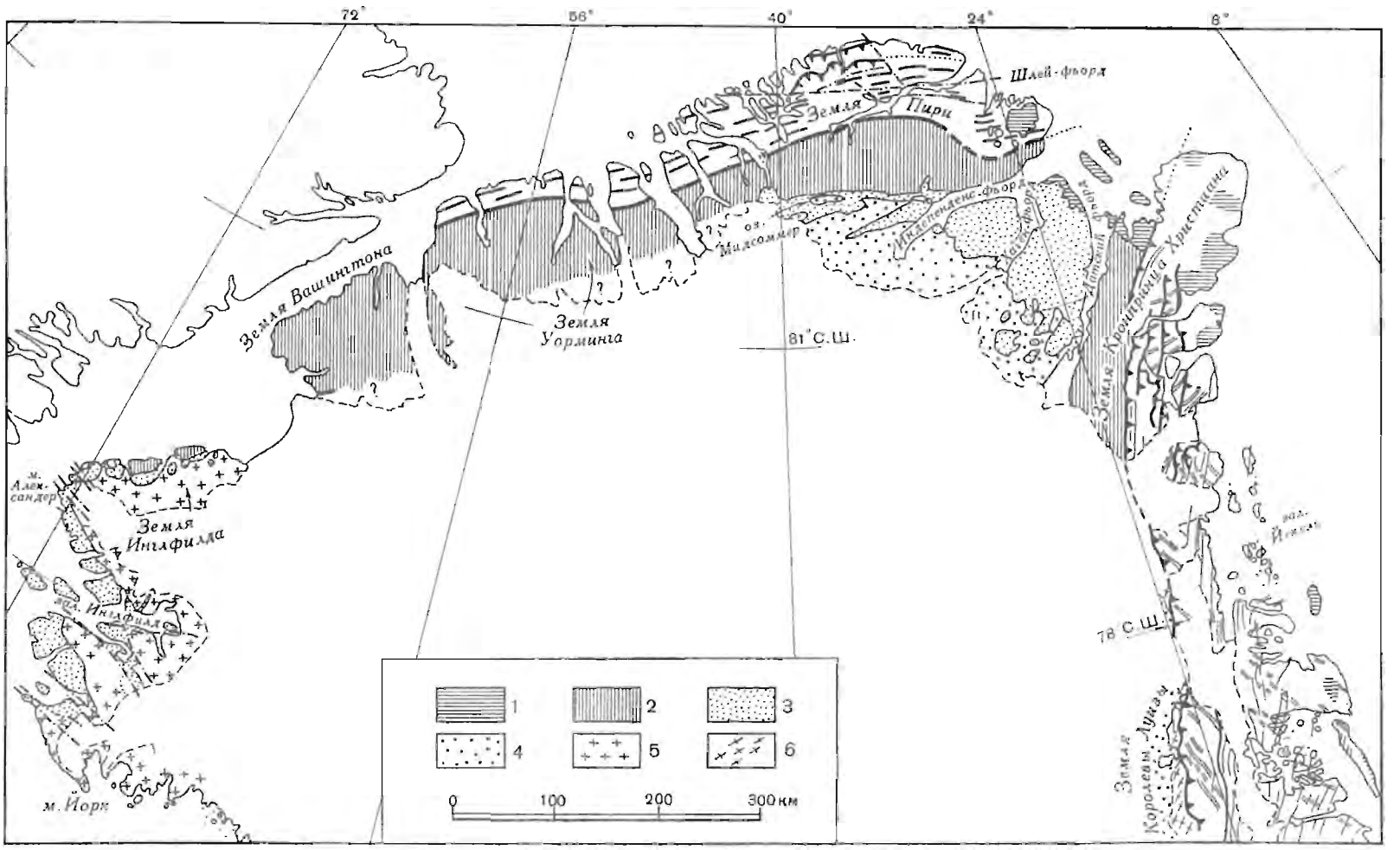
5.4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Докембрийские образования северной части западной Гренландии слагают, по-видимому, продолжение складчатой зоны нагсугтокид, описанной на стр. 183. Район залива Диско сложен мигматитовыми гнейсами с горизонтами и будинами амфиболитов. Южнее Торсукатака на гнейсах несогласно залегает толща слюдяных сланцев. Полого лежащие гнейсы района Уманак-фьорда, несомненно, принадлежат к иному тектоническому уровню, чем мигматиты южной части полуострова Нагсуак. Для серии гнейсов Уманак-фьорда характерны мощные горизонты мраморов. В окрестностях Каррат-фьорда преобладают слюдяные сланцы (филлиты Стенструпа), а к северу от района развития слюдяных сланцев вновь появляются гнейсы. Во всем районе отсутствуют породы гранитного или диоритового состава. Встречаются они только в виде ледниковых эрратических валунов.

6. ДОКЕМБРИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ГРЕНЛАНДИИ

6.1. ВВЕДЕНИЕ

Наиболее значительные результаты в исследовании северной Гренландии были достигнуты в 1916—1918 гг. Второй экспедицией Туле под руководством Расмуссена и экспедицией в честь двухсотлетия в 1920—1923 гг., руководимой Кохом, который работал также в качестве геолога в составе Второй экспедиции Туле (Koch, 1920, 1925, 1926, 1929b, c, 1930, 1933, 1935). В трудах Коха (Koch, 1920, 1935) имеются ссылки на более ранние исследования. Работы участников более поздних экспедиций обсуждаются ниже. В них впервые были описаны породы фундамента и супракрустальные образования. Региональная геология северной Гренландии представлена на фиг. 21.



Ф и г. 21. Обзорная геологическая карта северной Гренландии.

1 — послекаледонские отложения; *2* — кембро-силурийские отложения; *3* — докембрийские отложения; *4* — докаролинидские образования; *5* — докембрийский фундамент (нерасчлененный); *6* — докембрийский фундамент (докаролинидский).

6.2. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ФУНДАМЕНТА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ГРЕНЛАНДИИ

6.2.1. Земля Инглфилда

Современные сведения о метаморфических породах северо-западной Гренландии, к сожалению, очень скудны, за исключением Земли Инглфилда, где породы фундамента изучены довольно детально. Кох (Koch, 1933) назвал «формацией Эта» толщу песчанистых и известковистых осадочных пород, прорванную близ поселка Эта гиперстенсодержащими гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Эта ассоциация пород слагает, по-видимому, пояс, протягивающийся из района Эта на восток через Землю Инглфилда до ледника Гумбольдта. Судя по петрографическому описанию образцов, собранных Кохом, опубликованному Каллисен (Callisen, 1929), этот пояс сложен породами гранулитовой фации, в том числе чарнокитового и диоритового типа. На аэрофотоснимках видно, что в этом поясе пород гранулитовой фации метаморфизованные осадочные породы коховской формации Эта перемежаются с вулканическими образованиями и смяты вместе с ними. На северном побережье Земли Инглфилда породы гранулитовой фации переходят в обычные биотитовые гнейсы. Из этой переходной зоны Каллисен (Callisen, 1929) описала силлиманит- и кордиеритсодержащие гнейсы. Клебш (Clebsch, 1954) отметил преобладание гранатовых гнейсов с прожилками пегматитов, широкое развитие линз и прожилков амфиболитов, а также небольшую роль, которую играют массивы грубозернистых пироксенитов. Ковье (Cowie, 1961) подчеркивал петрографическое разнообразие кристаллических пород фундамента Земли Инглфилда. Среди сланцев и гнейсов он упоминает разновидности, содержащие гранат и графит. По его данным, плутонические породы варьируют по составу от гранитов до габбро с явным преобладанием диоритов, богатых кварцем. Комплекс фундамента сильно смят. В окрестностях поселка Эта плоскости сланцеватости простираются с запад-юго-запада на восток-северо-восток и местами круто падают на север-северо-запад.

Метаморфизованные осадочные породы, объединенные Кохом в отдельную формацию Эта, которую он считал моложе обычных гнейсов, входят, скорее всего, в состав сильно метаморфизованного и глубоко размытого горного пояса. По согласованию с Кохом (личное сообщение) авторы считают ненужным термин «формация Эта».

Особый интерес представляет присутствие на Земле Инглфилда гнейсов гранулитовой фации и чарнокитов, поскольку очень близкие породы известны в восточной части Земли Элсмира (Bugge, 1910; см. также Callisen, 1929). Тем не менее попытки корреляции метаморфических серий Канадско-Гренландского щита были бы преждевременными.

6.2.2. Район мыса Йорк

Районом мыса Йорк называют область, расположенную между мысом Александер (южнее Эты) и мысом Йорк (южнее Туле). Сюда входят Земля Прудхо и области, окружающие залив Инглфилд и Вулстенхолм-фьорд. О породах фундамента северной части района известно мало. Севернее залива Инглфилд выходят гранатовые гнейсы. Гнейсы, богатые роговой обманкой, развиты в верховье залива на его южном берегу (Callisen, 1929). С другой стороны, породы были описаны только под общими названиями архейских гранитов, сиенитов и гнейсов (Koch, 1925, 1926).

Более детально изучены кристаллические породы, развитые к югу от Вулстенхолм-фьорда (Davies, Krinsley, Nicol, 1963, стр. 15—27). Здесь в состав комплекса фундамента входят розовые гранито-гнейсы, серые полос-

чатые гнейсы, амфиболиты, порфиробластовые серые гнейсы, красные гранито-гнейсы, гранат-хлоритовые сланцы, милониты и серпентиниты. Амфиболиты, тела сланцев и линзы горнблендитов, слишком мелкие для картирования, обычно ассоциируют с серыми полосчатыми биотитовыми гнейсами, которые местами подстилают более однородные розовые гранито-гнейсы. В гранито-гнейсах содержится несколько мелких тел гранат-биотитовых сланцев, отдельные из которых относятся к филлитам. Серпентинитовые тела, описанные в виде даек длиной около километра и штоков диаметром около 100 *м*, встречаются в различных местах и состоят главным образом из антигорита.

К югу от Вулстенхолм-фьорда сланцеватость, кливаж и полосчатость гнейсов и сланцев простираются в направлениях от широтного до северо-восточного. Углы наклона местами умеренные. История развития структур комплекса фундамента, видимо, очень сложная, так как гнейсы местами рассечены смятыми в складки, разорванными и метаморфизованными дайками. Ферналд и Горовиц (Fernald, Horowitz, 1964) описали коренные породы, развитые к востоку от Вулстенхолм-фьорда.

6.3. ДОКЕМБРИЙСКИЕ СУПРАКРУСТАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ГРЕНЛАНДИИ

6.3.1. Введение

Осадочные породы, лишенные окаменелостей, которые в северо западной Гренландии несогласно перекрывают глубоко размытый фундамент, с тех пор как они были обнаружены, датируются по-разному. Одни исследователи (Sutherland, 1853; Feilden, De Range, 1878; Chamberlin, 1898) сопоставляли их с третичными песчаниками Диско западной Гренландии. Хоутон (Haughton, 1859) относил их к силуру. В отчете Второй экспедиции Туле Кох (Koch, 1920) стремился доказать их кембро-озаркский возраст. Так было до 1922 г., пока Кох (Koch, 1925, 1926) на Земле Инглфилда не обнаружил, что эти породы перекрыты отложениями нижнего кембрия, а следовательно доказал их докембрийский возраст. Позже Кох (Koch, 1929c) объединил все докембрийские породы осадочного происхождения, залегающие в северной Гренландии на размытом фундаменте, под общим названием формации Туле, по наименованию датской торговой станции близ Вулстенхолм-фьорда, где развит стратотипический разрез формации.

По первоначальному определению в понятие формации Туле вкладывалось литолого-стратиграфическое содержание. Хотя некоторые авторы благоразумно сохранили это определение (например, Troelsen, 1950b, 1956a, b), другие стали вкладывать в него иной смысл и без какого-либо повторного изучения района стратотипа придали понятию хроно-стратиграфическое значение (см. Fränkl, 1954, стр. 52, 53). Подобная практика создала известного рода противоречия, поскольку упомянутый термин мог иметь разный смысл в зависимости от того, прилагался ли он к породам северо-западной или северо-восточной Гренландии.

Кох ввел название «гренландий» (Koch, 1930) для обозначения толщи верхнего альгонка, которая была отложена после пенепленизации щита, но раньше периода денудации, предшествовавшего отложению толщ нижнего кембрия. По мнению Коха (Koch, 1935), гренландию отвечает время накопления следующих осадочных серий: формации Туле района мыса Йорк и Земли Инглфилда, супракрустальных образований северо-восточной Гренландии, формации залива Элеоноры и серии Петермана восточной Гренландии, а также песчаников Игалико юго-западной Гренландии. Термин «гренландий», употребляемый Кохом в указанном смысле, может быть использован при корреляции с протерозойскими образованиями Канады.

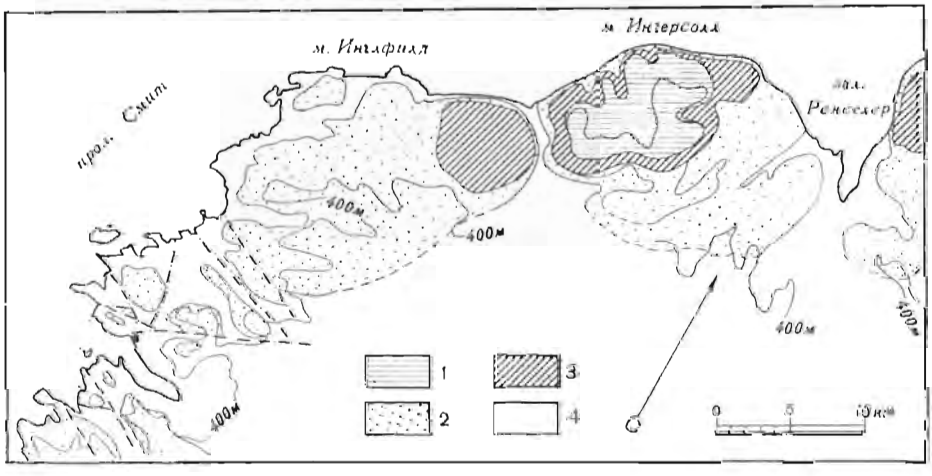
Хотя термин «гренландий» часто используется в публикациях по геологии северной и восточной Гренландии, авторы сознательно воздерживаются от его употребления, ибо этот термин, так же как и термин «протерозой», является термином хроно-стратиграфическим.

Девис, Кринсли и Николь (Davis, Krinsley, Nicol, 1963) опубликовали детальный отчет о районе стратотипа формации Туле. Докембрийские осадочные породы Земли Инглфилда были заново изучены Ковье (Cowie, 1961). Ценные сведения по северо-восточной Гренландии приведены во многих работах (Troelsen, 1949, 1950b, 1956b; Fränkl, 1954, 1955a,b; Haller, 1961a, b). На основе этих данных возможна новая корреляция различных немых геологических формаций северо-западной и северо-восточной Гренландии. Воздерживаясь от риска, связанного с подобной попыткой, авторы предпочли дать описание полевых наблюдений, не вводя никаких новых стратиграфических терминов и не изменяя уже существующую терминологию. Первой по порядку описывается Земля Инглфилда, где стратиграфические соотношения наиболее ясны. Далее описан район Туле.

6.3.2. Докембрийские супракрустальные образования Земли Инглфилда

Введение

На Земле Инглфилда пенепленизированный кристаллический фундамент перекрыт толщей неметаморфизованных песчаников и доломитов мощностью около 200 *м* (см. фиг. 22). Эти отложения, несомненно, относятся



Фиг. 22. Схематическая геологическая карта юго-западной части Земли Инглфилда.
По Ковье (Cowie, 1961). Дайки и сиыли не показаны.
1 — нижний палеозой; *2* — песчаники залива *Ренсселер*; *3* — доломиты мыса Интерсолл, доломиты мыса Лейпер; *4* — комплекс фундамента.

к докембрию, так как местами на них несогласно залегают нижнепалеозойские отложения, разрез которых начинается с нижнекембрийских образований (Koch, 1925, 1926, 1933). Породы фундамента, представленные гнейсами, слагают плато в центральной и южной частях Земли Инглфилда. Докембрийские и нижнепалеозойские отложения полого падают на северо-запад. На северном побережье они слагают несколько плосковерхих останцов на гнейсовом пенеплене.

Кох (Koch, 1933) расчленил докембрийские супракрустальные образования на нижний комплекс, сложенный песчаниками, и верхний, содержащий доломиты. Троельсен (Troelsen, 1950b) назвал нижний комплекс песчаниками

залива Ренселер, а верхний комплекс расчленил на доломиты мыса Лейпер и доломиты мыса Ингерсолл. Он обнаружил, что указанные доломитовые горизонты разчленены небольшим несогласием. Новые данные и новые разрезы сообщил Ковье (Cowie, 1961).

Песчаники залива Ренселер

Нижняя часть разреза песчаников залива Ренселер (Troelsen, 1950b) сложена конгломератами, которые содержат обломки гнейсов и кварцевую гальку. Ковье (Cowie, 1961, стр. 13) обнаружил близ поселка Эта гальки, содержащие глауконит, в базальном слое, цемент которого состоит из исключительно тонкозернистого выветрелого доломита. Мощность конгломератов очень изменчива, но как будто нигде не превышает 10 *м*.

На конгломератах залегает примерно 90 *м* песчаников с характерной красной окраской на выветрелых поверхностях. В них обычны косая слоистость и волноприбойные знаки. На западе Земли Инглфилда песчаники содержат несколько горизонтов частично окремненных доломитов со строматолитовыми текстурами.

Верхняя часть разреза песчаников залива Ренселер мощностью 20—40 *м* имеет светло-желтую окраску, содержит прослои конгломератов и породы ее обладают косослоистыми текстурами и волноприбойными знаками.

Доломиты мыса Лейпер

Вышележащие доломиты мыса Лейпер (Troelsen, 1950b) имеют мощность до 40 *м*. Породы тонкозернисты, окраска их изменяется от серой до желтой. Ковье (Cowie, 1961) обнаружил, что доломиты местами содержат примесь песчанистого материала, в них наблюдаются стилолитовые структуры. По Троельсену (Troelsen, 1950a, стр. 36), на верхней поверхности доломитов Лейпер обнаруживаются признаки отвердевания пород.

Желтые доломиты, установленные на южном побережье Земли Вашингтона (Koch, 1929b, стр. 8), вероятнее всего, относятся к доломитам мыса Лейпер.

Доломиты мыса Ингерсолл

Доломиты мыса Ингерсолл представлены крепкими среднезернистыми известняками с ветвящимися прожилками кристаллического доломита (Troelsen, 1950b). При выветривании породы приобретают ржавую окраску, заметно отличаясь от доломитов мыса Лейпер. Наибольшая мощность доломитов мыса Ингерсолл равна 10 *м*. Самая верхняя часть разреза доломитов сильно брекчирована. Очевидно, что доломиты перед отложением кембрийских толщ в известной степени подверглись эрозии. Величина эрозионного среза, однако, не была особенно значительной, ибо на протяжении 200 *км* тонкий горизонт доломитов мыса Ингерсолл нигде не размыт полностью. На этом основании Троельсен (Troelsen, 1950b, стр. 37) сделал вывод о том, что период эрозии был относительно кратковременным и что размыв осуществлялся в условиях плоской и низменной равнины.

Силлы и дайки

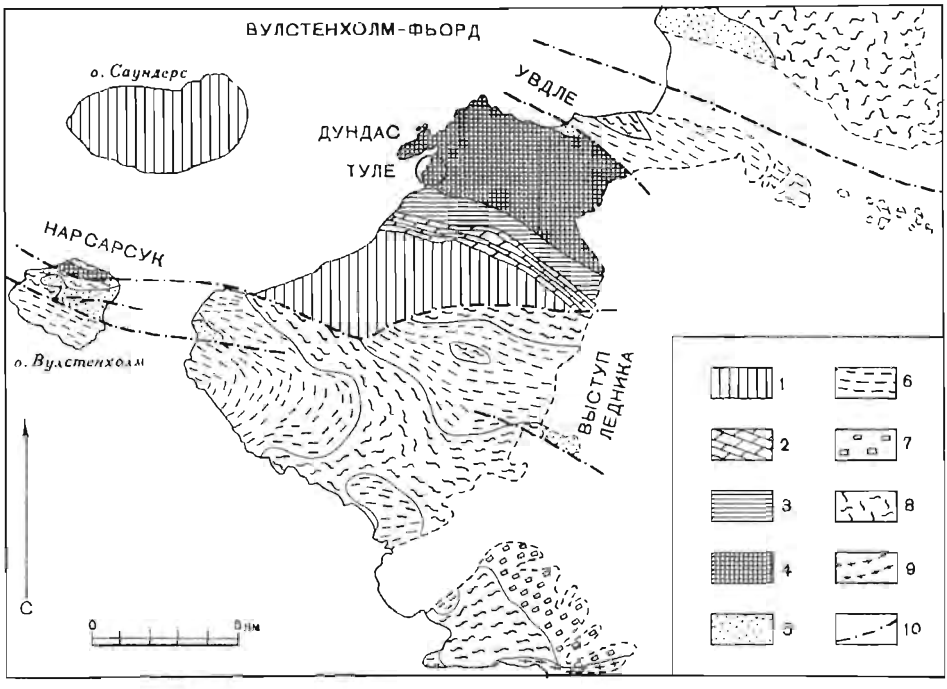
На западе Земли Инглфилда породы кристаллического фундамента и песчаники залива Ренселер прорваны основными интрузиями, представленными главным образом породами состава кварцевых долеритов. Только в одном случае обнаружены кислые интрузивные породы, представленные кварцевыми порфирами, дайка которых сечет красные песчаники близ поселка Эта (Callisen, 1929). Считалось, что кварцевые долериты нигде не проникают в вышележащие доломиты (Adams, Cowie, 1953, стр. 16; Fränkl,

1954, стр. 76, 77) и что, следовательно, дайки древнее доломитов. Однако полевые наблюдения на Земле Инглфилда привели Ковье (Cowie, 1961, стр. 21) к выводу, согласно которому нет достаточных доказательств, чтобы допускать существование поверхности несогласия между кровлей песчаников залива Ренселер и подошвой вышележащих доломитов и чтобы предполагать исключительную приуроченность силлей и даек изверженных пород к нижней песчаниковой части разреза. Гальки долеритов, обнаруженные в конгломератах нижнего кембрия на мысе Кент (см. Koch, 1933), указывают, возможно, на подлинный возраст силлей и даек. Если эти гальки действительно имели в качестве первоисточника интрузивные тела, секущие песчаники, то внедрение даек и силлей, видимо, должно было иметь место во время поднятия, предшествовавшего кембрийской трансгрессии. Этот вывод, однако, не согласуется с упомянутыми взглядами Троельсена (Troelsen, 1950b, стр. 37).

6.3.3. Докембрийские супракрустальные образования района мыса Йорк

Введение

На Земле Инглфилда докембрийские супракрустальные образования слагают останцы на вскрытой вновь поверхности древнего пенеплена, а в райо-



Ф и г. 23. Геологическая карта района Туле.

По Дэвису, Кринсли и Николю (Davies, Krinsley, Nicol, 1963).

1—5 — группа Туле: *1—3* — формация Нарсарсук: *1* — верхняя красноцветная свита; *2* — доломиты Лорфернек; *3* — нижняя красноцветная свита; *4* — формация Дундас; *5* — формация Вулстенхолм; *6—9* — образования фундамента: *6* — розовые гранито-гнейсы; *7* — порфиробластовые гнейсы; *8* — серые полосчатые гнейсы; *9* — красные гранито-гнейсы; *10* — разломы.

не мыса Йорк они сохранились лишь в отдельных грабенообразных структурах. Трансгрессивное налегание супракрустальных образований на подстилающие породы фундамента можно наблюдать лишь в немногих пунктах, например на острове Вулстенхолм (см. фиг. 23). Приуроченность супра-

крустальных образований района мыса Йорк к отрицательным структурам, ограниченным разломами, впервые была установлена Кохом (Koch, 1925). Разломы, ограничивающие площади распространения осадочных пород, обычно простираются с запад-северо-запада на восток-юго-восток. Разломы такого же простирания были закартированы и в более северных районах в окрестностях поселка Эта (Cowie, 1961). Как подчеркивал Кох (Koch, 1925), немые супракрустальные отложения района мыса Йорк очень похожи на аналогичные образования Земли Инглфилда, но в некотором отношении отличны от них — главным образом большей мощностью и большим литологическим разнообразием. Очевидно, что условия седиментации в обоих районах были различными. В районе мыса Йорк отсутствуют палеозойские отложения, занимающие более высокое положение в разрезе, чем немые супракрустальные образования. В подкрепление корреляции супракрустальных образований Земли Инглфилда и района мыса Йорк указывалось, что в обоих районах осадочные серии рассечены дайками и силлами долеритов. Однако это обстоятельство не имеет большого стратиграфического значения, поскольку в других соседних районах имеются долеритовые интрузивы самого разного возраста, например послетриасовые долериты на северо-востоке Земли Элсмира (Troelsen, 1950a) и послеордовикские, но допенсильванские долериты на Земле Пири (Troelsen, 1950a). На Земле Пири известно семь генераций интрузивных образований (Ellitsgaard-Rasmussen, 1950).

Знанием стратиграфии супракрустальных образований северной части района мыса Йорк мы обязаны главным образом первым исследованиям Коха (Koch, 1925, 1926). Он выделял (снизу) следующие четыре комплекса: красные песчаники, желтые песчаники, доломиты, глинистые сланцы. В том же районе Мунк (Munck, 1941) установил разрез мощностью более 500 *м*, состоящий из песчаников с немногочисленными прослоями конгломератов. К юго-востоку от поселка Эта близ Неке наблюдается толща полого залегающих песчаников и конгломератов мощностью около 1000 *м* (Troelsen, 1950b).

Докембрийские супракрустальные образования южной части района мыса Йорк изучались многими исследователями (Koch, 1925, 1926; Munck, 1941; Kurtz, Wales, 1950; Davies, Krinsley, Nicol, 1963). Предлагаемый ниже обзор основан главным образом на работе последних трех авторов.

Группа Туле

На фиг. 21 видно, что супракрустальные образования группы Туле уцелели от эрозии в грабенообразных структурах фундамента (Davies, Krinsley, Nicol, 1963). В собственно районе Туле (см. фиг. 23) выходы осадочных пород с севера и юга ограничены нормальными сбросами. Грабен, ограниченный двумя сбросами, достигает 2100 *м* в длину и 600 *м* в ширину. Супракрустальные образования в грабене, имеющие вместе с силлами общую мощность около 2300 *м*, слагают пологую слегка асимметричную синклиналь, углы падения на крыльях которой варьируют от 8 до 20°. Близ южного сброса слои смяты в мелкие локальные складки, а углы наклона превышают здесь 45°. Эта мощная серия супракрустальных образований — группа Туле — в настоящее время расчленена на следующие три формации (снизу): формацию Вулстенхолм, формацию Дундас и формацию Нарсарсук (Davies, Krinsley, Nicol, 1963). Переход от формации Вулстенхолм к формации Дундас осуществляется постепенно. Кровля формации Дундас не обнажена. По данным изучения структуры считается, что две самые молодые формации отделены одна от другой или разломом или несогласием. Девис (Davies, Krinsley, Nicol, 1963), учитывая отсутствие данных, настаивает на несогласии. Однако этот вывод навеян, по-видимому, представлениями Френкля

(Fränkl, 1954), Адамса и Ковье (Adams, Cowie, 1953), которые установили несогласие в аналогичных супракрустальных образованиях Земли Инглфилда. В свете наблюдений Ковье (Cowie, 1953) на Земле Инглфилда представляется более вероятным, что разница в углах наклона, наблюдаемая в формациях Дундас и Нарсарсук района Туле, обусловлена скрытым разломом, так как известно, что разломы отделяют осадочные породы от соседнего комплекса фундамента (см. выше).

Формация Вулстенхолм. Формация Вулстенхолм была выделена Куртцем и Уэлсом (Kurtz, Wales, 1950) и заново изучена Девисом (Davies, Krinsley, Nicol, 1963). Нижние 25 *м* разреза этой формации сложены песчаниками и аркозовыми конгломератами с галькой кварца. Выше следуют 210 *м* косослоистых кварцитовых песчаников с прослоями галечниковых конгломератов. Кварцитовые песчаники перекрыты песчаниками мощностью 180 *м*, содержащими несколько прослоев галечниковых конгломератов. Слой мощностью 90 *м* сахаровидных кварцитовых песчаников составляет самую верхнюю часть формации, общая мощность которой превышает 500 *м*. Площадное распространение формации показано на фиг. 23. Детальное петрографическое описание пород района Туле было сделано Мунком (Munck, 1941).

Формация Дундас. Формация Дундас, первоначально называвшаяся Куртцем и Уэлсом (Kurtz, Wales, 1950) формацией Данин-Виллейдж, сложена толщей мощностью более 650 *м*, состоящей преимущественно из черных хрупких глинистых сланцев. В нижней части формации Дундас черные сланцы переслаиваются с кварцитовыми песчаниками, перекрытыми черными листоватыми глинистыми сланцами с мелкими линзами песчанистых глинистых сланцев. В этих песчанистых линзах, в которых наблюдаются трещины усыхания и плойчатость, обычно присутствуют также обломки черных битуминозных глинистых сланцев. В верхней части разреза формации в сланцах содержатся тонкие прослои известковистых песчаников и доломитов.

Формация Нарсарсук. Куртц и Уэлс (Kurtz, Wales, 1950) первоначально определяли состав формации Нарсарсук, относя к ней алевролиты и доломиты, залегающие выше черных сланцев формации Данин-Виллейдж, называемой ныне формацией Дундас. Граница между двумя формациями проводилась по долеритовому силлу мощностью 18 *м*, обнаженному в поселке Туле. Девис, Кринсли и Николь (Davies, Krinsley, Nicol, 1963) расчленили формацию Нарсарсук на следующие три свиты: нижнюю красноцветную, свиту доломитов Аорферпек и верхнюю красноцветную. Общая мощность нижней красноцветной свиты неизвестна. Ее контакт с формацией Дундас не обнажен. Мощность всей формации Нарсарсук не менее 910 *м*.

Нижняя красноцветная свита. В разрезе формации Нарсарсук нижняя красноцветная свита мощностью более 315 *м* состоит из циклического чередования слоев доломитов и алевролитов. Разрез свиты в некотором отношении близок к разрезу верхней красноцветной свиты, но повторяемость слоев менее однородна. Кроме того, в нижней свите обычно нет прослоев серых песчаников, часто встречающихся в верхней свите. В средней части разреза нижней красноцветной свиты располагается слой гипса мощностью 8 *м*. Отметим, что Кох (Koch, 1925) находил в некоторых осадочных породах района Туле псевдоморфозы по каменной соли.

Свита доломитов Аорфернек. Эта свита, идентичная с так называемыми доломитами Арферфик, или Арфернек, имеет мощность около 133 *м* и сложена главным образом тонкозернистыми доломитами с неправильной слоистостью. Часто встречаются оолитовые текстуры. На выветрелых поверхностях видны текстуры брекчий с вторичным цементом. Характерной чертой свиты является присутствие натеков и прожилков гипса по трещинам и поверхностям напластования. В зоне контакта доломитов с долеритовыми

силлями доломиты превращены в породы, содержащие много халцедона и талька, а также некоторое количество хлорита. Частичный химический анализ доломитов приведен в табл. 22.

Таблица 22

Частичный химический состав доломитов группы Туле

Компоненты	Вес.%												
	TD 10	TD 24	TD 30	TD 31	TD 32	30	31	33 I	33 II	33 IV	33 VII	N 36	P 32
CaO	29,7	29,2	7,6	23,5	23,5	26,2	28,2	27,2	27,7	26,9	29,9	17,6	23,5
MgO	19,5	19,2	5,6	15,7	15,6	7,9	17,5	17,4	16,3	15,9	18,1	12,6	16,4
Fe_2O_3	0,6	0,28	1,3	0,36	0,37	1,3	1,0	1,1	1,1	1,1	1,1	1,6	0,71
CO_2	44,0	43,0	10,6	34,6	35,6	29,2	41,2	40,4	39,5	38,5	43,2	26,8	35,6
Нерастворимый остаток						29,6	8,5	10,9	9,9	12,9	4,7		
Сумма						94,2	96,4	97,0	94,5	95,3	97,0		
	Мол.%												
$CaCO_3$	52,0	51,6	49,1	51,2	51,8	70,31	53,51	52,72	54,81	54,71	54,11	50,0	49,7
$MgCO_3$	48,0	48,4	50,9	48,8	48,2	29,69	46,49	47,28	45,19	45,29	45,89	50,0	50,3

TD 10, TD 24, TD 30, TD 31, TD 32. Доломитовые породы свиты Аорферпек, формации Нарсарсук (Davies, Krinsley, Nicol, 1963). 30, 31, 33 I, 33 II, 33 IV, 33 VII. Доломиты верхней красноцветной свиты, формации Нарсарсук (Munck, 1941). N 36, P 32. Доломиты верхней красноцветной свиты, формации Нарсарсук (Davies, Krinsley, Nicol, 1963).

Верхняя красноцветная свита. Самые молодые осадочные породы района Туле слагают верхнюю красноцветную свиту мощностью 460 *м*. Эрозия,



Фиг. 24. Верхняя красноцветная свита формации Нарсарсук.
К востоку от Нарсарсука. Фото Мунка.

однако, уничтожила значительную часть разреза. Для свиты характерно циклическое чередование слоев. Мощность каждого цикла 40—50 *м*. Цикл начинается плитчатыми и глыбовыми песчаниками, перекрытыми доломитами с волнистыми поверхностями напластования. Местами доломиты залегают

в основании цикла. На них лежат песчаники, выше которых располагаются песчаники и алевролиты с тонкими прослоями доломитов. В окрестностях Нарсарсука и на острове Саундерс (см. фиг. 24) было выделено 10 циклов. Несколько частичных анализов доломитов из верхней красноцветной свиты приведено в табл. 22.

Силлы и дайки района Туле

Кристаллический комплекс и группа Туле рассечены многочисленными дайками и силлями основных пород. Дайки, мощность которых варьирует от нескольких метров до почти 100 *м*, можно разделить на две системы. Одна из них простирается на запад-северо-запад, другая — на северо-восток. В одном пункте установлено, что первая система моложе. Углы падения некоторых даек достигают 40°. Многие дайки залегают вертикально. Силлы, мощность которых колеблется между тремя и двадцатью метрами, приурочены главным образом к листоватым глинистым сланцам формации Дундас. Дайки и силлы на контактах образуют зоны закалки. В силлях часто наблюдается столбчатая отдельность.

Эти интрузивные породы района Туле с петрографической точки зрения очень сходны с дайками и силлями кварцевых долеритов западной части Земли Инглфилда (см. стр. 195). Они содержат главным образом плагиоклаз (An_{54} — An_{62}), авгитовый пироксен, кварц, рудный минерал и апатит. Структуры пород варьируют от офитовых до субофитовых (Munck, 1941). В одном из силлей присутствует идиоморфный гиперстен (Davies, Krinsley, Nicol, 1963).

Таблица 23

Предварительная корреляция супракрустальных образований Земли Инглфилда и района мыса Йорк, северо-западная Гренландия

Район мыса Йорк литостратиграфические подразделения	Мощность, *м*	Земля Инглфилда литостратиграфические подразделения	Мощность, *м*	Возраст
		Формация Вульф-Ривер	20—40	Нижний кембрий
		Эрозионное несогласие		
		Доломиты мыса Интерсолл	10	Докембрий (Эокембрий?)
? Формация Нарсарсук	>910	Доломиты мыса Лейпер	40	
Формация Дундас	650	Песчаники залива Рейсселер	130—140	
Формация Вулстенхолм	~500			
Угловое несогласие				
Комплекс кристаллического фундамента		Комплекс кристаллического фундамента		

Ничего определенного относительно возрастных соотношений интрузивов и разломов района Туле не известно. Широкое распространение четвертичных отложений на большей части площади не дает возможности установить соотношения даек с разломами. Известно, что одна из даек сечет разлом (Kurtz, Wales, 1950), но, поскольку не все дайки и, вероятно, не все разломы имеют одинаковый возраст, общего вывода сделать нельзя.

6.4. КОРРЕЛЯЦИЯ СУПРАКРУСТАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗЕМЛИ ИНГЛФИЛДА И РАЙОНА МЫСА ЙОРК

Судя по схематическим картам, опубликованным Кохом (Koch, 1925, 1926), супракрустальные образования северо-западной Гренландии прослеживаются от Туле на юг до района Эта, а на север — до северного побережья Земли Инглфилда. Хотя данных о стратиграфии пород осадочного происхождения, развитых между заливом Инглфилд (см. фиг. 21) и районом Эта, пока мало, можно прийти к выводу, что в пределах этой полосы, видимо, происходят литологические изменения. Желательно, таким образом, более тщательное исследование этого района. Корреляционная табл. 23 в свете изложенного намечает лишь возможные стратиграфические соотношения.

7. ДОКЕМБРИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ГРЕНЛАНДИИ

7.1. ВВЕДЕНИЕ

За исключением красных песчаников, найденных Кохом в 1917 г. (Koch, 1920, стр. 27; 1935, стр. 9) близ Мидгордсормена (Земля Уорминга), нет никаких указаний на присутствие докембрийских супракрустальных образований в пределах длинной северной полосовидной зоны, отделяющей Землю Вашингтона от Земли Пири (см. фиг. 21). Однако на юге Земли Пири и в области, расположенной между Индепенденс-фьордом и Датским фьордом, существуют крупные обнажения докембрийских супракрустальных пород. В 1892 г. их впервые наблюдал Пири. В 1912 г. Фрейхен, сотрудник Первой экспедиции Туле, собрал образцы красных песчаников и диабазов (Bøggild, 1915). Во время юбилейной экспедиции 1921 г. Кох (Koch, 1923) также изучал эти супракрустальные образования (см. также Koch, 1935, стр. 10). Более поздние сведения были представлены членами датских экспедиций на Землю Пири (Troelsen, 1949, 1950a, 1956b, Ellitsgaard-Rasmussen, 1950, 1955), а также участниками датских экспедиций в восточную Гренландию (Nielsen, 1941; Adams, Cowie, 1953; Fränkl, 1954, 1955a, b; Haller, 1961a, b).

В настоящее время известно, что в северо-восточной Гренландии в углу щита кристаллический фундамент всюду перекрыт и погребен под супракрустальными образованиями. Лишь значительно южнее, на Земле Королевы Луизы, супракрустальные образования размыты и из под них выступают породы фундамента (см. фиг. 21). О существовании кристаллического фундамента под супракрустальными образованиями в северо-восточной Гренландии свидетельствуют также надвиговые блоки пород фундамента вдоль окраины каледонского складчатого пояса.

В предлагаемом ниже описании супракрустальные образования окраины щита, слагающие форланд палеозойских складчатых поясов, будут описаны первыми, а затем будет дана характеристика докембрийских образований краевых поясов. Поскольку, как выяснилось, стратиграфические соотношения супракрустальных образований северо-восточной Гренландии оказались гораздо сложнее, чем это представлялось первым исследователям, и поскольку в пределах этого обширного района геологическим картированием охвачены довольно маленькие участки, авторы лишь после больших колебаний решились дать общий очерк их стратиграфии (см. ниже фиг. 27).

7.2. ДОКЕМБРИЙСКИЕ СУПРАКРУСТАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ РАЙОНА ДАТСКОГО ФЬОРДА

7.2.1. Песчаники Норсемандаль

Самая древняя формация, обнаженная в районе Датского фьорда, представлена песчаниками Норсемандаль мощностью более 300 *м*, в состав которых входят красные песчаники в ассоциации с кварцитами (Adams, Cowie, 1953). Песчаники обладают отчетливой слоистостью. В них наблюдаются волноприбойные знаки и косая слоистость. Эта формация песчаников и кварцитов рассечена многочисленными основными дайками мелкозернистых долеритов и порфиритов. Формация Норсемандаль хорошо обнажена в районе между Датским фьордом и Индепенденс-фьордом. Внутри Датского фьорда эта формация без заметного углового несогласия перекрыта формацией Кампануладаль.

7.2.2. Формация Кампануладаль

Нижняя часть формации Кампануладаль сложена тонкослоистыми слюдистыми глауконитовыми известковистыми песчаниками и слюдистыми песчанистыми глинистыми сланцами, образующими свиту зеленых песчаников мощностью около 150 *м* (Adams, Cowie, 1953). Зеленые песчаники сменяются выше свитой известняков, представленной тонкозернистыми и тонкополосчатыми известняками мощностью около 100 *м* с частыми прослоями внутриформационных конгломератов и некоторым количеством пластов глинистых сланцев. В верхней части разреза известняки массивны и содержат строматолиты.

7.2.3. Доломиты озера Фюн

В верховье Датского фьорда формация Кампануладаль перекрыта тонкозернистыми и массивными доломитами озера Фюн мощностью 324 *м* (Adams, Cowie, 1953). Строматолитовые текстуры наблюдаются по всему разрезу. В 300 *м* от подошвы доломитовой толщи находится горизонт мощностью около 20 *м* с фунтиковой текстурой. Конусы сложены массивным доломитом, их верхушки ориентированы вверх. Самые верхние 4 *м* разреза доломитов озера Фюн сложены плотными глинистыми сланцами.

Восточнее озера Фюн доломиты озера Фюн перекрыты песчаниками мыса Холбек мощностью 135 *м*, представленными песчаниками и кварцитами. Нижние 30 *м* разреза состоят из косослоистых песчаников и песчанистых глинистых сланцев, перекрытых горизонтом кварцитов (мощность 20 *м*). В некоторых слоях наблюдались текстуры, напоминающие нижнекембрийскую форму Scolithus. Кварциты перекрыты песчаниками (около 50 *м*) с прослоями песчанистых глинистых сланцев, косослоистых, с волноприбойными знаками. Самая верхняя часть разреза формации мыса Холбек сложена кварцитами мощностью около 25 *м*.

По Адамсу и Ковье (Adams, Cowie, 1953), формация Кампануладаль, доломиты озера Фюн и песчаники мыса Холбек слагают непрерывный разрез во внутренней части района Датского фьорда. Однако в более восточных районах в пределах каледонского складчатого пояса Земли Кронпринца Христиана Френкль (Fränkl, 1955a) обнаружил, что доломиты озера Фюн отделены несогласием от вышележащих песчаников мыса Холбек. Местами самые верхние горизонты глинистых сланцев и фунтиковый горизонт доломитов озера Фюн были размыты до отложения песчаников.

Песчаники мыса Холбек отделены от вышележащих известняков Центрум отчетливым несогласием как в районе Датского фьорда (Adams, Cowie,

1953), так и в пределах каледонского пояса (Fränkl, 1955a, фиг. 9). Френкль выделял в качестве самостоятельной формации нижнюю палеонтологически немую часть известняков Центрум, называя ее доломитами Датского фьорда. По его описанию, это кремнистые доломиты, мощность которых достигает 30 *м*. В известняках Центрум, лежащих выше доломитов, содержатся остатки фауны, указывающие на верхнеканадский возраст отложений (Adams, Cowie, 1953; Fränkl, 1955a). Френкль (Fränkl, 1955a) условно относил по возрасту доломиты Датского фьорда к нижнеканадским образованиям и допускал также возможный кембрийский возраст песчаников мыса Холбек.

7.3. ДОКЕМБРИЙСКИЕ СУПРАКРУСТАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЗЕМЛИ ПИРИ

Западнее и севернее Инденденс-фьорда в районе озера Мидсоммер и фьорда Йорген-Брёнлунд наиболее древние супракрустальные образования



Фиг. 25. Песчаники с многочисленными силлами и дайками кварцевых долеритов. Перспективный вид с воздуха южного побережья внутренней части Инденденс-фьорда. Экспедиция Коха, 1958 г.

представлены полого залегающими песчаниками мощностью около 1000 *м* (Troelsen, 1956b), прорванными многочисленными силлами и дайками кварцевых долеритов (см. фиг. 25).

В южной части Земли Пири на песчаники налегает горизонт тиллитов, мощность которого варьирует от 1 *м* и менее до почти 100 *м* (Troelsen, 1950a, 1956b). Хотя тиллиты сложены исштрихованными гальками и валунами (до 3 *м* в поперечнике), следы ледниковых штрихов и борозд на поверхности подстилающих песчаников отсутствуют. Цемент тиллитов красновато-коричневый несортированный, состоящий главным образом из хорошо окатанных зерен кварца. Эрратические компоненты представлены преимущественно кварцитами, хотя встречаются и обломки вулканических пород и очень редко грубозернистых кристаллических пород фундамента. Гальки из тех интрузивных пород, которые рассекают песчаники, подстилающие тиллиты, в составе тиллитов не наблюдаются.

В западном направлении тиллиты постепенно переходят в плохо отсортированные, но тем не менее хорошо расслоенные обломочные отложения, которые, по Троельсену (Troelsen, 1956b), являются либо заандровыми образованиями, либо отлагались в мелководном морском бассейне.

Горизонт тиллитов перекрыт толщей (750—800 *м*) немых осадочных пород, сопоставимой с группой Туле (Troelsen, 1956b). Близ озера Мидсоммер горизонт тиллитов мощностью всего 40 *см* перекрыт аргиллитами и песчаниками (47 *м*), на которых в свою очередь залегают 20 *м* тонкозернистых песчаников. Близ фьорда Брёнлунд, где горизонт тиллитов более мощный, нижние компоненты разреза толщи, перекрывающей тиллиты, отсутствуют. Близ озера Мидсоммер выше песчаников располагаются доломиты, частью окремненные, оолитовые мощностью 250 *м*. Местами выше доломитов залегают кварциты, глинистые песчаники и плотные известняки (245 *м*). Еще выше лежит горизонт щебенчатых пород мощностью 150 *м*, а затем следуют 40 *м* песчаников, переслаивающихся с глинистыми сланцами. Эти песчаниково-сланцевые отложения отделены от вышележащих нижнекембрийских доломитов фьорда Брёнлунд стратиграфическим несогласием. Региональные изменения литологического состава и косая слоистость свидетельствуют о том, что обломочный материал, слагающий верхнюю часть разреза докембрийских образований юга Земли Пири, был принесен с юга (Troelsen, 1956b).

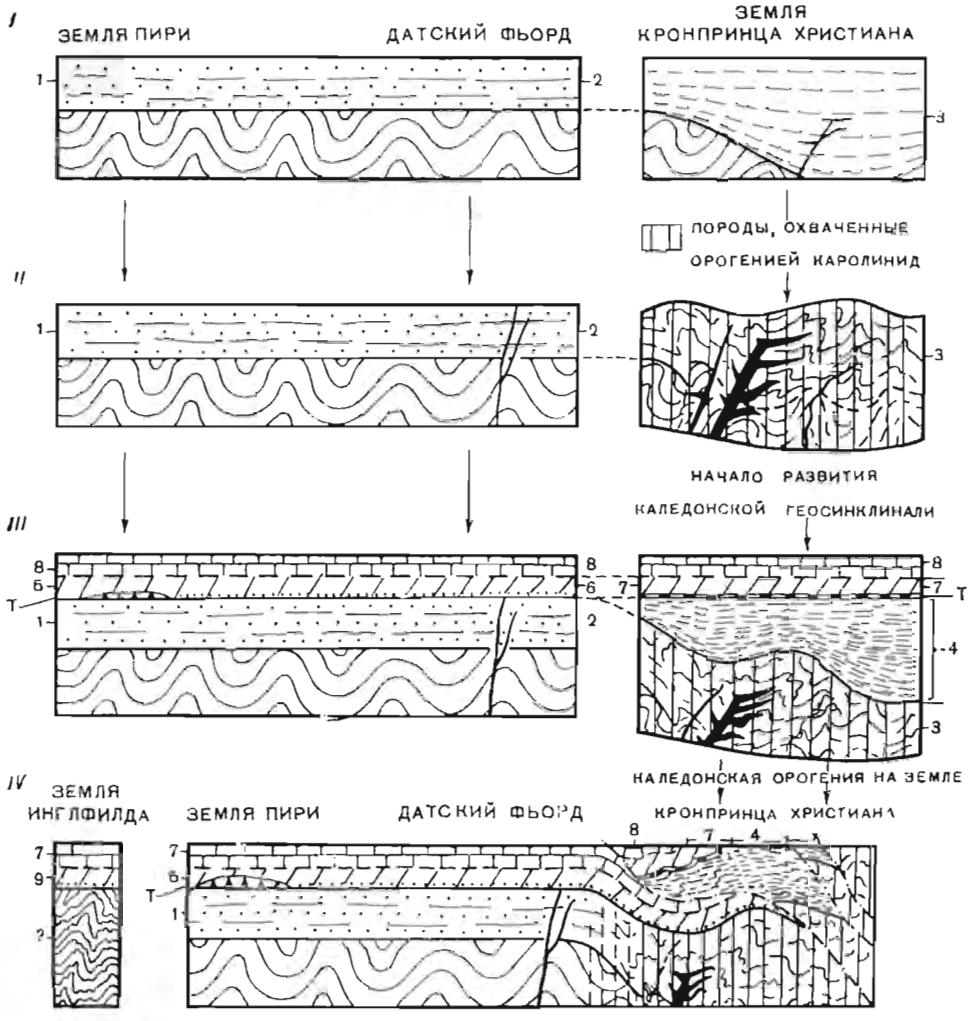
На северо-востоке близ Шлей-фьорда в пределах палеозойского складчатого пояса нижнекембрийские отложения несогласно залегают на черных листоватых глинистых сланцах.

В общем докембрийские супракрустальные образования северо-восточной окраины щита можно разделить на два крупных комплекса. Древний комплекс сложен песчаниками, а молодой комплекс более разнообразен с литологической точки зрения (см. табл. 24 и фиг. 26). На юге Земли Пири

Таблица 24

Предварительная корреляция докембрийских супракрустальных образований района Датского фьорда и южной части Земли Пири

Район Датского фьорда (Adams, Cowie, 1953)			Южная часть Земли Пири (Troelsen, 1956b)		
литостратиграфические подразделения		мощность, *м*	литостратиграфические подразделения	мощность, *м*	возраст
Песчаники мыса Холбек		135	Доломиты фьорда Брёнлунд	156	Нижний кембрий
Молодая группа	Доломиты озера Фюп	324	Песчаники и глинистые сланцы; доломиты; песчаники и глинистые сланцы	750—800	Докембрий
	Песчаники и известняки Кампануладаль	250			
Несогласие		?	Тиллиты	1—100	
Древняя группа	Песчаники Порсемандаль	300	Песчаники	~ 1000	Докембрий
Основание не известно					



Ф и г. 26. Схематическая диаграмма структурного развития северо-восточной Гренландии.

Описание и корреляция различных комплексов пород на диаграмме следующие. Комплексы *1*, *2* и *3* принадлежат к самой древней группе супракрустальных образований или соответствуют ей (см. табл. 24). Комплекс *1* — докембрийские песчаники (Troelsen, 1956b). Комплекс *2* — песчаники Норсемандаль, сопоставляемые с древнейшей частью формации Туле на Земле Инглфилда (Adams, Cowie, 1953). Комплекс *3* коррелируют с древнейшей частью формации Туле (Fränkl, 1954, 1955a), с группой Туле (Haller, 1960). Комплекс *4*—дотиллитовая часть группы Хаген-фьорда (Haller, 1960). Буквой «т» обозначены тиллиты, относимые к варангерскому времени (Troelsen, 1956b). Комплексы *5*, *6* и *7* относятся к молодой группе супракрустальных образований или соответствуют ей (см. табл. 24). Комплекс *5* отнесен к докембрийской формации Туле (Troelsen, 1956b). Комплекс *6* коррелируется с верхней частью формации Туле (Adams, Cowie, 1953). Комплекс *7* — послетиллитовая часть группы Хаген-фьорда (Haller, 1960). Комплекс *8* — нижнепалеозойские или предполагаемые нижнепалеозойские отложения. Комплекс *9* — формация Ренселер (Troelsen, 1950a).

эти два комплекса разделяет горизонт тиллитов. Вместе с Троельсеном (Troelsen, 1956b) авторы коррелируют молодой комплекс с супракрустальными образованиями района Туле и Земли Инглфилда (с группой Туле). Древний комплекс, следовательно, в северо-западной Гренландии не представлен супракрустальными образованиями. Не исключено, что он является составной частью комплекса кристаллического фундамента Земли Инглфилда.

Следует сказать несколько слов о возможном возрасте даек, столь часто встречающихся в древнем комплексе северо-восточной Гренландии. Адамс и Ковье (Adams, Cowie, 1953) считали дайки района Датского фьорда древнее песчаников и известняков Кампануладаль. На юге Земли Пири Эллитсгорд-Расмуссен (Ellitsgaard-Rasmussen, 1950) выделил семь генераций основных интрузивных пород. Из района южного побережья Индепенденс-фьорда были описаны кварцевые долериты (Callisen, 1929; Troelsen, 1949, фиг. 25). Хотя галька долеритов не встречается в вышележащих тиллитах, а одна дайка рассекает молодой супракрустальный комплекс (Troelsen, 1956b, стр. 84), не исключена возможность отнесения некоторых интрузивов к категории дотиллитовых образований. Поскольку возрастные соотношения интрузивов полностью не известны, присутствие или отсутствие интрузивных образований нельзя использовать для хроностратиграфических корреляций. Таким образом, наличие интрузивов в песчаниках залива Ренселер и в песчаниках Норсемандаль, по мнению авторов, не может служить решающим доказательством одновременности формирования упомянутых толщ песчаников.

7.4. ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА НА СЕВЕРЕ ЗЕМЛИ ПИРИ

В западной части складчатого пояса севера Земли Пири широко распространены палеонтологически немые, несколько метаморфизованные песчаники, граувакки и темные глинистые сланцы (Ellitsgaard-Rasmussen, 1955). Литологически сходные породы, называемые песчаниками Грённемарк, известны также на юге складчатого пояса в центральной части Земли Пири, где они располагаются в самом низу толщи метаморфизованных осадочных пород мощностью более 3000 *м* (Fränkl, 1955b). Выше песчаников Грённемарк залегают красные и графитистые глинистые сланцы, перемежающиеся с песчаниками и известняками (сланцы Грённемарк), сланцеватые аргиллиты (аргиллиты Фригг-фьорда), слоистые известняки (серия Браун), богатые графитом песчанистые сланцы, переслаивающиеся с известняками или песчаниками (нижние и верхние графитовые сланцы ледника Нюсне) и мергелистые слюдистые песчаники (песчаники ледника Сюд). В аргиллитах Фригг-фьорда содержатся мелкие включения. Некоторые из них представляют собой вулканические бомбы.

Мощная толща метаморфизованных осадочных пород центральной части Земли Пири, видимо, полностью относится к докембрию. Однако, как предполагает Френкль (Fränkl, 1955b, стр. 38), в ее состав могут входить и палеозойские образования. В пользу этого предположения следует указать, что в породах аналогичного состава, развитых на востоке Земли Пири, Троельсеном (Troelsen, 1956b) были найдены нижнекембрийские окаменелые остатки.

Породы северной части складчатого пояса Земли Пири метаморфизованы гораздо сильнее, чем породы, развитые по южной окраине пояса, и они обладают сложной альпинотипной структурой. Речь идет о кварцевых филлитах, графитистых сланцах, мраморах и филлитах. По Френклю (Fränkl, 1955b, стр. 51), их можно сопоставить с упомянутыми выше породами южной части складчатого пояса.

7.5. КАЛЕДОНИДЫ ЗЕМЛИ КРОНПРИНЦА ХРИСТИАНА

7.5.1. Развитие структуры

Складчатые сооружения центральной и восточной частей Земли Кронпринца Христиана слагают самую северную окраину каледонского складчатого пояса восточной Гренландии, выведенную на поверхность. Первый обстоятельный очерк геологии Земли Кронпринца Христиана сделал Нильсен (Nielsen, 1941). Дополнительные сведения позже сообщили Френкль (Fränkl, 1954, 1955a) и Халлер (Haller, 1961a, b). Тектоника Земли Кронпринца Христиана очень сложна. По представлениям Халлера (Haller, 1961a), история развития структур началась в глубинах докембрийского времени, когда шло формирование кристаллических пород щита. Позже, но также в рамках докембрия, вдоль северо-восточной окраины щита возникла геосинклиналь. Отложения, накопившиеся в этой геосинклинали, в общем можно сопоставить с древним комплексом супракрустальных образований, сохранившихся в соседних частях щита (район Датского фьорда, южная часть Земли Пири; см. фиг. 26). Позже геосинклиналь северо-восточного простирания была смята в складки во время орогении каролинид, а ее породы вошли в состав краевой зоны древнего щита. Супракрустальные образования форланда не были охвачены орогенией каролинид (см. фиг. 26).

Еще позже горные сооружения каролинид были снивелированы в результате эрозии. На восточной окраине Гренландии возникла геосинклиналь меридионального простирания. В силуре из этой геосинклинали поднялись каледонские горные сооружения, в которых кряжи вначале разделяли прогибы, где продолжалась непрерывная седиментация в течение длительного промежутка времени, прежде чем была затоплена краевая часть форланда, в пределах которой отложился молодой комплекс супракрустальных образований. Предложенные представления об эволюции геосинклинали основаны на присутствии мощной толщи осадочных пород, подстилающей тиллиты на Земле Кронпринца Христиана. По Троельсену (Troelsen, 1956b), тиллиты Земли Пири и Земли Кронпринца Христиана относятся к варангерскому оледенению (Kulling, 1951; см. фиг. 26). К концу варангерского времени седиментация как в геосинклинали, так и в пределах ее форланда происходила в одинаковых условиях.

Во время каледонской орогении геосинклинальные осадочные толщи были смещены на запад по поверхностям надвигов и, таким образом, были приведены в непосредственное тектоническое соприкосновение с недислоцированными супракрустальными отложениями форланда. Каледонские структуры были наложены на фундамент каролинидского возраста, в настоящее время выходящий на поверхность в виде окон в горах Принцессы Каролины-Матильды и к востоку от зоны корней надвигов и гравитационного скольжения (см. фиг. 26).

7.5.2. Стратиграфия докембрийских образований

Докаролинидские комплексы пород

По Френклю (Fränkl, 1954, 1955a), древнейшие седиментогенные породы Земли Кронпринца Христиана представлены песчаниками, кварцитами и аркозами, вполне соответствующими с петрографической точки зрения песчаникам Норсемандаль района Датского фьорда. Так же как и в районе Датского фьорда, метаморфизованные песчаниковые отложения Земли Кронпринца Христиана пронизаны дайками основного состава. Френкль (Fränkl, 1954, стр. 33) считал, что дайки сложены альбитовыми долеритами и допускал, что альбит является в них первичным минералом. Развальцован-

ность даек и наличие в них актинолита и эпидота, по мнению авторов, указывает скорее на вторичный генезис альбита, т. е. на то, что альбит мог появиться в процессе регионального метаморфизма дайковых пород. Этот вывод согласуется также с мнением Халлера об общем ходе развития структур (см. стр. 207). Дайки могли подвергнуться переработке во время каролинидской орогении. По Халлеру (Haller, 1961a), додайковые осадочные породы вместе с аренитами, исследованными Френклем, представляли мощную толщу «полупелитовых» пород и, по-видимому, содержали горизонты вулканических образований. Общая мощность древнего комплекса превышала 6000 *м*.

В районах, изученных Френклем, крупное несогласие отделяет древний комплекс песчаников, рассеченных дайками, от вышележащих отложений, что доказывается присутствием галек, состоящих из дайковых пород, в базальных конгломератах (конгломераты Марморвиген) вышележащего более молодого комплекса. Халлер (Haller, 1961a) установил существование углового несогласия между двумя седиментогенными комплексами и предложил называть каролинидской орогенией период горообразования, о существовании которого свидетельствует это несогласие. Халлер (Haller, 1961a) дал также общее наименование «группы Хаген-фьорда» семи послекаролинидским, но докембрийским осадочным сериям, выделенным Френклем. Поскольку группа Хаген-фьорда состоит из дотиллитовых осадочных пород мощностью более 3000 *м* и, очевидно, отсутствующих в пределах форланда, группу Хаген-фьорда в целом нельзя коррелировать с молодым комплексом супракрустальных образований района Датского фьорда и южной части Земли Пири. Таким образом, халлеровскую группу Хаген-фьорда лучше всего расчленять на дотиллитовую и послетиллитовую части или еще более ограничить содержание термина, говоря о послекаролинидских, но дотиллитовых отложениях.

Френкль и Халлер, кроме того, называли группой Туле метаморфизованные осадочные породы, которые в настоящее время считаются древнее орогении каролинид. Таким образом, авторы не согласны с Френклем и Халлером в использовании названия «группа Туле», а скорее солидарны с Трейсом, который работал и на Земле Пири, и на Земле Инглфилда, и в районе мыса Йорк и был весьма осторожен при проведении далеко идущих корреляций, основанных только на литологическом сходстве отложений.

Подводя итоги, можно сказать, что в геосинклинали, располагавшейся на востоке Земли Кронпринца Христиана, была отложена мощная толща осадочных пород. В пределах форланда этой геосинклинали отлагались песчанистые осадки. Во время каролинидской орогении седиментогенные толщи геосинклинали были смяты в складки и метаморфизованы, а песчаники форланда остались недислоцированными.

Послекаролинидские комплексы докембрийских пород

Разрез послекаролинидских метаморфизованных и неметаморфизованных докембрийских горных пород в чешуях надвигов и гравитационных скольжений в пределах каледонид Земли Кронпринца Христиана был составлен Френклем (Fränkl, 1955a). Он расчленил на семь формаций мощную (более 3000 *м*) толщу, отложенную первоначально в более восточных районах, а именно в пределах бассейна залива Хекла. Для всех этих формаций позднего докембрия Халлер (Haller, 1961a) позже предложил название группы Хаген-фьорда.

Группа Хаген-фьорда. Разрез группы Хаген-фьорда начинается с филлитов Стенёркен, состоящих из ржавых филлитов с песчанистыми прослоями и имеющих мощность более 1000 *м*. Выше следуют мраморы Сюдвейдаль, представленные сильно смятыми мраморами с прослоями хлоритовых слан-

цев (общая мощность 100—400 *м*). Мраморы перекрыты толщей граувакк Тогефьельдене мощностью более 700 *м*, состоящей из темных глинистых сланцев, граувакк и песчанистых сланцев. Нижние 150—200 *м* этой формации сложены кварцевыми глинами. В одном месте в граувакках присутствует прослой конгломератов с галькой докаролинидских интрузивных пород. Формация Тогефьельдене перекрыта песчаниками Ривьерадаль, представленными хорошо выраженным чередованием слоев темных аргиллитов и светлых песчаников, общая мощность которых составляет 1000—2000 *м*. Эти четыре формации (филлиты Стенёркен, мраморы Сюдвейдаль, граувакки Тогефьельдене и песчаники Ривьерадаль) образуют дотиллитовую часть разреза группы Хаген-фьорда.

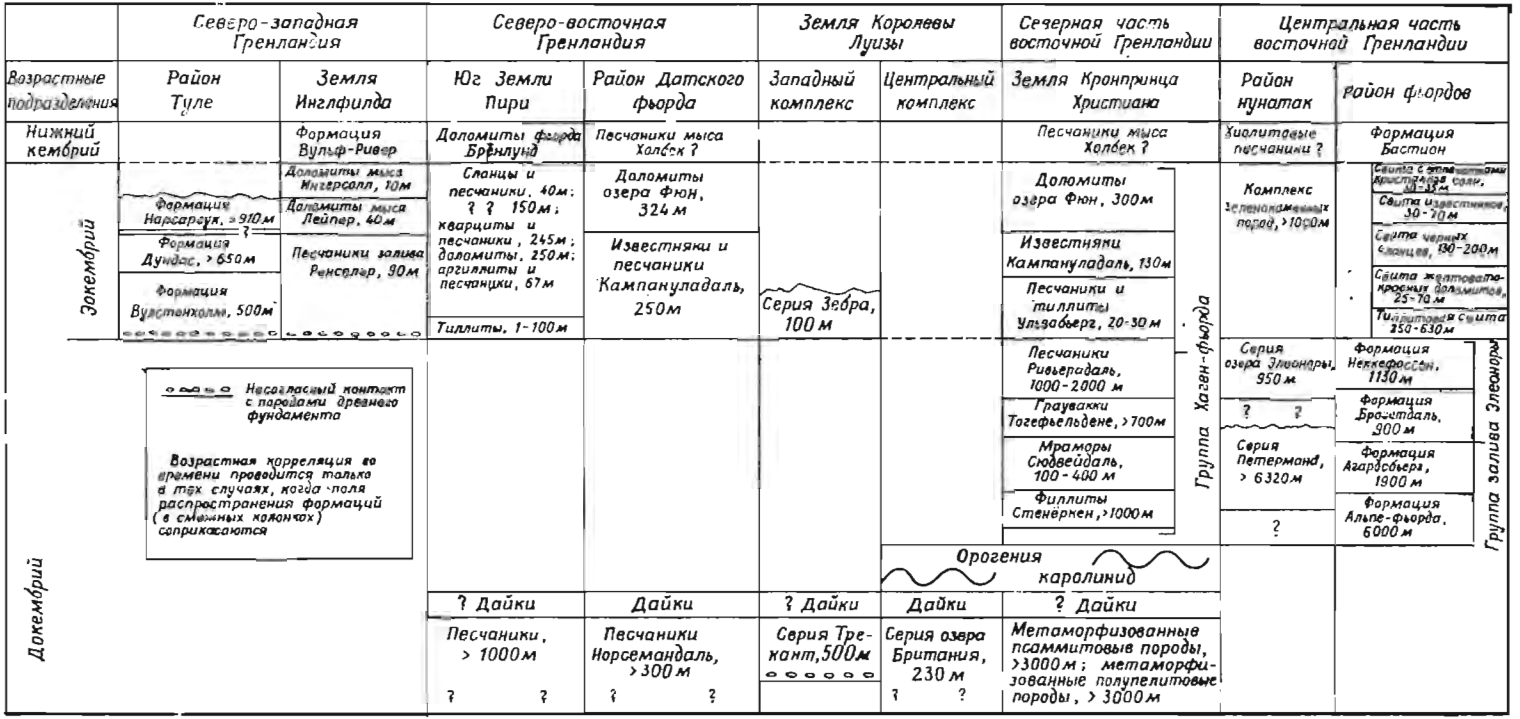
Послетиллитовая часть разреза группы Хаген-фьорда расчленяется на три формации, а именно: песчаники и тиллиты Ульвабьерг (мощность 25—35 *м*), известняки Кампануладаль (130 *м*) и доломиты озера Фюн (300 *м*). Разрез формации Ульвабьерг начинается с горизонта аркозовых, местами конгломератовидных песчаников, перекрытых тонкослоистыми песчаниками, на которых в свою очередь залегает толща переслаивающихся песчаников и глинистых сланцев. Выше следуют аркозовые песчаники, содержащие «тиллитовые» прослои с галькой кварцевых песчаников, кварцитов и красных порфиров. Тиллиты перекрыты песчаниками и доломитами.

Формация известняков Кампануладаль состоит из красных тонкослоистых или легко расщепляющихся пород, похожих на известняки Кампануладаль района Датского фьорда (см. стр. 202). Песчаники Кампануладаль, которые в районе Датского фьорда подстилают известняки, здесь или отсутствуют в составе надвиговых чешуй Земли Кронпринца Христиана, или же, как это предполагает Френкль (Fränkl, 1955a, стр. 18), представлены песчаниками и тиллитами Ульвабьерг. На Земле Кронпринца Христиана известняки Кампануладаль перекрыты доломитами озера Фюн, в изобилии содержащими строматолиты.

За исключением некоторых песчаников, выполняющих трещины и, возможно, являющихся реликтами ранее существовавшего чехла кембрийских (?) песчаников мыса Холбек, доломиты озера Фюн представляют собой самые молодые породы в разрезе бассейна пролива Хекла. В разрезах, отражающих строение горных сооружений, которые на западе окаймляют бассейн пролива Хекла, присутствуют песчаники мыса Холбек; они со слабым угловым несогласием залегают на размытой поверхности доломитов озера Фюн. В этих разрезах песчаники мыса Холбек перекрыты доломитами Датского фьорда, на которых в свою очередь залегают мраморы, соответствующие ордовикским известнякам Центрум района Датского фьорда.

Процесс седиментации группы Хаген-фьорда происходил следующим образом. В наиболее прогнутой части геосинклинали в бассейне пролива Хекла осадконакопление началось с отложения осадков, которые в настоящее время представляют собой полупелитовые породы, мраморы, пелитовые и граувакковые породы. Позже в составе осаждаемого материала начинает играть возрастающую роль песчаный компонент, по-видимому, в связи с обмелением бассейна. После варангерского оледенения, зафиксированного тиллитами, началось затопление форланда, причем и в геосинклинали, и в пределах форланда шло накопление осадков шельфового типа. Близкие условия седиментации преобладали, очевидно, вплоть до силура.

Заканчивая обзор длинной и сложной докембрийской истории северо-восточной Гренландии, обратим внимание на схему корреляции (см. фиг. 27). Предлагаемые сопоставления основаны главным образом на допущении о том, что тиллиты в южной части Земли Пири и тиллиты каледонского складчатого пояса Земли Кронпринца Христиана являются одновозрастными образованиями, т. е. относятся к варангерскому оледенению. Кроме того, учтены структурные и региональные соотношения отдельных частей разреза.



Ф и г. 27. Схемы корреляции докембрийских супракрустальных и геосинклинальных образований северо-западной, северо-восточной и восточной Гренландии.

Предлагаемая схема корреляции отличается от предшествовавших корреляций главным образом изменением номенклатуры, что необходимо для сопоставления молодого комплекса (см. фиг. 26) с группой Туле северо-западной Гренландии (см. фиг. 21).

8. ДОКЕМБРИЙ СЕВЕРНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТЕЙ ВОСТОЧНОЙ ГРЕНЛАНДИИ

8.1. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

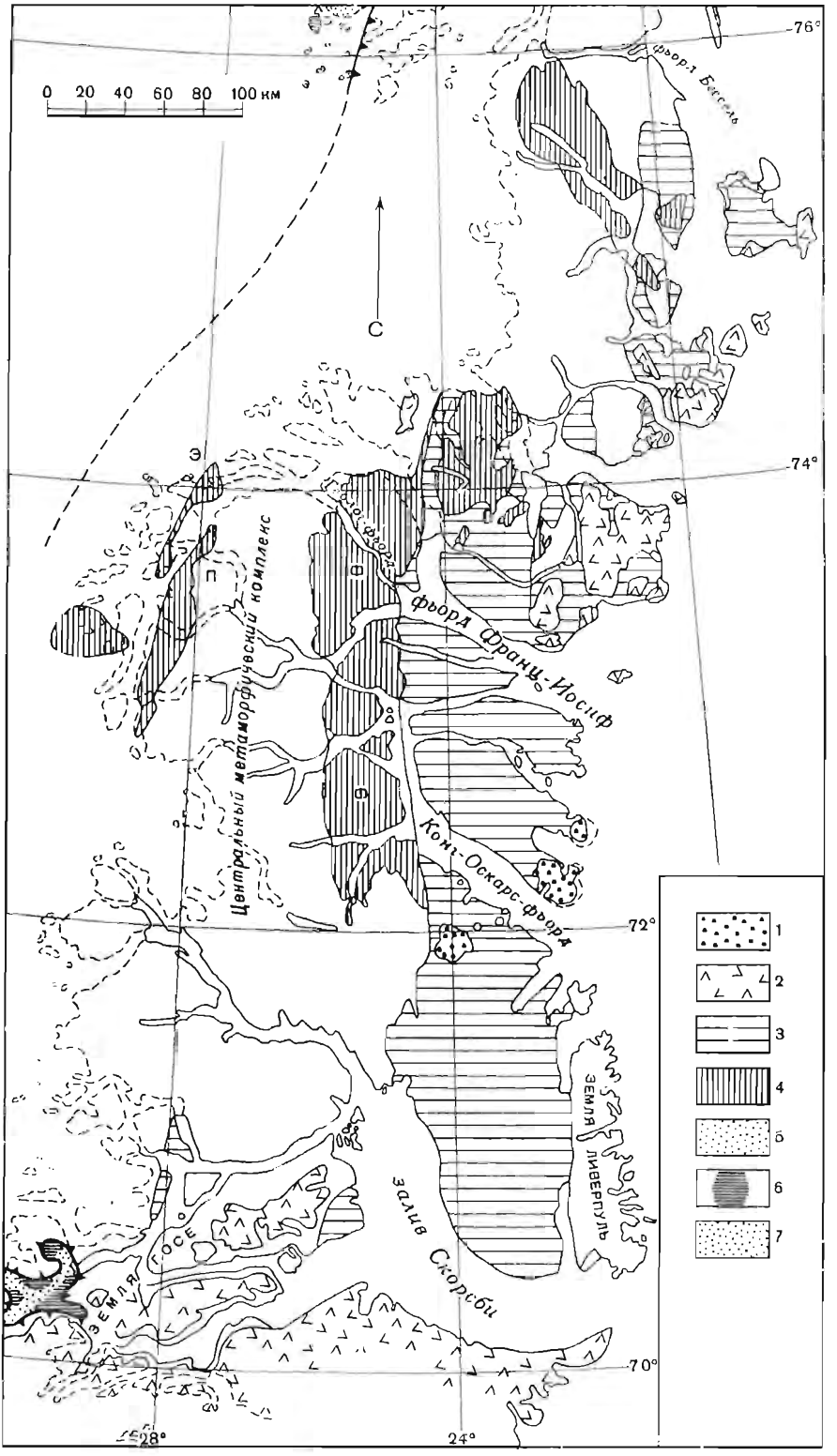
Впервые докембрийские образования северной части восточной Гренландии были исследованы в 1910 г. партиями Датской экспедиции. Образцы горных пород, собранные Вегенером на Земле Королевы Луизы, были изучены Бёггильдом (см. Koch, 1929, стр. 52—55). Следующий этап исследования Земли Королевы Луизы связан с работами Британской северогренландской экспедиции 1952—1954 гг., в которой в качестве геологов участвовали Пикок и Вилли. Они провели картирование почти всей области (Peacock, 1956). В 1955 г. в этом же районе работал Халлер, сотрудник Датской экспедиции в восточной Гренландии. Помимо полевых исследований отдельных участков, он проводил также аэровизуальные наблюдения (Haller, 1956b).

Геологическое изучение центральной части восточной Гренландии началось с работ экспедиции «Германия» в 1870 г. Участники этой экспедиции, возглавлявшейся капитаном Колдуэем, открыли систему огромного фьорда, названного в честь покровителя экспедиции фьордом Франц-Иосиф (см. фиг. 28). В 1874 г. дополнительные сведения по геологии сообщили Тоула и Ленц. В 1899 г. Шведская экспедиция в северо-восточную Гренландию под руководством Наторста вновь посетила район фьорда Франц-Иосиф и открыла систему южного фьорда, названного Конг-Оскарс-фьордом. Наторст (Nathorst, 1901) наблюдал смятые в складки и частично метаморфизованные силурийские [1] отложения, которые на западе залегают на гнейсах и гранитах (архей Наторста), а на востоке перекрыты недислоцированными отложениями девона. В 1900 г. Норденшельд (Nordenskiöld, 1907) подтвердил и дополнил наблюдения Наторста.

В 1926 г. район фьорда Франц-Иосиф был повторно изучен Первой Кембриджской экспедицией в восточную Гренландию. Уордай (Wordie, 1927), сотрудник экспедиции, обнаружил мощную толщу отложений, частью палеонтологически немую, названную «свита Франц-Иосиф» и залегающую между архейскими и девонскими отложениями, выделенными Наторстом. В 1927 г. Кох (Koch, 1929a) доказал, что большая часть отложений, смятых в складки, не содержащих окаменелостей и развитых в районе фьордов (свита Франц-Иосиф, по Уордаю), относится к докембрию, поскольку выше нее залегают отложения нижнего и верхнего кембрия, а также ордовика. Название «свита Франц-Иосиф» для докембрийских седиментогенных пород стало слишком неопределенным, и Кох отказался от него, введя новый термин «формация залива Элеоноры». Что касается гнейсов и гранитов, считаемых архейскими и развитых западнее поля распространения метаморфизованных осадочных пород, то Кох допускал возможность каледонского возраста кристаллических пород Земли Ливерпуль (примерно 71° с. ш.) и области, простирающейся от острова Клаверинг до Земли Германия (74°—77° с. ш.). Породы фундамента Земли Ливерпуль позже были описаны Кранком (Krank, 1935) и Сахамой [Sahlstein (Sahama), 1935].

В 1929 г. были предприняты значительные усилия для уяснения геологических проблем и взаимоотношений. Вторая Кембриджская экспедиция работала на западе в районе нунатак, а Датская экспедиция под руковод-

[1] Ордовикские и силурийские нерасчлененные.



Ф и г. 28. Схематическая геологическая карта центральной части восточной Гренландии.

Составлена по картам Халлера (Haller, 1955, 1956b, 1958), Халлера и Калпа (Haller, Kulp, 1962). *1* — третичные интрузивы; *2* — третичные плато-базальты; *3* — девонские — третичные образования; *4—5* — каледонский складчатый пояс: *4* — супраструктура; *5* — инфраструктура; *6—7* — район форланда: *6* — чехол; *7* — породы фундамента. Буквенные обозначения: *Э* — район ов. Элеоноры, *П* — район горы Петерман, *Ф* — район фьордов.

ством Коха — в районе фьордов. Уордай в 1930 г. обнаружил на западе толщу метаморфизованных осадочных пород — серию Петерман, а в районе фьордов Баклунд (Backlund, 1930, 1932) показал, что граниты и гнейсы центрального метаморфического комплекса не относятся к архею, и что возникли они за счет пород формации залива Элеоноры, гранитизированных и мигматизированных во время каледонской орогении. Баклунд (Backlund, 1930) расчленил формацию залива Элеоноры на три части, а именно на нижнюю кварцитовую свиту, среднюю многоцветную свиту и верхнюю известняково-доломитовую свиту. Другой сотрудник Датской экспедиции Поульсен (Poulsen, 1930) обнаружил прослои тиллитов, лежащие выше известняково-доломитовой серии и перекрытые фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего кембрия.

Таким образом, существование смятых в складки и метаморфизованных каледонских пород в этой части света стало доказанным фактом (Koch, 1935). Структурный анализ каледонского складчатого пояса был произведен Вегманном (Wegmann, 1935a), который развил также концепцию структурных этажей. Несомненно, что в годы, проведенные им в восточной Гренландии, была подготовлена почва для многих идей, выраженных этим исследователем в более поздних работах (Wegmann, 1935b, 1939b).

Другие существенные данные по стратиграфии докембрийских образований восточной Гренландии приведены в работах многих исследователей (Teichert, 1933; Odell, 1939, 1944; Huber, 1950; Schaub, 1950; Fränkl, 1951, 1953a, b; Katz, 1952a, b, 1954; Eha, 1953; Haller, 1953, 1955, 1956a, 1958, 1961a; Troelsen, 1956a; Cowie, Adams, 1957; Sommer, 1957).

Анализ всех этих работ показал необходимость внесения ясности в терминологию, применяемую к докембрийским образованиям восточной Гренландии. Каждый из упомянутых выше авторов расчленял докембрийские геосинклинальные толщи различными способами, используя разные приемы классификации, иногда неоправданные, и давал различные названия сходным комплексам горных пород. К счастью, необходимую ясность внес Катц (Katz, 1961), активно изучавший докембрийские образования восточной Гренландии и использовавший правила, установленные Американской Комиссией по стратиграфической номенклатуре (American Commission on Stratigraphic Nomenklature, 1956). В тексте, приведенном ниже (см. стр. 218 и 219), использована номенклатура Катца.

8.2. ДОКЕМБРИЙ ЗЕМЛИ КОРОЛЕВЫ ЛУИЗЫ

8.2.1. Введение

Под названием Земли Королевы Луизы подразумеваются участки суши и нунатаки той части восточной Гренландии, которая находится между 75°45′ и 77°30′ с. ш., т. е. посредине между свободными от льда районами северо-восточной Гренландии и центральной частью восточной Гренландии (см. фиг. 21 и 28).

Земля Королевы Луизы представляет особый интерес с тектонической точки зрения, ибо только в этой части восточной Гренландии породы фундамента краевой части щита обнажены непосредственно к западу от складчатого пояса каледонид. В северо-восточной Гренландии соответствующие породы фундамента всюду перекрыты супракрустальными образованиями, а в центральной части восточной Гренландии западная окраина каледонского пояса погребена под внутригренландским ледниковым покровом.

На Земле Королевы Луизы можно выделить три структурные комплекса, которые, начиная с востока, представляются в следующем виде (фиг. 21):

1. *Западный комплекс фундамента на выступе щита*, т. е. архейский «Карлсбергский массив» Халлера (Haller, 1956b). На поверхности фунда-

мента местами сохранились эрозионные останцы существовавшего ранее чехла супракрустальных образований, расчлененных на две серии или, точнее говоря, формации, а именно на серию Трекант и серию Зебра (Peacock, 1956).

2. *Центральный мигматитовый комплекс*, «структуры озера Британия», по Халлеру (Haller, 1956b), в состав которого входят слабо метаморфизованные породы. Наиболее вероятно, что мигматизация комплекса происходила во время каролинидской орогении. Однако комплекс был охвачен также и каледонскими движениями, благодаря которым весь комплекс в целом был надвинут в виде блока на западный комплекс.

3. *Восточный пояс*, составлявший первоначально часть центрального мигматитового комплекса, но столь сильно переработанный каледонской орогенией, что его следует рассматривать в качестве составной части каледонского складчатого сооружения.

Пикок (Peacock, 1956) называл комплексы 2 и 3 «восточными сланцами и гнейсами».

8.2.2. Западный комплекс фундамента и покрывающие его супракрустальные образования

Западный комплекс фундамента

По Пикоку (Peacock, 1956, стр. 10—15), западный комплекс фундамента состоит главным образом из гранитов, адамеллитов и различных гранитогнейсов. Менее значительную роль играют амфиболиты («основные гранулитовые гнейсы», по Пикоку), распространенные, однако, широко и содержащие роговую обманку, биотит, лабрадор, некоторое количество микроклина, а в крайней западной части района также и авгит. Амфиболиты обычно слагают согласные тела в гнейсах. Местами в них присутствуют жилы пегматитов, появляются участки с агматитовой текстурой. Халлер (Haller, 1956b) наблюдал, что шарниры складок западного комплекса фундамента простираются с север-северо-востока на юг-юго-запад и погружаются на север-северо-восток, причем интенсивность погружения увеличивается к северу.

Серия Трекант

В нескольких нунатаках на западе и северо-западе породы фундамента с отчетливым угловым несогласием перекрыты песчаниками серии Трекант (Peacock, 1956, стр. 20—23). В стратотипическом разрезе формации в нунатаке Трекант пятисотметровый разрез начинается с базального слоя брекчий, содержащих обломки гнейсов, пурпурных глинистых сланцев, полевых шпатов и кварца; цемент брекчий представлен кварцитовыми песчаниками. Этот слой перекрыт кварцитовыми песчаниками с редкими тонкими прослоями аргиллитов. В нижней части разреза песчаников имеются прослои конгломератов. В песчаниках наблюдаются косая слоистость и волноприбойные знаки.

Породы фундамента, равно как и серия Трекант, прорваны по крайней мере двумя генерациями даек и силлей кварцевых диоритов. Силлы приурочены главным образом к толщам осадочных пород, а слагающие их породы состоят преимущественно из диопсида в интерстициях между лейстами андезин-лабрадора. Обычна уралитизация пироксена, особенно интенсивная в восточных дайках, на контактах которых наблюдаются явления срыва и развальцевания. Далее к востоку в пределах центрального мигматитового комплекса дайки и силлы полностью амфиболитизированы и сильно деформированы. Представляется, следовательно, что метаморфические породы центрального мигматитового комплекса сформировались после отложения осадочной серии Трекант западного комплекса фундамента.

Серия Зебра

В некоторых местах юго-западной и северо-восточной частей Земли Королевы Луизы на кварцитовых песчаниках серии Трекант, слагающих верхнюю часть ее разреза, несогласно залегают белые песчаники и белые или пурпурные кварцитовые песчаники с тонкими прослоями пурпурно-черных аргиллитов. Эта молодая серия, от разреза которой сохранилось лишь 100 *м*, была названа серией Зебра (Peacock, 1956, стр. 23, 24). Из-за малого количества обнажений невозможно выяснить, секут ли дайки и силли, столь обычные в нижележащей серии Трекант, эти более молодые отложения. Небольшое угловое несогласие, разделяющее две серии, может свидетельствовать в пользу того, что внедрение по крайней мере части даек и силлей основных пород произошло до отложения серии Зебра. Халлер (Haller, 1956b) сначала не придавал большого значения этому угловому несогласию и считал серии Трекант и Зебра относящимися к докаролинидской «группе Туле». Однако на более поздней карте он (Haller, 1961b) поместил серию Зебра в состав послекаролинидских супракрустальных образований (группа Хаген-фьорда), считая, таким образом, что эпоха диастрофизма, выраженная угловым несогласием, отвечает каролинидской орогении. Еще позже Халлер (Haller, Kulp, 1962, стр. 27) совершенно определенно отметил, что угловое несогласие, отделяющее серию Зебра, является прямым свидетельством упомянутой орогении.

8.2.3. Центральный мигматитовый комплекс и его соотношения с западным комплексом фундамента

Лучшее обнажение центрального мигматитового комплекса приурочено к утесу Дархем в южной части Земли Королевы Луизы, где вскрыта толща мощностью около 3000 *м* полупелитовых сланцев, гнейсов, кварцитов и кварц-мусковитовых сланцев. Хотя в утесе Дархем мраморы слагают только два тонких прослоя, те же породы играют значительно большую роль в северной части комплекса, где в окрестностях озера Британия развиты низкотемпературные метаморфические породы. В этой местности Халлер (Haller, 1956b, стр. 14) наблюдал кварциты с прослоями филлитовых кварцитов; доломиты, содержащие сульфидные минералы и мраморы, и назвал эту серию мощностью более 230 *м* серией озера Британия. Он отметил, что сильно метаморфизованные аналоги этой серии распространены повсюду в центральном мигматитовом комплексе, где, судя по перекристаллизации пород основных даек, были достигнуты условия амфиболитовой фации. Шарниры складок центрального мигматитового комплекса простираются с север-северо-запада на юг-юго-восток и обычно погружаются в север-северо-западном направлении.

Сопоставляя стратиграфические соотношения, наблюдаемые на Земле Королевы Луизы, с тем, что известно для северо-восточной Гренландии, можно сделать единственное допущение о том, что долеритовые силли и дайки, на Земле Королевы Луизы секущие породы фундамента и серии Трекант, сопоставимы с дайками и силлями, прорывающими песчаники Норсемандаль в районе Датского фьорда. Следовательно, смятые в складки и метаморфизованные дайки центрального мигматитового комплекса можно было бы сопоставить с каролинидскими метаморфизованными дайками Земли Кронпринца Христиана. Таким образом, мигматиты и другие кристаллические породы центрального мигматитового комплекса Земли Королевы Луизы могут соответствовать «молодому фундаменту», созданному каролинидской орогенией, на котором первоначально были отложены толщи группы Хаген-фьорда.

8.3. ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ КАЛЕДОНСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ВОСТОЧНОЙ ГРЕНЛАНДИИ

8.3.1. Первичный субстрат Восточно-Гренландской геосинклинали

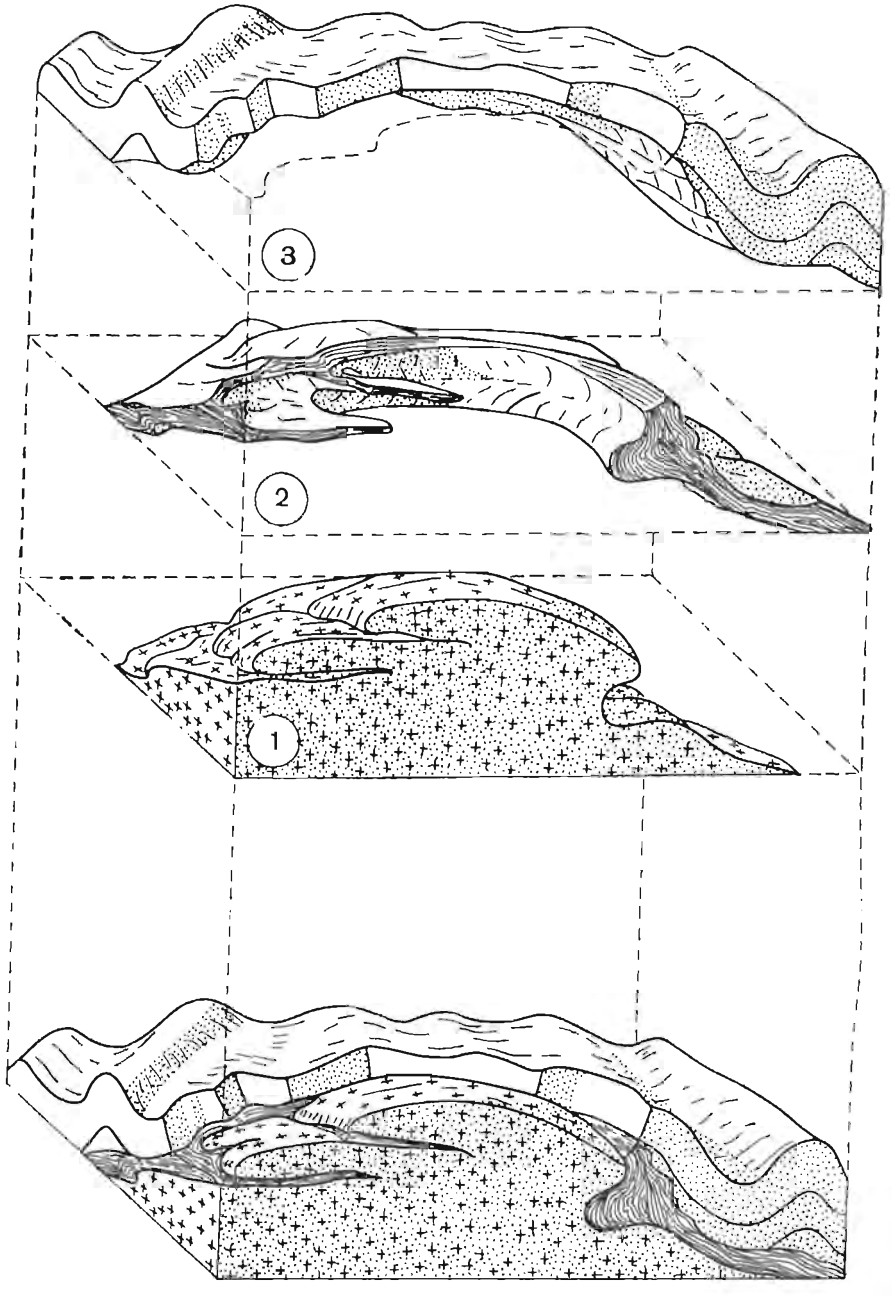
В докембрии после размыва горных сооружений каролинид вдоль восточного края сложного Гренландского щита сформировался геосинклинальный пояс. К концу докембрия в северной части геосинклинали, т. е. на Земле Кронпринца Христиана, накопилась мощная (более 3500 *м*) толща осадочных пород (группа Хаген-фьорда). Мощность соответствующей осадочной толщи в центральной части восточной Гренландии превысила 14 000 *м*. В силу того, что каледонский складчатый пояс в виде длинной полосы, тянущейся от 76 до 80° с. ш., разделяет две области, сложенные преимущественно или полностью комплексом каролинид, который был когда-то субстратом геосинклинали, а затем был переработан во время каледонской орогении, нельзя сказать ничего определенного относительно состава геосинклинальных образований в промежуточной полосовидной зоне. Разумно как будто допускать, однако, по аналогии с другими горными поясами, что седиментация в осевой части геосинклинали была продолжительной, но что более интенсивным процесс осадконакопления был в южной и северной частях геосинклинали. Подобные условия, по-видимому, были созданы постумными движениями фундамента каролинид, структуры которого между 76 и 78° с. ш. пересекают ось Восточно-Гренландской геосинклинали.

За исключением структурных исследований Халлера (Haller, 1956b, 1957, 1961a, b), основанных частично на аэровизуальных наблюдениях, имеется очень мало данных о тектонике переработанного комплекса каролинид, слагающего ныне огромную зону кульминации в пределах каледонского горного сооружения между 76 и 78° с. ш.

К югу от зоны кульминации в области фьорда Бессель (76° с. ш.) фундамент каролинид перекрыт толщей мощностью более 5000 *м* докембрийских метаморфизованных осадочных пород, вполне аналогичных с литологической точки зрения хорошо изученным геосинклинальным формациям центральной части восточной Гренландии (Haller, 1956b, стр. 18).

В центральной части восточной Гренландии породы фундамента, на которых когда-то располагался мощный геосинклинальный разрез, или не обнажены, или изменены до неузнаваемости. Кристаллические породы (сланцы, гнейсы и граниты), слагающие западный метаморфический комплекс в районе нунатак, а также центральный метаморфический комплекс района фьордов представляют собой фундамент, созданный в процессе каледонской орогении. В процессе этой орогении мигматитовый фронт достигал различных уровней в толще докембрийских осадочных накоплений. Соответственно с этим складчатый пояс расчленился на нижнюю (мигматитовую) инфраструктуру и верхнюю (неметаморфизованную или очень слабо метаморфизованную) супраструктуру. Между этими двумя структурными этажами имеется переходная зона, состоящая из сильно смятых кристаллических сланцев. Формы и простирания сложных складок инфраструктуры резко отличны от пологих открытых складок супраструктуры. Подобный тип складчатости разных структурных этажей, впервые распознанный Вегманном (Wegmann, 1935a), показан на фиг. 29. Региональное распространение инфраструктуры и супраструктуры показано на фиг. 28.

Южнее района фьордов близ Земли Госе (70°15′ с. ш.) породы, слагающие субстрат западной части Восточно-Гренландской геосинклинали, были обнаружены Кохом (Koch, 1961b) и Венком (Wenk, 1961). В этом районе каледонский мигматитовый фронт не достиг геосинклинальной осадочной серии и остановился в пределах пород докембрийского фундамента. Возраст пород фундамента, обнаженного на Земле Госе, не менее 1900 млн. лет (Haller,

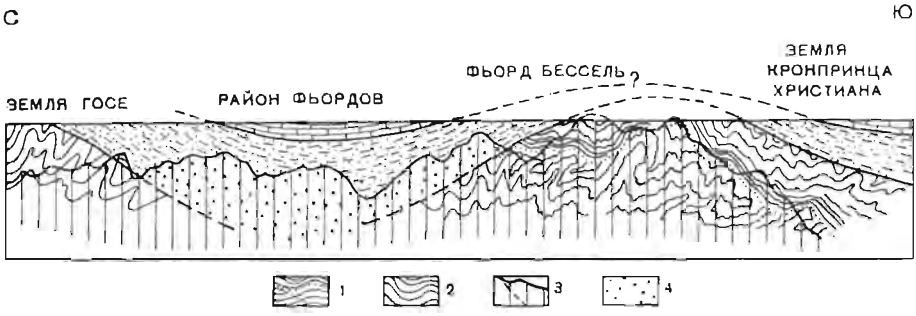


Ф и г. 29. Схематическая диаграмма тектоники структурных этажей.

1 — инфраструктура; *2* — промежуточная зона, в которой имело место интенсивное смятие, вызванное дисгармоничными движениями на границе между инфраструктурой и супраструктурой; *3* — супраструктура. По Халлеру (Haller, 1958, фиг. 11).

Kulp, 1962). Представляется рациональным относить к тому же возрасту метаморфический комплекс южной части восточной Гренландии (см. стр. 125).

Для иллюстрации структурного положения Восточно-Гренландской геосинклинали служит схематическая диаграмма (фиг. 30). Здесь приведен меридиональный разрез, т. е. разрез, параллельный оси геосинклинали,



Фиг. 30. Схематизированный продольный разрез каледонской геосинклинали центральной и северной частей восточной Гренландии (70—80° с. ш.).

1 — фундамент каролинид; *2* — древний фундамент (2300—1900 млн. лет); *3* — каледонский мигматитовый фронт; *4* — докембрийские геосинклинальные отложения (группа залива Элеоноры, формации Мёркебьерг в районе фьордов, группа Хаген-фьорда на Земле Кронпринца Христиана).

от Земли Госе на юге до Земли Кронпринца Христиана на севере. На фиг. 30 показаны также различные уровни, достигнутые мигматитовым фронтом во время каледонской орогении.

8.3.2. Стратиграфия докембрийских образований центральной части восточной Гренландии

Введение

Катц (Katz, 1961, табл. I) расчленил докембрийские образования супракрустального комплекса зоны фьордов, т. е. восточной части центрального метаморфического пояса так, как это показано в табл. 25.

Все четыре формации группы залива Элеоноры были выделены и названы Катцем (Katz, 1961), а формация Мёркебьерг рассматривалась как самый верхний член разреза (Katz, 1954, 1961). За исключением формации Альпе-фьорда, обнажения которой почти исключительно приурочены к южной части супракрустального пояса близ Альпе-фьорда, стратотипические разрезы остальных формаций расположены в районе Геолог-фьорда к северу от внутренней части фьорда Франц-Иосиф, где проводил свои классические исследования Баклунд (Backlund, 1930).

Группа залива Элеоноры

В состав группы залива Элеоноры входят все геосинклинальные образования, расположенные стратиграфически ниже формации Мёркебьерг (Katz, 1961). Формация Мёркебьерг отделена региональным несогласием (Cowie, 1961) от вышележащих нижнекембрийских отложений формации Бастион (Koch, 1929; Poulsen, 1930, 1956). Катц (Katz, 1961, стр. 300) подчеркивал, что установленный им стратиграфический разрез применим только к супракрустальным образованиям района фьордов восточной части метаморфического комплекса. Стратиграфия других осадочных толщ, развитых, например, в зоне нунатак, сильно отличается от стратиграфии района фьордов по литологическому составу и фациям отложений. Он отмечал, что для

Таблица 25

Стратиграфия докембрийских образований района фьордов в центральной части восточной Гренландии. По Катцу (Katz, 1961)

Литостратиграфические подразделения		Мощность стратотипических разрезов, м	Возраст
Формация Бастион		210	Нижний кембрий
Перерыв или региональное несогласие			
Формация Мёркебьерг		510—560	Эокембрий
Группа залива Элеоноры	Формация Нёккефоссен	1130	Поздний докембрий
	Формация Брогетдаль	885—905	
	Формация Агардсбьерг	1800—2000	
	Формация Альпе-фьорда (базальная часть не известна)	> 6600	

этих районов необходима разработка особых литостратиграфических разрезов и специальной номенклатуры.

Хотя в районе фьордов центральной части восточной Гренландии нигде не обнаружены базальные горизонты группы залива Элеоноры, считается, что они присутствуют на юге, а именно на Земле Госе, где эти базальные отложения с отчетливым угловым несогласием залегают на древнем кристаллическом комплексе (Wenk, 1961). В отдельных местах метаморфизованные тиллиты, псаммитовые и пелитовые отложения перекрывают здесь пенепленизированный фундамент. На тиллитах или непосредственно на породах фундамента располагается толща мраморов, филлитов и зеленых сланцев. Выше зеленых сланцев, вероятно вулканогенных, залегают кварциты, филлиты и слюдяные сланцы с линзами амфиболитов. К северо-западу от Земли Госе на Земле Пауля Штерна общая мощность филлитов и слюдяных сланцев превышает 1500 *м*. Венк (Wenk, 1961) помещает метаморфизованные осадочные и вулканогенные породы автохтона Земли Госе в основание разреза группы залива Элеоноры и считает, что эти отложения частью древнее отложений низов разреза формации Альпе-фьорда района фьордов, а частью одновременны с ними.

Высказываясь о хроно-стратиграфическом расчленении докембрийских геосинклинальных образований района фьордов, Катц (Katz, 1961) разделяет взгляды Поульсена (Poulsen, 1956) и Троельсена (Troelsen, 1956b), считая, что тиллиты формации Мёркебьерг были образованы во время варангерского оледенения и относятся, следовательно, к началу эокембрия. Принимая одновременность формирования тиллитов южной части Земли Пири, Земли Кронпринца Христиана и центральной части восточной Гренландии, к эокембрию следует относить те докембрийские образования, которые в северо-восточной Гренландии залегают выше тиллитов [1]. Таким образом, в состав

[1] В настоящей работе эокембрий включен в состав докембрия. Начало кембрия совпадает с первым появлением фауны оленеллид.

эокембрия следовало бы включать также группу Туле, развитую в районе Туле и на Земле Инглфилда (см. фиг. 27).

Поскольку тиллиты, свидетельствующие об эокембрийском оледенении, встречаются только в восточной и северной частях Канадо-Гренландского щита, следует думать, что большая часть щита никогда, по-видимому, не была прикрыта ледниковым покровом или шельфовыми льдами варангерского времени. Циглер (Ziegler, 1959) обнаружил эокембрийские тиллиты на юконской территории Канады, но, кроме описанных Тейхертом (Teichert, 1937), вероятно, эокембрийских тиллитов на реке Казан в округе Киватин, никаких других тиллитов в арктической Канаде авторам не известно.

Формация Альпе-фьорда. Формация Альпе-фьорда сложена толщей мощностью более 6600 *м* слабо метаморфизованных песчаниковых пород и аргиллитов с подчиненным количеством карбонатных отложений. Латеральные фациальные изменения и колебания мощности указывают на довольно быструю седиментацию на подвижном геосинклинальном субстрате. Поскольку в районе стратотипа формации Альпе-фьорда самая нижняя часть ее разреза находится в контакте с интрузивными гранитами, основание формации остается неопределенным [1].

Формацию Альпе-фьорда Катц (Katz, 1961, стр. 203—205) расчленил на три свиты, а именно: нижнюю кварцитовую, среднюю известняковую и верхнюю кварцитовую. Нижняя кварцитовая свита состоит из перемежающихся кварцитов и аргиллитов. Ее общая мощность не менее 5200 *м*. В верхней части разреза в кварцитах иногда присутствуют конкреции грубозернистого компактного доломита. Средняя известняковая свита сложена окремнелыми известняками, перемежающимися с глинистыми сланцами и известняками. Ее мощность 150 *м*. Верхняя кварцитовая свита, мощность которой составляет 1200—1400 *м*, представлена тонкослоистыми кварцитами, глинистыми сланцами и мергелистыми аргиллитами. Вверх по разрезу прослои кварцитов становятся более мощными, в них появляются линзовидные конкреции доломита.

Формация Агардсбьерг. Катц (Katz, 1961, стр. 305—308) дал название формации Агардсбьерг по одноименной горе на юго-западном побережье Геолог-фьорда. В состав формации входят породы, относившиеся ранее Баклундом (Backlund, 1930) к кварцитовой серии. Формация Агардсбьерг мощностью 1800—2000 *м* представляет собой слоистую толщу песчаников, кварцитов, глинистых и песчано-глинистых сланцев. В породах обычны косая слоистость, трещины усыхания, ритмичная или сортированная слоистость.

Формация Брогетдаль. Катц (Katz, 1961, стр. 308—312) назвал формацией Брогетдаль толщу ярко окрашенных пород мощностью около 900 *м*, состоящую из различных аргиллитов, доломитов и известняков. Разные по окраске горизонты этой формации слагают крупные обнажения в районе Брогетдаль Геолог-фьорда. От вышележащей формации Нёккефоссен отложения формации Брогетдаль отделены, вероятно, стратиграфическим несогласием.

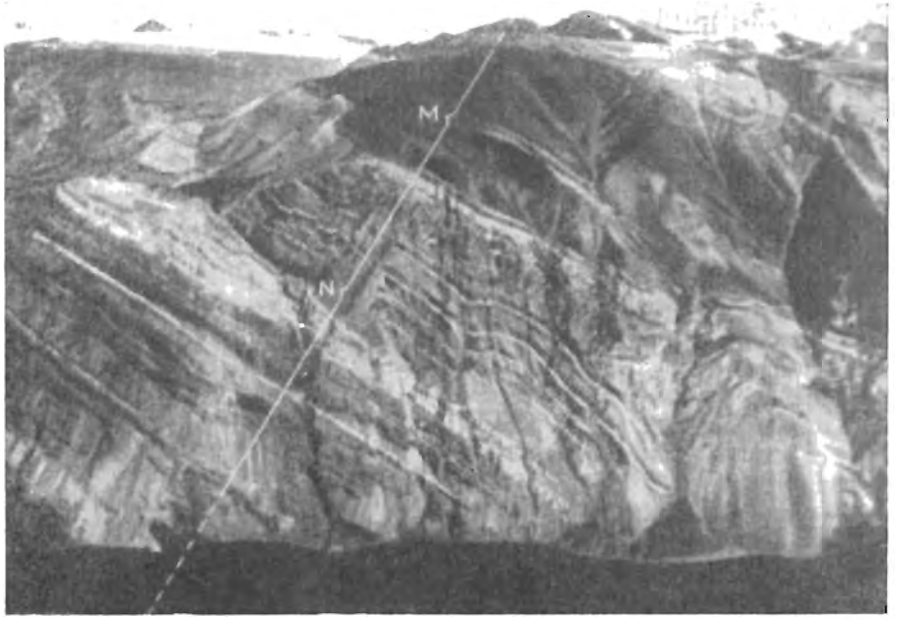
Формация Нёккефоссен. Катц (Katz, 1961, стр. 312—317) дал название формации Нёккефоссен по наименованию ее стратотипа, находящегося близ Нёккефоссена в районе Геолог-фьорда.

В районе стратотипа формация Нёккефоссен (1130 *м*) представлена известняками и доломитами с прослоями аргиллитов и более тонкими прослоями глинистых сланцев (см. фиг. 31). Обычны водорослевые текстуры,

---

[1] Разрез эпиметаморфических пород мощностью 1000—2000 *м*, в окрестностях Шольдунгебре, со всех сторон окруженных гранитами, считается древнее формации Альпе-фьорда. Френкль (Fränkl, 1953) описал его под названием серии Базис. Согласно Халлеру и Калпу (Haller, Kulp, 1962, стр. 30), Эванс в районе Альпе-фьорда обнаружил несогласное налегание серии Базис на древний кристаллический фундамент.

в том числе хорошо сохранившиеся формы, похожие на *Collenia*. Встречаются слои оолитовых и пизолитовых пород. В разрезе всей формации наблюдаются стратиграфические перерывы, локально развиты полимиктовые конгломераты, свидетельствующие о прерывистом ходе седиментации. Широкое распространение внутриформационных брекчий и конгломератов указывает на явления синтенетичных подводных оползней и обвалов слабо



Ф и г. 31. Формация Нёккефоссен (N) перекрыта формацией Мёркебьерг (M). Большой полуостров к западу от Геолог-фьорда. Экспедиция Коха, 1958 г.

консолидированных отложений. Установлено также присутствие ритмичного напластования с повторяющимися переходами аргиллитов в доломиты.

Кровля формации Нёккефоссен фиксирует верхнюю границу группы залива Элеоноры.

Формация Мёркебьерг

Введение. По Катцу (Katz, 1961, стр. 318—324), формация Мёркебьерг, относимая к эокембрию, представлена главным образом обломочными породами, частью тиллитами, залегающими на отложениях группы залива Элеоноры (см. фиг. 31) и перекрытыми в свою очередь фаунистически охарактеризованными отложениями кембрия. Поульсен (Poulsen, 1930, 1956) расчленял разрез формации Мёркебьерг на три части, а именно на формацию мыса Освальд, формацию каньона Тиллит и формацию Спайерел-Крик. Катц (Katz, 1961) описал формацию Мёркебьерг по наблюдениям на обнажениях Земли Стриндберга, примерно в 40 *км* северо-восточнее Геолог-фьорда. Разрез формации Мёркебьерг расчленен на пять свит, которые (снизу) представлены тиллитовой свитой, свитой желтовато-красных доломитов, свитой черных глинистых сланцев, свитой известняков и свитой с отпечатками кристаллов соли.

Нижняя граница формации Мёркебьерг обычно отмечена отчетливым стратиграфическим перерывом, но в некоторых местах района фьордов можно наблюдать постепенный переход от самых верхних полосчатых известняков

формации Нёккефоссен к самым нижним горизонтам глинистых сланцев и аргиллитов формации Мёркебьерг.

На Земле Стриндберга мощность формации Мёркебьерг достигает 510—560 *м*.

По Ковье (Cowie, 1961, фиг. 5), формация Мёркебьерг отделена от вышележащих кембрийских отложений региональным несогласием, в связи с чем местами, например к югу от Конг-Оскарс-фьорда, кембрийские отложения располагаются непосредственно на самой нижней тиллитовой свите формации Мёркебьерг. Катц (Katz, 1961) отметил также, что верхняя часть формации Мёркебьерг представлена регрессивным рядом отложений и что ее верхняя граница проходит по основанию трансгрессивной серии, разрез которой начинается песчаниками, на определенном расстоянии от их подошвы содержащими остатки оленеллид. Самую нижнюю часть разреза немых песчаников трансгрессивной серии вначале включали в состав формации Мёркебьерг (Katz, 1954), но в настоящее время (Katz, 1961) ее считают частью разреза кембрийской формации Бастион (см. также Koch, 1929b; Poulsen, 1930, 1956).

Тиллитовая свита. Самая нижняя тиллитовая свита формации Мёркебьерг очень сложна. Для нее характерны резкие фациальные изменения и колебания мощности. В ее состав входят тиллиты, конгломераты, аркозы, кварцевые песчаники, глинистые сланцы и аргиллиты. По Катцу (Katz, 1961), заметную роль в составе цемента обломочных пород играет туфовый материал, частью стекловатый. Тиллитовая природа некоторых горизонтов этой свиты вызвала многочисленные споры после появления первых описаний Поульсена (Poulsen, 1930). Куллинг (Kulling, 1930) и Хубер (Huber, 1950) считали, что моренный материал, принесенный ледниками типа шельфовых льдов Антарктики, отлагался в морских условиях.

Выяснить детальные стратиграфические соотношения пород тиллитовой свиты исключительно сложно. В одних разрезах наблюдаются шесть тиллитовых горизонтов, разделенных нетиллитовыми отложениями; отдельные тиллитовые горизонты выклиниваются, явно смеияясь флювио-гляциальными отложениями (конгломератами и песчаниками). Несмотря на отмеченные неправильности, большинство геологов согласно в том, что следует выделять два тиллитовых комплекса, регионально распространенных и различного возраста.

Разрез тиллитовой свиты обычно начинается с глинистых сланцев или аргиллитов, постепенно переходящих в нижний неотсортированный тиллитовый комплекс, где в песчанистую или карбонатную цементирующую массу заключены исштрихованные и отшлифованные гальки и валуны, несомненно, представленные породами подстилающей формации Нёккефоссен.

Нижний тиллитовый комплекс обычно отделен от верхнего тиллитового комплекса мощной толщей глинистых сланцев и песчаников, в которых часто встречаются волноприбойные знаки и косая слоистость. Между фьордом Франц-Иосиф и Конг-Оскарс-фьордом верхний тиллитовый комплекс представлен фацией красных тиллитов с валунами кристаллических пород (гнейсов, гранитов, порфиров, порфиритов, дибазов и спилитов) и кварцитов. Цементом красных тиллитов служат округлые (эолового происхождения) зерна кварца, включенные в богатую гематитом известковистую или кремнистую основу. Хотя Хубер (Huber, 1950) считал тиллиты селевыми образованиями или фангломератами, отложенными в условиях пустыни, Френкль (Fränkl, 1953a, стр. 78) предполагал, что они сформировались в процессе ледникового выпахивания континентальных красных песчаников и конгломератов. Обилие гематита и эрратических валунов в красных тиллитах объяснялось, таким образом, как особенности, унаследованные от существовавших ранее континентальных отложений. Допущение Френкля подкрепляется тем фактом, что комплекс красных тиллитов содержит реликты бло-

ков плотных красных полимиктовых конгломератов, в которых присутствуют, за исключением диабазов и спилитов, все другие кристаллические породы, встреченные в виде валунов в красных тиллитах. Френкль (Fränkl, 1953a) обнаружил также, что красные тиллиты верхнего тиллитового комплекса находятся на севере в сложном фациальном переплетении с серыми тиллитами бесспорно ледникового происхождения. Следовательно, необходимо принять, что во время варангерского оледенения в восточной Гренландии было две эпохи наступания льдов.

Допущение Френкля о том, что красные тиллиты представляют собой континентальные отложения, переработанные льдами, открывает возможность решения другой трудной проблемы — проблемы генезиса валунов кристаллических пород в тиллитах. Для выяснения области питания, т. е. источника этих валунов, различные авторы постулировали резкие движения земной коры во время отложения тиллитов, в связи с чем могли бы быть выведены на поверхность древние породы фундамента, подстилающие группу залива Элеоноры.

Свита желтовато-красных доломитов. На Земле Стриндберга разрез свиты желтовато-красных доломитов начинается с тонкополосчатых доломитов, выше которых следуют аргиллиты и мергелистые глинистые сланцы. В доломитах выражен особый тип полосчатости, напоминающий полосчатость ленточных глин. Поульсен (Poulsen, 1930) первым предположил, что эти отложения представляют собой подлинные ледниковые ленточные образования. Тех же взглядов придерживается и Шауб (Schaub, 1950).

Свита черных глинистых сланцев. Свита черных глинистых сланцев состоит из мергелистых глинистых сланцев и аргиллитов обычного типа. В редких тонких прослоях известковистых аргиллитов можно наблюдать косую слоистость и внутриформационные брекчии. Образование брекчий Шауб (Schaub, 1950) связывал с вымыванием известковистого ила из трещин усыхания. Прослои известковистых пород становятся более частыми в верхах разреза свиты. С подстилающими и покрывающими отложениями свита черных глинистых сланцев имеет постепенные переходы.

Свита известняков. На Земле Стриндберга свита известняков сложена тонкослоистыми известняками темно-серой или черной окраски. На острове Элла свита представлена доломитами, содержащими некоторое количество обломочного материала. Присутствуют также внутриформационные брекчии и водорослевые образования.

Свиты желтовато-красных доломитов, черных глинистых сланцев и известняков Поульсен первоначально объединял в единую формацию каньона Тиллит (Poulsen, 1930).

Свита с отпечатками кристаллов соли. Разрез свиты с отпечатками кристаллов соли начинается со слабо сцементированных известняковых брекчий, содержащих гипс, выше которых располагаются красновато-коричневые песчаники и песчанистые доломиты. В верхней части разреза появляются тонкослоистые аргиллиты и доломитовые аргиллиты. Название свиты связано с обычным присутствием в верхней части ее разреза псевдоморфоз по кристаллам галита. От вышележащих песчаников формации Бастион свита с отпечатками кристаллов каменной соли отделена региональным несогласием, которое обычно связывают с началом кембрийского времени.

8.3.3. Докембрийские породы района нунатак и их стратиграфические соотношения с докембрийскими образованиями района фьордов

По определению Катца (Katz, 1961), такие стратиграфические единицы, как группа залива Элеоноры и формация Мёркебьерг, отражают разрез геосинклинальных накоплений супракрустального пояса только для района

фьордов. На западе пояс отделен центральным метаморфическим комплексом от другой площади распространения метаморфизованных осадочных пород района нунатак (см. фиг. 28). Метаморфизованные осадочные породы зоны нунатак впервые были открыты в 1929 г. сотрудниками Кембриджской восточногренландской экспедиции, которые назвали серией Петермана толщу черных листоватых глинистых сланцев и кварцитов мощностью более 1160 *м* (Wordie, Whittard, 1930). Изучая разрез горы Гог и другие обнажения хребта Петермана в 1933 г., Оделл (Odell, 1939, 1944) установил, что мощность серии Петермана превышает 3700 *м* и что она как будто переходит вниз в метаморфическую толщу мощностью более 2000 *м*, состоящую из метаморфизованных псаммитовых и пелитовых пород и названную серией Грегори. Наблюдения Оделла позже были дополнены Хубером (Huber, 1950), который показал также, что метаморфизованные породы серии Грегори по латерали сменяются аналогичными образованиями серии Петермана и что, следовательно, их нельзя рассматривать в качестве отдельных самостоятельных комплексов. Обстоятельное описание структурной геологии и стратиграфии района дали Венк и Халлер (Wenk, Haller, 1953). Катц (Katz, 1952b) опубликовал очерк по северной части зоны нунатак (примерно около 74° с. ш.).

Картирование, произведенное Венком и Халлером, охватило область, начиная от западной окраины центрального метаморфического комплекса, простирающуюся через хребет Петермана и достигающую западного метаморфического комплекса, установив прямые геологические соотношения между надежно выделенными метаморфическими образованиями района залива Элеоноры и метаморфизованными осадочными породами зоны нунатак. Таким образом, было окончательно доказано, что серия Петермана представляет собой западную группу залива Элеоноры. Венк и Халлер (Wenk, Haller, 1953) расчленили серию Петермана на шесть свит (снизу): свиту кварцитов Мистери, вероятно, подстилаемую карбонатными породами; филлитовую свиту; свиту чередующихся кварцитов, глинистых сланцев и доломитов; свиту кварцитов — глинистых сланцев склона; кварцитовую свиту вершины и синклинальную свиту кварцитовых песчаников — глинистых сланцев. Общая мощность отложений серии Петермана превышает 6000 *м*. Первые четыре свиты разреза мощностью свыше 3800 *м* были сопоставлены с верхней кварцитовой свитой формации Альпе-фьорда и названы аргиллитово-песчаниковой серией Эримитдаль, а две верхние свиты скоррелированы с формацией Агардсбьерг и названы кварцитовой серией (см. фиг. 27).

На севере Катц (Katz, 1952b) описал толщу метаморфизованных осадочных пород, названную серией озера Элеоноры. Нижняя часть ее разреза сложена цветными глинистыми известняками, аргиллитами и песчаниками, которые можно сопоставить с отложениями формации Брогетдаль района фьордов. Верхняя часть разреза, сложенная известковистыми глинистыми сланцами, известняками и темными глинистыми сланцами с пиритом, считается эквивалентной формации Нёккефоссен восточного района. Катц наблюдал также комплекс зеленокаменных пород, залегающий выше серии озера Элеоноры и занимающий, следовательно, как можно думать, то же стратиграфическое положение, что и формация Мёркебьерг. Комплекс зеленокаменных пород состоит из хлорит-альбитовых сланцев, зеленокаменных пород, зеленых сланцев и известковистых пород, в том числе актинолитовых и тремолитовых мраморов. Комплекс прорван дайками и силлями кварцевых порфиров. Катц (Katz, 1952b) рассматривал весь комплекс как огромный офиолитовый массив, в котором присутствуют захваченные блоки подстилающих карбонатных пород, и связывал вулканическую активность, запечатленную в зеленокаменном комплексе, с временем отложения туфогенных пород формации Мёркебьерг (см. стр. 221). В отличие от Венка и Хал-

лера (Wenk, Haller, 1953), которые считали, что метаморфизованные осадочные породы зоны нунатак являются представителями западной краевой фации района фьордов, Катц настаивает на том, что серии Петермана и озера Элеопоры отлагались в центральном прогибе каледонской геосинклинали. Локализация метаморфизованных осадочных пород к западу от зоны нунатак, т. е. в пределах области распространения западного метаморфического комплекса, свидетельствует в пользу взглядов Катца.

Заканчивая это описание, уместно привести мнение Вегманна (Wegmann, 1939b, стр. 93) относительно рассматриваемой проблемы: «По этим причинам ясно, что отложения в обоих регионах сопоставимы со стратиграфической точки зрения. Многие черты сходства указывают на то, что они отлагались в одном бассейне».

9. О ГЕОХРОНОЛОГИИ И ГЕОТЕКТОНИКЕ ГРЕНЛАНДИИ

9.1. ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГРЕНЛАНДИИ

Для большинства докембрийских щитов работа по получению точных данных о возрасте минералов и горных пород уже продвинулась до той стадии, когда появилась возможность определенных геохронологических построений. Для Гренландии же соответствующих точных возрастных определений слишком мало, чтобы они могли помочь надежным корреляциям. Опубликованы лишь очень немногие определения возраста пород и минералов Гренландии, причем лишь некоторые из них относятся к докембрийским образованиям (Moorbath, Webster, Morgan, 1960; Armstrong, Turekian, 1962; Haller, Kulp, 1962; Moorbath, Pauly, 1962; Dibner and others, 1963; Treves, личное сообщение). Однако геотектоническое районирование не следовало бы производить только на основе изотопного возраста горных пород, порой вызывающего сомнения. Во избежание каких-либо возможных ошибочных построений следовало бы в то же время проводить самое тщательное геологическое картирование и структурный анализ. При помощи уже полученных точных датировок может быть проверена и окончательно установлена относительная геохронология или стратиграфическая последовательность геологических формаций. Хронологическое расчленение, основанное на недостаточных полевых данных, может заключать в себе многие неопределенности. Примером тому могут быть геотектонические теории, основанные на обильных полевых материалах, но в поддержку которых имеется лишь небольшое число точных определений возраста. Более четырех пятых докембрийского щита Гренландии недоступно для исследований обычными методами. В силу этого геологическое картирование и структурный анализ не смогут здесь полностью решить проблемы региональной корреляции, не помогут и определения возраста образцов горных пород в лабораториях. Следует использовать оба метода, взаимно дополняющие друг друга, прежде чем удастся сформулировать достаточно убедительные выводы. Тем не менее в конце этой работы уместно привести некоторые соображения о геотектоническом расчленении докембрийских образований Гренландии (см. табл. 26).

9.2. ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЕ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ГРЕНЛАНДСКОГО ЩИТА

Прогресс, достигнутый в 60-х годах Геологической службой Канады (Stockwell, 1961, 1963), дал импульс для попыток предварительного геотектонического районирования Гренландского щита и для общих построений, касающихся тектоники докембрийских образований североамериканского континента, включая Гренландию.

Таблица 26

Изотопный возраст докембрийских минералов и горных пород Гренландии

Возрастная группа	Возраст или порядок возраста, млн. лет	Число определений	Метод определения	Исследованный минерал	Места взятия проб
I	1077—1095	3	Rb—Sr	Полилитионит	Пегматитовый нойянт из агпаитовой серии, интрузив Илимаусак, юго-западная Гренландия (а)
	1180	1	K—Ar	»	
	1150	1	Rb—Sr	Биотит	Биотитовый гранит, Алангарсуак, комплекс Пунарсуит, юго-западная Гренландия (б)
	1150—1190	2	Rb—Sr	Биотит	Порода, переходная к грейзенезированному граниту, вмещающему криолитовое тело, Ивигтут (б)
	1160—1230	5	Rb—Sr	»	Минерализованный пегматит, Ивигтут (б)
	1185—1188	2	K—Ar	»	Минерализованный пегматит, Ивигтут (б)
	1170	1	Rb—Sr	Биотит	Крупнозернистая мафическая порода, щелочной комплекс Кунгнат, юго-западная Гренландия (а, в)
	1250—1260	2	Rb—Sr	Валовая проба	Гранит, Ивигтут, юго-западная Гренландия (в)
II	1590	1	Rb—Sr	Биотит	Гранит, подвергшийся саперутскому метаморфизму, Юлианехоб, юго-западная Гренландия (б)
	1597	1	K—Ar	Биотит	Гранит, подвергшийся саперутскому метаморфизму, Юлианехоб, юго-западная Гренландия (а)
	~1600	?	Rb—Sr	?	Саперутские метасоматические или метаморфические породы, район Ивигтут, юго-западная Гренландия
	1620	1	K—Ar	Валовая проба	Катаклазированный и перекристаллизованный гнейс, драгирование банки Банана против Готхоба (г)

	1650	1	K—Ar	Биотит	Гнейс, метаморфизованный в нагсуттокидское время, верховье Сёнре-Стрём-фьорда, западная Гренландия (д)
IIIа	1800	1	K—Ar	Валовая проба	Катаклазированный и перекристаллизованный гнейс, драгирование банки Банана против Готхоба (г)
	1840	1	K—Ar	» »	Метадолерит, драгирование банки Банана против Готхоба (г)
	1900	1	?	Биотит	Красный гранито-гнейс, к югу от верховья Сёнре-Стрём-фьорда, западная Гренландия (е)
IIIб	1970	1	Возраст по рудному свинцу	Галенит	Гардарская минеральная жила, северо-восточнее Ивигтута, юго-западная Гренландия (в)
	2140—2160	3	То же	»	Криолитовое тело и минерализованный пегматит. Ивигтут. юго-западная Гренландия (в)
IIIв	2330	1	K—Ar	Валовая проба	Двуслюдяной гранито-гнейс, драгирование банки Банана против Готхоба (г)
	2450	1	K—Ar	» »	Биотитовый гранито-гнейс, драгирование банки Банана против Готхоба (г)
	2700	1	K—Ar	Биотит	Биотитовый гранодиорито-гнейс, Готхоб, западная Гренландия (д)
IIIг	3000	1		Циркон	Красный гранито-гнейс, южнее верховья Сёнре-Стрём-фьорда, западная Гренландия (е)
IV	1900—2300	3	K—Ar Rb—Sr	?	Породы субстрата каледонской геосинклинали, Земля Гесс, восточная Гренландия (ж)

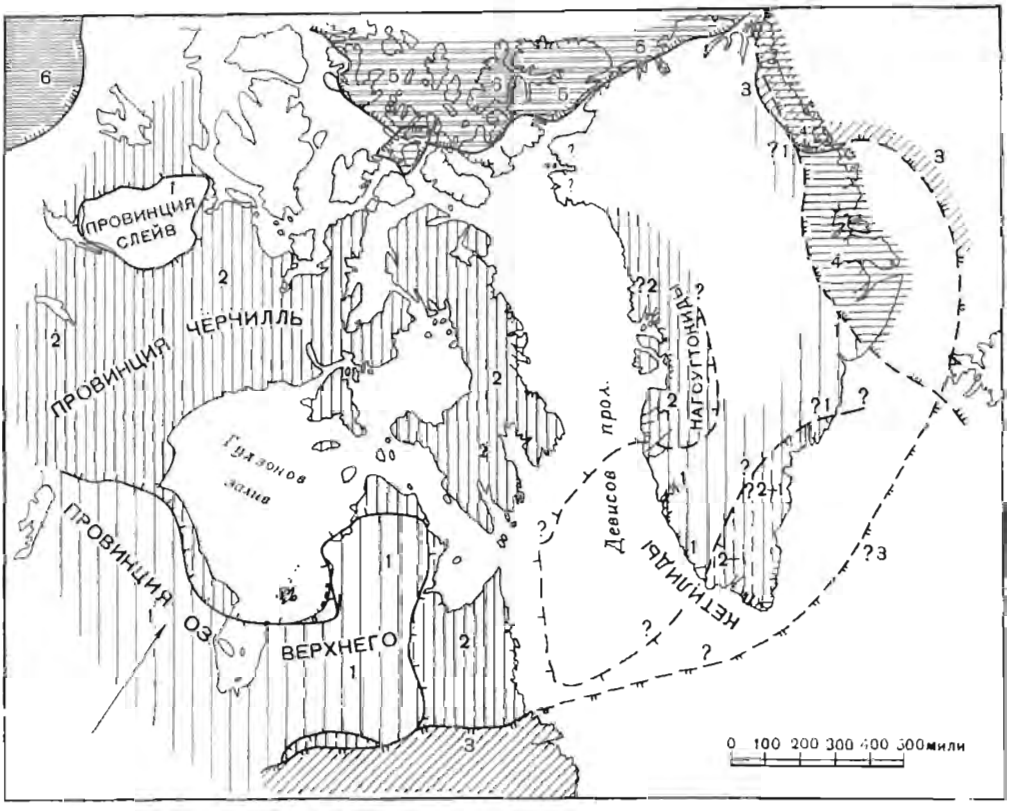
Геотектонические подразделения.

I. Все возраста этой колонки характеризуют позднегардарские породы и явления в юго-западной Гренландии. Гардарский период, начался, вероятно, около 1400 млн. лет. назад.
II. Цифры возраста, приведенные в этой колонке, характеризуют то ли саперутекие, то ли нагсуттокидские породы и явления.
IIIа. Эти цифры, как считается, характеризуют метаморфизм, сопровождавший формирование разломов Фиске-фьорда в западной Гренландии.
IIIб. Посткетилидская минерализация (?).
IIIв. Кетилидская орогения.
IIIг. (?) Докетилидские образования.
IV. (?) Кетилиды восточной Гренландии (каледонская орогения могла уменьшить эти цифры).

Источники:

а — Moorbath, Webster, Morgan, 1960; б — Harry, Pulvertaft, 1963; в — Moorbath, Pauly, 1962; г — Dibner and others, 1963; д — Armstrong, Turekian, 1962; е — Treves (личное сообщение в 1963 г.); ж — Haller, Kulp, 1962.

На фиг. 32 показаны итоги предварительных геотектонических сопоставлений Гренландии и Канады. Сделано допущение о приблизительной одновременности кенорской и кетилидской орогений. Орогения нагсуттокид сопоставлена с гудзонским циклом, к которому, как полагают, относятся также саперутские движения в Гренландии. Хотя точные возрастные данные для поддержки этой теории отсутствуют, тем не менее предполагается, что каролинидская орогения в северо-восточной Гренландии была одновременной с гренвиллской орогенией. Схема геотектоники, приведенная на фиг. 32,



Фиг. 32. Предварительное геотектоническое районирование Канадско-Гренландского щита.

1 — районы, сформировавшиеся во *время кенорской орогении (около 2500 млн. лет)*; *2* — районы, сформировавшиеся во время гудзоновой орогении (около 1700 млн. лет); *3* — районы, сформировавшиеся во время гренвиллской орогении (около 900 млн. лет); *4, 5* — районы, сформировавшиеся во время каледонской (около 400 млн. лет) и позднепалеозойской (около 300 млн. лет) орогений; *6* — районы, сформировавшиеся во время альпийской орогении (около 50 млн. лет). *Обратите внимание на симметрию предполагаемого простирания гудзонских складчатых поясов.*

основана на том допущении, что складчатые пояса протягиваются под Девисовым проливом и Баффиновым заливом, равно как и под северной частью Атлантического океана. Интерпретация геотектоники отличается от классической теории перманентности в том отношении, что допускает отсутствие фундаментальной разницы в геологической структуре и составе горных пород между глубинными частями континентальной коры и океанической корой, причем и та и другая, как полагают, состоят из древних глубоко метаморфизованных или ультраметаморфических пород. Считается, что с древнейших докембрийских времен одна орогения вслед за другой нагромождает коровое вещество под континентами, мощность которых увеличивается за счет коры, подстилающей дно современных океанов. В тех районах,

где отсутствовало повторное горообразование, но где в результате процессов эрозии и миграции вещества под земной поверхностью осуществлялось удаление корового материала, возникали океанические бассейны.

ЛИТЕРАТУРА

Adams P. J., Cowie J. W., A geological reconnaissance of the region around the inner part of Danmarks Fjord, Northeast Greenland, Medd. Grønland **111**, № 7, 1953.

American Commission on Stratigraphic nomenclature, Report 4 — Nature, usage, and nomenclature of rock-stratigraphic units, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, **40**, 2003, 1956.

Armstrong R. L., Turekian K. K., K-Ar ages from West Greenland, Preprint, 1962.

Ayrton S. N., A contribution to the geological investigations in the region of Ivigtut, SW Greenland, Medd. Grønland **167**, № 3, 5, 1963.

Backlund H. G., Contribution to the geology of Northeast Greenland, Medd. Grønland, **74**, 207, 1930.

Backlund H. G., Das Alter des «Metamorphen Komplexes» von Franz Joseph Fjord, Medd. Grønland, **87**, № 4, 1932.

Baldauf R., Über das Kryolith: Vorkommen in Grönland, Z. prakt. Geol., **18**, 432, 1910.

Ball S. H., The mineral resources of Greenland, Medd. Grønland, **63**, 1922.

Belowsky M., Beiträge zur Petrographie des westlichen Nordgrönlands, Z. deut. geol. Ges., **15**, 1905.

Berthelsen A., A pre-Cambrian dome structure at Tovqussaq, West-Greenland, Medd. Dansk Geol. Foren., **11**, 558, 1950.

Berthelsen A., Structural studies in the pre-Cambrian of Western Greenland, Pt. 1: A small body of diorite, Godthaab district, Medd. Grønland. **135**, № 6, 1955.

Berthelsen A., The structural evolution of an ultra- and polymetamorphic gneiss complex, West Greenland, Geol. Rundschau, **46**, 173, 1957.

Berthelsen A., On the chronology of the Ivigtut district, South Greenland: A compilation, Intern. GGU report, presented for the Third Nordic Geol. Winter Meeting, Helsinki, 1959, 1958.

Berthelsen A., The års geologisk karteringsarbejde i Ivigtut-området, Tiddskr. Grønland, **1959**, 332, 1959.

Berthelsen A., An example of a structural approach to the migmatite problem, Intern. Geol. Congr. 21st, Copenhagen, 1960, Rept. Session, Norden Pt. 14, 149, 1960a.

Berthelsen A., Structural contour maps applied in the analysis of double fold structures, Geol. Rundschau, **49**, 459, 1960b.

Berthelsen A., Structural studies in the pre-Cambrian of Western Greenland, Pt. 2, Geology of Tovqussap Nunâ, Medd. Grønland, **123**, № 1, 1960c.

Berthelsen A., On the chronology of the Precambrian of Western Greenland, Geol. Arctic, **1**, 329, 1961a.

Berthelsen A., Canada — Grønland, en geologisk sammenligning, Medd. Dansk Geol. Foren., **14**, 263, 1961b.

Berthelsen A., Structural studies in the pre-Cambrian of Western Greenland, Pt. 3, Southern Sukkertoppen district, Medd. Grønland, **123**, № 2, 1962a.

Berthelsen A., On the geology of the country around Ivigtut, SW-Greenland, Geol. Rundschau, **52**, 259, 1962b.

Berthelsen A., Bondesen E., Jensen S. B., On the socalled Wild Migmatites, Krystallinikum, **1**, 31, 1962.

Berthelsen A., Bridgwater D., On the field occurrence and petrography of some basic dykes of supposed pre-Cambrian age from the Southern Sukkertoppen district, Western Greenland, Medd. Grønland, **123**, № 3, 1960.

Bøggild O. B., Mineralogia Groenlandia, Medd. Grønland, **32**, 1905.

Bøggild O. B., Examination of some rocks from North-Greenland, collected by Knud Rasmussen and P. Freuchen in the year 1913, Medd. Grønland, **51**, 1915.

Bøggild O. B., Grönland, In: Handbuch der Regionalen Geologie, 5, Pt. 2a, Heidelberg, 1917.

Bøggild O. B., Grønland i tohundredåret for Hans Egedes landing, Alm. oversigt, Geologi, **1**, 29, 1921.

Bøggild O. B., The geology of Greenland, Greenland, **1**, 231, 1928.

Bøggild O. B. The mineralogy of Greenland, Medd. Grønland, **149**, № 3, 1953.

Bøgvad R., Magnetkis fra Ivigtut, Medd. Dansk Geol. Foren., **10**, № 2, 1942.

Bondam J., Petrography of a group of alkali-trachytic dyke rocks from the Julianehaab district, South Greenland, A contribution to the alkali feldspar problem, Medd. Grønland, **135**, № 2, 1955.

Bondam J., A new occurrence of a calco-alkaline granite intrusion from the Frederikshaab district, South Greenland, Medd. Grønland, **137**, № 10, 1956.
Bondam J., Sørensen H., Uraniferous nepheline syenites and related rocks in the Ilimaussaq area, Julianehaab district, South-west Greenland, Proc. 2nd Intern. Conf. Peaceful Uses At. Energy, Geneva 2, 555, 1958.
Bondesen E., An intrusion breccia with associated ultrabasics from Sermersût, South-West Greenland, Medd. Grønland, **169**, № 7, 4, 1964.
Bridgwater D., A review of the Sydprøven granite and other «new granites» of South Greenland, Medd. Dansk Geol. Foren. **15**, 167, 1963.
Buchwald V., Sørensen H., An autoradiographic examination of rocks and minerals from the Ilimaussaq batholith, South-west Greenland, Medd. Grønland **162**, № 11, 1961.
Bugge C., Petrographische Resultate der 2ten Fram-Expedition, Rept. Sec. Norweg. Arct. Exp. «Fram», 1898—1902, № 22, 1910.
Callisen K., Petrographische Untersuchung einiger Gesteine von Nordgrönland, Medd. Grønland **71**, Pt. 4, 217, 1929.
Callisen K., Igneous rocks of the Ivigtut region, Greenland, Pt. 1, The nepheline syenites of the Grønne dal — Ika area, Medd. Grønland, **131**, № 8, 1943.
Callisen K., Kryoliten og dens ledsagemineraler, Tidsskr. Grønland, **1954**, 1953.
Chamberlin, In: Peary R. E., Northward over the «Great Ice», 451, London, 1898.
Clebsch A., Jr., The bedrock geology of Inglefield land, Prelim. Rept. scient. Program Operation Icecap, 1953, SRI Project 826: Gneiss 68, 1954.
Cowie J. W., Adams P. J., The geology of the Cambro-Ordovician rocks of Central East Greenland, Pt. 1, Stratigraphy and structure, Medd. Grønland, **153**, № 1, 1957.
Cowie J. W., Contributions of the geology of North Greenland, Medd. Grønland, **164**, № 3, 1961.
Danø M., Sørensen H., An examination of some rare minerals from the nepheline syenites of South West Greenland, Medd. Grønland, **162**, № 5, 1959.
Davies W. E., Krinsley D. B., Nicol A. H., Geology of the North Star Bugt area, Northwest Greenland, Medd. Grønland **162**, № 12, 1963.
Dibner V. D., Krylov A. S., Sedova M. A., Vakar V. A., Age and origin of rocks lifted by trawl from South-West Greenland, Medd. Grønland, **171**, № 2, 1963.
Drygalski E., von, Vorexpedition nach West-Grönland, Briefl. Mitt. Verh. Ges. Erdkunde. Berlin, **18**, 268, 403, 415, 1891.
Drygalski E., von, Über seine in Sommer 1891 an der Westküste Grönlands ausgeführte Reise, Mitt. Geograf. Ges. Hamburg, **1891—1892**, 325, 1895.
Drygalski E., von, Grönland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, **1891—1893**, 1, 2. Berlin, 1897.
Eha S., The pre-Devonian sediments on Ymers ø, Suess land and Ella ø (East Greenland) and their tectonics, Medd. Grønland, **111**, № 2, 1953.
Ellitsgaard-Rasmussen K., Preliminary report of the geological field work carried out by the Danish Peary Land Expedition in the year 1949—1950, Medd. Dansk Geol. Foren., **11**, 589, 1950.
Ellitsgaard-Rasmussen K., On the geology of a metamorphic complex in West Greenland, The islands of Anarssuit, Isuamiut and Equtit, Medd. Grønland **136**, № 6, 1954.
Ellitsgaard-Rasmussen K., Features of the geology of the folding range of Peary Land, North Greenland, Medd. Grønland, **127**, № 7, 1955.
Ellitsgaard-Rasmussen K., Mouritzen Me. An anorthosite occurrence from West Greenland, Medd. Dansk Geol. Foren., **12**, 436, 1954.
Emeleus C. H., Structural and petrographic observations on layered granites from Southern Greenland, Mineral. Soc. Am., Spec. Paper, № 1, 22, 1963.
Emeleus C. H., The Grønnedal-Ika alkaline complex, South Greenland, Medd. Grønland. **172**, № 3, 1964.
Feilden H. W., De Range C. E., Geology of the coasts of the arctic lands visited by the late British Expedition under Capt. Sir George S. Nares, Geograph. J., **34**, 556, 1878.
Ferguson J., Geology of the Ilimaussaq alkaline intrusion, South Greenland. Pt. 1, Description of map and structure, Medd. Grønland, **172**, № 4, 1964.
Ferguson J., Pulvertaft T. C. R., Contrasted styles of igneous layering in the Gardar province of South Greenland, Mineral Soc. Am., Spec. Paper, 1, № 10, 1963.
Fernald A. T., Horowitz A. S., Bedrock geology of the Nunatarssuaq area, Northwest Greenland, Medd. Grønland, **172**, № 6, 1964.
Flink G., Berättelse om en mineralogisk resa i Syd-Grönland 1897, Medd. Grønland, 2, 221, 1898.
Flink G., On the minerals from Narsarsuk on the firth of Tunugdliarfik in Southern Greenland, Medd. Grønland, **24**, 7, 1901.
Fränkl E., Die Untere Eleonora Bay Formation im Alpefjord, Medd. Grønland, **151**, № 6, 1951.

Fränkl E., Geologische Untersuchungen in Ost-Andrées Land (NE-Grønland), Medd. Grønland, **113**, № 4, 1953a.
Fränkl E., Die Geologische Karte von Nord-Scoresby Land (NE-Grönland), Medd. Grønland, **113**, № 6, 1953b.
Fränkl E., Vorläufige Mitteilung über die Geologie von Kronprins Christians Land (NE-Grönland, zwischen 80°—81° N und 19°—23° W), Medd. Grønland, **116**, № 2, 1954.
Fränkl E., Weitere Beiträge zur Geologie von Kronprinz Christians Land (NE-Grönland, zwischen 80° and 80°30′ N), Medd. Grønland, **103**, № 7, 1955a.
Fränkl E., Rapport über die Durchquerung von Nord Peary Land (Nordgrönland) im Sommer 1953. Medd. Grønland **103**, № 8, 1955b.
Fristrup B., Hvad ved vi om Indlandsisen, Tidsskr. Grønland, **1963**, 41, 1963.
Garboe A., Geologiens historie in Danmark, **2**, Forskere og resultater København, 1961.
Gieseckе K. L., Mineralogisches Reisejournal über Grönland (1806—1813), Medd. Grønland, 35 (2nd Ed.). 1910.
Haller J., Geologie und Petrographie von West-Andrées Land und Ost-Fränkels Land (NE — Grönland). Medd. Grønland, **113**, № 5, 1953.
Haller J., Der «Zentrale Metamorphe Komplex» von NE-Grönland, Teil 1: Die geologische Karte von Suess Land, Gletscherland und Goodenoughs Land, Medd. Grønland **75**, № 3, 1955.
Haller J., Geologie der Nunatakker Region von Zentral-Ostgrönland zwischen 72°30′ und 74°10′ N, Br. Medd. Grønland **154**, № 1, 1956a.
Haller J., Die Strukturelemente Ostgrönlands zwischen 74° und 78° N, Medd. Grønland, **154**, № 2, 1956b.
Haller J., Gekreuzte Faltensysteme in Orogenzonen, Schweiz. mineral. petrog. Mitt., **37**, 1, 1957.
Haller J., Der «Zentrale Metamorphe Komplex» von NE-Grönland, Teil 2: Die geologische Karte der Staunings Alper und des Forsblads Fjordes, Medd. Grønland **154**, № 3, 1958.
Haller J., The Carolinides: An orogenic belt of late pre-Cambrian age in Northeast Greenland, Geol. Arctic, **1**, 155, 1961a.
Haller J., Account of the Caledonian orogeny in Greenland, Geol. Arctic **1**, 170, 1961b.
Haller J., Kulp J. L., Absolute age determination in East Greenland, Medd. Grønland, **171**, № 1, 1962.
Hamilton E., The geochemistry of the northern part of the Ilimaussaq Intrusion, S.W. Greenland, Medd. Grønland, **162**, № 10, 1964.
Hammer R. R. J., Undersøgelser ved Jacobshavns Isfjord og naemeste omegn i vinteren 1879—1880, Medd. Grønland, **4**, № 1, 1883.
Harry W. T., Emeleus C. H., Mineral layering in some granite intrusions of S. W. Greenland, Intern. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, 1960, Rept. Session, Norden Pt. 14, 172, 1960.
Harry W. T., Pulvertaft T. C. R., The Nunarssuit intrusive complex, South Greenland, Pt. 1: General description, Medd. Grønland, **169**, № 1, 1963.
Haughton S., Geological account on the Arctic Archipelago, Appendix № 4, in M'Clintock, Fate of Franklin and his discoveries, 274, 376, London, 1859.
Heim A., Über die Petrographie und Geologie der Umgebungen von Karsuarsuk, Nordseite der Halbinsel Nugssuak, W-Grönland, Medd. Grønland, **47**, № 3, 1910.
Henriksen N., Structural analysis of a fault in South-West Greenland, Medd. Grønland, **162**, № 9, 1960.
Huber W., Geologisch-Petrographische Untersuchungen in der inneren Fjordregion des Kaiser Franz Josephs Fjord-systemes in Nordostgrönland, Medd. Grønland, **151**, № 3, 1950.
Jensen J. A. D., Undersøgelser af Grønlands vestkyst fra 64° til 67° n.b. (1884 og 1885), Medd. Grønland, 8, Pt. 2, 33, 1889.
Jensen S. B., Some dolerite dykes in the southern part of the Godthaab District, West Greenland, Medd. Grønland, **169**, № 4, 1962.
Johnstrup J. F., Gieseckes mineralogiske rejse i Grønland, København, 1878.
Johnstrup J. F., Kryolitens forekomst i Grønland, Skand. Naturforskaremötets Förhdl., 12 th., 234, Stockholm, 1880.
Katz H. R., Zur Geologie von Strindsbergs Land (NE-Grönland), Medd. Grønland, **111**, № 1, 1952a.
Katz H. R., Ein Querschnitt durch die Nunatakzone Ostgrönlands (ca. 74° n.B.), Ergebnisse einer Reise vom Inlandeis (in Zusammenarbeit mit den Expéditions Polaires Françaises von P.-E. Victor) ostwärts bis in die Fjordregion, ausgeführt im Sommer 1951, Medd. Grønland **144**, № 8, 1952b.
Katz H. R., Einige Bemerkungen zur Lithologie und Stratigraphie der Tillitprofile im Gebiet des Kaiser Franz Joseph Fjord, Ostgrönland, Medd. Grønland, **72**, 2, 1954.

Katz H. R., Late Precambrian to Cambrian stratigraphy in East Greenland, Geol. Arctic 1, 299, 1961.
Knutsen H., Eberlin P., Om de geologiske forhold i dansk Østgrønland, Medd. Grønland 9, № 4, 235, 1889.
Koch L., Stratigraphy of Northwest Greenland, Medd. Dansk Geol. Foren., 5, № 17, 1920.
Koch L., Preliminary report upon the geology of Peary Land, arctic Greenland, Am. J. Sci., 5 189, 1923.
Koch L., The geology of North Greenland, Am. J. Sci., 9, 271, 1925.
Koch L., A new fault zone in Northwest Greenland, Am. J. Sci., 12, 301, 1926.
Koch L., The geology of East Greenland, Medd. Grønland, 73, Pt. 2, N 1, 1929a.
Koch L., The geology of the south coast of Washington Land, Medd. Grønland, 73, Pt. 1, № 1, 1929b.
Koch L., Stratigraphy of Greenland, Medd. Grønland, 73, Pt. 2, № 2, 205, 1929c.
Koch L., Die tektonische Entwicklungs Grönlands, Geol. Rundschau 21, № 5, 1930.
Koch L., The geology of Inglefield Land, Medd. Grønland 73, Pt. 1, № 2, 1933.
Koch L., Geologie von Grönland (Geologie der Erde), Berlin, 1935.
Koch L., Journeys and expeditions to Greenland in the years 1913—1959, A summary, Geol. Arctic, 1, 293, 1961a.
Koch L., Precambrian and early Palaezoic structural elements and sedimentation: North and East Greenland, Geol. Arctic, 1, 149, 1961b.
Kornerup A., Geologiske iagttagelser fra vestkysten af Grønland 66°55′—68°15′ n. br. 1879, Medd. Grønland, 2, 149, 1881.
Kranck E. H., On the crystalline complex of Liverpool Land, Medd. Grønland, 95, № 7, 1935.
Kranck E. H., Koordination der Grundgebirgsformationen von Labrador und Südgrönland, Mitt. naturforsch. ges. Schaffhausen, 16, 213, 1939.
Krueger H. K. E., Zur Geologie von Westgrönland, besonders der Umgebung der Disko-Bucht und des Umanak-Fjordes, Medd. Grønland, 74, № 8, 97, 1930.
Kulling O., Stratigraphic studies on the geology of North-east Greenland, Medd. Grønland, 74, № 13, 317, 1930.
Kulling O., Spår av Varangeristiden i Norrbotten (Summary: Traces of the Varanger ice age in the Caledonides of Norbotten, northern Sweden), Sveriges Geol. Undersökn. Årsbok, Ser. C, Avhandl. och Uppsat., № 503, 1951.
Kurtz V. E., Wales D. B., Geology of the Thule area, Greenland, Proc. Oklahoma Acad. Sci., 31, 83, 1950.
Larsen O., Sørensen H., Principles of classification and norm. calculation of metamorphic rocks, A discussion, J. Geol., 68, № 6, 681, 1961.
Lauerma R., On the structure and petrography of the Ipernat dome, Western Greenland, Bull. Comm. geol. Finl., 215, № 1, 1964.
Legraye M., L'association galéne-chalcopyrite-blende dans la cryolite du Groenland, Ann. soc. geol. Belg., Bull. 61, № 4, 1938.
Lenz O., Die Zweite Deutsche nordpolfahrt in den jahren 1869 und 1870 unter Führung des Kapitän Karl Koldeway, 2, 481, Leipzig, 1874.
Lorenzen J., Undersøgelse af nogle mineraler i sodalith-syeniten fra Julianehaabs district, Medd. Grønland, 2, 43, 1881.
Lorenzen J., Undersøgelse af mineraler fra Grønland, Medd. Grønland, 7, 1, 1893a.
Lorenzen J., Fortsatte undersøgelser af mineraler fra Kangerdluarsuk, Medd. Grønland, 7, 33, 1893b.
Machatschki F., Enstatit-Hornblendit von Grönland, Centr. Mineral. Geol., Abt. A. (Note: The author later changed «enstatite» to «hypersthene»), 1927.
Malaurie J. N., Boye M., Sur le Précambrien de Qapiarfik, Baie de Disko, Groenland Occidental, Compt. rend., 228, № 16, 1949.
Moorbath S., Pauly H., Rubidium — strontium and lead isotope studies on intrusive rocks from Ivigtut, South Greenland, 99, In: Variations in isotopic abundances of strontium, calcium, and argon and related topics, N.Y.-3943, Tenth Annual Progress Report for 1962, 1962.
Moorbath S., Webster R. K., Morgan J. W., Absolute age determination in South-West Greenland, The Julianehaab granite, the Ilimaussaq batholith and the Kûngnât syenite complex, Medd. Grønland, 162, № 9, 1960.
Munck S., Geological observations from the Thule district in the summer of 1936, Medd. Grønland 124, № 4, 1941.
Nathorst A. G., Bidrag til Nordösta Grønlands geologi, Geol. Fören. i Stockholm Förh., 23, № 4, 275, 1901.
Nielsen E., Remarks on the map and the geology of Kronprins Christians Land, Medd. Grønland, 126, № 2, 1941.
Noe-Nygaard A., On the geology and petrography of the West Greenland basalt province, Pt. 3, Medd. Grønland, 137, № 3, 1942.
Noe-Nygaard A., Rapakivi fra Egedesminde distriktet, Vestgrønland, Medd. Dansk Geol. Foren., 10, № 4, 1944.

Noe-Nygaard A., A new orogenic epoch in the pre-Cambrian of Greenland, Congr. geol. Intern., Compt. rend. 18th, London, 1948, Pt. 13, 199, 1952.
Noe-Nygaard A., Comparaison entre les roches grenues appartenant a deux orogenie Precambriennes voisines du Groenland, Colloq. intern. Petrogr., Nancy (Sci. de la Terre, Numero hors Serie), 1955.
Noe-Nygaard A., Berthelsen A., On the structure of a high-metamorphic gneiss complex in West Greenland, with a general discussion on related problems, Medd. Dansk Geol. Foren., 12, 250, 1952.
Noe-Nygaard A., Ramberg H., Geological reconnaissance map of the country between latitudes 69° N and 63°43′ N, West Greenland, Medd. Grønland, 123, № 5, 1961.
Nordenskiöld O., On the geology and physical geography of East-Greenland, Medd. Grønland, 28, № 5, 153, 1907.
Nordenskiöld O., Einige Züge der physischen Geographie und Entwicklungsgeschichte Süd-Grönlands, Geograph. Z., 20, № 8, 1914.
Odell N. E., The structure of the Kejser Franz Joseph Region. North-East Greenland, Medd. Grønland, 119, № 6, 1939.
Odell N. E., The petrography of the Franz Joseph Fjord Region, in relation to its structure: A study in regional metamorphism, Trans. Roy. Soc. Edinburgh 61, Pt. 1, № 8, 1944.
Pauly H., Mikroskopisk undersøgelse af nogle malmminéraler fra Grønland, Medd. Dansk Geol. Foren., 11, № 1, 1946.
Pauly H., Calcite and skarn minerals in the gneisses of the Holsteinsborg district, West Greenland, Medd. Dansk Geol. Foren., 11, 328, 1948.
Pauly H., Bøggildite, A new phosphate-fluoride from Ivigtut, South Greenland, Medd. Grønland, 137, № 6, 1956.
Pauly H., Paragenetic relations in the main cryolite ore of Ivigtut, South-Greenland. Neues Jahrb. Mineral., Abhandl. 94 (Festband Ramdohr), 1960.
Peacock J. D., The geology of Dronning Louise Land, N. E. Greenland, Medd. Grønland, 137, № 7, 1956.
Phalen W. C., Notes on the rocks of Nugssuaks Peninsula and its environs, Greenland, Smithsonian Misc. Collections, 45, 183, 1903.
Pingel C., Om den. af porphyrgange gjennembrudte røde sandsten i det sydlige Grønland, Kgl. Danske Videnskab. Selskabs, Skrifter, Naturvidenskab. Math. Afdel., 10, 1843.
Pjetursson H., Geologiske optegnelser (fra Egedesminde district), Medd. Grønland 14, 1898.
Poulsen C., Contributions to the stratigraphy of the Cambro-Ordovician of East Greenland, Medd. Grønland, 74, № 12, 297, 1930.
Poulsen C., The Cambrian of the East Greenland geosyncline, In: El sistema Cambrica su paleographica y el problema de su base, Symposium, Congr. Geol. Intern., Compt. Rend., 20th, Mexico, 1956, 1, 59, 1956.
Poulsen V., The sandstones of the Precambrian Eriksfjord formation in South Greenland, Rapport Gronlands Geol. Unders, № 2, 1964.
Pulvertaft T. C. R., The Puklen intrusion, Nunarssuit, SW Greenland, Medd. Grønland, 123, № 6, Pt. 2, 1961.
Ramberg H., On the petrogenesis of the gneiss complexes between Sukkertoppen and Christianshaab, West-Greenland, Medd. Dansk Geol. Foren., 11, № 3, 312, 1948a.
Ramberg H., On sapphirine-bearing rocks in the vicinity of Sukkertoppen (West Greenland), Medd. Grønland, 142, № 5, 1948b.
Ramberg H., Remarks on the average chemical composition of granulite facies and amphibolite to epidote amphibolite facies gneisses in West Greenland, Medd. Dansk Geol. Foren., 12, 27, 1951.
Ramberg H., On the origin of metamorphic and metasomatic rocks, Chicago, 1952.
Ramberg H., Natural and experimental boudinage and pinch- and swell structures, J. Geol., 63, 511, 1955.
Ramberg H., Pegmatites in West Greenland, Bull. Geol. Soc. Am., 67, 185, 1956a.
Ramberg H., On the origin of metamorphic and metasomatic rocks, Chicago, 1956b.
Ramberg H., De Vore G., The distribution of Fe^{++} and Mg^{++} in coexisting olivines and pyroxenes, J. Geol., 59, 193, 1951.
Ravier J., Géologie, dans Rapport Préliminaire de la Campagne au Groenland, Exp. Polaires Françaises, Ser. Sci., № 10, 66, 1950.
Read H. H., The granite controversy, London, 1957.
Rink H., Om den geographiske beskaffenhed af de danske handelsdistrikter i Nordgrønland tilligemed en udsigt over Nordgrønlands geognosi, Kgl. Danske Videnskab. Selskabs, Skrifter, Naturvidenskab. Math. Afdel., 3, 1852.
Rordam K., Undersøgelse af olivinsten fra Siorarssuit ved Kangamiut, Medd. Grønland, 8, 123, 1889.
Rosenkrantz A., Den danske Nûgssuaq expedition 1939, Medd. Dansk Geol. Foren., 9, 653, 1940.

Rosenkrantz A., Oversigt over det geologiske feltarbejde i Grønland, Medd. Dansk Geol. Foren., **12**, 133, 1951.
Rosenkrantz A., Noe-Nygaard A., Gry H., Munck S., Laursen D. A., geological reconnaissance of the southern part of the Svartenhuk Peninsula, West Greenland, Medd. Grønland, **135**, № 3, 1942.
Sahlstein (Sahama) Th. G., Petrographie der Eklogiteinschlüsse in den Gneisen des südwestlichen Liverpool-Landes in Ost-Grönland nebst Anhang, Granulitartiger Gneis nordöstlich von Kap Hope, Medd. Grønland, **95**, 5, 1935.
Schaub H. P., On the pre-Cambrian to Cambrian sedimentation in NE-Greenland, Medd. Grønland **114**, № 10, 1950.
Soen O. L., Hornblendic rocks and their polymetamorphic derivatives in an area NW of Ivigtut, South Greenland, Medd. Grønland, **169**, № 6, 7, 1962.
Sørensen H., Remarks on the formation of some fluorite-bearing rocks, Medd. Dansk Geol. Foren., **11**, № 5, 615, 1950.
Sørensen H., Olivinstensforekomsten ved Siorarssuit i Vestgrønland, Medd. Dansk Geol. Foren., **11**, 62, 1951.
Sørensen H., Further studies on ultrabasic rocks in Sukkertoppen district, West Greenland, Medd. Dansk Geol. Foren., **12**, 230, 1952.
Sørensen H., The ultrabasic rocks at Tovqussaq, West Greenland. A contribution to the Peridotite problem, Medd. Grønland **136**, № 4, 1953.
Sørensen H., The border relations of the dunite at Siorarssuit, Sukkertoppen district, West Greenland, Medd. Grønland **135**, № 4, 1954.
Sørensen H., Anorthosite from Buksefjorden, West Greenland, Medd. Dansk Geol. Foren., **13**, 31, 1955a.
Sørensen H., On sapphirine from West Greenland, Medd. Grønland **137**, № 1, 1955b.
Sørensen H., The Ilimaussaq batholith, A review and discussuion, Medd. Grønland, **162**, № 3, 1958.
Sørensen H., On the occurrence of steenstrupine in the Ilimaussaq massif, Southwest Greenland, Medd. Grønland, **167**, № 1, 1962.
Sommer M., Geologie von Lyells Land (NE-Grönland), Medd. Grønland, **155**, № 2, 1957.
Steenstrup K. J. V., Bemärkninger til et geognostisk oversigtskaart over en del af Julianehaabs distrikt, Medd. Grønland, **2**, 27, 1881.
Steenstrup K. J. V., Bidrag tio kjendskab til de geognostiske og geographiske forhold i en del af Nord-Grønland, Medd. Grønland, **4**, 173, 1883a.
Steenstrup K. J. V., Bidrag til kjendskab til braeerne og brae-isen i Nord-Grønland, Medd. Grønland **4**, № 2, 69, 1883b.
Steenstrup K. J. V., Kornerup A., Beretning om ekspeditionen til Julianehaabs distrikt i 1876, Medd. Grønland, **2**, 1881.
Stockwell C. H., Structural provinces, orogenies, and time classification of rocks of the Canadien Precambrian sheld, In: Can. Dept. Mines Tech. Surv., Geol. Surv. Can Paper **61—17**, 108, 1961.
Stockwell C. H., Second Report on structural provinces, orogenies, and time classification of the Canadian Precambrian Shield, Can. Dept. Mines Tech. Surv., Geol. Surv. Can. Paper **62—17**, Pt. II, 123, 1963.
Sutherland P. C., On the geological and glacial phenomena of the coast of Davis Strait and Baffin's Bay, Quart. J. Geol. Soc. (London), **9**, 296, 1853.
Taylor I. W., On the cryolite of Evigtok, Greenland, Quart. J. Geol. Soc. (London), 5, Pt. 12, 1856.
Teichert C. Untersuchungen zum Bau des Kaledonischen Gebirges in Ostgrönland, Medd. Grønland **95**, № 1, 1933.
Teichert C. A tillite occurrence on the Canadian Shield, Repts. 5th Thule Exp. 1921—1924, **1**, № 6, 1937.
Teichert C. Geology of Greenland, In: Geology of North Amercia, **1**, Geologie der Erde, Berlin, 1939.
Toula F. Die Zweite Deutsche Nordpolfahrt in den Jahren 1869 und 1870 unter Führung des Kapitän Karl Koldewey, **2**, 475, Leipzig, 1874.
Troelsen J. C., Contributions to the geology of the area around Jørgen Brønlunds Fjord, Peary Land, North Greenland, Medd. Grønland, **149**, № 2, 1949.
Troelsen J., Section on geology in: Wintther P. C. A preliminary account of the Danish Peary Land Expedition 1948—1949, Arctic, **3**, № 1, 1950a.
Troelsen J. C., Contributions to the geology of Northwest Greenland, Ellesmere Island and Axel Heiberg Island, Medd. Grønland **149**, № 7, 1950b.
Troelsen J. C., In: Lexique stratigraphique international, **1**, Pt. 1a, Groenland, Paris, 1956a.
Troelsen J. C., The Cambrian of North Greenland and Ellesmere Island, Congr. Geol. Intern., Compt. Rend., 20th, Mexico, 1956 **1**, Pt. 1, 71, 1956b.
Turner F. I., Verhoogen J., Igneous and metamorphic petrology, New York, 1951.
Upton B. G. J., The alkaline igneous complex of Kûngnât Fjeld, South Greenland, Medd. Grønland, **123**, № 4, 1960.

Upton B. G. J., Textural features of some contrasted igneous cumulates from South Greenland, Medd. Grønland, **123**, № 6, 1961.
Upton B. G. J., Geology of Tugtotôq and neighbouring islands, South Greenland, Medd. Grønland, **169**, № 8, 1962.
Ussing N. V., Mineralogiske-petrografiske undersøgelser af grønlandske nefelinsyeniter og beslaegtede bjergarter, Medd. Grønland, **14**, 1, 1898.
Ussing N. V., Kryoliten ved Ivigtut, Geograf. Tidsskr., **9**, № 5, 1907—1908.
Ussing N. V., Geology of the country around Julianehaab, Greenland, Medd. Grønland, **38**, 1912.
Wager L. R., Geological investigations in East Greenland, Pt. 1: General geology from Angmagsalik to Kap Dalton, Medd. Grønland, **105**, № 2, 1934.
Wager L. R., Geological investigations in East Greenland, Pt. 4: The stratigraphy and tectonics of Knud Rasmussens Land and the Kangerdlugssuaq region, Medd. Grønland, **134**, № 5, 1947.
Wager L. R., Deer W. A., Geological investigations in East Greenland Pt. 3, The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland, Medd. Grønland, **105**, № 4, 1939.
Watterson J., The use of basic dykes in the chronological classification of areas of Precambrian crystalline rock, Preprint of lecture given at 5th Nord. Geol. Vintermøde, Aarhus, 1962.
Wegmann C. E., Preliminary report on the Caledonian Orogeny in Christian X's Land (North-East Greenland), Medd. Grønland, **103**, № 3, 1935a.
Wegmann C. E., Zur Deutung der Migmatite, Geol. Rundschau, **26**, 305, 1935b.
Wegmann C. E., Geological investigations in southern Greenland, Pt. 1: On the structural divisions of southern Greenland, Medd. Grønland, **113**, № 2, 1938.
Wegmann C. E., Einleitung zur Vortragsreihe über die Geologie von Grönland, Mitt. naturforsch. ges. Schaffhausen, **16**, 29, 1939a.
Wegmann C. E., Übersicht über das Kaledonikum Ostgrönlands, Mitt. naturforsch. ges. Schaffhausen, **16**, 82, 1939b.
Wegmann C. E., Übersicht über die Geologie Südgrönlands, Mitt. naturforsch. ges. Schaffhausen, **16**, 188, 1939c.
Wegmann C. E., Note sur la chronologie des formations précambriennes du Groenland méridional, Eclogae Geol. Helv., **40**, № 1, 7, 1947.
Wegmann C. E., Geological tests of the hypothesis of continental drift in the arctic regions, Scientific planning, Medd. Grønland, **144**, № 7, 1948.
Wenk E., On the crystalline basement and the basal part of the pre-Cambrian Eleonore Bay Group in the southwestern part of Scoresby Sound, Medd. Grønland, **168**, № 1, 1961.
Wenk E., Haller J., Geological explorations in the Petermann region, western part of Fraenkels Land, East Greenland, Medd. Grønland, **111**, № 3, 1953.
Wordie J. M., The Cambridge Expedition to East Greenland 1926, Geograph. J., **75**, № 6, 481, 1927.
Wordie J. M., Whittard W. F., A contribution to the geology of the country between Petermann Peak and Kjerulf Fjord, East Greenland, Geol. Mag., **67**, № 4, 145, 1930.
Ziegler P. A., Frühpaläozoische Tillite im östlichen Yukon-Territorium (Kanada), Eclogae Geol. Helv., **52**, № 2, 1959.

Докембрий Канады (Канадский щит)

М. Е. Уилсон

Геологическая служба Канады, Оттава

1. ВВЕДЕНИЕ

Геология большей части Канадского щита известна только в самых общих чертах. Детально изучены структуры складчатых комплексов общей площадью менее 25 000 *км*^{2}. Пытаясь описать геологию щита, необходимо, следовательно, учитывать следующие некоторые обстоятельства:

1) Достоверная информация должна быть тщательно отделена от того, что неопределенно или не изучено.

2) Хотя стратиграфическая последовательность формаций для некоторых районов и установлена, корреляция с разрезами других районов может оставаться неопределенной.

3) Щит разделен географическими и геологическими границами, благодаря которым корреляция близрасположенных районов невозможна.

4) Радиометрическое определение возраста минералов облегчает установление возраста гор и, таким образом, косвенно помогает геологическим сопоставлениям. Однако эти цифры, даже если они вполне надежны, не могут заменить детального структурного картирования для разработки стратиграфии докембрия, не могут они заменить его и в качестве вспомогательного метода при поисках рудных месторождений. Кроме того, позднейшее горообразование может уничтожить свидетельства былого существования более древней складчатости и, таким образом, радиометрические определения возраста могут не давать полной информации.

2. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

2.1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Для удобства описания Канадский щит разделен на пять провинций по естественным признакам — по водным границам, по присутствию чехла палеозойских или более молодых отложений или по другим геологическим признакам. Эти провинции следующие: 1) докембрийские районы бассейна реки Св. Лаврентия и прилегающая территория — провинция Св. Лаврентия; 2) часть щита, расположенная к западу от Гудзонова залива, и часть низменности Гудзонова залива — провинция Чёрчилль; 3) часть щита, лежащая к востоку от Гудзонова залива, и часть низменности Гудзонова залива — провинция Унгава; 4) части Арктического островного архипелага, сложенные докембрийскими образованиями — провинция Арктических островов; 5) части Гренландии, сложенные докембрийскими породами [1] (см. фиг. 1),— провинция Гренландии.

---

[1] В данной работе не описывается



Фиг. 1. Геологические провинции Канадского щита.

2.2. ПРОВИНЦИЯ СВ. ЛАВРЕНТИЯ

2.2.1. Общие замечания

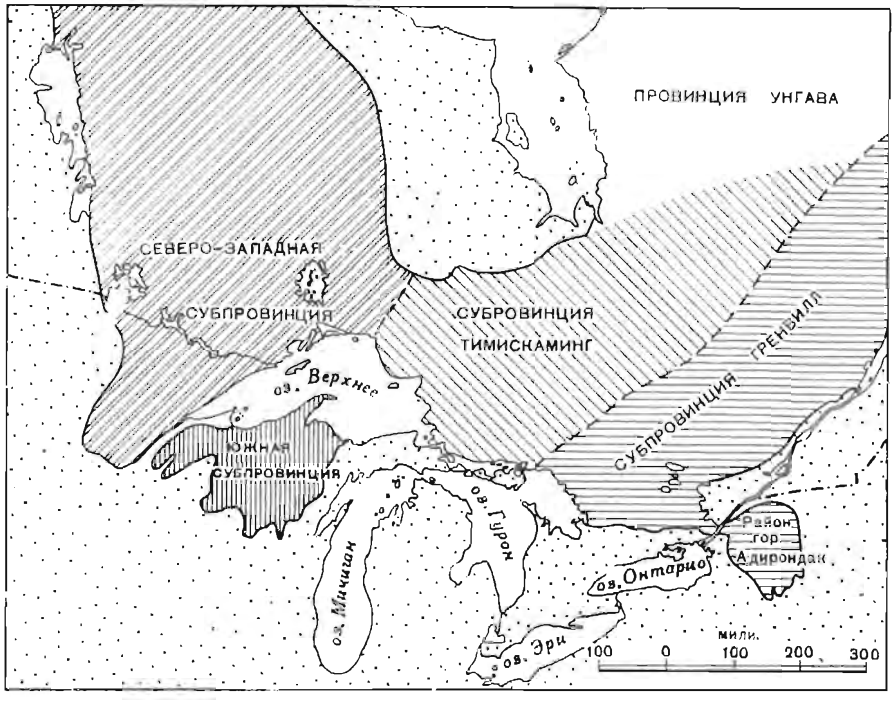
Ван Хайз и Лейтс (van Hise, Leith, 1911, стр. 597—615), обсуждая корреляцию докембрийских образований района озера Верхнего, назвали части Канадского щита, расположенные к югу и северо-западу от озера Верхнего, Южной и Северной субпровинциями. Уилсон (Wilson, 1918) предложил названия «Тимискаминг» и «Гренвилл» для двух смежных субпровинций юго-восточной части щита (см. фиг. 2). Упомянутые выше субпровинции объемлют большую часть области развития докембрийских образований бассейна реки Св. Лаврентия и поэтому обе вместе были соответственно названы провинцией Св. Лаврентия.

2.2.2. Субпровинция Гренвилл

Общие замечания

В состав субпровинции Гренвилл входит область в виде полосы шириной 240—320 *км*, протягивающаяся вдоль юго-восточной окраины Канадского щита, а также район гор Адирондак в США. Отличительной особен-

ностью этой обширной области является развитие кристаллических известняков и других метаморфизованных осадочных пород того типа хорошо отсортированных отложений, который обычно отлагается на континентальном шельфе, примыкающем к невысокой суше. Эти перекристаллизованные породы, давно известные под названием серии Гренвилл, генетически обособлены от большинства субаквальных отложений Канадского щита. Складчатость и перекристаллизация превратили их в очень сложный комплекс смешанных пород. Примечательная особенность этого комплекса — относительно высокое содержание калия в гранитах и риолитах. За исключением



Фиг. 2. Субпровинции провинции Св. Лаврентия.

немногих недеформированных интрузивов на крайнем юге поля развития железосодержащих образований позднего докембрия области Лабрадор — Квебек — вулканогенно-осадочного «пояса», располагающегося в пределах субпровинции, которая находится к северу от реки Св. Лаврентия, все породы субпровинции Гренвилл относились к раннему докембрию или архею.

В последние годы, однако, некоторые геологи усомнились в подобной оценке возраста. Эта проблема связана с задачей выяснения взаимоотношений пород субпровинции Гренвилл с породами других частей Канадского щита, чему посвящен специальный раздел настоящей работы («Классификация и корреляция»; см. стр. 312). Породы серии Гренвилл в некоторых отношениях одинаковы в пределах всего региона, но в различных частях его наблюдаются определенные литологические и структурные особенности пород.

Геологическое описание провести удобнее всего, выделив разрезы в пяти характерных районах (см. табл. 1), изученных более обстоятельно и детально.

Таблица 1

Разрезы докембрийских пород в субпровинции Гренвилл

	Лаврентьевское нагорье, низовья реки Оттавы	Южно-центральная часть Онтарио	Район гор Адирондак	Район реки Сагеней—горы Райт	Пояс полосчатых гнейсов Оттавы
Протерозой (поздний докембрий)	Штоки гранитов, кварцевых сиенитов и сиенитов Дайки диабазов Лампрофиры	Дайки диабазов	Дайки диабазов, кварцевых диабазов, оливиновых диабазов	Габбро и амфиболиты Роговообманково-гранатовые и графитовые гнейсы Железосодержащая группа: мраморы, кварциты, кремнистые породы, железорудная формация	Дайки кварцевых диабазов, оливиновых диабазов
Архей (ранний докембрий)	Гранито-сиенитовая серия: сиениты, гранито-гнейсы, сиенит-порфировые гнейсы	Гранито-сиенитовая серия: пегматиты, нефелиновые сиениты, граниты, сиенито-гранитовые гнейсы	Сиенито-гранитный комплекс: пегматиты, граносиенитовые гнейсы		Пегматиты, гранито-гнейсы, сиенито-гнейсы
	Серии Бакингем и Морин (изверженные): пироксеновые сиениты, пироксеновые диориты, анортозиты, перидотиты	Габбро и диориты	Анортозитовая серия: анортозиты, габбро, амфиболиты	Чарнокитовая свита: гиперстен-биотитовые гнейсы гранитного и диоритового состава	Анортозиты, габбро, амфиболиты, диориты
		Серия Гастингс: известняки, доломиты, глинистые сланцы, аргиллиты, граувакки, слюдяные сланцы и конгломераты Несогласие			
	Гранито-гнейсы? Группа Гренвилл: кристаллические известняки, кварциты, силлиманит-гранатовые гнейсы, риолиты, андезиты	Гранито-гнейсы Группа Гренвилл (догастингсская): риолиты, андезиты, кварциты, доломиты	Гранито-гнейсы? Группа Гренвилл: кристаллические известняки, доломиты, парагнейсы, парасланцы, гранулиты, амфиболиты	Гранито-гнейсы Отложения, сходные с гренвиллскими: кристаллические известняки, парагнейсы, парасланцы	Группа Гренвилл или Гастингс: кристаллические известняки, кварциты, гранатовые и роговообманковые гнейсы, амфиболиты

Лаврентьевское нагорье района низовья реки Оттава

Часть района нижнего течения реки Оттава, сложенного докембрийскими породами, особенно интересна, так как именно здесь Логан (Logan, 1863, стр. 22) установил типичный разрез лаврентьевской «системы». Сюда входит округ города Гренвилл, по имени которого и была названа серия или группа Гренвилл. Здесь же Адамс (Adams, 1896) при помощи химиче-



Фиг. 3. Пегматитовые агрегаты в силлиманит-гранатовом гнейсе.
Городской округ Темплтон, графство Папино, Квебек.

ского анализа показал, что силлиманит-гранатовый гнейс группы Гренвилл [1] (фиг. 3) представляет собой перекристаллизованный глинистый сланец (см. анализ 2 в табл. 2).

Раннедокембрийские породы данного района представлены образованиями четырех групп, а если существуют доапортозитовые граниты, то — пяти групп.

1) Самая древняя группа — Гренвилл — сложена преимущественно кристаллическими известняками и доломитами, массивными кварцитами и силлиманит-гранатовыми гнейсами.

2) К северу от Монреаля группа Гренвилл прорвана крупным массивом анортозитов и связанных с ними пироксеновых пород, названных Логаном (Logan, 1863) верхнелаврентьевскими, а Адамсом (Adams, 1896) — анортозитами Морин. В Лаврентьевском нагорье Квебека к северу от Оттавы древнейшие интрузивные породы, упомянутые выше, слагают комплекс от перидотитов до пироксеновых сиенитов. Эти породы хорошо выражены в округе Бакингем, где они были названы бакингемской изверженной серией (Wilson, 1914). Там, где присутствуют интрузивные тела более молодых гранитов или сиенитов, породы бакингемской серии развиты в тесной связи с породами группы Гренвилл в пределах полей, не занятых гранитами или сиенитами.

Позже Осборн (Osborne, 1938, 1956; Dresser, Denis, 1944, стр. 163—166) заново картировал обширный район Лаврентьевского нагорья к северо-

[1] Раньше подразделения докембрийских седиментогенных пород называли обычно сериями. Теперь, согласно решению Американской комиссии по стратиграфической номенклатуре (Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 45, 666), подобные толщи именуются главным образом группами.

Таблица 2

Химический состав горных пород субпровинции Гренвилл

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO_2	58,68	57,66	72,40	72,20	74,96	75,45
Al_2O_3	16,17	22,83	14,03	13,62	13,06	11,34
Fe_2O_3	1,66		0,26	2,61	0,34	1,82
FeO	5,69	7,74	2,14	2,59	1,00	1,21
MgO	3,71	3,56	0,18	0,29	0,12	0,42
CaO	0,30	1,16	1,20	0,60	0,91	0,42
Na_2O	0,83	0,60	2,63	2,54	3,85	4,04
K_2O	8,68	5,72	6,32	4,98	4,55	4,20
H_2O^+			0,10		0,23	0,69
H_2O^-	1,65		0,40		0,01	0,05
CO_2	0,36		0,00		0,32	0,00
TiO_2	1,39		0,30		0,24	0,23
MnO		Следы	0,00		0,03	0,03
Cr_2O_3					0,01	
V_2O_3					0,01	
Потери при прокаливании		1,50		0,82		
Сумма	99,43	100,77	100,10	100,25	99,64	99,92

1. Слюдяной гнейс, река Оттава южнее Монтебелло, Квебек (Osann, 1902). 2. Силлиманит-гранатовый гнейс, озеро Трамблан, Квебек (Adams, 1896). 3. Красный гранито-гнейс, Шоиниган-Фоле, Квебек (Osborne, 1936). 4. Риолит, участок 6, концессия 6, городской округ Мадок, Онтарио (Miller, Knight, 1914). 5. Гранит, огороженное имение, участок 32, концессия 4, городской округ Кардифф, Онтарио (Hewitt, 1959). 6. Гранит, шток Делоро, городские округа Мармора и Мадок, Онтарио (Saha, 1959).

западу от Монреаля и пришел к выводу, что анортозиты Морин, выделенные Адамсом, так же как и бакингемская серия, представляют собой особую группу пироксеновых пород серии Морин. Осборн (Osborne, 1938, стр. 17) считал также, что гранито-гнейсы горы Мон-Трамблан (см. анализ 2 в табл. 2) «сильно смешаны с местными изверженными породами» и что гнейсы древнее серии Морин. Однако Осборн не назвал тех изверженных пород, с которыми смешаны гнейсы горы Мон-Трамблан и, таким образом, привел читателей в сомнение об их подлинном возрасте. Если вмещающие породы представлены пироксеновой «фазой» серии Морин, то из наблюдений Осборна как будто вытекал определенный вывод. Если же эти породы моложе гранитов и сиенитов, относимых Осборном к серии Морин под названием «Пайн-Хилл» (Osborne, 1938, стр. 11), то его вывод неверен.

3) Во всем низовье реки Оттава породы серий Гренвилл и Бакингем или Морин прорваны дайками, штоками и крупными массивами биотит-роговообманковых сиенитов и гранитов (см. анализ 3 в табл. 2). Обычная разновидность этих пород представлена грубозернистым порфировидным сиенитом или граносиенитом с фенокристаллами ортоклаза, микроклина или микропертита длиной до 2,5 *см*. Граниты или гранито-гнейсы — тонкозернистые породы, содержащие биотит или роговую обманку в виде рассеянных агрегатов. В районе Арнпрайор — Куайон к северо-западу от Оттавы разнообразные породы бакингемской серии прорваны многочисленными дайками гранитов. В районе молибденового месторождения Мосс к северу от Куайона порфировидные сиениты пронизаны внедрениями кварцевого сиенита.

4) В нагорьях юго-восточного Онтарио, сложенных докембрийскими образованиями, и в Квебеке к северу от низовья реки Оттава кристалличе-

ские известняки или доломиты группы Гренвилл интенсивно метаморфизованы и превращены в диопсидовые, скаполитовые и другие кальций-магнезиальные скарновые силикатные породы (Wilson, 1957). По взаимоотношениям с окружающими породами эти метаморфические минеральные ассоциации относятся к нескольким типам: а) зоны кианитового метаморфизма на контакте пегматитов с известняками и доломитами, б) неправильные участки диопсида, включающие тела диопсидовых пегматитов в известняках, в) жилоподобные зоны кальцита или метаморфического пироксенита, секущие силлиманит-гранатовые гнейсы, кварциты, породы бакингемской серии и гранито-гнейсы и, наконец, г) участки и зоны графитовых и диопсидовых пегматитов. Все эти породы, подвергшиеся карбонатизации, содержат месторождения флогопита и апатита (Landes, 1938; Wilson, 1937, 1957).

Поскольку зоны диопсида секут гранито-гнейсы, часть эманаций, вступивших во взаимодействие с известняками или доломитами и создавших метаморфические пироксениты и флогопит-апатитовые месторождения, была генетически связана с интрузиями гранитов и гранито-гнейсов и проникала по трещинам вслед за пегматитовыми дайками, расколотыми позже на отдельные фрагменты (Barlow, 1899). В некоторых местах, однако, особенно в Квебеке, зоны диопсида и скаполита развиты на контакте массивов анортозитов бакингемской серии с известняками и, вероятно, генетически связаны с этими массивами.

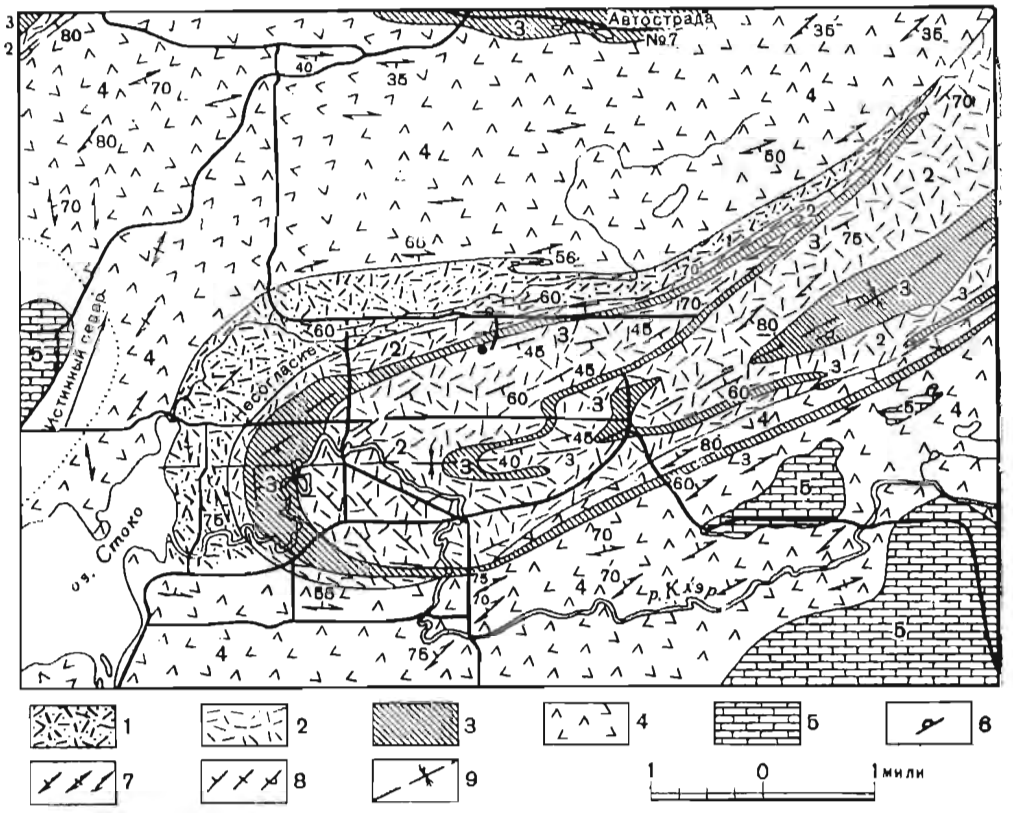
Позднедокембрийские породы в низовье реки Оттава полностью представлены изверженными породами; это массив и дайки лампрофиров в округе Бакингем, Квебек (Wilson, 1914, стр. 205; Dresser, Denis, 1944, стр. 180); дайки диабазов или габбро, особенно в том «рое», который параллелен северному берегу реки Оттава в ее низовье в Квебеке (Wilson, 1925, стр. 397, 400); штокообразные массивы гранитов, сиенитов и кварцевых сиенитов близ Гренвилла, Квебек (Logan, 1853, стр. 29—33; Wilson, 1917, стр. 22—23; 1925, стр. 397; Osborne, 1934) и близ горы Риго, Онтарио (Leroy, 1901; Osborne, 1934).

Южно-центральная часть Онтарио

Главными особенностями докембрийских образований южно-центральной части Онтарио являются: 1) существование крупного структурного несогласия, отделяющего группу Гастингс от догастингсских формаций; 2) наличие обширных площадей вулканических пород, в том числе риолитов (см. анализ 4 в табл. 2), риолитовых агломератов и андезитов; 3) преобладание калиевых гранитов в южной части региона (см. анализ 6 в табл. 2), сравниваемых с изолированными массивами калиевых (см. анализ 5 в табл. 2) и натровых (Adams, Barlow, 1910, стр. 57; Hewitt, 1956, стр. 28) гранитов района Халибёртон и Банкрофт, севернее которых обычны нефелиновые сиениты.

«Полосы» конгломератов и других кластических осадочных пород в районе Мадок — Каладар-Стейшен южно-центральной части Онтарио впервые были установлены Макферланом (Macfarlane, 1866, стр. 93), который подчеркнул сходство их с гуронскими, хотя Логан в сноске под этим высказыванием Макферлана возражал против подобной корреляции. Миллер и Найт (Miller, Knight, 1908, стр. 223) также относили гастингсские породы к гурону, но позже, в 1914 г., предварительно сопоставили их с серией Тимискаминг. Согласно Адамсу и Барлоу (Adams, Barlow, 1910), гастингсские породы представляют собой разновидность группы Гренвилл, что и было утверждено Специальным Международным Комитетом по корреляции докембрийских образований гор Адирондак и стратотипичной Лаврентьевской области Канады и востока Онтарио (Adams, 1907). Миллер и Найт (Miller, Knight, 1914, стр. 11—13), однако, изучив разобщенные площади развития гастингсских пород, пришли к выводу о том, что породы

группы Гастингс лежат несогласно на гранито-гнейсах, прорывающих догастингсскую группу Гренвилл, и, следовательно, отделены от последней крупным несогласием. Граниты, рассматриваемые как более древние, чем породы группы Гастингс, они назвали лаврентьевскими, а граниты, прорывающие эту группу, — альгоманскими.



Ф и г. 4. Синклиналь реки Клэр.

Городской округ Хангерфорд, планшет Мадок, графство Гастингс, Онтарио.
1 — андезиты и роговообманковые сланцы; *2* — граувакки и слюдяные сланцы; *3* — кристаллические известняки; *4* — гранито-гнейсы; *5* — палеозойские известняки; *6* — шаровые текстуры; *7* — простирания и падения полосчатости (наклонные, вертикальные, падение неизвестно); *8* — простирания и падения слоистости (наклонные, вертикальные, опрокинутые); *9* — ось синклинали.

Позднейшие наблюдения позволили собрать дополнительные данные, свидетельствующие о крупном перерыве в разрезе формаций южно-центральной части Онтарио. На дороге 41, примерно в 3 *км* севернее Каладар-Стейшена, находящегося на дороге 7, Хардинг (Harding, 1914, стр. 62) обнаружил конгломераты с обильной галькой гранитов, относящихся к более древней складчатой зоне. Близ Омпаха, приблизительно в 80 *км* северо-восточнее Мадока, конгломераты, закартированные Миллером и Найтом (Miller, Knight, 1914, стр. 77—78), заново изучил Смит (Smith, 1958). Разрез формаций сходен здесь с разрезом района Мадок — Каладар-Стейшен; исключение, согласно данным Смита, составляет наличие некоторых измененных вулканических пород, лежащих выше конгломератов и, следовательно, принадлежащих к группе Гастингс. Смит (Smith, 1958, стр. 11—12) установил также, что близ озера Плевна в городском округе Кларендон конгломераты с гранитной галькой контактируют с гранитами, аналогич-

ными сходным гранитам из гальки, но интрузивные соотношения не наблюдаются

Амброз и Бёрнс (Ambrose, Burns, 1956, стр. 48), опираясь на экстраполяцию по району синклинали реки Клэр (см. фиг. 4), закартированной Уилсоном (Wilson, 1925, стр. 396; 1940a), считали, что три горизонта осадочных пород принадлежат к одной или различным группам, разделенным зонами гранитизированных осадочных пород шириной до 5 *км* и более. Тем не менее несогласное залегание конгломератов на вулканических породах, наблюдаемое в столь многих пунктах в пределах планшетов Мадок (Wilson, 1940a) и Мармора (Wilson, 1940b), указывает на возможность того, что большую область в южно-центральном Онтарио охватывало первоначально крупное несогласие. Позже это несогласие приобрело фрагментарный характер в результате интрузии гранитов. Согласно этой гипотезе,



Ф и г. 5. Габбро интрудировано дайками гранитов и сиенитов на западной окраине штока Делоро.
Городской округ Мармора, графство Гастингс, Онтарио.

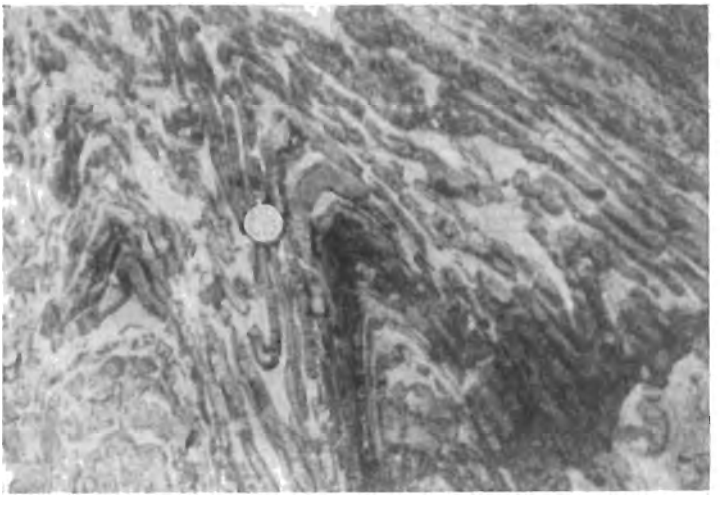
фельзитовые контактовые зоны согласных тел гранито-гнейсов представляют собой явление, характерное для краевых частей интрузива. Если, как считают Амброз и Бёрнс (Ambrose, Burns, 1956, стр. 48—52), все граниты являются метасоматическими, то появление фельзитов не должно было бы быть столь резко ограничено краевыми зонами гранитного интрузива. Кроме того, на площади планшетов Мадок и Мармора местами наблюдаются, несомненно, инъекционные и секущие контакты гранитов (см. фиг. 5, а также стр. 329).

Начиная с 1950 г., Хьюитт изучил заново значительную часть территории района Халибёртон — Банкрофт, в которой ранее проводили исследования Адамс и Барлоу (Adams, Barlow, 1910). Хьюитт (Hewitt, 1956, стр. 28—30; 1954, стр. 11) расчленил район на две части: на севере — нагорья Халибёртон, Гастингс и Мадаваска, а на юге — бассейн Гастингс. Породы базального комплекса в районе нагорий слагают шесть групп. Снизу вверх порядок групп следующий: а) парагнейсы — амфиболиты, б) кристаллические известняки, в) древние основные интрузивные и метаинтрузивные породы, г) нефелиновые сиениты, д) сиениты, е) граниты. Породы групп «а» и «б» представляют собой метаморфизованные осадочные образования, а групп «в»—«д»— плутонические образования. Хьюитт дал местные названия массивам гранитов и сиенитов и отметил, что большинство из них образует

тела, согласные со структурной точки зрения. Очень характерно для пород бассейна Гастингс широкое развитие серых известняков, которые после выветривания становятся голубыми; они переслаиваются с аргиллитами или местами с граувакками (см. фиг. 6 и 7). Эти известняки, которые Адамс и Барлоу (Adams, Barlow, 1910, стр. 174, 221—224) называли «голубыми»,



Фиг. 6. Аргиллиты и известняки группы Гастингс
Городской округ Родон, графство Гастингс, Онтарио.

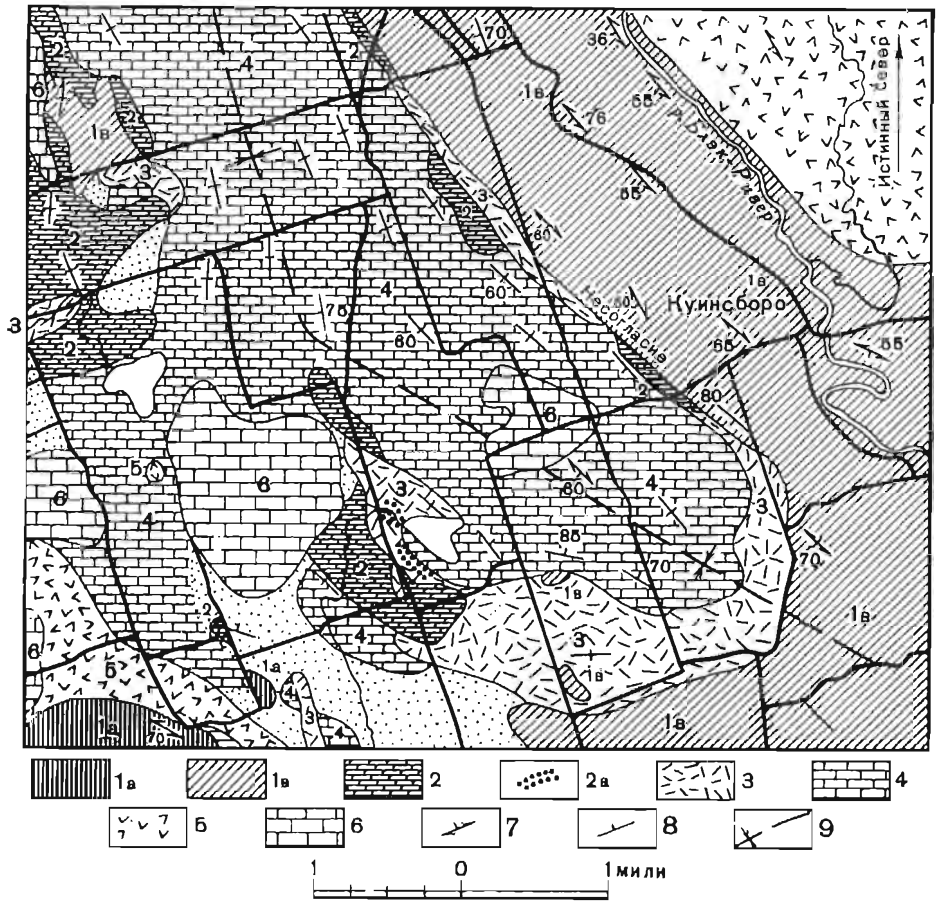


Фиг. 7. Складчатые окремнелые граувакки и известняки группы Гастингс.
Городской округ Гастингс, Онтарио.

удивительно похожи на голубые выветрелые известняки, перекрывающие гастингсские конгломераты, аргиллиты или граувакки к северу от Мадока (фиг. 8) и в районе Куинсборо к северу от Мадока (Wilson, 1940a). Судя по такому сходству, известняки бассейна Гастингс, возможно, являются частью группы Гастингс. Поскольку голубые известняки после перекристаллизации превращаются в белые мраморы, неотличимые от карбонатных

пород группы Гренвилл, известняки севера бассейна Гастингс частично или полностью также, возможно, имеют гастингсский возраст.

Как отметил Хьюитт (Hewitt, 1956, стр. 24--27), в южно-центральном Онтарио массивы диоритов и габбро местами (см. фиг. 5) прорваны интрузиями гранитов или сиенитов. Харрисон (Harrison, 1944), однако, установил, что обширное поле гранитов в городских округах Хинчбрук, Бедфорд и Осо,



Ф и г. 8. Синклиналь Куинсборо в гастингсских и догастингсских образованиях.

Район планшетов Мадок и Мармора, графство Гастингс, Онтарио.

1 — догастингсские образования; *1а* — риолиты, *1b* — андезиты и амфиболиты; *2* — *4* — серия Гастингс: *2* — доломиты; *2а* — конгломераты; *3* — граувакки и аргиллиты; *4* — известняки; *5* — послегастингсские гранито-гнейсы; *6* — палеозойские известняки; *7* — простирания и падения полосчатости; *8* — простирания и падения слоистости; *9* — ось синклинали.

приблизительно в 50 *км* севернее Кингстона, прорвано анортозитами, габбро и связанными с ними породами, а следовательно, граниты древнее анортозитов и габбро.

Дайки диабазов и габбро мощностью 30 *м* и менее секут граниты и более древние породы в отдельных участках южно-центрального Онтарио. В отличие от диабаз-габбровых даек района низовья реки Оттава эти дайки очень рассеяны. Они описаны во многих работах (Wilson, 1940a; Satterly, 1943b, стр. 12; 1943c, стр. 19; 1956, стр. 20; Meen, 1944, стр. 23—24; Harding, 1946, стр. 21). Поскольку дайки секут самые молодые отложения базального комплекса докембрия, а кроме того, породы даек массивны и не изменены, их относят к позднему докембрию.

Район гор Адирондак

Нагорье на северо-востоке штата Нью-Йорк, США, известное под названием гор Адирондак, представляет собой юго-восточное продолжение субпровинции Гренвилл, геологически во многих отношениях сходное с районом низовья реки Оттава. Первый очерк этой обширной возвышенности дал Эммонс (Emmons, 1842). Систематическое картирование начали проводить в 1892 г. Кемп, Смит и Кашинг. Позже в исследованиях приняли участие многие геологи, особенно Миллер и Баддингтон.

Кашинг (Cushing, 1905, стр. 299—304) допускал, что некоторые гранито-гнейсы северо-западной части района Адирондак являются доанортозитовыми и, следуя рекомендациям Специального Международного Комитета по корреляции докембрия Адирондака и стратотипической Лаврентьевской области Канады и восточного Онтарио (Adams, 1907), гранито-гнейсы района Тысячи Островов считал лаврентьевскими (Cushing, 1910, стр. 36—38; 1915, стр. 291—293). Оллинг (Alling, 1918, стр. 58—60, 62—64) также указывал на присутствие доанортозитовых гранито-гнейсов и называл анортозитовые и сиенит-гранитные интрузии алгоманскими. С другой стороны, Миллер (Miller, 1918, стр. 402) и Баддингтон (Buddington, 1934, стр. 95—101; 1939, стр. 158—159, 197—201) полагали, что серьезные данные в пользу существования доанортозитовых гранитов отсутствуют. Затем Райт (Wright, 1923a, стр. 31—32), изучив планшет Броквилл — Маллоритаун в Онтарио, пришел к выводу, что лаврентьевские граниты, равно как и более молодые (пиктонские) граниты Кашинга, являются разновидностями одной и той же породы. Выделение гранитов двух возрастов основывалось главным образом на различной степени их рассланцевания, а не на фактах прорывания гранитов анортозитами.

За исключением рассеянных даек массивных неизмененных диабазов почти наверняка протерозойского возраста, все докембрийские породы гор Адирондак относятся к базальному комплексу, который Баддингтон (Buddington, 1939) расчленил на пять серий. Эти серии (снизу) следующие:

1) группа Гренвилл, сложенная кристаллическими известняками, кварцитами, кристаллическими сланцами, гнейсами и гранулитами; 2) габбро и анортозиты; 3) диориты; 4) сиенит-граниты; 5) граниты.

Другие геологические особенности, описанные авторами отчетов и монографий по району Адирондак, следующие:

1) происхождение амфиболитов; 2) структурные пояса; 3) возраст и генезис полосчатости; 4) генезис и фазы анортозитов и 5) взаимоотношения и химизм серии сиенит-гранитов.

Кашинг (Cushing, 1910, стр. 33—34) считал, что амфиболиты были созданы тремя способами: путем перекристаллизации известковистых глинистых сланцев, на контакте известняков с гранитами и в результате перекристаллизации габбро. О тройственном генезисе амфиболитов упоминал Кэннон (Cannon, 1937, стр. 38), изучавший планшет озера Писека. С другой стороны, Миллер (Miller, 1923, стр. 15—20), Смит и Баддингтон (Smyth, Buddington, 1926, стр. 88—90), а также Баддингтон (Buddington, 1937, стр. 27—29) подчеркивали, что большая часть амфиболитов постепенно переходит в габбро, и в этом случае амфиболиты почти наверно представляют собой измененные породы габбрового типа.

По мнению Баддингтона (Buddington, 1939, стр. 237), существующие данные позволяют говорить о том, что оси Адирондак и Фронтенак сложены четырьмя петрографическими и структурными зонами: поясом Фронтенак, который вытянут в северо-восточном направлении вдоль реки Св. Лаврентия и сложен преимущественно гранитами с подчиненными полосами пород группы Гренвилл; северо-западным районом Гренвилл, сложенным главным

образом осадочными породами группы Гренвилл и гранитами; центральным ядром Адирондака, сформированным преимущественно интрузивными породами, и, наконец, южным районом развития осадочных пород группы Гренвилл и интрузивных пород, главным образом гранитных.

Все геологи, усиленно изучавшие район Адирондак, согласны в том, что полосчатость местных интрузивных пород сформирована главным образом во время или почти во время их консолидации. Так, Кашинг (Cushing, 1910, стр. 99—103) предполагал, что полосчатость гранито-гнейсов создана сжатием, возникшим при интрузии гранитной магмы. Миллер (Miller, 1919, стр. 67) считал, что полосчатость анортозитов и сиенит-гранитов является текстурой магматического течения. Смит и Баддингтон (Smyth, Buddington, 1926, стр. 48—54) привели данные многочисленных наблюдений, указывающих на то, что полосчатость интрузивных пород Адирондака возникла скорее раньше, чем позже их консолидации. Болк (Balk, 1931, стр. 312—314) отметил присутствие многочисленных даек пегматита, не подвергшихся складчатости и секущих полосчатые изверженные породы, что доказывает допегматитовый возраст полосчатых текстур.

Анортозиты развиты преимущественно на востоке гор Адирондак. Здесь представлены анортозиты, габбро, анортозитовые габбро и местные вариации этих типов пород. Две широко представительные разновидности анортозитов именуются по соответствующим названиям гор — Уайтфейс и Марси.

Одной из крупных проблем геологии Адирондака является вопрос генезиса и соотношений интрузий анортозитов. Боуэн (Bowen, 1917) допускал, что анортозиты возникли путем гравитационной сепарации фемических компонентов из габброидной магмы, сформировавшей пластообразное тело. В результате этого процесса анортозиты расположились внизу, а сиениты — наверху. Геологи, изучавшие Адирондак непосредственно в поле, частично принимают гипотезу Боуэна, но в различной степени. Например, Болк (Balk, 1931) в основном принимает взгляды Боуэна, но считает анортозиты продуктом не гравитационной сепарации, а процесса выжимания (выдавливания) из материнского сиенитового расплава. Кашинг (Cushing, 1917) и Миллер (Miller, 1918) согласны с тем, что анортозиты возникли при дифференциации габброидной магмы, но, по их мнению, генетические связи этих пород иные, чем предполагались Боуэном, поскольку сиениты прорывают анортозиты. Баддингтон (Buddington, 1939, стр. 215—216) считал доказанным, что подчиненные объемы габбровой магмы являются комплементарными к объемам анортозитов, и так как объемы кварцевых сиенитов и гранитов столь велики по сравнению с объемами габброидов, последних было совершенно недостаточно, чтобы породить в процессе дифференциации такое большое количество гранитоидов.

Большинство геологов, изучавших породы Адирондака, считало, что между разновидностями пород сиенит-гранитной серии существуют генетические соотношения, а некоторые допускали возможность возникновения этих пород из одного магматического очага. Миллер (Miller, 1919) утверждал: «Во многих местах сиениты переходят в граниты через граносиениты, однако нет ни одного пункта, в котором сиениты секли бы граниты или наоборот». С другой стороны, по мнению Смита и Баддингтона (Smyth, Buddington, 1926, стр. 95), граниты моложе, так как они слагают главным образом массивы, а сиениты представляют собой смешанные образования. Кэннон (Cannon, 1937, стр. 37), опираясь на итоги изучения текстур, также считал, что интрузии гранитов произошли позже кристаллизации сиенитов. Браун и Энгель (Brown, Engel, 1956), детально изучив район Балмат — Эдуардс в северо-западном Адирондаке, предложили гипотезу, согласно которой имеются два раздельных этапа деформаций — первый, создавший структуры северо-восточного простирания, и второй — северо-западного простирания. Они упоминают высказывание Баддингтона о том, что кварц-сиени-

товый комплекс и более древние образования были смяты в складки и метаморфизованы до интрузии более молодых гранитоидов. Это согласуется с высказываниями Баддингтона (Buddington, 1939, стр. 3, 149—151) о том, что он наблюдал секущие контакты гранитов с сиенитами и более древними породами.

В опубликованных работах по району Адирондак приведены многочисленные результаты химических анализов сиенитов и гранитов. В большинстве анализов содержание калия примерно соответствует содержанию натрия или большее. Одинаковое или почти одинаковое содержание щелочей в риолитах, гранитах и сиенитах характерно как будто для большей части субпровинции Гренвилл и резко отлично от преобладания альбитовых риолитов и альбитовых гранитов в субпровинции Тимискаминг, расположенной на северо-западе.

А. Энгель и С. Энгель (Engel A. E. J., Engel C. G., 1953, стр. 1063) опубликовали результаты трех анализов гнейсов из района гор Адирондак, которые они считают перекристаллизованными граувакками. В этих гнейсах содержание Na_2O превышает содержание K_2O на 0,50—1,01%. Миллер и Найт (Miller, Knight, 1914, стр. 80, 85) опубликовали данные анализа «ржавого» сланца из Гилмора (городской округ Тюдор) и гнейса из Омпаха (городской округ Палмерстон), сходные с результатами анализов граувакк, приведенными А. Энгель и С. Энгель. Они назвали гнейс из Омпаха гранитом, но, по мнению Смита (Smith, 1958, стр. 8), это парагнейс, имеющий подобие слоистой текстуры и залегающий согласно с кристаллическими известняками. Судя по другим анализам глинистых сланцев и граувакк из района центрально-южного Онтарио (Miller, Knight, 1914, стр. 69, 70, 91), содержание калия много выше содержания натрия.

Район реки Сагеней — гора Райт

Большая часть района реки Сагеней — гора Райт изучена только предварительно по речным маршрутам. Открытие крупных месторождений ильменита в анортозитах озера Аллард и месторождений железа в районе гора Райт — озеро Вабуш значительно повысило интерес к этой территории. На западе и юге, кроме широко распространенных неизмененных даек диабаза (вероятно, позднедокембрийских), породы относятся к базальному комплексу, расчлененному в основном на три компонента: перекристаллизованные осадочные породы гренвиллского типа, анортозиты — габбро и серия граниты — сиениты — диориты.

Большинство авторов отмечает возможность существования древних доанортозитовых гранито-гнейсов. Дрессер (Dresser, 1916, стр. 29) в районе озера Сент-Джон обнаружил послеанортозитовые (роберваль ские) граниты, прорывающие гранито-гнейсы. Исходя из этого, он пришел к выводу, что гнейсы древнее анортозитов. Моудсли (Mawdsley, 1927), работавший в районе Сент-Урбана, затруднился определить взаимоотношения пород, так как зоны контактов в этом районе перекрыты ледниковыми отложениями. Он отметил, однако, что в гранодиоритах присутствуют блоки анортозитов и что в узкой зоне контакта гранодиоритов с анортозитами породы рассланцованы. На реке Ромен в отдельных местах наблюдались (Retty, 1944, стр. 49) порфировидные граниты, секущие гранитные инъекции в парагнейсах, на основании чего был сделан вывод о наличии в этом районе гранитов двух возрастов. Фесслер (Faessler, 1934, стр. 160—161), изучивший шесть районов на северном побережье реки Св. Лаврентия в ее низовье, также считал, что в районе реки Маникуаган — Годбу гранито-гнейсы прорваны апортозитами. С другой стороны, согласно Грейгу (Greig, 1945, стр. 23), в пределах планшета озера Матамек гранито-гнейсы, возможно, гранитизируют гнейсы

гренвиллского типа. Большинство геологов, работавших в районе бассейна реки Сагеней, согласны с тем, что парасланцы и парагнейсы инъецированы гранитами, но твердых доказательств доанортозитового возраста этих интрузий не получено.

К востоку от Авр-Сен-Пьера и в области междуречья рек Ромен и Наташкуан на северном побережье залива Св. Лаврентия область распространения кварцитов и связанных с ними обломочных осадочных пород, известных под названием группы Вакехем, протягивается в глубь страны на 100—130 *км* (Bergeron, 1957c). Эти вакехемские породы моложе парагнейсов, сходных с гренвиллскими, и прорваны габбро и молодыми гранитами. Бержерон (Bergeron, 1957c) отметил мнение Беланда (Beland, 1950), Гренье (Grenier, 1953) и Блейса (Blais, 1955) о том, что седиментация происходила в сходных условиях и приблизительно одновременно с седиментацией на юге пояса Лабрадор — Квебек.

В районе к северу от Септ-Айлеса были закартированы участки близ озера Маникуаган (Rose, 1955) — у озер Таттл и Пепплер (Phillips, 1958, 1959) и горы Райт (Duffel, Roach, 1959; Murphy, 1959). Было установлено, что в районе горы Райт (Duffel, Roach, 1959) развиты главным образом гнейсы, отнесенные к гнейсовому комплексу южного окончания железорудного пояса Лабрадор — Квебек, метаморфизм которых убывает далее к северу. Гнейсы грубо расчленены на три зоны юго-западного простирания: чарнокитовая серия на севере; роговообманково-гранатовые и графитовые гнейсы, а также гранито-гнейсы на юге; средняя зона сложена биотит-роговообманковыми гнейсами и породами железорудной формации. Южная зона в структурном и, вероятно, в стратиграфическом отношении располагается выше железорудной формации. Габбро, частично превращенные в амфиболиты, прорывают толщи железорудной формации и считаются самым молодым членом комплекса. Чарнокитовые породы отнесены к архею (Дюффель, личное сообщение), а вышележащие породы — к протерозою. Филлипс (Phillips, 1958) и Мёрфи (Murphy, 1959) расчленили породы примерно так же, как Дюффель и Роуч.

Пояс полосчатых гнейсов

В северо-западной части субпровинции Гренвилл интенсивность деформаций пород постепенно нарастает к северу по мере приближения к поясу северо-восточного простирания, сложенному смятыми полосчатыми гнейсами, т. е. к так называемому фронту Гренвилл, намечающему северо-западную границу поля распространения осадочных пород гренвиллского типа. Эта зона сложена преимущественно комплексом гранатсодержащих биотитовых гнейсов, роговообманковых гнейсов или сланцев, амфиболитов, некоторого количества кварцитов и подчиненных кристаллических известняков, инъецированных и прорванных гранитами, сиенитами и пегматитами. Другие породы, встречающиеся в этой зоне лишь местами, представлены анортозитами и габбро на острове Парри близ восточного берега залива Джорджиан-Бей (Walker, 1913), измененными диоритами и габбро в городском округе Лоунт района Парри-Саунда (Satterly, 1956), а также различными гиперстеновыми гнейсами в бассейне реки Канимити в округе Понтиак, Квебек (Gillies, 1952). В районе Каватосе в округе Понтиак Валь и Осборн (Wahl, Osborne, 1950) выявили необычную чашеподобную структуру диаметром 11—15 *км* в гнейсах, концентрически интрудированных гранито-гнейсами. Образования позднего докембрия в пределах пояса гнейсов представлены дайкой массивного порфиритового оливинового диабаза мощностью порядка 200 *м*, пересекающей остров Блуберри близ северного берега озера Кипава, а также широко распространенными дайками диабазов и кварцевых диабазов мощностью до 30 *м*.

2.2.3. Субпровинция Тимискаминг

Общие замечания

Субпровинция Тимискаминг представляет собой клинообразный участок, протягивающийся от восточного берега озера Верхнего и северного берега озера Гурон на северо-восток к озеру Мистассини. Существенными геологическими особенностями региона являются: 1) преобладание вулканических и обломочных (осадочных) пород в основании разреза в отличие от известняков и других пород типа хорошо отсортированных отложений, слагающих базальный комплекс субпровинции Гренвилл; 2) локальное, но широкое развитие позднедокембрийских обломочных осадочных пород, в том числе конгломератов, которые считаются ледниковыми отложениями; 3) сложные структурные соотношения в районе к северу от озера Гурон сравнительно с простым разрезом в северных частях субпровинции; 4) наличие крупных и важных месторождений, представленных медно-никелевыми рудами Сёдбери, серебряно-кобальтовыми жилами округа Кобальт, золотоносными жилами районов Поркьюпайн и Кёркленд-Лейк, медно-золото-цинковыми рудами района Норанда, медно-золоторудными месторождениями Шибугамо, медно-цинковыми рудами Манитувадж и железо-карбонатными рудами района Мишипикотен.

Геологические исследования субпровинции Тимискаминг начались с 1845 г., с работ Логана на берегах озера Тимискаминг, где он обнаружил почти недеформированные «сланцеватые конгломераты», относящиеся, как это известно теперь, к группе Кобальт, несогласно залегающей на гранитах. В 1846 г. Логан (Logan, 1847a) вместе с Мёрреем продолжил свои исследования вдоль берегов озера Верхнего. В районе устья реки Дорэ-Ривер близ Мишипикотена они наблюдали конгломераты, которые Логан сопоставил с конгломератами озера Тимискаминг, хотя здесь конгломераты оказались смятыми в складки. Позже были предложены названия «лаврентьевские» и «гуронские»; Логан относил к ним не только конгломераты, но и связанные с ними вулканические породы, которые обозначены на геологических картах как гуронские.

О происхождении терминов «лаврентьевский» и «гуронский» говорится ниже на стр. 310, но здесь следует дать обоснование применения этой двойственной стратиграфической номенклатуры докембрийских образований.

1) В 1845 г. на озере Тимискаминг Логан наблюдал «сланцеватые конгломераты», которые позже он назвал гуронскими. Кроме того, здесь же он установил несогласное залегание конгломератов на лаврентьевских гранитах.

2) В течение части полевого сезона 1848 г. Логан (почти все время вместе с Мёрреем) изучал рудные месторождения Брюс и породы, развитые вдоль прилегающего берега озера Гурон и по течению рек Миссиссаги и Тессалон. Кроме этого сравнительно короткого периода работ Логана, геологическое исследование территории, лежащей к северу от залива Джорджиан-Бей и озера Гурон, проводил Мёррей в течение 1847, 1848 и 1856—1858 гг. (Murray, 1849, 1850, 1857, 1858, 1859).

3) Хотя Хант не участвовал в полевых работах Логана и Мёррея в районах озер Тимискаминг и Гурон, именно он, а не Мёррей был соавтором Логана в той работе (Logan, Hunt, 1855), в которой были предложены термины «лаврентьевский» и «гуронский».

Сказанное является доказательством ведущей роли Ханта в выборе названий для подразделений докембрия, а равным образом и того, что термин «гуронский» был предложен Хантом. Логан, как это более вероятно, выбрал бы название, так или иначе связанное с озером Тимискаминг, где он впервые увидел гуронские отложения.

Таблица 3

Разрезы докембрийских пород в субпровинции Тимискаминг

	Район бассейна озера Тимискаминг	Район озер Шибугамо–Мистассини	Район к северу от озера Гурон	Округ Мишипикотен
Протерозой (поздний докембрий)	Кварцевые диабазы — габбро Оливиновые диабазы — габбро Кварцевые диабазы — габбро Интрузивный контакт	Оливиновые диабазы — габбро Кварцевые диабазы — габбро Интрузивный контакт Группа Мистассини: доломиты, кварциты, породы железорудной формации, сланцы	Оливиновые диабазы — габбро Интрузивный контакт Послегуронский (граниты Килларни?) изверженный комплекс Сёдберн: граниты, микропегматиты, внедрившиеся никеленосные образования, габбро Интрузивный контакт (серия Уайтуотер?)	Оливиновые диабазы — габбро Кварцевые диабазы — габбро Интрузивный контакт
	Гуронские образования Группа Кобальт: конгломераты, граувакки, кварциты	Группа Шибугамо: конгломераты, аркозы, граувакки	Гуронские образования Группа Кобальт Группа Брюс	
	Несогласие	Несогласие	Несогласие	
Архей (ранний докембрий)	Послетимискамингские образования Ламрофиры; дайки андезитов и риолитов; сиениты; калиевые граниты; альбитовые граниты; гранодиориты интрузивный контакт Серия Тимискаминг: конгломераты, граувакки, лавы, агломераты	Дайки андезитов, олигоклазовые граниты и гнейсы, сиениты, диориты, дайки риолитов, анортозиты, габбро, пироксениты, серпентиновые породы	Граниты, гранито-гнейсы, гранодиориты, сиениты Группа Сёдбери: кварциты, конгломераты, граувакки, парагнейсы	Граниты, гранодиориты, сиениты, гранито-гнейсы, граниты, гранито-гнейсы, гранодиориты, сиениты Группа Дорэ: конгломераты, аркозы, граувакки, железистые лавы, туфы
	Несогласие			
	Амфиболиты, кварцевые диориты, пироксениты, габбро, серпентиновые породы Интрузивный контакт Группа Понтиак: слюдяные сланцы, амфиболиты, андезиты, туфы андезитов			
	Группа Абитиби: андезиты, риолиты, дациты, трахиты	Породы, сходные с киватинскими: основные и кислые лавы; отложения, содержащие полевые шпаты, агломераты, туфы	Породы, сходные с киватинскими	Породы, сходные с киватинскими, породы железорудной формации и сланцы

Лоусон (Lawson, 1866, стр. 10—15) подчеркнул, что «зеленая сланцеватая порода» мыса Грос на северо-восточном берегу озера Верхнего похожа на вулканогенные сланцы озера Вудс и по структурным и литологическим признакам отличается от типичных гуронских образований. В силу этого он предложил термин киватин для вулканогенных пород озера Вудс.

Геологические исследования наиболее энергично производились в четырех районах субпровинции Тимискаминг: 1) в бассейне озера Тимискаминг, 2) в районе озер Шибугамо — Мистассини, 3) в пределах пояса, расположенного к северу от озера Гурон и 4) в округе Мишипикотен (см. табл. 3).

Бассейн озера Тимискаминг

Наиболее детальное геологическое картирование, в результате которого были открыты серебросодержащие жилы близ Кобальта (Онтарио) в 1903 г., показало, что сильно смятые вулканические породы с резким несогласием перекрыты «сланцеватыми конгломератами» Логана на озере Тимискаминг, которые были ошибочно отнесены к гуронским. Данные древнейшие вулканические породы по литологическому сходству были сопоставлены с киватинскими породами Лоусона, выделенными на озере Вудс. Такая корреляция не учитывает два существенных обстоятельства: вулканические породы почти любого возраста широко распространены на Канадском щите; озеро Вудс отстоит от озера Тимискаминг более чем на 1100 *км*, причем последовательность геологических формаций в этом интервале не установлена.

В 1909 г. Уилсон (Wilson. 1910b, стр. 174—175) обнаружил обширные площади пород, более древних, чем образования группы Кобальт, которые в районе озера Опазатика (в 70 *км* северо-восточнее озера Тимискаминг) представлены кварцево-слюдяными парасланцами (сланцы Понтиак, ныне входящие в разрез группы Понтиак). В 1911 г. Миллер предложил называть тимискамингскими древние конгломераты района озера Кросс близ Кобальта и других мест, расположенных севернее, вплоть до района Поркьюпайн в Онтарио. Таким образом, было положено начало выделения в составе архейских супракрустальных образований юга Канадского щита киватинских (вулканогенных) или тимискамингских (осадочных) пород. Детальные исследования, однако, показали, что, хотя тимискамингские породы и отделены от более древних образований крупным структурным несогласием, литологической разницы между ними не устанавливается. Граувакки мощностью несколько тысяч метров имеют дотимискамингский возраст, а некоторые вулканогенные породы присутствуют в разрезах группы Тимискаминг. Поскольку корреляция дотимискамингских пород с киватинскими образованиями озера Вудс по петрографическим признакам стала столь неопределенной, Уилсон (Wilson, 1956, стр. 1412) вместо термина «киватинские» ввел более определенное местное название «группа Абитиби».

С 1930 г. часть района Тимискаминг площадью 7000 *км*^{2} была заново закартирована в масштабе 1 : 120 000 (1000 футов в дюйме), и, если не считать некоторых вопросов, связанных с разломами, структурная последовательность геологических формаций была установлена таким образом с достаточной степенью надежности для пояса, протягивающегося почти на 200 *км* от района Кёркленд-Лейк в Онтарио до округа Малартик в Квебеке. Был достигнут также известный прогресс в построении разреза в более северном поясе Поркьюпайн — Дестор, но поскольку там широко развиты ледниковые и послеледниковые отложения озера Барлоу — Оджибуэй, полученные данные не имеют исчерпывающего значения. В этих детальных исследованиях последнего времени приняли участие многие геологи, среди которых необходимо отметить Эбрехама, Амброза, А. М. Белла, Л. В. Белла, Герри, Грэма, Ганнинга, Хоули, Хьюитта, Хёрста, Мак-Леана, Нормана, Преста, Саттерли, Стоквелла, Томсона и Уилсона.

Большая часть изученных заново раннедокембрийских образований бассейна оз. Тимискаминг принадлежит к четырем широтным зонам: 1) согласная вулканогенная серия умеренно или интенсивно смятая, которую обычно называют киватинской или относят к киватинскому типу; Уилсон (Wilson, 1956) именует ее группой Абитиби; 2) на юге — кварцево-слюдяные сланцы, переслаивающиеся с некоторым количеством вулканических образований, — группа Понтиак, располагающаяся в зоне шириной около 16 *км* и длиной 160 *км* в западном Квебеке; 3) между зонами 1 и 2 находится ограниченный разломами синклинорий, сложенный обломочными породами и подчиненными им вулканическими образованиями — группа Тимискаминг; 4) к северу от зоны Абитиби развита зона осадочных пород, принадлежащих частью к тимискамингским, частью к дотимискамингским образованиям; зона с перерывами прослеживается от района рудника Поркьюпайн на восток до городского округа Дестор в Квебеке. Хотя последняя группа осадочных пород располагается вне бассейна озера Тимискаминг, область ее развития обычно рассматривают как часть региона Тимискаминг.

Группа Киватин (Абитиби) в бассейне озера Тимискаминг сложена потоками или зонами лав, переслаивающихся с пирокластическими породами или местами с граувакками. Лавы представлены риолитами, трахитами, дацитами, андезитами и базальтами; пирокластические породы — риолитовыми или андезитовыми агломератами и туфами. Полевой шпат риолитов, там, где он определен, обычно представлен альбитом (см. анализы 1 и 2 в табл. 4). Шаровые андезитовые лавы показаны на фиг. 9. Местами в анде-

Таблица 4

Химический состав пород субпровинции Тимискаминг

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	80,12	78,78	72,80	74,89	73,42	52,15	72,14	77,74
Al_2O_3	9,34	11,21	12,06	13,27	14,19	15,08	13,32	13,26
Fe_2O_3	2,77	1,04	0,80	0,36	0,04	3,30	1,91	0,30
FeO	1,00	2,77	3,94	3,65	1,78	4,39	2,31	0,28
CaO	0,73	0,21	1,57	1,15	1,12	6,51	1,11	1,08
MgO	0,23	1,33	0,74	0,40	0,18	5,32	0,24	0,18
Na_2O	4,82	3,13	4,68	4,25	3,63	3,82	3,41	5,82
K_2O	Следы	0,80	0,53	0,37	4,81	5,67	4,41	0,81
H_2O^+		0,56	1,45	1,22	0,30	1,01	0,32	0,32
H_2O^-	0,18	0,19	0,09	0,03	0,20		0,04	
TiO_2		0,28	0,31	0,22	0,16	0,92	0,35	0,07
P_2O_5		Следы	0,10	Следы	Следы	0,45	0,06	
MnO		»	0,05	»	»		0,11	
CO_2	0,60	0,22	1,48	0,78	0,00	1,63		0,05
S		0,02						
Уменьшение O из-за S		0,01						
Cr_2O_3			0,002					
V_2O_3			0,002					
F				Следы				
Сумма	99,79	100,55	100,60	100,59	99,83	100,25	99,73	99,91

1. Розовый риолит, городской округ Холлоуэй, Онтарио (Knight and others, 1919). 2. Риолит, городской округ Дуприт, Квебек (Wilson, 1941). 3. Гранофировый гранит, северная половина участка 10, концессии 6, городской округ Годфри (Hogg, 1955). 4. Альбитовый гранит, городской округ Руин, Квебек (Wilson, 1941). 5. Калиевый гранит, участок 12, ряд 6, городской округ Ла-Корне, Квебек (Gussow, 1937). 6. Мафический сиенит, именуемый лампрофиром, рудник озера Шор, Кёрклеид-Лейк, Онтарио (Todd, 1928). 7. Гранит Килларни, остров в заливе Килларни, озеро Гурон, Онтарио (Quirke, Collins, 1930). 8. Красный гранит, Анджигами юго-восточнее Мишипикотена, Онтарио (Matheson, 1933).

зитах присутствуют вариолиты, сложенные радиальными агрегатами плагиоклаза. В состав осадочных пород группы Абитиби в районе озера Тимискаминг входит группа Хойл, которая в окрестностях Поркьюпайна перекрывает вулканические образования, называемые киватинскими; дотимискамингские граувакки зоны Поркьюпайн — Дестор; осадочные породы городского округа Клериси, именуемые группой Кевагама (Gunning, Ambrose, 1939). Положение группы Понтиак в разрезе архея менее определенно. Эта группа отделена от серии Тимискаминг структурным несогласием, и если на глубине она переходит в группу осадочных пород Кевагама на



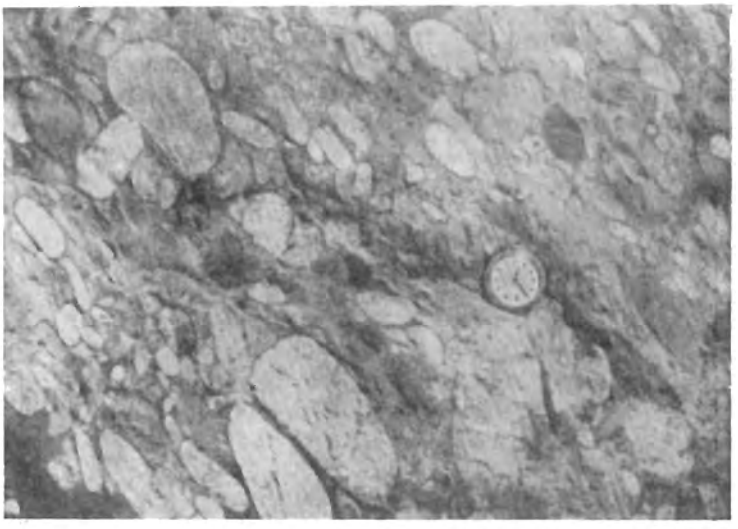
Фиг. 9. Шаровые текстуры в андезитах.
К северо-западу от рудника Вейт, городской округ Дюпра, западный Квебек.

северном крыле тимискамингского синклинория, как считают Ганнинг и Амброз (Gunning, Ambrose, 1939), то она является частью группы Абитиби.

Главными особенностями тимискамингской серии в районе бассейна озера Тимискаминг являются: 1) большая мощность конгломератов, различия в размерах, форме и составе галек и валунов в конгломератах, распространенных на южном и северном крыльях синклинория (см. фиг. 10 и 11); 2) резкие неровности поверхности, на которой отложена серия осадочных пород (Hewitt, 1950, стр. 16; Wilson, 1956, стр. 1405); 3) присутствие в конгломератах тонкослоистых граувакк, слагающих слои мощностью 0,6—0,9 *м*, хотя близлежащие конгломераты содержат валуны до 1,0—1,5 *м* в поперечнике; 4) присутствие двух дельтоподобных толщ конгломератов мощностью (соответственно) 1970 и 1900 *м* на южном крыле тимискамингского синклинория (Abraham, 1951, стр. 17; Wilson, 1956, стр. 1405).

Большинство геологов, изучавших тимискамингские породы в районе озера Тимискаминг, отмечают, что серия отлагалась в условиях холодного климата (Thomson, 1943, стр. 19). Однако Мак-Лин (MacLean, 1956) считал, что не только породы тимискамингской серии в районе Кёркленд-Лейк, где он проводил полевые работы, но и вообще все породы, сходные с тимискамингскими, в провинции Онтарио имеют ледниковое происхождение. Кроме того, он отметил: «вероятно, оледенение было скорее материкового, а не горного типа». С другой стороны, согласно Уилсону (Wilson, 1956, стр. 1425), конгломераты серии Тимискаминг являются субаквальными образованиями и, следовательно, не могут быть тиллитами в обычном понимании этого термина. Он допускал, что конгломераты могли бы быть отложе-

ны плавающими льдинами, оторванными от долинных ледников в условиях, довольно близких к условиям современного побережья Аляски и Арктических островов Канады в районе Девисова пролива.



Фиг. 10. Тимискамингский прибрежный конгломерат в северном крыле синклинория Тимискаминг.
К северу от Мак-Уоттерса, городской округ Руин, графство Тимискаминг, западный Квебек.



Фиг. 11. Плохо отсортированный тимискамингский конгломерат в южном крыле синклинория Тимискаминг.
Городской округ Руин, графство Тимискаминг, западный Квебек.

Интрузивные породы раннего докембрия района озера Тимискаминг для удобства их описания можно разбить на шесть групп (см. табл. 3): 1) генетически связанные серии, состоящие из амфиболитов, кварцевых диоритов, пироксенитов, габбро и серпентинитов дотимискамингского возраста; 2) альбитовые граниты (анализы 3, 4 и 8 в табл. 4) и граподиориты; 3) калиевые

граниты (анализы 5 и 7 в табл. 4); 4) сиенпиты (анализ 6 в табл. 4); 5) дайки и силлы андезитов и риолитов различного возраста; 6) дайки лампрофиров. Тесная интрузивная ассоциация риолит-порфиров с андезитовыми силлями и дайками додиоритового возраста указывает на дополнительные соотношения между этими малыми интрузиями (Wilson, 1934).

В значительной части района бассейна озера Тимискаминг базальный комплекс архейских пород с резким несогласием перекрыт почти горизонтально залегающими обломочными осадочными породами группы Кобальт,



Фиг. 12. Штриховатый и отшлифованный валун в конгломерате группы Кобальт.
Северо-западный берег озера Кекеко, городской округ Бошастель, графство Тимискаминг, западный Квебек.

рассматриваемыми как ледниковые отложения. Коллинз (Collins, 1917, стр. 64) выделил их на планшете озера Опапинг под названием формации Гауганда. К востоку и западу от озера Тимискаминг граниты местами (Barlow, 1899a, стр. 192; Miller, 1913, стр. 79; Henderson, 1936, стр. 22—23) постепенно переходят вверх в гранитную дресву, а затем в аркозовые и кварцево-яшмовые конгломераты, названные формацией Лоррен (Miller, 1913, стр. 89). В других местах контакты резкие и гетерогенные конгломераты обладают признаками типичных тиллитов (см. фиг. 12). Наиболее вероятное объяснение различного характера контактов заключается в том, что район Тимискаминг располагался на окраине ледникового покрова, который отложил породы формации Гауганда и местами сохранил кору выветривания.

Примечательно, что отложения группы Кобальт уходят под водную поверхность озера Тимискаминг (самый низкий уровень водной поверхности равен 176 *м*), тогда как поверхность полосчатых гнейсов основания южнее поля развития пород группы Кобальт воздымается на 305—440 *м* над уровнем моря. Следовательно, породы группы Кобальт располагаются в депрессии поверхности архейского фундамента, а граница их распространения, приблизительно совпадающая с границей между субпровинциями Тимискаминг и Гренвилл, обусловлена большей устойчивостью к эрозии полосчатых гнейсов по сравнению с другими докобальтовыми породами, развитыми далее к северу.

Район озер Шибугамо — Мистассини

Итоги ранних исследований района озер Шибугамо — Мистассини описаны очень полно и не нуждаются в повторном изложении (Richardson, 1872; McOuat, 1872; Low, 1886; Obalski, 1906; Dulieux, 1909). Позже (до 1935 г.) здесь работала Горная комиссия Шибугамо (Barlow, Faribault, Gwillim, 1911; Mawdsley, 1928; Retty 1930; Tolman, 1930; Mawdsley, Norman, 1935). С 1935 г. геологическое картирование района озер Шибугамо и Мистассини почти полностью осуществлялось Геологической службой и Отделом минеральных ресурсов Горного департамента Квебека.

Последовательность геологических формаций в районе озер Шибугамо и Мистассини (см. табл. 3) во многом сходна с тем, что наблюдается в районе бассейна озера Тимискаминг. Главное различие между регионами состоит в большем развитии анортозитов в районе Шибугамо (Graham, 1956, стр. 9—10; Longley, 1958, стр. 8, 13) и в присутствии пород группы Мистассини близ озера того же названия (Neale, 1952, стр. 9—10; Wahl, 1953, стр. 10—19). Группа Шибугамо (Mawdsley, Norman, 1935, стр. 43—48), хотя и удаленная от озера Тимискаминг на 480 *км*, по структурным и по петрографическим признакам удивительно похожа на группу Кобальт и, как считает Комиссия, Шибугамо (Barlow, Faribault, Gwillim, 1911, стр. 134—138; Retty, 1930, стр. 57—58) почти наверно может быть с нею сопоставлена.

Отличительными чертами группы Мистассини являются (Barlow, Faribault, Gwillim, 1911, стр. 131) следующие признаки: 1) в ее составе главную роль играют доломиты, резко отличные от обломочных пород группы Шибугамо; 2) в некоторых прослоях доломитов присутствуют концентрические образования, сходные с *Cryptozoon* — формой, характерной для пород типа Анимики; 3) важным членом разреза группы являются породы железорудной формации, что также сближает ее с группой Анимики; 4) на севере отложения группы залегают почти горизонтально, но степень их деформации постепенно нарастает по мере приближения к юго-восточной окраине района, где они отделены разломом от полосчатых гнейсов; 5) геологические исследования области, расположенной к юго-западу от озера Мистассини и к югу от озера Шибугамо (Grenier, 1953; Gilbert, 1958; Longley, 1958; Deland, Grenier, 1959; Imbault, 1959; Neale, 1959), показали, что на северо-западе существует постепенный переход от вулканических пород к полосчатым гнейсам, а следовательно, разлом Мистассини в этом направлении затухает; 6) породы группы Мистассини почти не метаморфизованы; на этом основании, а также потому, что они залегают несогласно на подстилающих породах фундамента, их относят к позднему докембрию.

Хотя интрузивные контакты изверженных пород с образованиями групп Шибугамо и Мистассини не наблюдались, тем не менее к позднему докембрию отнесены также широко распространенные дайки или небольшие массивы диабазов — габбро или оливиновых диабазов — габбро, прорывающих древний комплекс основания. Указанием на сравнительно поздний возраст этих интрузий служат массивный облик пород, отсутствие в них признаков изменений; отсутствие сланцеватости в диабазах — габбро; параллельность дайки диабазов — габбро с разломом, рассекающим толщу пород группы Шибугамо (Mawdsley, Norman, 1935, стр. 49); прорывание гнейсов дайкой габбро (Neale, 1959, стр. 32); сходство этих даек с дайками позднего докембрия в районе озера Тимискаминг.

Отсутствие заметных изменений в гнейсированных гастингситах и нефелиновых сиенитах района озера Альбанель (юго-восточнее озера Мистассини) позволило условно отнести их к позднему докембрию (Neilson, 1953, стр. 14). Гнейсовая текстура этих пород служит указанием на то, что они частично связаны с орогенией дошибугамского времени и, следовательно, древнее дошибугамского или домистассинигского несогласия.

Район севернее озера Гурон

Территория, лежащая к северу от озера Гурон, представляет особый геологический интерес — в 1886 г. здесь впервые началась разработка медно-никелевых руд месторождения Сёдбери. Геологические исследования района северного побережья озера Гурон осуществлялись с возрастающей активностью в течение четырех следующих этапов:

1) Самый ранний период исследований (1847—1858 гг.), когда работали Логан и Мёррей, уже описан на стр. 251.

2) Второй этап исследований связан с работами Белла (Bell, 1893), Уолкера (Walker, 1897), Барлоу (Barlow, 1940a) и Колемена (Coleman, 1905), представивших совместный обширный отчет и карту района бассейна Сёдбери, составленную Колеменом. Он считал, что: а) никельсодержащие эруптивные породы слагают плоское тело в зоне горизонтального контакта группы Анимики, или верхнегуронской, с более древними породами; б) почти горизонтальное магматическое тело испытало гравитационную дифференциацию, создавшую вверху микропегматиты, а внизу — нориты и рудные тела двух типов; один из них, краевой, приурочен к мафической части плоского эруптива, а другой тип связан с дайкообразными выступами норитов, создавшими рудные тела в виде апофиз; в) наконец, после внедрения и дифференциации плоского магматического тела произошло проседание подстилающих пород, смявшее нориты и вмещающие осадочные породы в синклинальную складку.

3) В течение третьего этапа исследований (1914—1937 гг.) северное побережье изучали главным образом Коллинз и его сотрудник Куёрк. По одному или по два полевых сезона в это же время работали здесь многие геологи (Брюс, Барроус, Эммонс, Найт, Мак-Коннелл, Мур, Осборн, Фемистр, Риккаби, Томсон).

Область северного побережья озера Гурон, которую исследовали Коллинз и Куёрк, протягивается от озера Уонапитей до Солт-Сент-Мари, достигая в длину 280, а в ширину 50 *км*. Вначале Коллинз не стремился к сплошному картированию и изучал «ключевые» участки в масштабе примерно 1 : 63 000 (1 миля в дюйме) или 1 : 126 000 (2 мили в дюйме). Корреляция отдельных площадей производилась в основном по петрографическим признакам. Сводный разрез (снизу) получил (табл. 3) следующий вид (Collins, 1925, стр. 17; 1937): а) догуронский (киватинский) сланцевый комплекс и осадочная толща (серия Сёдбери); б) гуронские образования (группы Брюс и Кобальт); в) серия Уайтуотер — местное название, заменившее термин «Анимики» Колемена для пород, развитых внутри прогиба Сёдбери.

Коллинз считал, что район пережил две эпохи горообразования, сопровождавшиеся гранитными интрузиями. Одна из них была догуронской, а другая — послегуронской. На карте озера Гурон Коллинз (Collins, 1935) выделил послегуронские граниты в четырех местах: а) на полуострове Серпент (северное побережье озера Гурон к западу от Катлера); б) на озере Бёрч западнее прогиба Сёдбери; в) на участках, принадлежащих к прогибу Сёдбери; г) северо-восточнее Килларни на северном берегу залива Джорджиан-Бей (см. анализ 7 в табл. 4). Эти возрастные соотношения, за исключением участка «в», где граниты интрудировали нориты Сёдбери, были основаны преимущественно на внедрении гранитов в кварциты и другие породы осадочного происхождения которые, как полагали, относятся к группе Брюс. Согласно последним геологическим работам, граниты районов Катлер и озера Бёрч догуронские.

Коллинз считал граниты района Килларни послегуронскими, чем ввел в заблуждение Куёрка (Quirke, 1924, стр. 333—335; 1926, стр. 165—173), который коррелировал гуронские и гренвиллские породы. Поддерживая эти взгляды, Куёрк считал, что в районе Гренвилл послегуронские диабазы

отсутствуют, а амфиболиты этого района являются метаморфизованными эквивалентами послекобальтовых (Ниписсинг или Кивино) габбро-диабазов, широко развитых в субпровинции Тимискаминг. Выдвигая эту гипотезу, Куёрк упустил из виду три важных факта: а) дайки габбро или диабазов, массивных, неизмененных, частью кварцсодержащих, относящихся к позднему докембрию, повсеместно встречаются в пределах субпровинции Гренвилл, а некоторые из них в районах озера Ниписсинг и Парри-Саунда прорывают полосчатые гренвиллские гнейсы (Harding, 1946, стр. 21; Satterly, 1943c, стр. 12; 1956, стр. 20); б) на озере Тимискаминг почти недислоцированные отложения группы Кобальт несогласно залегают на гранитах (Logan, 1847a; Barlow, 1899; Miller, 1913; Henderson, 1936); в) эти последние граниты прорывают полосчатые гренвиллские гнейсы (Johnston, 1954, стр. 1052—1054; Wilson, 1956, стр. 1418—1419). Судя по указанным выше взаимоотношениям, образования группы Гренвилл подверглись складчатости и были глубоко размыты перед отложением группы Кобальт. Томсон (Thomson, 1961b), однако, допускал, что породы, развитые между Сёдбери и озером Гурон, которые Коллинз и Куёрк относили к гурону, а Куёрк сопоставлял с гренвиллскими, имеют догуронский возраст (дальнейшее обсуждение этой проблемы см. на стр. 315).

Во время исследований Коллинза и Куёрка были опубликованы три интересные работы по геологии северного побережья озера Гурон: 1. В округе Солт-Сент-Мари были обнаружены лавы и осадочные отложения добрюсского возраста, названные серией Су (McConnell, 1927, стр. 12—28). 2. Фемистр (Phemister, 1926, стр. 24—27) пришел к выводу о том, что в прогибе Сёдбери микропегматиты прорывают нориты и, таким образом, не являются продуктом гравитационной дифференциации. Часть доказательств в пользу гравитационного происхождения руд Сёдбери была устранена. Однако оба типа пород, по его мнению, генетически взаимосвязаны, а их интрузии отделялись кратким промежутком. 3. Брюс (Bruce, 1933) обнаружил, что в городском округе Мак-Нипп (около 50 *км* северо-восточнее Сёдбери) интенсивно дислоцированы отложения группы Кобальт.

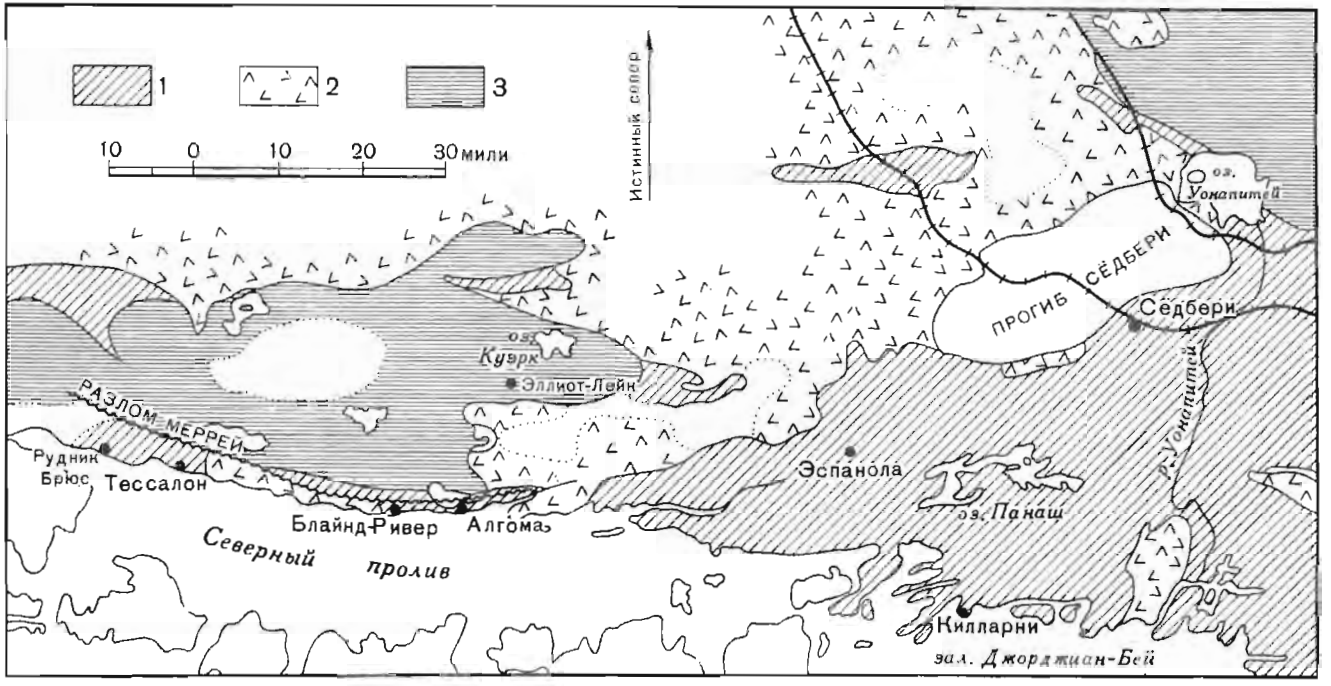
4) В течение четвертого и последнего этапа (1937—1962 гг.) геологические исследования производились на востоке северного побережья озера Гурон (Кард, Кук, Ферберн, Гинн, Грант, Фемистер, Томсон, Уильямс, Уилсон, Ятс) и его западной оконечности (Эбрехам, Фрери, Робертсон, Роско). Ферберн (Fairbairn, 1939, стр. 7) отметил, что разница в углах наклона пластов между отложениями групп Кобальта и Брюс в районе озера Аншгами (к востоку от озера Уонапитей) не превышает в среднем 10°, а следовательно, в структурном отношении они конформны. В 1951 и 1952 гг. Томсон заново картировал территорию городского округа Болдуин к юго-западу от Сёдбери. Коллинз (Collins, 1935) расчленил супракрустальные породы этого района на две части, разделенные несогласием — догуронскую (серии Киватин и Сёдбери) и гуронскую (серии Брюс и Кобальт). Согласно Томсону (Thomson, 1953), в округе Болдуин развита согласная толща смятых в складки вулканических пород, похожих на киватинские и переслаивающихся с конгломератами, граувакками, кварцитами, парагнейсами, серицитовыми сланцами и известняками. Он подчеркивал, что эти породы частично похожи на тимискаминтские, но воздержался от окончательного их расчленения по петрографическим признакам на нижнюю группу вулканических и верхнюю группу осадочных пород.

Геологи, работавшие в районе Сёдбери в последние годы, по-разному оценивают положение норитов и генезис руд. Ятс (Yates, 1948, стр. 606) подчеркивал, что: а) нориты внедрились вдоль крыльев синклинали, но секут вмещающие породы на ее восточном окончании; б) граниты прорывают нориты, а основные дайки пересекают граниты; в) сбросы пересекают и смещают как гранитные, так и основные интрузивные образования; г) руды

в виде тел замещения и в виде жил приурочены к гранитам и моложе даек и сбросов. Зоны брекчий и неясно ограниченные зоны дробления служили, по его мнению, областями проникновения рудных растворов, из которых руды отлагались путем замещения. Уилсон (H. Wilson, 1956) предполагал, что интрузивный прогиб Сёдбери представляет собой воронкообразный лополит, сложенный внизу ультраосновными породами. За исключением представления о лополите, его гипотеза находит поддержку в прежних взглядах, согласно которым нориты, микропегматиты и руды являются продуктом дифференциации.

Некоторые важные выводы последнего времени, сделанные геологами, изучавшими район Сёдбери, сводятся к следующему. Томсон (Thomson, 1957a, стр. 12) расчленил, как и в округе Болдуин, разрез на вулканическую и осадочную группы без присвоения им определенных названий тех серий, которые имеются на северном побережье озера Гурон или в районе озера Тимискаминг. Он приводит доказательства, свидетельствующие, по его мнению, а также по мнению Уильямса, против гипотезы Уилсона (H. Wilson, 1956) о лополите Сёдбери, испытавшем сегрегацию. Они подчеркивают также, что синклиналь Сёдбери возникла в процессе оседания, а не создана нормальными сбросами; возможно, эта синклиналь представляет собой гигантскую кальдеру, окруженную комплексом кольцевых даек (Knight, 1917, стр. 122). Томсон (Thomson, 1957a, стр. 25—29) привлек внимание к петрографическому сходству супракрустальных пород, развитых как внутри синклинали, так и вне ее, а Уильямс (Williams, 1957, стр. 74) сообщил о присутствии лавинных туфобрекчий в составе формации Опапинг, развитой внутри эруптивной зоны, и в составе формации Стоби — вне этой зоны (Cooke, 1946). Фемистр (Phemister, 1957, стр. 116) описал неправильной формы пояс кремнистоподобных пород к югу от синклинали Сёдбери, названных риолитами Коппер-Клифф, и считал, что это кислые интрузивные породы, возможно связанные генетически с гранофирами, развитыми внутри прогиба Сёдбери.

Томсон (Thomson, 1959, стр. 9) пришел к выводу о том, что смятые в складки кварциты, наблюдаемые в районе озера Уонапитей, которые Коллинз картировал в качестве части разреза гуронской группы Брюс, с резким структурным несогласием перекрыты гуронской формацией Гауганда, обнажепной в более северных районах. Следовательно, эти кварциты относятся, как и считал Колемен, к догуронской группе Сёдбери. Такая позиция в известной степени находит подтверждение в наблюдениях Ферберна (Fairbairn, 1944, стр. 13), свидетельствующих, что отложения Сёдбери и Брюс залегают согласно и слагают группу, названную им группой Сёдбери-Брюс. В городских округах Драйден, Нилон, Дилл и Бродер (к востоку и юго-востоку от Сёдбери) Фемистр (Phemister, 1960) установил постепенные переходы (линия контакта имеет северо-восточное простирание) между гнейсами Килларни, развитыми на юго-востоке, и осадочными образованиями группы Сёдбери, развитыми на северо-западе. Томсон (Thomson, 1957, стр. 49) допускал далее, что сильно смятые отложения, наблюдаемые между Сёдбери, Эспанолой и северным берегом залива Джорджиан-Бей (на карте Коллинза они показаны как группы Брюс и Кобальт), столь резко отличаются от гуронских пород, распространенных далее к западу и востоку, что отнесение их к гурону сомнительно. Если последующие детальные работы докажут справедливость этой гипотезы, то возраст гранитов Килларни надо будет считать догуронским, а сами граниты рассматривать в качестве возможного эквивалента гранитов, отделенных несогласием от вышележащих отложений группы Кобальт в районе озера Тимискаминг. По личному сообщению Томсона, угловое несогласие между гуронскими отложениями и комплексом основания широко распространено в отдельных местах к востоку, западу и северу от прогиба Сёдбери. Он наблюдал, кроме того, что в город-



Ф и г. 13. Структура основания и площади распространения гранитных пород севернее озера Гурон.
1 — складчатые образования; *2* — граниты, *3* — горизонтально залегающие или слабо складчатые образования.

ских округах Паркин и Хаттон гуронские отложения сильно смяты, залегают почти вертикально и углы падения пластов почти столь же круты, как и в догуронских формациях.

Последние исследования западной части района северного побережья озера Гурон в основном подтвердили итоги картирования, проведенного в этом районе Коллинзом. Эбрехам (Abraham, 1957), описывая геологию северного побережья озера Гурон между городами Гладстон и Спрагг, привлек особое внимание к зоне разлома Мёррей (см. фиг. 13), рассекающего район в широтном направлении. Робертсон (Robertson, 1959) на своей карте района Блайнд-Ривер — озеро Куэрк внес единственную поправку к карте Коллинза. Он отнес к архею гранитный массив Катлер, который Коллинз (Collins, 1916) считал послегуронским. Роско (Roscoe, 1956), изучивший керны алмазных скважин, пробуренных для исследования уранового оруденения в районах озер Куэрк и Эллиот, пришел к выводу, что в местном разрезе гуронских образований наблюдается цикличная повторяемость конгломератов и вышележащих тонкозернистых осадочных пород, слагающих группы Эллиот, Миссиссаги, Куэрк и Кобальт, что направление переноса обломочного материала шло с северо-запада на юго-восток и что доказательства существования крупного перерыва между группами Брюс и Кобальт неубедительны. Фрэри (Frarey, 1959), изучивший район озера Эко-Бей восточнее Солт-Сент-Мари, не внес серьезных изменений в последовательность формаций, предложенную Коллинзом. Однако кварциты, отнесенные к толще Миссиссаги в основании группы Брюс, он поместил в группу Кобальт. Он обнаружил также, что лавы, по составу варьирующие от средних до основных, сходны с зеленокаменными породами комплекса Дункан, которые Мак-Коннелл помещал близ основания разреза группы Брюс. Определение возраста биотита из гранито-гнейса дало по калиево-аргоновому методу 1685 млн. лет (Lowdon, 1960).

Гинн (Ginn, 1961) описал северную и восточную части городского округа Эспанола, расположенные внутри зоны сильно смятых пород, отнесенных Коллинзом к киватинским, к серии Сёдбери и серии Брюс. Его главные выводы следующие: 1) супракрустальные породы района расчленяются на две группы, разделенные слабо выраженным несогласием; нижняя группа сложена измененными вулканическими и осадочными породами, верхняя группа по деталям состава коррелируется с группой Брюс, описанной Роско (Roscoe, 1957b) в районе озер Куэрк и Эллиот (приблизительно в 50 *км* западнее); 2) группа Брюс лежит несогласно на гранитах озера Бёрч, которые Коллинз (Collins, 1937) несколько неопределенно считал послегуронскими; 3) определения возраста биотита из упомянутых гранитов близ Озима дали цифры от 1260 до 2170 млн. лет (Ginn, 1961).

Округ Мишипикотен

После первых исследований Логана и Меррея на побережье озера Верхнего близ Мишипикотена (см. стр. 251) этот район был посещен многими геологами. Упомянем здесь лишь наиболее крупные работы. Самой ранней из них является работа Колемена и Уиллмотта (Coleman, Willmott, 1902), расчленивших местные породы на три группы: нижнегуронские (или киватинские) — зеленокаменные породы, риолитовые туфы, породы железорудной формации и сланцы; верхнегуронские — конгломераты Дорэ и кислые изверженные породы — главным образом граниты и гнейсы. Железорудная формация состоит из сидерита, полосчатых зернистых кремнистых пород и пирита. Второй крупной работой о железорудном кряже Мишипикотен является монография Коллинза, Куёрка и Томсона (Collins, Quirke, Thomson, 1926). Конгломераты Дорэ пересланваются, по их представлению, с лавами, а железорудная формация создана путем термального замещения вулка-

нических пород. Все супракрустальные породы были отнесены к раннему докембрию или к киватинским образованиям. Мур (Moore, 1932), описывая золотоносные районы Гудро и Мишиникотен, несколько неуверенно относил все вулканические породы к киватинским, а конгломераты Дорэ — к тимискамингским образованиям. Мэтесон (Matheson, 1933, стр. 14) также допускал возможность того, что конгломераты Дорэ слагают синклиналь, под которой находятся все вулканические породы. Гранитные породы района Мишиникотен-Ривер, описанные этим геологом, обладают высоким содержанием натрия (см. анализ 8 в табл. 4).

Резюме

Тектоника значительной части субпровинции Тимискаминг детально не изучена. Итоги геологических исследований региона в данный момент можно подразделить на три категории: геологические явления, относительно которых имеется общая точка зрения; явления, о понимании которых имеется лишь частичная договоренность; нерешенные проблемы.

Три главные геологические особенности явлений первой категории следующие: а) широкое развитие на большей части территории субпровинции почти не дислоцированных отложений позднего докембрия (протерозоя), отделенных перерывом и несогласием от гранитных пород, прорывающих древний комплекс лав и обломочных осадочных пород; б) несогласное налегание внутри базального комплекса архея бассейна озера Тимискаминг конгломератов, граувакк и вулканических пород серии Тимискаминг на вулканические образования и граувакки группы Абитиби (Киватин); в) многочисленные дайки и силлеподобные интрузивные тела габброидов, называемых обычно диабазами Ниписсинг, прорывают осадочные породы позднего докембрия.

Частичные различия в мнениях геологов видны по результатам исследований района Сёдбери. Большинство геологов согласно в том, что интрузивные изверженные породы прогиба Сёдбери созданы в результате процессов дифференциации, хотя детали этих процессов трактуются по-разному. Одни придерживаются гипотезы Колемана (Coleman, 1905) о гравитационной дифференциации внутри прогиба (см. стр. 259). Другие считают, что дифференциация происходила в магматическом очаге на глубине. Одни геологи поддерживают также гипотезу Колемана, согласно которой рудные тела являются продуктом гравитационной дифференциации норитов, тогда как другие следуют за Ятсом (Yates, 1948), считавшим, что руды привнесены из глубинного магматического источника и были отложены путем метасоматического замещения из рудных растворов, поднимавшихся по разломам и трещинам (см. стр. 260 и 261).

Главные нерешенные проблемы геологии субпровинции Тимискаминг связаны с ее юго-западной частью. Эти проблемы следующие: возраст сильно смятых пород, развитых южнее пояса Сёдбери — Эспанола (см. фиг. 13), которые показаны на картах Коллинза (Collins, 1925) как серии Брюс и Кобальт; возраст гранитов Килларни. Гинн (Ginn, 1961) произвел детальную корреляцию смятых осадочных толщ района Эспанола с полого лежащими гуронскими отложениями, изученными Роско в округе озера Куэрк, расположенном западнее. С другой стороны, Томсон (Thomson, 1957) считал, что породы района Сёдбери, отнесенные Коллинзом к серии Брюс, на самом деле принадлежат к группе Сёдбери и являются догуронскими. Этот вопрос можно решить лишь после детального структурного картирования на большой площади. В районе распространения обломочных отложений группы Кобальт в бассейне озера Тимискаминг на крайнем юге они залегают несогласно на гранитах, которые прорывают полосчатые гнейсы (см. фиг. 20), вытянутые вдоль северо-западной границы субпровинции Гренвилл; согласно

Коллинзу (Collins, 1916), граниты Килларни, расположенные менее чем в 130 *км* к юго-западу, прорывают как группу Брюс, так и группу Кобальт. Отсюда следует заключить, что то ли смятые породы, развитые юго-западнее Сёдбери и прорванные гранитами Килларни, как считал Томсон, не относятся к гуронским, то ли граниты Килларни заканчиваются на северо-востоке в виде инъекций в полосчатые гнейсы. Интрузии докобальтовых гранитов в гренвиллские полосчатые гнейсы на значительных площадях в районе озера Тимискаминг указывают, что, вопреки многим определениям радиометрического возраста, полосчатые гнейсы древнее группы докобальтовых гранитов и гранодиоритов этого района.

2.2.4. Южная субпровинция

Общие замечания

В состав Южной субпровинции входит часть Канадского щита, расположенная южнее озера Верхнего. Этот район особенно интересен из-за крупных месторождений железа и меди. Хотя геология района многих участков и изучена довольно детально, фациальные изменения состава одной и той же формации в разных местах, наличие мощных ледниковых отложений и различная степень метаморфизма коренных пород — все это усложняет исследования, и в целом представления о геологическом строении этой территории имеют большие пробелы. Исследования, проведенные в Южной субпровинции, можно разделить на три периода: 1) до 1911 г. (Аллен, Барретт, Бейли, Клементс, ван Хайз, Хочкис, Ирвинг, Лане, Лейтс, Пумпелли, Симен, Смит, Вейдмен); итоги этих работ были подведены Ван Хайзом и Лейтсом (Van Hise, Leith, 1911); 2) между 1911 и 1933 гг. (Олдрич, Аллен, Барретт, Бродерик, Хочкис, Ламей, Свенсон); на основе их данных С. Лейтс, Ланд и А. Лейтс (Leith C. K., Lund, Leith A., 1935) обосновали необходимость ревизии прежних карт и геологических описаний докембрийских образований северного Мичигана и Висконсина; 3) печатые в 1935 г. (Этуотер, Эйрес, Бейли, Бродерик, Дикки, Даттон, Гейр, Хазе, Джемс, Ламей, Петтиджон, Симен, Твенгофел, Тейлор, Виер и др.).

Разрезы докембрийских образований в пяти типичных районах Южной субпровинции сведены в табл. 5 (Leith C. K., Lund, Leith A., 1935). В этой таблице докембрийские образования разделены на три группы: киватинские, гуронские и кивино; граниты расчленены на две группы: догуронские, или лаврентьевские, и возникшие после кивино. Употребление терминов «киватинский» и «лаврентьевский» для районов, лежащих к югу от озера Верхнего, основано на корреляции пород этого региона с отложениями догуронского возраста, распространенными на территории, находящейся севернее озера Гурон (Irving, 1887).

Наиболее важные наблюдения геологов в детально изученных участках Южной субпровинции суммированы в нижеследующих параграфах.

Округ Пеноки — Гогибик. Этот пояс железорудных образований слагает часть южного крыла синклинали озера Верхнего. Его длина около 140 *км*. Крыло круто падает под различными углами на север. Пояс находится непосредственно возле северной границы комплекса гранитов, гнейсов и метаморфических пород, слагающего значительную часть северного Висконсина (Weidman, 1907). Ван Хайз и Лейтс (Van Hise, Leith, 1911) считали, что догуронские (лаврентьевские) граниты (см. табл. 5) сложены преимущественно кислыми типами горных пород, но в центре площади появляются сиениты и даже габброиды, связанные друг с другом взаимными переходами. В составе доминирующей более кислой разновидности главными породообразующими минералами являются ортоклаз, микроклин и кислый олигоклаз,

Таблица 5

Разрезы докембрийских пород в Южной субпровинции

	Гогебик	Маркетт	Меномини	Кристал-Фолс	Флоренс
Альгонкский тип	Несогласие Граниты Преск-Иль Кивино Мафические интрузивные породы Песчаники, сланцы и конгломераты Потоки кислых лав Потоки основных лав Кварциты и конгломераты	Кислые интрузивные породы Кивино Мафические интрузивные породы	Кислые интрузивные породы Кивино	Кислые интрузивные породы	Кислые интрузивные породы
	— Несогласие —				
	Верхнегуронские образования Сланцы Тайлер	Верхнегуронские образования Сланцы Мичигамм Верхние сланцы Члены железорудной формации Биджики Нижние сланцы Вулканические образования Кларкеберг Железорудная формация Гринвуд Кварциты Гудрич	Верхнегуронские образования Сланцы Мичигамм (включая породы железорудной формации) Южный пояс зеленокаменных пород Куниесек (?)	Верхнегуронские образования Сланцы Мичигамм Верхние сланцы Члены железорудной формации Айрон-Ривер Нижние сланцы Пояс зеленокаменных пород (?) Пейнт-Ривер	Верхнегуронские образования Сланцы Мичигамм Верхние сланцы Члены железорудной формации Айрон-Ривер Нижние сланцы Южный пояс зеленокаменных пород Куниесек (?) Кварциты Брейкуотер
	— Несогласие —				
	Среднегуронские образования Мафические интрузивные и экструзивные породы	Среднегуронские образования Железорудная формация Негони	Среднегуронские образования Вулканическая железорудная формация	Среднегуронские образования Железорудная формация	Среднегуронские образования Железорудная формация Негони

Альгонкский тип	Железорудная формация Айронвуд Кварциты Палмс	Сланцы Снамо Кварциты Аджибик	Зеленокаменные породы (?)	Кварциты Аджибик Зеленокаменные породы Хемлок	Зеленокаменные породы (?)
	— Несогласие —				
	Нижнегуронские образования Доломиты Бэд-Ривер Кварциты Сондой	Нижнегуронские образования Сланцы Вено Доломиты Кона Кварциты Минард	Нижнегуронские образования Доломиты Рендвилл Кварциты Стёрджен	Нижнегуронские образования Доломиты Рендвилл Кварциты Стёрджен	Нижнегуронские образования Формация Саундере Кварциты
	— Несогласие —				
Архейский тип	Лаврентьевские образования Граниты и гранитоидные гнейсы	Лаврентьевские образования Граниты, сиениты Гнейсы Палмер	Лаврентьевские образования Граниты и гнейсы	Лаврентьевские образования Граниты и гнейсы	
	Киватинские образования Зеленокаменные породы и зеленые сланцы	Киватинские образования Сланцы Китчи и сланцы Мона			

слагающие более трех четвертей породы, что указывает на ее принадлежность к калиевым гранитам и гранито-гнейсам.

Ван Хайз и Лейтс (Van Hise, Leith, 1911) расчленили гуронские образования пояса на две части — нижнюю кварцито-известковистую группу и верхнее железорудное подразделение (Анимики). Однако в восточной части района Гогибик Аллен и Берретт (Allen, Barrett, 1914) обнаружили мощную серию граувакковых сланцев, несогласно лежащую на железорудной формации, прорванной гранитами (Преск-Иль). Эту новую серию они назвали группой Коппс и настаивали на том, что железорудную формацию Айронвуд впредь не следовало бы считать верхнегуронской. В 1932 и 1933 гг. Этуотер заново изучил взаимоотношения группы Коппс и в основном подтвердил наблюдения Аллена и Берретта. Он сопоставил группу Коппс со сланцами Тайлер и отнес породы и той, и другой групп к верхнему гурону. Кроме того, он отметил, что Аллен и Берретт не представили доказательств прорывания гранитами Преск-Иль формации Коппс и, следовательно, эти граниты послесреднегуронские или доверхнегуронские. Тем не менее он привел наблюдения, свидетельствующие о том, что граниты Преск-Иль являются по крайней мере послеверхнегуронскими. Он отметил далее (Atwater, 1938, стр. 191), что на западной оконечности региона граниты Меллен прорывают не только образования верхнего гурона, но и среднего кивино. Соответствующие изменения в трактовке возраста формаций для района Непоки — Гогибик в свете новых данных произвели С. Лейтс, Ланд и А. Лейтс (Leith C. K., Lund, Leith A., 1935).

Район Маркетт. Горные породы этой территории слагают часть геосинклинального пояса, протягивающегося по берегу озера Верхнего на запад от Маркетта приблизительно на 65 *км*. Гуронские отложения в геосинклинали с севера и юга ограничены вулканическими породами (киватинскими), метаморфизованными в различной степени и превращенными в хлоритовые и серицитовые сланцы, которые прорваны гранитами (лаврентьевскими), гранито-гнейсами и роговообманковыми сиенитами. Первоначально породы, слагающие геосинклиналь, были расчленены Ван Хайзом и Бейли (Van Hise, Bayley, 1897) на две серии — верхний и нижний гурон, или верхний и нижний Маркетт. Верхнегуронская серия считалась эквивалентом железорудной группы Анимики, развитой на северо-западе озера Верхнего, а верхне- и нижнегуронские образования сопоставлялись с гуронскими комплексами района, расположенного к северу от озера Гурон. Этой двучленной классификации гуронских образований придерживались почти до 1902 г., когда Симен обнаружил, что нижнегуронские образования разделены несогласием на две серии. Это уже трехчленное деление отражено в публикации Ван Хайза и Лейтса (Van Hise, Leith, 1911), а также в более поздних работах (Leith C. K., Lund, Leith A., 1935). Граниты, присутствующие в составе пород южного комплекса северного Мичигана и соприкасающиеся с синклинорием Маркетт на юге, показаны на их картах района озера Верхнего главным образом как догуронские. Однако между 1931 и 1937 гг. Леми опубликовал серию работ, в которых утверждал, что большая часть гранитов, наблюдаемых в обнажениях, является послегуронской. С другой стороны, Дикки (Dickey, 1936) пришел к выводу, что южный комплекс сложен преимущественно архейскими породами, а его выводы для более южного района подтвердили Петтиджон (Pettijohn, 1943b) и Джемс (James, 1955). По мнению Джемса, эти выводы по существу согласуются с результатами ранних исследований, синтезированных Ван Хайзом и Лейтсом (Van Hise, Leith, 1911), но детальное картирование показало также, что граниты, образовавшиеся после времени Анимики, развиты шире, чем это казалось ранее. Тайлер и Твенхофел (Tyler, Twenhofel, 1952) заново исследовали несогласие между комплексами нижнего и среднего гурона в округе Маркетт и пришли к выводу, что постепенное перекрытие к западу

отдельных частей разреза нижнего гурона кварцитами Аджибик (среднегуронскими) не является трансгрессивным, а связано с изменением состава подстилающих пород. Несогласия между нижнегуронскими и среднегуронскими образованиями в округе Маркетт, по их мнению, не существует, а некоторые явления, отмеченные прежними исследователями и считавшиеся признаками несогласия, они сочли выражением различной степени деформаций.

Район Айрон-Ривер — Меномини. Между 1943 и 1958 гг. производились интенсивные геологические исследования Геологической службой США в сотрудничестве с Отделом геологической службы Мичиганского департа-

Таблица 6

Стратиграфия докембрийских горных пород северного Мичигана. По Джемсу (James, 1958)

Докембрий	Верхний докембрий	Серия Кивино	
	Средний докембрий	Граниты	
		Метадиабазы и метагаббро	
		Серия Анимики	Группа Нейпт-Ривер
			Группа Барага
			Несогласие
			Группа Меномини
			Несогласие
			Группа Чоукли
			Несогласие
	Нижний докембрий	Гнейсовые граниты	
		Группа Дикинсон	
		Гранито-гнейсы	
		Кварциты и сланцы	

мента в юго-восточной части площади развития докембрийских образований в северном Мичигане. Джемс (James, 1958) опубликовал итоги этих работ, и в том числе пересмотр схем расчленения и классификации, предложенных прежними авторами. Наиболее важные выводы Джемса сведены в табл. 6. Предлагаемые изменения следующие: замена двучленного расчленения докембрия на архей и протерозой, употреблявшегося Ван Хайзом и Лейтсом (Van Hise, Leith, 1911), трехчленным (нижний, средний и верхний докембрий); корреляция отложений, ранее называвшихся гуронскими в Южной субпровинции, с комплексом Анимики Северо-Западной субпровинции; присвоение местного названия «группа Дикинсон» породам Южной субпровинции, ранее называвшимся киватинскими.

Некоторые другие наблюдения в районе Айрон-Ривер — Меномини, имеющие особое значение, будут изложены ниже. Обычное присутствие доломитов в разрезе гуронских отложений (Анимики), как считал Раймонд

(Raymond, 1925), указывает на мелководные условия седиментации. Обнаруженные Петтиджоном (Pettijohn, 1952) тиллиты в районе Ферн-Крик округа Дикинсон в Мичигане дают возможность корреляции с тиллитами Гауганда субпровинции Тимискаминг. Наконец, наличие шаровых текстур в базальтах, ассоциирующих с толщами железорудной формации в округе Кристал-Фолс (Clements, Smyth, 1899), доказывает подводные излияния, происходившие, по-видимому, в холодной воде.

Район Кивино. В пределах Южной субпровинции серия Кивино слагает пояс, протягивающийся на запад вдоль южного берега озера Верхнего от восточного окончания мыса Кивино до Ашленда, откуда он продолжается на юго-запад через северный Висконсин в Миннесоту.

Серия Кивино в Южной субпровинции расчленяется на три части: нижнюю, состоящую из конгломератов, кварцитов и аркозов; среднюю, сложенную потоками базальтов, андезитов и риолитов, которые переслаиваются с конгломератами и песчаниками и прорваны силлями, массивами или дайками габбро и фельзитов; верхняя часть состоит из конгломератов, песчаников и глинистых сланцев. Суммарная максимальная мощность отложений серии Кивино, по данным Ирвинга (Irving, 1883), равна 8000 *м* на реке Игл и 6915 *м* на озере Портидж. В мичиганском медиорудном районе мощность составляет 8860 *м* (Broderick, Hohl, Eidemiller, 1946, стр. 679). На южном берегу озера Верхнего серия простирается на восток-северо-восток параллельно береговой линии, а слои наклонены в сторону озера под углами 55—78° в нижней части разреза и под углами 25° и менее в верхней части разреза. Выявляется, таким образом, постепенное уменьшение углов наклона от низов разреза к его верхней части, а следовательно, толщи серии подверглись складчатости уже во время отложения осадков. В северном Висконсине толщи серии Кивино смяты в синклинальную складку северо-восточного простирания с падениями слоев под различными (от 15 до 90°) углами в разных районах. В районе Гогибик простирание толщи широтное, падение крутое на север, причем отложения серии залегают почти согласно на подстилающих верхнегуронских (Анимики) глинистых сланцах Тайлер. Однако Ван Хайз и Лейтс (Van Hise, Leith, 1911, стр. 234) подчеркивали, что исчезновение мощных сланцев Тайлер на западе и на востоке является доказательством несогласия. Олдрич (Aldrich, 1929, стр. 108—109) подтвердил это наблюдение, но уменьшение мощности сланцев Тайлер частично связано, по его мнению, с развитием надвига. Он отметил также (Aldrich, 1929, стр. 218) присутствие шаровых текстур в лавовом потоке в основании разреза нижней части серии Кивино, что почти определенно доказывает факт подводного излияния. Ван Хайз и Лейтс (Van Hise, Leith, 1911, стр. 411) считали, что лавы серии Кивино проникали по многочисленным краевым трещинам, возможно, расположенным в настоящее время под водами озера Верхнего. Хочкис (Hotchkiss, 1923), изучив текстуры пород средней части разреза серии Кивино, выдвинул гипотезу, согласно которой главная зона лавовых излияний располагалась под водным покровом озера Верхнего и, кроме того, во время формирования отложений гурона и кивино в районе озера Верхнего произошла, по его мнению, интрузия гранитного батолита, причем с ним связаны лавы серии Кивино. Присутствие в составе лав риолитов (Butler, Burbank, 1929, стр. 23; Cornwall, 1951, стр. 160) в известной степени подкрепляет эту гипотезу.

Вейдмен (Weidman, 1907) установил, что в северо-центральном Висконсине граниты и связанные с ними породы прорывают нижнюю осадочную серию, вероятно нижнегуронскую, и перекрыты осадочными породами средне- или верхнегуронского возраста. Аллен и Берретт (Allen, Barrett, 1914) также считали, что граниты Преск-Иль древнее верхнего гурона. Этуотер (Atwater, 1938, стр. 184), однако, пришел к выводу, что «самые молодые граниты, которые можно назвать гранитами Преск-Иль по воз-

расту по крайней мере послеверхнегуронские». Слабая обнаженность и интенсивная складчатость толщ гурона и нижнего кивино в районе, находящемся южнее озера Верхнего, указывает на то, что они слагают основание глубоко денудированных горных сооружений; местами довольно обычны гранитные интрузии. Все это, следовательно, согласуется с наблюдениями Олдрича (Aldrich, 1929, стр. 119) и выводами С. Лейтса, Ланда и А. Лейтса (Leith C. K. Lund, Leith A., 1935, стр. 11) о присутствии гранитов возраста кивино в Южной субпровинции.

2.2.5. Северо-Западная субпровинция

Общие замечания

В состав Северо-Западной субпровинции входит часть района Великих озер, располагающаяся северо-западнее озера Верхнего. Самыми значительными полезными ископаемыми этой обширной области являются ее месторождения железа и золота. Геологи, особенно систематически работавшие в этом регионе, в общем, за исключением стратиграфического положения группы Кучичинг (Lawson, 1889), согласны в своих представлениях о последовательности геологических формаций, хотя структурные соотношения отдельных комплексов в деталях установлены лишь на ограниченных площадях.

Коренные породы Северо-Западной субпровинции в структурном отношении принадлежат к двум основным типам: 1) базальный комплекс лав, осадочных пород и интрузивных изверженных пород и 2) относительно недислоцированные лавы, осадочные породы и интрузивные габброиды позднего докембрия. Базальный комплекс в свою очередь обычно расчленяют на две части: нижнюю, известную под названием Киватин или Киватин и Кучичинг, и верхнюю, именуемую в разных местах как серии или группы озера Найф, Стип-Рок, Сейн, Абрам, Маниту и другие. Ниже приведено описание шести районов, изученных наиболее детально. Последовательность образования супракрустальных и интрузивных коренных пород для четырех частей Северо-Западной субпровинции сведена в табл. 7.

Районы реки Рейни и южной Кеноры

Эта территория, как показано на геологической карте Кеноры, составленной Тэнтоном (Tanton, 1933), сложена «петлями» вулканических пород, полями гранито-гнейсов, площадями и зонами восток-северо-восточного простирания обломочных осадочных пород. Лоусон (Lawson, 1886) подчеркивал, что вулканические породы района озера Вудс, хотя и называются гуронскими, петрографически отличны от типичных гуронских образований областей озер Гурон и Тимискаминг и отнесены к гурону ошибочно. Он предложил называть их иначе —«киватинскими». В районе озера Рейни Лоусон (Lawson, 1889, стр. 21—22) обнаружил мощные слюдяные сланцы, залегающие как будто бы под киватинскими образованиями и названные кучичингскими. Изучив этот район повторно (Lawson, 1913), он обнаружил, что пояс послекиватинских конгломератов и других обломочных осадочных пород, которые он назвал серией Сейн, протягивается вдоль реки Сейн к озеру Шоул и достигает залива озера Рейни, называемого Рэт-Рут. В этом районе он наблюдал также граниты двух возрастов — досейнские и другие, послесейнские. Наиболее древние граниты он назвал лаврентьевскими, а более молодые — альгоманскими. Предлагая термин «лаврентьевские» для древних гранитов, Лоусон ввел ограничение этого термина, который, по первоначальному определению Логана и Ханта (Logan, Hunt, 1855), включал все догуронские, или архейские, граниты.

Таблица 7

Стратиграфические разрезы некоторых районов Северо-Западной субпровинции

Район Кенора — река Рейни (Pettijohn, 1937)	Миннесота (Grout and others, 1951)	Область залива Тандер (Tanton, 1931)	Юго-восточная Манитоба (Stockwell, 1932; Wright J. F., 1932—1936)
Поздний докембрий Серия Кивино Вулканические и осадочные породы	Поздний докембрий Серия Кивино Верхняя часть — осадочные породы Средняя часть — кислые и основные интрузивные породы Нижняя часть — осадочные породы	Поздний докембрий Кампистиквийские образования Интрузивные диабазы и родственные породы Серия Ослер	Диабазы
Отложения Анимики Сланцы Роув Железорудная формация Ганфлинт	Группа Анимики Сланцы Виргиния Железорудная формация Бивабик Кварциты Покегама	— Несогласие — Серия Сибли — Несогласие — Серия Анимики Формация Роув Железорудная формация Ганфлинт Формация Какабека	
— Несогласие —	— Несогласие —	— Несогласие —	
Ранний докембрий Гранитные интрузии Отложения озера Найф, переслаивающиеся с вулканическими породами	Средний докембрий Альгоманские батолитовые интрузии, орогения, эрозия Группа озера Найф Сланцы, граувакки, железорудные залежи	Ранний докембрий Батолитовые интрузивные породы: граниты, гранито-гнейсы и родственные породы	Формация Сан-Антонио Альбитовые граниты и пегматиты Микроклиновые граниты и гранито-гнейсы
Главное несогласие	— Несогласие		Порфиры, риолиты и дайки андезитов Кварцевые диориты Гранодиориты
Кенорские вулканические породы Перерыв в отложениях Отложения Саван	Ранний докембрий		Перидотиты и габбро
— Главное несогласие —			

Продолжение табл. 7

Район Кенора — река Рейни (Pettijohn, 1937)	Миннесота (Grout and others, 1951)	Область залива Тандер (Tanton, 1931)	Юго-восточная Манитоба (Stockwell, 1932; Wright J. F., 1932—1936)
Киватинские вулканические породы Нет несогласия, переслаивание Отложения Маниготаган Несогласие Гранитные интрузии	Батолитовые интрузивные породы, более древние, чем группа озера Найф Киватинские вулканические породы (В том числе железорудная формация Соудан) (В Миннесоте группа Кучичинг не выделяется)	Сланцевый комплекс: хлоритовые сланцы, роговообманковые сланцы, биотитовые сланцы, серицитовые сланцы	Серия Райс-Лейк Фаза Ваннноу Обломочные отложения Фаза Бересфорд-Лейк Вулканические и осадочные породы Фаза Маниготаган Осадочные породы и сланцы

Геологи, проводившие полевые исследования в районе озера Рейни не все согласны с выводами Лоусона. Ван Хайз и Лейтс (Van Hise, Leith, 1911, стр. 145—147), Гроут (Grout, 1925), С. Лейтс, Ланд и А. Лейтс (Leith C. K., Lund, Leith A., 1935, стр. 17—18) считали, что осадочные отложения комплекса Кучичинг перекрывают киватинские лавы и по возрасту соответствуют серии озера Найф (гуронской?). С другой стороны, согласно Тэнтону (Tanton, 1927), верхняя часть разреза кучичингских сортированных сланцев близ контакта с киватинскими образованиями сопряжена с лавами, а следовательно, киватинские образования перекрывают кучичингские. Брюс (Bruce, 1926), изучавший взаимоотношения кучичингских осадочных пород с лавами близ Медвежьего ущелья на озере Рейни, пришел к выводу, что они согласно подстилают киватинские образования. В районе озера Сенве (юго-восточнее озера Стип-Рок) были найдены (Hawley, 1930, стр. 15—21) осадочные породы, верхняя часть разреза которых на севере соприкасается с киватинскими вулканическими образованиями. Однако, судя по сланцеватости в зоне контакта, Хоули приходит к выводу о существовании надвига осадочной толщи с движением на запад, перекрывающего киватинский комплекс; кучичингские сланцы по возрасту являются послекиватинскими. Эти выводы и представления Хоули в 1931 г. были подвергнуты сомнению Гиллом. Брюс (Bruce, 1927, стр. 778—781) вновь подтвердил, что кучичингские породы переслаиваются с киватинскими и подстилают их; по его мнению, они составляют часть разреза обширной дельты, существовавшей в северо-западном Онтарио.

После опубликования монографии Лоусона о районе озера Рейни (Lawson, 1913) изучение взаимоотношений кучичингских и киватинских образований сводилось главным образом к повторному исследованию спорных мест по реке Рейни и в округе Кенора, а следовательно, содержание работ различных авторов в значительной мере состояло в повторении прежних исследований. Можно как будто твердо сказать, что возраст не всех пород, отнесенных к кучичингским на карте Тэнтона (Tanton, 1933, карта района Кеноры), оценен правильно. С другой стороны, более поздние работы показали, что в составе киватинских образований осадочные породы играют большую роль, чем это казалось ранее. Кроме того, площадь района реки Рейни, сложенная парасланцами, столь велика, что точное выяснение соотношений сланцев с киватинскими вулканическими породами возможно лишь в процессе детального картирования большей части этой площади.

Обособленная группа осадочных и вулканических пород, отличная от других групп Северо-Западной субпровинции, развита в районе бассейна озера Стип-Рок в округе реки Рейни. Эта серия супракрустальных образований, первоначально названная серией Стип-Рок, впервые была описана Смитом (Smyth, 1891). По описанию Смита и более поздним описаниям Лоусона (Lawson, 1913) и Джоллиффа (Jolliffe, 1955), в состав серии входят базальные конгломераты, известняки и доломиты; железорудная зона, зеленые сланцы, лавы, туфы и агломераты. В известково-доломитовых породах присутствуют концентрические формы, похожие на *Criptozoon*, и формы с радиальным строением; по мнению некоторых геологов, они имеют органическое происхождение и названы Уолкоттом (Walcott, 1912) *Atikokania*. По присутствию известково-доломитовых пород группа Стип-Рок сходна с гуронскими образованиями районов, расположенных южнее озера Верхнего и севернее озера Гурон. Именно так и проводили корреляцию Лоусон (Lawson, 1913), Тэнтон (Tanton, 1927, стр. 735) и Мур (Moore, 1938, стр. 22), относившие ее, однако, вместе с группой Сейн к тимискамингским образованиям.

В южной части района округа Кенора обломочные осадочные породы встречаются то в виде изолированных пятен, то в виде зоны юго-западного простирания, протягивающейся вдоль озер Абрам, Вермильон, Вабигун

и Игл до залива Лобсток на восточном побережье озера Вудс. Эти районы изучались многими геологами, выделявшими здесь группы пород под местными названиями или относившими их с известной условностью к тимискамингским образованиям. Ниже перечислены основные районы, подвергшиеся изучению, и фамилии геологов, исследовавших их: район Су-Лукаут (Hurst, 1933), район озер Маниту — Сторми (J. E. Thomson, 1934a), озеро Абрам (Pettijohn, 1934), район озер Строу — Маниту (J. E. Thomson, 1934b), район озер Рауан — Строу (J. E. Thomson, 1936), городской округ Вермильон (Pettijohn, 1935), восточная бухта озера Миннитаки (Pettijohn,



Фиг. 14. V-образно деформированная шаровая текстура в лаве.
Остров № 110, район Драйден — Вабигун. Фото Саттерли.

1936), район озера Тандер (Pettijohn, 1939), район Драйден — Вабигун (Satterly, 1943), район залива Уайтфиш озера Вудс (N. H. C. Fraser, 1945), район озера Попьюлёс (J. C. Davies, Watowich, 1958) и район озера Ламби (Woolverton, 1960). Итогом этих исследований явились следующие наиболее существенные наблюдения и выводы:

1. Граувакки и другие обломочные породы переслаиваются или согласно перекрываются вулканическими породами, которые относят к киватинским; в округе Су-Лукаут осадочные породы этого типа были названы серией Петара (Pettijohn, 1934).

2. Томсон (Thomson, 1943a) заметил, что лавы и переслаивающиеся с ними осадочные породы, отнесенные к киватинским, прорваны гранитами и вместе с гранитами несогласно перекрыты обломочными породами комплекса Маниту и другими отложениями тимискамингского типа, смятыми в синклинальную складку. Он назвал соответственно древние граниты лаврентьевскими, а породы серии Маниту отнес к тимискамингским образованиям. С другой стороны, Петтиджон (Pettijohn, 1937) предложил гипотезу о возможной корреляции этих раннедокембрийских пород. Он полагал, что существовало два периода широкого распространения вулканизма и промежуточный период седиментации или было три этапа вулканогенно-осадочной седиментации, причем древнейший представлен породами киватинского типа, промежуточный — внизу осадочными породами типа разбитых

в районе озер Абрам — Маниту, а вверху вулканическими породами Нипава или Кенора; самому позднему этапу отвечают осадочные породы типа серии Сейн. Он же (Pettijohn, 1937, стр. 192) пришел далее к выводу, «что как будто необходимо отказаться от названий Кучичинг, Киватин и Тимискаминг для отложений этого района».

3. Обычное присутствие шаровых текстур в лавах данного района указывает на субаквальные и, вероятно, морские условия их образования (см. фиг. 14).

Район Вермильон — озеро Найф, Миннесота

Докембрийские породы этого района слагают пояс северо-восточного простирания, протягивающийся в северной Миннесоте близ границы с Онтарио примерно на 160 *км*. Первое обстоятельное описание геологии этой территории изложено в монографии Клементса (Clements, 1903). Следуя номенклатуре, принятой в то время Геологической службой США, Клементс расчленил докембрийские породы района на две главные части — архей и альгонк. Архейские образования состоят из трех подразделений, а именно: зеленокаменных пород Или, железорудной формации Соудан и гранитов; альгонкские представлены группами озера Найф, Аниминки и Кивино. Согласно его наблюдениям, зеленокаменные породы Или сложены лавами, состав которых варьирует от основных до средних; местами в них наблюдаются вариолитовые и шаровые текстуры (см. фиг. 14); в состав группы озера Найф входят базальные конгломераты Одкишке, формация Агава и сланцы озера Найф; граниты района частью подстилают, а частью прорывают породы

Таблица 8

Химические составы гранитных пород Южной и Северо-Западной субпровинций

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	71,45	71,64	66,95	72,39	71,73	77,54	73,99
Al_2O_3	12,99	16,69	16,53	13,39	14,76	11,42	11,93
Fe_2O_3	2,44	0,39	1,60	0,18	0,58	0,63	2,11
FeO	1,78	0,70	1,17	1,44	1,35	0,96	0,77
MgO	0,84	0,67	1,36	1,61	0,62	0,26	0,41
CaO	0,65	2,61	2,83	0,92	1,18	0,76	0,94
Na_2O	6,96	5,26	5,12	5,35	3,58	2,92	2,15
K_2O	1,25	1,10	2,95	2,42	4,63	4,53	6,03
H_2O^-	1,24	0,49	0,48	1,22	0,64	0,16	1,12
H_2O^+	0,10	0,06		0,02	0,20	0,02	0,16
CO_2		0,02	0,33			0,08	0,00
TiO_2	0,13	0,21	0,39	0,49	0,53	0,25	0,89
ZrO_2	0,10	0,00		0,15	0,06	0,05	0,06
P_2O_5	0,04	0,17	0,10	0,10	0,14	0,14	0,04
S	Следы	0,01	0,01	0,00	0,06	Следы	0,06
Cr_2O_3	0,02			0,00	0,02		
MnO	0,04	0,02	0,08	0,01	0,03	0,03	0,02
BaO	0,00	0,07		0,00	0,14	0,07	Следы
Сумма	100,03	100,11	99,90	99,69	100,25	99,82	100,68

1. Биотитовый гранит, батолит Джайэнте-Рэйндж, Миннесота (Allison, 1925). 2. Серый гнейс, верхняя часть группы Райс-Бей, район озера Рейни, Онтарио (Grout, 1938). 3. Роговообманковый гранит, озеро Опхилл, округ Кенора, Онтарио (Thomson, J. E., 1934). 4. Гранит Эмбаррасс, станция Эмбаррасс, Миннесота (Grout, 1925). 5. Батолит Вермильон, Миннесота (Grout, 1925). 6. Гранит из керна буровой скважины, гора Стоуни, к северо-западу от Виннипега, Манитоба (Grout, 1938). 7. Несколько гнейсовидный гранит, батолит к югу от реки Виннипег, Манитоба (Grout, 1938).

группы озера Найф. К гранитам, более древним, чем отложения группы озера Найф, Клементс относит массивы Вермильон, Траут, Бёритсайд, Басвуд и Саганага, а к более молодым — Джайэнтс-Рэйндж, Споубенк и Какаквабик. Клементс (Clements, 1903, стр. 367) опубликовал результаты анализов гранитов Какаквабик и гранит-порфиров из района Грант, показавшие высокое содержание натрия. Анализ гранита из массива Джайэнтс-Рэйндж (анализ 1 в табл. 8) также показывает высокое содержание натрия, тогда как гранит массива Вермильон, с петрохимической точки зрения, принадлежит к типу нормальных калиевых пород. В восточной части пояса Вермильон — озеро Найф сланцы озера Найф и более древние породы несогласно перекрыты железорудной формацией Ганфлинт и сланцами Роув, относящимися к формации Анимики. Эти отложения обычно полого наклонены на юг. К комплексу Кивино в этом районе относят интрузивные габбро. Северная окраина огромного габбрового массива Дулут слагает южную часть района близ его восточной оконечности.

Между 1903 и 1935 гг. были опубликованы важные работы, освещающие железорудный район Вермильон (Van Hise, Leith, 1911; Leith C. K., Lund, Leith A., 1935). При описании района Вермильон — озеро Найф Ван Хайз и Лейтс в общем придерживались взглядов Клементса (Clements, 1903). Наиболее значительным и новым в их работе явилось введение термина «киватинские», предложенного Лоусоном (Lawson, 1886), для зеленокаменных пород района Или и термина «лаврентьевские» применительно к древним гранитам района. С. Лейтс, Ланд и А. Лейтс (Leith C. K., Lund, Leith A., 1935), помимо изменений на карте, пересмотрели также возраст гранитов Вермильон, отнеся их не к лаврентьевским, а к более поздним, альгонанским образованиям; они условно считали группу озера Найф архейской, а не нижне-среднегуронской.

После 1935 г. наиболее существенными публикациями, содержащими сведения по геологии пояса Вермильон — озеро Найф, были следующие: результаты исследования акцессорных минералов докембрийских пород района озера Верхнего (Tyler and others, 1940); тектоника района озера Найф (Gruner, 1941) и стратиграфия докембрия Миннесоты (Grout and others, 1951). По мнению Тайлера, для древних гранитов характерно присутствие гиацинта, для гранитов промежуточного возраста — малакона, а для гранитов Кивино — нормального циркона. Цирконы из гранитных массивов Джайэнтс-Рэйндж и Саганага относятся к типу гиацинта. Гренер (Gruner, 1941), изучив группу озера Найф на восточной оконечности пояса Вермильон — озеро Найф, пришел к следующим выводам: 1) осадочные породы группы озера Найф представлены переслаивающимися конгломератами, граувакками, глинистыми сланцами, туфами и агломератами; 2) конгломераты фиксируют перерывы внутри разреза, но не являются базальным компонентом (Оджибике) разреза группы, как это полагали ранее; 3) установление верхней части разреза позволило выяснить, что толщи пород группы слагают синклинорий. Исходя из этих наблюдений, Гренер считал, что группа озера Найф отлагалась в континентальных условиях. Гроут со своими сотрудниками (Grout and others, 1951) отнес докембрийские образования Миннесоты к трем эрам — древней, средней и поздней (см. табл. 7). Он подтвердил более древний, чем у пород группы озера Найф, возраст гранитов Саганага; констатировал отсутствие кучичингских образований в пределах Миннесоты; пришел к выводу о недостоверности корреляции разреза Миннесоты с гуронскими группами; подтвердил вывод Гренера о континентальном происхождении пород группы озера Найф. Последнее заключение противоречит выводам Петтиджона (Pettijohn, 1943a, стр. 968) для архейских отложений и Уилсона (M. E. Wilson, 1956, стр. 1423—1426) для тимискамингских отложений района озера Тимискаминг. Хотя и нельзя считать твердо установленным соответствие группы озера Найф типичным

тимискамингским отложениям или большинству архейских осадочных пород Северо-Западной субпровинции, описанных Петтиджоном, их литологическое сходство указывает и на подобие условий образования.

Северо-западное побережье озера Верхнего

Эта зона протягивается вдоль озера Верхнего от залива Нипигон в Онтарио до Дулута в Миннесоте. По ее внутренней окраине развиты архейские породы Северо-Западной субпровинции, описанные выше (см. стр. 276). Сюда относятся зеленокаменные породы Или, группа озера Найф и граниты Саганага в Миннесоте, а также породы, относимые к кучичингским, кивативским или уиндигоканским, и граниты, обозначаемые в Онтарио как лаврентьевские или послеуиндигоканские.

Отложения позднего докембрия, залегающие полого или горизонтально в той части Онтарио, которая входит в состав Северо-Западной субпровинции, вначале были названы Логаном (Logan, 1863, стр. 67) верхней медеиосной серией и относились им к палеозойским (нижнесилурийским). Логан расчленял эту серию на две части: нижнюю группу, сложенную конгломератами, доломитами, кремнистыми породами (шертами), глинистыми сланцами, песчаниками и траппами, и верхнюю группу, состоящую главным образом из песчаников, конгломератов, известняков, крепких мергелей, лав и интрузивных зеленокаменных пород. Белл (Bell, 1873, стр. 106), основываясь на том, что медеиосные породы широко развиты вокруг озера Нипигон, предложил именовать их нипигонскими, но позже (Bell, 1890) это название он применял только для верхней части разреза. Хант (Hunt, 1873) описал несогласие, наблюдавшееся им на обширной территории близ острова Силвер. Это несогласие располагается примерно в основании верхней свиты верхней медеиосной серии Логана. Хант предложил расчленить верхнюю медеиосную свиту на три группы: 1) нижнюю часть серии Логана, для которой предложено название «Анимики»; 2) вышележащие песчаники и мергели, за которыми следует закрепить ограничительное название «Нипигон», и 3) конгломераты и лавы верхней части разреза серии, названные им «Кивин». Брукс (Brooks, 1876) предложил название «Кивино» (другая форма слова Кивин, введенного Хантом) для медьсодержащих пород мыса Кивино; позже вошло в обычай употреблять это название «Кивино» для всей выделенной Логаном верхней медеиосной серии, лежащей выше отложений Анимики. Тэнтон (Tanton, 1931, стр. 18) считал, однако, что толщи Анимики и Кивино округа Порт-Артур представляют собой лишь части более крупной группы, для которой он предложил название «каминистиквийской». Опираясь на небольшие несогласия, он разделял каминистиквийские образования на три группы — Анимики, Сибли и Ослер, приблизительно соответствующие группам Анимики, Нипигон и Кивино Ханта (Hunt, 1873). В состав группы Анимики он включал базальные конгломераты мощностью 1,2 *м*, которые назвал конгломератами Какабека. Остальные породы этой группы он сопоставлял с формациями Ганфлинт и сланцев Роув, которые уже были закартированы и названы так в Миннесоте.

Согласно Ван Хайзу и Лейтсу (Van Hise, Leith, 1911, стр. 370—375), территория северо-западного побережья озера Верхнего сложена породами нижнего и среднего кивино. В состав нижнего кивино входят конгломераты Пёквунге и песчаники. Средний кивино сложен главным образом лавами, преимущественно базальтовыми и в некотором количестве риолитовыми, которые переслаиваются с подчиненными конгломератами и песчаниками. Эти породы прорваны массивами, дайками и силлями габбро и гранитов. Гроут и Шварц (Grout, Schwartz, 1939) на основании результатов химических анализов показали преобладание калия над натрием в риолитах и гранитах. Они отметили также обычное присутствие разобщенных массивов

анортозитов длиной почти до 800 *м*. Гроут, Шарп и Шварц (Grout, Sharp, Schwartz, 1959, стр. 40—50) описали габбровый комплекс Дулут — огромный силлеподобный массив нормальных и оливиновых габбро с гранофировой фацией, протягивающейся в глубь континента от границы Онтарио до Дулута в США. Эти авторы подчеркнули, что габброидные интрузии северо-восточной Миннесоты, названные Лоусоном (Lawson, 1888) силлями Логана, представлены дайками, неправильными массивами и силлями и их следовало бы называть интрузивами Логана.

Районы хребта Месаби, Ганфлинт и Кьюайона

Районы Месаби, Ганфлинт и Кьюайона сложены породами группы Анимики и привлекли к себе особое внимание благодаря присутствию железорудной формации. Зона хребта Месаби располагается в северной Миннесоте северо-западнее озера Верхнего. Она простирается в восток-северо-восточном направлении приблизительно на 200 *км*, начиная от пункта, находящегося в 22,5 *км* юго-западнее озера Покегама, до озера Бёрч, где она наискось срезана габбровым телом Дулут. С севера пояс ограничен главным образом гранитами Джайэнтс-Рэйндж, образовавшимися после формирования группы озера Найф и несогласно перекрытыми отложениями Анимики. В состав формаций Месаби группы Анимики входят кварциты Покегама, железорудная формация Бивабик и глинистые сланцы Виргиния. Эти отложения полого падают на юг-юго-восток. Согласно Уайту (White, 1954), в состав формации Покегама входят базальные конгломераты, кварциты и кварцево-слюдяные аргиллиты. Максимальная мощность ее изменяется от 10 *м* на востоке до 100 *м* на западе. Формация Бивабик состоит преимущественно из агрегатов кремнистого (шерт) вещества, гриналита, магнетита, гематита и сидерита, обычно именуемых таконитами. Уайт выделил две разновидности таконитов — кремнистую, названную им зернистым таконитом, и амфиболитовую, обозначающую сланцеватый метаморфизованный таконит. Другие породы, переслаивающиеся с таконитами, представлены известняками, внутриформационными конгломератами, кварцево-слюдяными аргиллитами и графитистыми аргиллитами. Кремнисто-карбонатные породы формации Бивабик обладают концентрической текстурой, сходной с текстурами *Cryptozoon*, и считаются остатками водорослей. Мощность их изменяется от 115 до 250 *м*. Глинистые сланцы Виргиния представляют собой аргиллиты или тонкозернистые граувакки, в которых сланцеватость обычно отсутствует. Местами они постепенно переходят в песчано-глинистые известняки или кремнистые сидериты. Уайт упоминает о конкрециях, диаметром до 90 *см* при мощности 30 *см*, приуроченных к нижним частям пластов известняков.

Большое количество геологов изучали район озера Ганфлинт, но здесь будут отмечены лишь немногие достаточно полные описания. Зона Ганфлинт располагается примерно в 80 *км* к восток-северо-востоку от пояса Месаби и почти наверно является продолжением этого пояса, рассеченного интрузивом габбро Дулут. Близ озера Ганфлинт зона располагается вдоль государственной границы, но в северо-восточном направлении она продолжается на территорию Онтарио. Породы этой зоны относятся к группе Анимики (Van Hise, Leith, 1911, стр. 198). В Миннесоте они несогласно налегают на зеленокаменные породы Или и граниты Сагапага. В Онтарио сходные доанимикские породы называют киватинским и алгоманским типами (Moorhouse, 1960). Группа Анимики в районе озера Ганфлинт состоит из железорудной формации Ганфлинт и формации сланцев Роув. Первая из них сложена четырьмя горизонтами перемежающихся кремнистых и глинисто-сланцевых пород (Broderick, 1920). В качестве некоторых наиболее распространенных членов разреза можно выделить: базальные конгломераты, массивные и тон-

кослоистые кремнистые амфибол-магнетитовые породы, массивные серые кремнистые породы (шерт) с концентрическими формами, относимыми к водорослям, тонкослоистые кварц-амфибол-карбонатные породы и известняки. Гудвин (Goodwin, 1956) описал сходную последовательность отложений в Онтарио. Он считал, что конгломераты лежат в основании, а известняки — в самом верху формации, для которой характерно чередование водорослевых кремнистых пород (шертов), туфогенных глинистых сланцев и таконитов. Пласты формации Ганфлинт наклонены под углами 10—65° (Van Hise, Leith, 1911, стр. 200). В Миннесоте их мощность достигает почти 100 *м* (Grout, Sharp, Schwartz, 1959, стр. 21), а в Онтарио изменяется от 90 до 215 *м* (J. E. Gill, 1926, стр. 37).

Формация Роув согласно перекрывает железорудные отложения формации Ганфлинт. Породы ее обладают слабо выраженным кливажом и, таким образом, в большем соответствии с действительностью могут именоваться аргиллитами. Согласно Гиллу, в состав формации входят пласты известняков и присутствуют конкреционные стяжения известняка местами до 2,5 *м* в поперечнике (Moorhause, 1960, стр. 14). Гроут и Шварц (Grout, Schwartz, 1933, стр. 5) определили мощность формации Роув в 460 *м* в Миннесоте, но на горе Силвер близ озера Уайтфиш в Онтарио она достигает лишь 60 *м* (Goodwin, 1960, стр. 44). Тэнтон (Tanton, 1931, стр. 36) показал, однако, что близ Форт-Вильяма формация Роув в районе горы Мак-Кей достигает высоты 214 *м* над уровнем озера Верхнего и что близ залива Скво примерно в 5 *км* к юго-востоку буровая скважина углубилась в породы формации Роув на 390 *м* ниже уровня озера.

Район Кьюайона располагается в восточно-центральной Миннесоте на расстоянии около 150 *км* запад-юго-западнее озера Верхнего. Ван Хайз и Лейтс (Van Hise, Leith, 1911, стр. 212) считали, что породы района относятся к группе Анимики и разрез их представлен двумя типами толщ: железорудной толщей Дирвуд и глинистыми сланцами Виргиния. Железорудные породы слагают две зоны северо-восточного простирания шириной около 10 *км* и длиной порядка 100 *км*. Из-за широкого развития ледниковых отложений корреляция с другими железорудными формациями района озера Верхнего не осуществлена. С. Лейтс, Ланд и А. Лейтс (Leith C. K., Lund, Leith A., 1935, стр. 15) отметили черты сходства и различий между железорудными формациями Дирвуд и Бивабик района хребта Месаби. По их мнению, для формации района Кьюайона важной отличительной особенностью является высокое содержание фосфора и марганца, в отличие от того, что наблюдается в пределах пояса хребта Месаби. Гроут и др. (Grout and others, 1951, стр. 1050) приводят аналогичные доказательства, но возражают против корреляции железорудных формаций районов Кьюайона и Месаби, считая их соотношения дискуссионными. С другой стороны, Гроут и Вольф (Grout, Wolff, 1955, стр. 113), обсуждая эту проблему, констатировали, что «корреляция формаций северной части района Кьюайона и района хребта Месаби может считаться удовлетворительной».

Юго-восточная Манитоба

Этот район лежит к востоку и юго-востоку от южной оконечности озера Виннипег. После ранних исследований Тирреля и Доулинга (Tyrrell, Dowling, 1896) геологическое исследование этого района было произведено Муром (Moore, 1914), который выделил здесь три группы пород: вулканическую серию озера Райс, осадочные породы Виннипигоу, а также граниты, мигматиты и гнейсы Маниготаган. Наиболее важные наблюдения Мура следующие: присутствие риолитов в составе серии озера Райс; наличие шаровых текстур в лавах озера Райс (см. фиг. 14); обилие валунов гранитов в конгломератах Виннипигоу; интрузивные соотношения гранитов Маниготаган

с группой пород Ванипигоу, доказывающие по меньшей мере присутствие в районе озера Райс гранитов двух возрастов.

Наиболее значительные исследования последнего времени в юго-восточной Манитобе произвели Райт, Стоквелл и Лорд. Эти геологи пришли к выводу, что синклинальная «полоса» Ванипигоу, выделенная Муром, залегает согласно с вулканическими породами группы озера Райс и является частью разреза этой группы. Райт (J. F. Wright, 1932b, стр. 12), однако, делит группу озера Райс на три подразделения: Маниготаган, Бересфорд и Ванипигоу. Другие сведения, дополняющие наблюдения Мура, сводятся к следующему: 1) в составе риолитов группы озера Райс преобладает альбит-олигоклаз, что свидетельствует о высоком содержании натрия в породе (J. F. Wright, 1923b, стр. 52); 2) широкое развитие в данном районе альбитовых гранитов и гранодиоритов (J. F. Wright, 1932b, стр. 12; Stockwell, Lord, 1939, стр. 3); 3) присутствие уранинита в альбитовых пегматитах (J. F. Wright, 1932b, стр. 103) на участке Гурон близ Пуэнт-дю-Буа на реке Виннипег.

Стоквелл (Stockwell, 1938, стр. 6, 19—20) отметил, что опрокинутая синклиналь, образованная полевошпатсодержащими кварцитами с галькой, которые названы им формацией Сан-Антонио, и обнаженная к западу и юго-западу от озера Райс залегает несогласно на порфирит-андезитовых брекчиях группы озера Райс; эти магматогенные породы, хотя и широко внедрившиеся в толщу пород группы озера Райс, в пределах изученной площади не проникают в кварциты Сан-Антонио; в кварцитах Сан-Антонио присутствуют гальки гранитов. Опираясь на эти наблюдения, Стоквелл решил, что формация Сан-Антонио отделена от группы озера Райс крупным несогласием и что породы группы прорваны интрузией. Согласно Стоквеллу, присутствие валунов гранитов в конгломератах группы озера Райс, интрузии гранитов в толщу пород этой группы, происшедшие до отложения формации Сан-Антонио, а также складчатая структура последней — все это указывает на три этапа докембрийской складчатости в данном районе. Следует заметить, что уранинит из альбитовых пегматитов, прорывающих группу озера Райс, имеет возраст свыше 2000 млн. лет и, следовательно, связан с орогенией, более поздней, чем та, при которой формировались древние граниты (валуны этих гранитов присутствуют в конгломератах группы озера Райс).

Заслуживают внимания еще два факта, относящиеся к геологии юго-восточной Манитобы. Первый факт — Дерри (Derry, 1930, стр. 33) установил, что 70% валунов из конгломератов, обнаженных на берегу озера Райерсон, вытянутого поперек границы между Онтарио и Манитобой, состоят из светло-серых биотитовых гранитов (38%), светло-коричневых гранитов (12%) и серых гранодиоритов (20%). Дерри отнес конгломераты к киватину. Их согласное залегание с лавами такое же, как и у конгломератов озера Райс, развитых далее к западу. Второй факт — с 1948 г. Департаментом горного дела и минеральных ресурсов Манитобы опубликовано много отчетов о геологии юго-восточной Манитобы (Davies, 1957 и другие). В основном они подтверждают наблюдения прежних исследователей этого района.

2.3. ПРОВИНЦИЯ ЧЁРЧИЛЛЬ

2.3.1. Общие замечания

Провинция Чёрчилль слагает часть Канадского щита, расположенную к западу от Гудзонова залива. На юге и западе она ограничена полями палеозойских и более молодых отложений, а на севере — той частью Северного Ледовитого океана, которая вторглась между материком Канады и западными Арктическими островами. Геологические исследования этой огромной территории (около 2 млн. $км^2$) по их детальности и методике поле-

вых работ относятся к четырем категориям: 1) первые маршрутные исследования по главным водным путям (Дж. Белл, Р. Белл, Кемселл, Даулинг, Мак-Коннелл, Макиннес, О'Нейлл, Тиррел); 2) предварительные геологические карты, составленные на основе комбинирования данных аэрофотосъемки, наблюдений с вертолетов на малой высоте и прямого изучения горных пород в пунктах приземления вертолета; 3) предварительное геологическое картирование отдельных участков в масштабах, примерно соответствующих 1 : 125 000 и 1 : 250 000 (2—4 мили в 1 дюйме); 4) детальное картирование площадей, особо интересных с научной и практической точек зрения в масштабах от 1 : 65 000 до 1 : 6 000 (от 1 мили до 500 футов в 1 дюйме). Геологические карты категории 2 было недавно опубликованы: южная часть района Киватин (Lord, 1953); центральная часть района Киватин (G. M. Wright, 1955); восточная часть района Макензи (G. M. Wright, 1957) и северо-центральная часть района Макензи (J. A. Fraser, 1960).

Докембрийские образования провинции Чёрчилль по составу и структурно-текстурным признакам распадаются по крайней мере на пять категорий: 1) базальные вулканические породы и переслаивающиеся с ними обломочные осадочные породы; 2) конгломераты и другие плохо отсортированные отложения, залегающие несогласно на предыдущих; 3) умеренно сортированные конгломераты, известняки и доломиты; 4) хорошо отсортированные аргиллиты, известняки, доломиты; 5) плохо отсортированные лежащие горизонтально или полого-складчатые обломочные отложения, потоки базальтовых лав, прорванные дайками диабазов. Породы первых четырех категорий смяты в складки и прорваны диоритами и гранитами.

Более детальное картирование последних лет на западе Канадского щита было проведено в четырех главных регионах: в северной Манитобе, в районе озера Атабаска, в районе Йеллоунайфа — Большого Невольничьего озера и в районе Большого Медвежьего озера — реки Коппермайн. Ниже уделено внимание описанию этих важных регионов.

2.3.2. Северная Манитоба

Общие замечания

После первых исследований Тиррела и других (см. выше) геологические работы производились здесь главным образом в течение двух периодов: между 1914 и 1938 гг., когда была выработана терминология для большей части групп и серий, и между 1938 и 1961 гг., когда существенно пополнялись знания о детальных структурных соотношениях формаций. Самыми значительными месторождениями полезных ископаемых, открытых здесь, являются месторождения медно-цинко-золото-серебряных руд районов Флинфлон и Шерридон, медно-цинко-золотых и медно-никелево-кобальтовых руд близ озера Линн, медно-никелевые месторождения близ Томпсона и месторождения золотосодержащих сульфидных руд в районе озера Сноу.

Стратиграфическая последовательность формаций

Ранние исследования (Bruce, 1918a; Alcock, 1920; J. F. Wright, 1929b) показали, что в основании разреза докембрийских образований северо-центральной Манитобы располагается главным образом комплекс переслаивающихся вулканических и осадочных пород с варьирующей последовательностью чередования, прорванных гранитами, гранито-гнейсами и пегматитами. Вулканические породы представлены основными и кислыми лавами, туфами, агломератами и их метаморфическими эквивалентами. Среди осадочных пород имеются конгломераты, аркозы, граувакки, глинистые сланцы и гнейсы, а также кристаллические сланцы, созданные из этих

пород. Переслаивающиеся вулканические и осадочные породы в округе Амиск — Атапапускоу были названы серией Амиск (Bruce, 1918a), в районе Рид — Векуско — группой Векуско (Alcock, 1920) и, наконец, на озере Айленд — группой реки Хейс (J. F. Wright, 1928). В 1879 г. Белл (R. Bell, 1880, стр. 20) наблюдал обширное поле развития кварцитов близ форта Чёрчилль на берегу Гудзонова залива и назвал эти породы кварцитами Чёрчилль. Элкокк (Alcock, 1916) также описал кварциты Чёрчилль — темные плотные породы, рассеченные кварцевыми прожилками. Контакты кварцитов с гранитами не наблюдались, но сильная складчатость кварцитов указывает на их догранитный возраст. Брюс (Bruce, 1918a), описывая геологию района озер Амиск — Атапапускоу, назвал «гнейсами Киссинью» пара- и ортосланцы и гнейсы, перекрывающие серию Амиск. Осадочные породы, в свою очередь перекрывающие гнейсы Киссинью, он расчленил на верхнюю и нижнюю группы Мисси. Правда, он сомневался в принадлежности пород нижней группы к серии Мисси. Райт (J. F. Wright, 1931, стр. 15) подчеркнул, что контакты между нижней и верхней группами серии Мисси не были обнаружены и что нижняя группа Мисси, возможно, представляет собой метаморфическую разновидность парагнейсов Киссинью. Элкокк (Alcock, 1923) изучал район Флинфлон, где последовательность геологических формаций такая же, как и в районе озера Атапапускоу, который прилегает с юга и описан Брюсом (Bruce, 1918a). В районе озера Айленд Райт наблюдал две разобщенные площади развития обломочных отложений. Породы одной из них он назвал серией озера Айленд (J. F. Wright, 1928), а другой — осадочной группой Оксфорд (J. F. Wright, 1932a). Поскольку серия озера Айленд деформирована слабее, чем группа Оксфорд, и она с более отчетливым несогласием налегает на серию реки Хейс, Райт (J. F. Wright, 1932c, стр. 447) считал серию озера Айленд более молодой из двух выделенных им групп.

До 1938 г. в северной Манитобе работали и другие исследователи (Стоквелл, Хендерсон, Норман). Их внимание было сосредоточено на районах, расположенных значительно севернее той территории, которую изучали Брюс, Элкокк и Райт. Стоквелл (Stockwell, 1929) описал геологию района озера Оленьего, находящегося на границе Манитобы и Саскачевана. Он расчленил породы этого района на четыре группы: базальные метаморфизованные вулканические и осадочные образования, основные интрузивные породы, интрузивные граниты и силлы диабазов. В четырех местах он отметил присутствие горизонтов известняков мощностью до 3 *м*, переслаивающихся с кварцитами и сланцами, а также сходство парасланцев и парагнейсов с породами типа Киссинью и возможность подобной корреляции. Вулканические и связанные с ними осадочные породы сходны, по его мнению, с породами группы Амиск и являются их вероятными эквивалентами. Район озера Гренвилл в северной Манитобе изучали в 1932 г. Хендерсон и в 1933 г. Норман с сотрудниками. Последовательность геологических формаций, по Норману (Norman, 1934), следующая: метаморфизованный вулканический комплекс — досиклская группа, конгломераты и другие обломочные отложения — сиклская группа, интрузивные граниты — послесиклская группа. В состав досиклской группы входят потоки альбитовых риолитов и олигоклазовых трахитов. Зеленокаменные досиклские породы вблизи некоторых гранитных массивов превращены в роговообманковые сланцы и роговообманковые гнейсы. Норман отметил, что сиклская группа по составу сходна с группой Мисси, развитой в 240 *км* к юго-востоку. Он считал эти породы приблизительно одновозрастными.

С 1938 г. геологические исследования в северной Манитобе производились преимущественно в шести районах: в районе Томпсон, в котором были открыты месторождения руд никеля; в районе озер Сноу и Херб; в горном округе озера Оксфорд; в районе Флинфлон — Шерридон; в районе озер

Гренвилл — Линн; в бассейне реки Сил. Доусон (A. S. Dawson, 1941) изучал геологию района озер Ассейн — Сплит, входящих в настоящее время в состав округа Томпсон. Он выделил здесь пять комплексов: базальные конгломераты и парагнейсы или парасланцы, названные доассейнской группой; серию озера Ассейн, состоящую из вулканических и осадочных пород; гранито-гнейсы; основные и ультраосновные интрузивные породы; интрузивные граниты и пегматиты. В 1950 г. Гилл продолжил геологическое картирование, начатое Доусоном, до озер Уоскайовака и Мистери. Он (Gill, 1951a), опираясь на преобладание в гнейсах калия над натрием, пришел к выводу, что эти породы представляют собой гранитизированные осадочные образования.

В 1940—1946 гг. Харрисон изучал геологию района озер Файл — Трепинг, в пределах которого близ озера Сноу располагается месторождение Нор-Акмо. Харрисон (Harrison, 1949) расчленил породы этого района на пять комплексов: группу Аписк, состоящую почти целиком из вулканических пород; группу Сноу, состоящую из сланцев и парагнейсов, переслаивающихся с вулканическими породами; граниты с кварцевыми очками и порфиры; основные и ультраосновные интрузивные породы; массивные и гнейсированные граниты, гранодиориты и кварцевые диориты. Харрисон отметил широкое распространение в северной Манитобе гранитов с кварцевыми очками. Он подчеркнул, что впервые этот термин употребил Стоквелл (Stockwell, 1935, 1937, 1946), отметивший присутствие этих гранитов в пределах трех планшетов геологических карт. В 1954 и 1955 гг. Расселл картировал район озер Сноу и Херб, в состав которого вошла значительная часть территории, описанной ранее Харрисоном. Рассел (G. A. Russell, 1957) расчленил супракрустальные образования на три группы вместо двух групп, выделявшихся Харрисоном, но не привел определенных аргументов в пользу новой трактовки разреза.

Изучение района озера Оксфорд начиная с 1938 г. осуществлялось рядом исследователей (C. M. Allen, 1953; Milligan, Take, 1954; M. D. Moorhouse, Shepherd, 1954; Barry, 1959, 1960). Миллиген и Тейк расчленили породы восточного района озера Бэр на четыре комплекса: группу реки Хейс, состоящую из вулканических, терригенных пород и кордиеритовых сланцев; гранодиориты, сиениты, диориты; массивные граниты (озера Балдзер); лампрофиры. Те же исследователи (Milligan, Take, 1954, стр. 16) на основе химических анализов показали, что кордиеритовые сланцы являются метаморфизованными осадочными породами, и предположили, что изменения окраски гранодиоритов обусловлены ассимиляцией пород группы реки Хейс. Химический состав молодых массивных гранитов Балдзер (см. анализ 7 в табл. 9) указывает на их принадлежность к нормальному калиевому типу. Барри (Barry, 1959, 1960) в своих отчетах об исследованиях района Оксфорд-Хаус — озеро Ни и площади к западу от озера Оксфорд — остров Каргайл расчленил породы на три главные группы: 1) группу реки Хейс, 2) группу Оксфорд и 3) послеоксфордские интрузивные породы. Он отметил присутствие в составе группы реки Хейс порфировых риолитовых лав, андезитов с вариолитовым шаровым строением, а также указал, что преобладающим полевым шпатом в гранодиоритах является плагиоклаз, по составу изменяющийся от альбита до андезина при преимущественном развитии олигоклаза. Аллен (C. M. Allen, 1953) для западной части района озера Бэр, а также Мурхауз и Шипард (Moorhouse, Shepherd, 1954) для района озера Калифорния расчленили породы по петрографическим признакам, не пытаясь коррелировать их с образованиями соседних территорий и не пользуясь местными названиями, предложенными другими авторами.

Опубликованные геологические данные по отдельным частям района Флинфлон — Шерридон, о которых следует здесь упомянуть, представлены

Таблица 9

Химические составы горных пород северной Манитобы

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	63,84	67,72	72,34	58,55	64,63	58,50	72,55	61,40
Al_2O_3	20,34	14,69	13,91	18,95	19,00	19,05	15,20	16,43
Fe_2O_3	3,34	2,07	0,58	0,51	1,56	0,52	0,68	3,06
FeO	3,98	3,72	1,97	5,16	3,63	8,69	0,81	2,91
CaO	0,64	4,94	1,51	2,70	3,48	1,28	1,79	7,04
MgO	2,20	1,00	0,67	2,70	2,49	6,77	0,31	2,57
K_2O	2,42	1,28	4,11	4,07	1,60	1,68	4,34	0,33
Na_2O	9,95	3,39	3,61	1,85	1,54	0,99	4,36	3,30
H_2O^+	1,05	0,25	0,41	1,37	0,92	1,82	0,23	1,66
H_2O^-			0,03	0,23	0,20	0,01	0,00	
TiO_2	0,80	0,30	0,33	0,53	0,42	0,89	0,19	0,95
P_2O_5			0,34	0,17	0,21	0,13	0,08	0,15
MnO			0,05			0,24	0,03	Следы
CO_2			0,10	0,60	Следы			
C				2,58	0,64			
Сумма	99,56	99,36	99,96	99,97	100,32	100,57	100,57	99,80

1. Биотит-гранатовый гнейс, озеро Векуско, Манитоба (Bruce, 1918). 2. Гранито-гнейс, озеро Убишкок, Манитоба (Bruce, 1918). 3. Гранит Кеминис, в 1,6 *км* юго-восточнее бухты Уэлдон, озеро Киссинью, Манитоба (Wright J. F., 1931). 4. Гранатсодержащий аргиллит, озеро Файл, Манитоба (Harrison, 1949). 5. Ставролитовый сланец, озеро Файл, Манитоба (Harrison, 1949). 6. Парасланец, участок Ютик, район восточнее озера Бэр (Milligan, Take, 1954). 7. Массивный гранит, озеро Ютик, северо-восточный угол района к востоку от озера Бэр (Milligan, Take, 1954). 8. Диорит из серии олигоклазовые граниты — диориты, район озера Сикл, Манитоба (Fawley, 1949).

в работах Бэтмена и Харрисона, Стоквелла, Каллиокоски, Робертсона и Мак-Глинна.

Главной проблемой геологии района Флинфлон — Шерридон является вопрос о происхождении гнейсов Киссинью (Harrison, 1951). Бэтмен и Харрисон (Bateman, Harrison, 1945) называли гнейсы Киссинью в районе Шерридон «дошерридонскими», «шерридонскими» и «послешерридонскими», а более молодые ультраосновные, основные и гранитные интрузивные образования — интрузивами озера Кри. Олигоклазовые граниты, по их мнению, относительно недеформированы и внедрились после главной складчатости. Значительная часть гранитных интрузивов конформна со структурами парагнейсов. В 1943—1945 гг. геологию района Флинфлон — Менди изучал Стоквелл. Подобно своим предшественникам, он выделял следующие группы горных пород: группу Амиск, группу Мисси и группу послемисских образований. В состав гранитных пород здесь входят граниты, гранодиориты, кварцевые диориты и, кроме того, более молодые граниты Кеминис (Stockwell, 1946). Харрисон (Harrison, 1951) дал обстоятельную сводку геологии докембрийских образований Манитобы и рассмотрел проблемы этой геологии. Для района Флинфлон он принял разрез, предложенный Брюсом (Bruce, 1918a) и модифицированный Стоквеллом (Stockwell, 1946). В 1952 г. Каллиокоски в монографии по району бухты Уэлдон (29 *км* к востоку от Флинфлона) пришел к выводу о том, что полевые шпаты основных лав серии Амиск преобразованы в натровый тип. Послеамисские интрузивные породы он расчленил по их возрасту на древнюю, промежуточную и молодую группы. В древней и молодой группах преобладают гранодиориты. Робертсон (Robertson, 1953), изучавший район планшета озера Бэтти, расположенного примерно в 21 *км* западнее Шерридона, расчленил гнейсы Киссинью на группы

Нокомис и Шерридон. Он считал, что гранодиориты, развитые в этом районе, возникли в результате гранитизации осадочных пород. В 1949—1952 гг. Мак-Глинн изучал геологию района озер Элбоу — Хемминг в 16 *км* к югу от Шерридона. Согласно его наблюдениям (McGlynn, 1953), кислые плагиоклазовые риолиты развиты локально среди лав группы Амиск; дайки, силлы и штоки альбитовых риолитов прорывают гнейсы Киссинью и более древние породы; гранодиориты, слагающие массивы батолитовых размеров, являются метасоматическими. Он считал более молодые сиенито-диориты и биотитовые гранодиориты магматическими образованиями.

Геология района Гренвилл — озеро Линн в последние годы описана многими геологами, но ее основные черты охарактеризованы в публикациях и отчетах Бэтмена, Фоули и Миллигена. Бэтмен (Bateman, 1942, 1945) в сообщении о геологии района озера Мак-Вейг (около 16 *км* южнее озера Линн) ввел название «серия Васекван» для пород досиклской группы по терминологии Нормана. Он расчленил сланцы, гнейсы и кварциты серии Васекван по петрографическим признакам на восемь соответствующих подразделений и допускал возможность того, что кварцево-олигоклазовые гнейсы, гранито-гнейсы и диориты занимают промежуточное положение между сериями Васекван и Сикл. Интрузивные послесиклские породы по составу варьируют от сиенитов и гранодиоритов до диоритов. Интенсивность метаморфизма пород серий Васекван и Сикл постепенно увеличивается по мере приближения к контакту с гранитами. Фоули (Fawley, 1952) сообщил, что в районе Лестхоп (в 27 *км* к юго-востоку от озера Линн) серия интрузивных послесиклских пород представлена (в возрастной последовательности от более древних к молодым) диоритами, древними гранитами, белыми гранитами и молодыми гранитами. В древних и белых гранитах среди полевых шпатов преобладает олигоклаз. В молодых гранитах присутствуют микроклин и олигоклаз приблизительно в равных количествах.

В 1957 г. район озера Шетаней на севере центральной Манитобы изучал Тэйлор (Taylor, 1958). Эта территория является частью бассейна рек Сил и Найф, впадающих в Гудзонов залив к северу от Чёрчилля. Тэйлор расчленил докембрийские образования этого района на три подразделения: 1) базальная группа кластических отложений, парагнейсов, парасланцев, лав и гранитных пород; 2) группа Большого острова, сложенная осадочными породами, несогласно перекрывающими базальную группу; 3) дайки диабазов. Гранитные породы частью гнейсированы, частью массивны. К западу от реки Спрус гнейсированные конгломераты, прорванные дайкой пегматита, содержат гальки гранитов. Это обстоятельство указывает на присутствие в данном районе гранитов двух возрастов. Массивные граниты представлены микрографическими разностями. Группа Большого острова сложена сланцами, граувакками, кварцитами, доломитами и в небольшом количестве конгломератами. Эти породы смяты в ундулирующие складки. Хотя интенсивность складчатости и значительна, Тэйлор не сообщает о прорывании этого комплекса гранитами.

Гнейсы Киссинью

Гнейсовый комплекс Киссинью, названный так Брюсом и Мэтесоном (Bruce, Matheson, 1930) по озеру Киссинью, где этот комплекс хорошо представлен, широко развит в северо-западной Манитобе и прилегающих частях Саскачевана. Он сложен перемежающимися гнейсовидными кварцитами, аргиллитами, подчиненными пластами известняков, разнообразными гнейсами и сланцами, инъецированными гнейсами гранитного или гранодиоритового состава. Химические составы большинства этих пород (см. анализы 1, 4, 5 и 6 в табл. 9) указывают на то, что они произошли из высокоглиноземистых отложений. Райт (J. F. Wright, 1929a) и Харрисон

(Harrison, 1951, стр. 36) отметили сходство пород комплекса Киссинью с метаморфизованными отложениями группы Гренвилл. Они отличаются, однако, от гренвиллских пород гораздо меньшей ролью известняков и более значительными вариациями состава, указывающими на менее совершенную сортированность осадков в ходе процесса седиментации.

Геологи, изучавшие докембрийские образования северной Манитобы, в общем согласны в том, что гнейсы Киссинью возникли преимущественно за счет перекристаллизации осадочных пород (Bruce, Matheson, 1930; Harrison, 1951, стр. 36—40). Однако их положение в общем разрезе менее определенно. Возможно двоякое решение проблемы: 1) гнейсы принадлежат к определенной группе одного возраста или 2) гнейсы представляют собой метаморфизованные отложения различного возраста. Гетерогенность пород комплекса свидетельствует в пользу второй возможности. Брюс и Мэтесон (Bruce, Matheson, 1930, стр. 132) отметили широкое распространение гнейсов, петрографически сходных с гнейсами Киссинью, но, несмотря на это сходство, воздержались от корреляции гнейсов, развитых на различных площадях. Райт (J. F. Wright, 1931, стр. 14) считал, что гнейсы Киссинью, развитые близ озера Киссинью, и гнейсы, переслаивающиеся с вулканическими породами в районе озера Векуско, представляют собой различные разновидности пород одной и той же группы. Два года спустя он же (J. F. Wright, 1933, стр. 80) пришел к выводу, что полосчатые гнейсы района озера Амиск, ранее картировавшиеся как гнейсы Киссинью, являются частью разреза группы Векуско. Бэтмен и Харрисон (Bateman, Harrison, 1945) как гнейсы Киссинью обозначали дошерридонские, шерридонские и послешерридонские породы, т. е. они придерживались взгляда о метаморфическом происхождении этих пород вне зависимости от возраста исходных образований. Однако, по мнению Харрисона (Harrison, 1951, стр. 46—47), возраст гнейсов Киссинью установить пока еще очень трудно и в настоящее время неблагоразумно пытаться коррелировать их с другими породами. Мак-Глинн (McGlynn, 1960, стр. 19) полагал, что гранодиориты Киссинью представляют заключительную стадию процесса гранитизации. Кроме того, согласно Бэтмену (Bateman, 1945), Стоквеллу (Stockwell, 1946), Фоули (Fawley, 1949), Мак-Глинну (McGlynn, 1960) и другим исследователям, гранодиориты или олигоклазовые граниты являются обычными породами среди поздних интрузивных образований базального комплекса района Киссинью. Таким образом, гипотеза Мак-Глинна выдвигает представление о существовании двух различных типов гранодиоритов среди докембрийских пород северной Манитобы. Один из этих типов имеет метасоматическое, а другой — магматическое происхождение.

Заключение

Главнейшие выводы, следующие из содержания наиболее существенных работ по геологии докембрия северной Манитобы, перечислены ниже.

1. Обычное присутствие шаровых текстур в лавах древних групп пород указывает на их подводные излияния, происходившие, по-видимому, в морских условиях.

2. Грубая зернистость и плохая сортированность обломочного материала в древних осадочных породах указывают на их отложение в морском бассейне, непосредственно прилегавшем к горам (Pettijohn, 1943a, стр. 964; M. E. Wilson, 1956, стр. 1423).

3. Минеральный и химический состав (см. табл. 9) некоторых гнейсов и сланцев комплекса Киссинью и других групп свидетельствует о том, что они являются перекристаллизованными осадочными породами.

4. Некоторые геологи придают гнейсам Киссинью определенное стратиграфическое положение в сводном разрезе докембрийских образований,

Таблица 10

Разрезы докембрийских пород в северной Манитобе

	Район Флинфлон	Район озера Линн	Район Оксфорд-Хаус	Район Томпсон — озеро Мистери
Протерозойские?	Послемиссисские интрузивные породы Граниты Кеминис Окраинные интрузивные образования Граниты, гранодиориты Диориты, габбро Интрузивный контакт	Послесиклские интрузивные породы Сиениты, гранодиориты, олигоклаз-кварцевые диориты, диориты Интрузивный контакт	Послеоксфордские интрузивные породы Диабазы и лампрофиры Пегматиты и аплиты Гранито-гнейсовый комплекс Гранодиориты, кварцевые диориты, диориты Роговообманковые габбро Перидотиты, серпентиниты Интрузивный контакт	Послеассейнские интрузивные породы Перидотиты, серпентиновые диориты, габбро Интрузивный контакт Диориты, производные от них полевошпат-актинолитовые сланцы Интрузивный контакт Пегматиты, гранито-гнейсы, кварцево-диоритовые гнейсы Интрузивный контакт
	Группа Миссн Граувакки, аркозы, галечные аркозы Несогласие Гранит-порфиры озера Клиф, габбро	Группа Сикл Аркозы, кварциты, конгломераты, сланцы, производные от осадочных пород Несогласие Послевасекванские образования Гранодиориты, кварцевые порфиры, кварцевые диориты, габбро	Группа Оксфорд Граувакки, аркозы, аргиллиты, конгломераты Несогласие	Группа озера Ассейи Кварциты, аркозы, граувакки, аргиллиты, галечные гравелиты, железорудная формация Базальты, андезиты
Архейские	Группа Амиск Кислые и основные вулканические породы	Группа Васеквап Измененные основные лавы, пирокластические породы и сланцы, производные от осадочных пород, перемежающиеся с полевошпатсодержащими кварцитами и слоистыми гнейсами	Группа реки Хейс Граувакки, аргиллиты, глинистые сланцы, сланцы, производные от осадочных пород Вулканические породы Агломераты, шаровые андезиты, дациты, базальты, ассоциирующие амфиболиты, интрузивные габбро	

тогда как другие рассматривают их в виде комплекса, занимающего неопределенное стратиграфическое положение вне разрезов, показанных в легендах к геологическим картам. Если гнейсы Киссинью возникли в результате изменений в зонах деформаций, то их нельзя рассматривать в качестве стратиграфической единицы.

5. Гранитные породы северной Манитобы представлены двумя разновидностями: а) нормальными гранитами, в которых содержание калия равно содержанию натрия или выше, и б) олигоклазовыми гранодиоритами, в которых натрий сильно преобладает над калием (см. анализы 1, 2 и 8 в табл. 9). Саттерли (Satterly, 1932) сообщил о присутствии альбитовых гранитов в районе ущелья Пеликан в Саскачеване приблизительно в 32 *км* северо-западнее Флинфлона.

Разрезы (снизу вверх) четырех представительных районов северной Манитобы в схематичном виде представлены в табл. 10.

2.3.3. Район озера Атабаска

Общие замечания

Геологические исследования последних лет в районе озера Атабаска осуществлялись главным образом в следующие два этапа: в 1915—1936 гг. (Элкокк) и с 1944 г. (Белл, Блек, Кристи, Фрезер, Хейл, Робинсон, Тремблей и другие). Элкокк (Alcock, 1936) расчленил коренные породы на три подразделения: группу Тазин, серию Биверлодж и серию Атабаска. Однако, по мнению Кристи (Christie, 1953), породы серии Биверлодж представляют собой местную разновидность пород группы Тазин, а не составляют отдельную более молодую серию. Группа Тазин, которую так назвал Кемсел (Camsell, 1916), имея в виду породы, развитые вдоль рек Тазин и Телстон к северу от озера Атабаска, состоит, по описанию Элкокка (Alcock, 1936), из конгломератов, аркозов, кварцитов, глинистых сланцев, аргиллитов, тонких прослоев известняков или доломитов, шаровых лав, серицитовых сланцев и послойных инъекций гранито-гнейсов. Присутствие валунов гранитов в конгломератах указывает на существование в данном районе древних гор дотазинского возраста.

Обширная часть территории к северу от озера Атабаска сложена гранитным комплексом, состоящим из метаморфизованных осадочных пород, ортогнейсов, гранитов и гранодиоритов. Парагнейсы имеют хорошо выраженную полосчатую текстуру; в них присутствуют прослои кварцитов; местами в породах появляются гранат, силлиманит, графит и другие минералы, характерные для метаморфизованных отложений глинистого состава. Магматическое происхождение некоторых полосчатых гнейсов доказывается тем, что они секут осадочные породы. Микроскопическое изучение полевых шпатов из массивных и полосчатых разновидностей комплекса показало, что микроклин преобладает в гранитах, а альбит и олигоклаз — в гранодиоритах.

Элкокк (Alcock, 1936) подчеркнул, что серия Атабаска, впервые выделенная Мак-Коннеллом (McConnell, 1893) на южном берегу озера Атабаска, занимает огромную площадь к югу от этого озера; менее широко она распространена на островах, тяготеющих к северному побережью озера, и в ядрах синклиналей, уцелевших от эрозии, в районе, находящемся к северу от озера Атабаска. Серия Атабаска резко несогласно налегает на серию Тазин. Она сложена косослоистыми песчаниками с волноприбойными знаками, а также аркозами и конгломератами, переслаивающимися с потоками андезитовых и базальтовых лав. Широко распространенные мелкие дайки диабазов или габбро мощностью до 90 *м* прорывают породы серий Тазин и Атабаска.

Область к северу от озера Атабаска

Докембрийские образования области, находящейся к северу от озера Атабаска, представлены главным образом супракрустальными породами, гранитами и гранито-гнейсами серии Тазин. Породы группы Тазин, по терминологии Кристи (Christie, 1953), представлены нормальными осадочными образованиями (кварцитами, железистыми кварцитами, доломитами, доломитовыми кварцитами и конгломератами); перекристаллизованными первично осадочными породами, содержащими амфибол, кордиерит, гранат, андалузит, силлиманит или другие метаморфические минералы; вулканогенными амфибол-эпидотовыми породами. Все эти породы интенсивно смяты в складки примерно северо-восточного простирания. Приблизительная мощность группы Тазин, по определению Кристи, достигает 9000 *м*. Хотя, по мнению Кристи, кордиерит-куммингтонитовая порода (см. анализ 1 в табл. 11) возникла за счет первично глинистых отложений группы Тазин, а Тремблей назвал породу, состав которой представлен анализом 2 в табл. 11, аргиллитом, тем не менее эти две породы сильно отличаются по составу

Таблица 11

Химические составы горных пород районов озера Атабаска и Йеллоунайфа

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	49,37	59,14	65,91	73,33	62,61	55,56	74,28	74,80
Al_2O_3	18,70	13,97	15,86	14,33	16,78	22,19	14,38	12,98
Fe_2O_3	9,80	1,84	0,35	0,31	0,38	0,53	0,32	0,62
FeO	4,04	7,55	3,77	0,66	5,81	7,99	0,77	1,40
MgO	12,62	4,15	1,49	0,34	2,99	4,41	0,16	0,06
CaO	1,33	4,49	2,63	0,99	2,80	0,76	0,60	1,96
Na_2O	0,58	2,86	3,07	4,60	3,79	1,21	4,18	2,85
K_2O	1,15	1,45	4,43	4,00	1,56	3,29	4,15	3,17
H_2O^+	2,88	2,53	1,12	0,47	1,94	2,39	0,42	0,79
H_2O^-		0,14	0,15	0,08	0,12	0,05	0,01	0,08
CO_2		0,05	0,16	0,35	0,10		0,18	0,93
TiO_2		1,12	0,53	0,07	0,68	0,83	0,07	0,36
P_2O_5		0,13	0,20	0,09	0,16	0,14	0,11	0,08
MnO		0,21	0,07	0,01	0,08	0,09	0,04	0,09
C		0,09			0,13	Следы		
S					0,14	0,35	Следы	0,03
Cl					0,02		0,02	
Cr_2O_3					0,01	0,03	Следы	
BaO						0,07		
SO_2						Следы		
	100,47	99,72	99,74	99,63	100,10	99,89	99,69	100,20
Уменьшение О для S и Cl					0,06	0,13		0,01
Сумма	100,47	99,72	99,74	99,63	100,04	99,76	99,69	100,19

1. Кордиерит-куммингтонитовая порода группы Тазин, район Голдфилдс — озеро Мартин (A. M. Christie 1953). 2. Аргиллит, юго-западнее буровой скважины Несбитт-Лайбин, озеро Биверлодж (личное сообщение Tremblay). 3. Полосчатый гранито-гнейс, озеро Биверлодж (личное сообщение Tremblay). 4. Гранит, район озера Биверлодж (личное сообщение Tremblay). 5. Граувакка группы Йеллоунайф, разведочный участок Бёруош, район Йеллоунайфа (Boyle, 1961). 6. Кордиерит-андалузитовый сланец группы Йеллоунайф, район Йеллоунайфа (Boyle, 1961). 7. Состав образца гранита озера Проспёрос, район Йеллоунайфа (Boyle, 1961). 8. Гранит из зоны гранитизации, озеро Брайан, район Йеллоунайфа (Boyle, 1961).

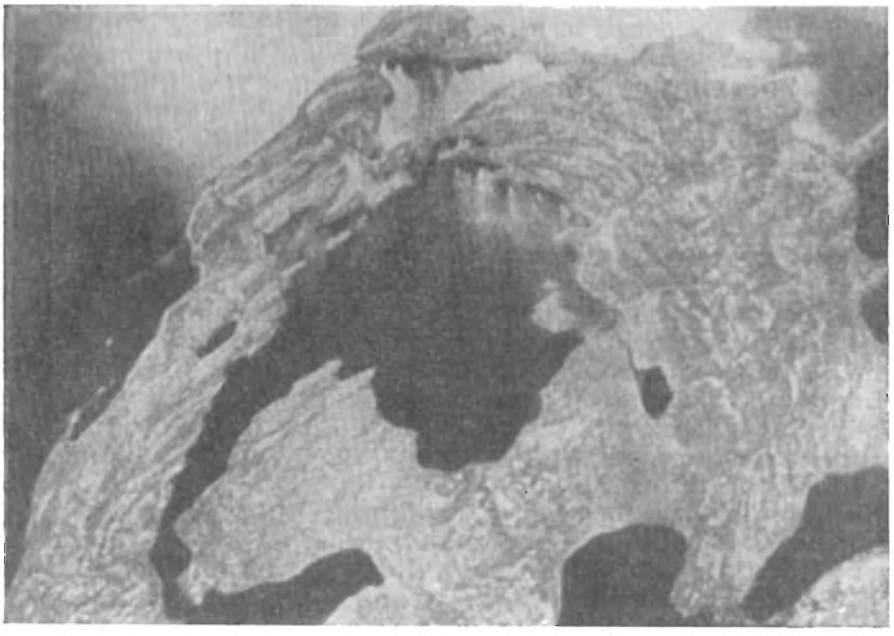
одна от другой. Это обстоятельство может указывать на несовершенную сортированность глинистых пород группы Тазин в процессе их седиментации.

Более молодые породы комплекса представлены ортоамфиболитами и габбро, гранитами, гранито-гнейсами и гранитоидными гнейсами. Термин гранитоидный гнейс был предложен Элкокком (Alcock, 1936) для смешанной породы, состоящей из орто- и парагнейса. Кристи (Christie, 1953, стр. 32, 33) предложил гипотезу, согласно которой интрузии гранитов или процесс гранитизации осуществлялись в три стадии: 1) плагиоклаз первой, самой древней стадии варьирует по составу от альбита до олигоклаза; 2) для промежуточной стадии характерна фаза микроклин — кварц; 3) самая молодая стадия была ознаменована появлением альбит-олигоклаза. Самой главной проблемой геологии района северного побережья озера Атабаска является вопрос о происхождении местных гранитных пород. Все геологи, изучавшие эти породы, опираясь на постепенные переходы от гранито-гнейсов к кварцитам и другим членам разреза группы Тазин, считали, что некоторые осадочные породы этой группы превращены в гранито-гнейсы в процессе гранитизации. Однако массивные или почти массивные граниты внедрились, по их мнению, как магматические интрузии. Генезис же пород промежуточного типа, располагающихся между двумя этими крайними членами, остается неясным. Согласно Кристи (Christie, 1953, стр. 72), «граниты считались созданными преимущественно в процессе гранитизации или замещения». Блек (Blacke, 1955, стр. 34) полагал, однако, что для оценки относительного значения процессов гранитизации и магматической дифференциации при формировании полосчатых гранитных пород в районе реки Олдмен необходимы дополнительные и более детальные полевые исследования. В связи с этим замечанием Блека следует отметить, что химический состав полосчатых гнейсов (см. анализ 3 в табл. 11), за исключением пониженного содержания кремнезема и повышенного содержания железа, не очень сильно отличается от состава нормального гранита (см. анализ 4 в табл. 11).

Породы серии Атабаска развиты в трех местах района Голдфилдс — озеро Мартин: 1) полого лежащие отложения на островах озера Атабаска, 2) складчатый пояс длиной 29 *км*, протягивающийся в северо-восточном направлении от озера Биверлодж к озеру Эйн (фиг. 15), и 3) узкая полоса отложений, падающих на запад, вытянутая вдоль восточного берега озера Тазин. Серия Атабаска в районе озера Мартин, по описанию Кристи (Christie, 1953), сложена конгломератами, аркозами и песчаниками, переслаивающимися с базальтами. В конгломератах присутствуют гальки и валуны от 5 *см* до 0,6 *м* в поперечнике. В нижней части разреза конгломератов обломочный материал угловатый и весьма компактно распределен. Цемент песчано-глинистый с хлоритом и карбонатом. Аркозы и песчаники косослоистые с волноприбойными знаками; местами они красноцветные. В окрестностях озера Мартин пласты этой серии слагают синклиналь, шарнир которой погружается на северо-восток (см. фиг. 15), но далее в том же направлении большая часть пластов круто падает на северо-запад. По подсчетам (Christie, 1953) максимальная мощность серии равна 2400 *м*, из которых около 300 *м* приходится на вулканические породы. Тремблей (Tremblay, 1958, стр. 493) подчеркнул, что в районе озера Мартин серия Атабаска и более древние породы рассечены большим количеством разломов, вероятно, двух возрастов — одни из них древнее, а другие моложе серии Атабаска. Большая часть месторождений ураништа района озера Атабаска, согласно Тремблею, приурочена к породам серии Тазин и связана с древними деформациями. По мнению Кристи (Christie, 1953), серия Атабаска формировалась в континентальных и мелководных условиях.

Хейл (Hale, 1954, 1955) сообщил, что в районах озер Гуло и Форси к западу от озера Мартин серия Атабаска расчленяется на две части, разделенные угловым несогласием. Нижнюю часть он сопоставлял с серией Ата-

баска района озера Мартин. Гассоу (Gussow, 1959) называл эти породы серией озера Мартин, а в настоящее время они известны под названием формации Мартин (C. K. Bell, 1959; Fahrig, 1961). Верхняя часть осадочных отложений



Фиг. 15. Синклиналь, погружающаяся на северо-восток.
Озеро Мартин к северу от озера Атабаска, Саскачеван.

серии Атабаска в районе озер Гуло и Форси сложена аркозами, песчаниками и конгломератами красного, коричневого или темно-желтого цвета. Некоторые из этих пород разбиты системой пересекающихся трещин.

Область к югу от озера Атабаска

Серия Атабаска в области, расположенной к югу от озера Атабаска, слагает площадь размером около 400 *км* по широте и 200 *км* по меридиану. Изучена лишь малая часть этой территории, и для полного познания геологии данного региона необходимы еще большие работы. По периферии площади развития пород серии Атабаска распространены главным образом перекристаллизованные осадочные породы, измененные вулканические породы, гранито-гнейсы и граниты, похожие на породы комплекса основания северной Манитобы и района, лежащего к северу от озера Атабаска. В пределах главной площади распространения пород серии Атабаска серия почти целиком сложена недислоцированными песчаниками. Тем не менее Блек (Blake, 1956) наблюдал явления местной складчатости в четырех пунктах, удаленных друг от друга. В одном из таких пунктов ширина полосы пород, смятых в складки, достигает нескольких сотен метров. В другом пункте песчаники «сильно смяты» — их пласты стоят на головах; ширина зоны деформаций не установлена. Наиболее странной особенностью района, находящегося к югу от озера Атабаска, является присутствие складчатых известняков или доломитов на западе центральной части района озера Траут. Блек (Blake, 1956) считал возможным, что известняки озера Траут составляют часть серии Атабаска, испытавшей локальные деформации. Невыдер-

канные песчаниковые прослои в известняках свидетельствуют как будто в пользу этой гипотезы. Однако Фэриг (Fahrig, 1961), опираясь на химический состав, считал, что в данном случае речь идет о доломитах, которые, судя по структурным соотношениям, перекрывают песчаники. Подобные же соотношения доломитов и песчаников наблюдал Лорд (Lord, 1953, стр. 5) в районе озера Дабаунт, расположенном далее к северо-востоку. Блек и Фэриг отметили присутствие в карбонатных породах концентрических форм, похожих на *Cryptozoon*.

Гассоу (Gussow, 1959) допускал возможность палеозойского возраста песчаников серии Атабаска. Ниже приведены некоторые возражения против этой гипотезы. 1. Многие исследователи (Tyrrell, Dowling, 1896, стр. 46; Sproule, 1938, стр. 51; Blake, 1956, стр. 10; Fahrig, личное сообщение) сообщали, что песчаники серии Атабаска в районе озера Кри прорваны дайками диабазов близ южной окраины поля развития песчаников. Блек также наблюдал дайку диабаза, прорывающую песчаники, на южном берегу озера Атабаска. Насколько известно, даек, которые прорывают палеозойские отложения в области, прилегающей с юго-запада, не существует. 2. Песчаники местами дислоцированы, тогда как палеозойские отложения соседних районов не несут следов деформаций (Blake, 1956, стр. 10). 3. Базальные слои девона, в более западных районах залегающие на докембрийских образованиях, представлены глинистыми алевролитами, непохожими на песчаники серии Атабаска (Belyea, 1952).

Заключение

Наиболее существенные выводы и наблюдения по геологии района озера Атабаска следующие: 1. По литологическим признакам и химическому составу пород группы Тазин можно считать, что первично это были осадочные породы, умеренно сортированные и переслаивающиеся с шаровыми лавами. 2. Присутствие шаровых текстур в лавах указывает на их отложение на дне моря. 3. Все геологи, изучавшие породы группы Тазин, согласны в том, что эти породы местами подверглись некоторой гранитизации. Необходимы, однако, дальнейшие исследования для установления отличий между перекристаллизацией и гранитизацией. 4. Наличие складчатых и разрывных деформаций в толще пород серии Атабаска в районе, находящемся севернее озера Атабаска, при сопоставлении с почти повсеместным отсутствием деформаций в пределах района, расположенного к югу от озера, может привести к выводу о разнице в возрасте соответствующих отложений. Тем не менее большинство геологов, работавших в обоих этих регионах, полагают, что речь идет об одной и той же серии (Alcock, 1936, стр. 21; A. M. Christie, 1953, стр. 55; Blake, 1956, стр. 9). Возраст уранинита из района Голдфилдс на северном берегу озера Атабаска, определенный до 1955 г. (Robinson, 1955), варьирует от 190 до 1850 млн. лет. Дополнительные данные о возрасте эпигенетических месторождений, сообщенные Робинсоном (Robinson, 1955, стр. 86, 87), дают цифры от 210 до 1790 млн. лет.

Последовательность геологических формаций в районе озера Атабаска в схематичном виде представлена в первой колонке табл. 12.

2.3.4. Район Йеллоунайф — восточная ветвь Большого Невольничьего озера

Общие замечания

Субпровинция Йеллоунайф — восточная ветвь Большого Невольничьего озера составляет обширную территорию, сложенную докембрийскими образованиями и простирающуюся к северу, югу и востоку от восточной

Таблица 12

Разрезы докембрийских пород северной части провинции Чёрчилль

	Район озера Атабаска	Район Пеллоупайф — восточная ветвь Большого Невольничьего озера	Район Большого Медвежьего озера	Район реки Коппермайн — Арктического побережья
Протерозойские	Дайки диабазов Дайки лампрофиров Интрузивный контакт Серия Атабаска Конгломераты, аркозы, песчаники, потоки базальтов Несогласие	Диабазы, габбро, диориты, горнблендиты Интрузивный контакт Группа Эт-Тен Конгломераты, кварциты, песчаники Несогласие	Дайки и силлы диабазов Интрузивный контакт Группа Хорнби Конгломераты, галечные песчаники, кварциты Несогласие	Дайки и силлы диабазов Интрузивный контакт Серия реки Коппермайн Конгломераты, базальты Кварциты Гоулбери Несогласие Доломиты Эпуорс Несогласие
		Интрузивные породы Граниты, гранодиориты, диориты, кварцево-диоритовые сиениты, кварцевые сиениты	Гранитные интрузивные породы Граниты, гранодиориты	Граниты и пегматиты Биотит-авгитовые граниты (включения известняков, глинистых сланцев, песчаников и сланцев в гранитах)
		Группа Большого Невольничьего озера Верхняя часть: андезиты, базальты, трахиты, глинистые сланцы, аргиллиты, песчаники, доломиты, известняки Нижняя часть: известняки, доломиты, глинистые сланцы, аспидные сланцы, аргиллиты, аркозы, туфы, андезиты, агломераты, песчаники, кварциты, гравелиты, конгломераты Несогласие	Группа залива Камерон Конгломераты, песчаники, граувакки, аргиллиты Несогласие (?) Интрузии гранитов (?) Группа залива Эхо Порфиритовые лавы, туфы, аргиллиты, галечные конгломераты, кварциты, известняки, кремнистые породы (шерты)	
Архейские	Гранитные интрузивные породы Граниты, гранитогнейсы Амфиболиты, габбро Интрузивный контакт Группа Тазин Амфиболиты, кордиеритовые амфиболиты Гранат-биотитовые сланцы Силлиманит-кордиеритовые гнейсы Андалузит-биотитовые сланцы Кварциты, доломиты, доломитовые кварциты Конгломераты	Гранитные интрузивные породы Граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты Интрузивный контакт Группа Пеллоупайф Конгломераты, аркозы, граувакки, кварциты, аспидные сланцы, аргиллиты, доломиты, гнейсы, сланцы Вулканические породы	Интрузии гранитов (?)	

части Большого Невольничьего озера. За исключением короткого маршрута Р. Белла по берегам Большого Невольничьего озера, произведенного в 1899 г., геологические исследования этой территории осуществлялись главным образом: в 1929—1933 гг. (Белл, Лоусен и Стоквелл) и с 1937 г. (Бойл, Браун, Фолинсби, Фортье, Хендерсон, Джоллифф, Лорд, Мур, Тремблей, Райт и некоторые другие геологи). Лоусен (Lausen, 1930), изучавший район восточной оконечности Большого Невольничьего озера, наблюдал шаровые текстуры в вулканических породах и концентрические текстуры, похожие на *Cryptozoon*, в доломитах группы Большого Невольничьего озера. Примечательно также, что Белл (J. M. Bell, 1929, стр. 18) назвал серией Йеллоунайф породы, обнаженные на северном побережье Большого Невольничьего озера близ устья реки Йеллоунайф. Этот термин, однако, употребляемый в районе Йеллоунайф, был предложен Хендерсоном (Henderson, 1939). В 1929—1931 гг. геологию района северо-восточной ветви Большого Невольничьего озера изучал Стоквелл, а в 1932 г. он же исследовал район, простирающийся на север до верховьев реки Коппермайн.

Хендерсон (Henderson, 1937) исследовал район озера Ноначо, расположенный между озерами Атабаска и Большим Невольничьим. Он расчленил породы этого района на четыре подразделения: 1) древние гранитные породы; 2) конгломераты, граувакки, аркозы и кварциты Ноначо; 3) молодые гранитные интрузивы; 4) диабазы. Мак-Глинн (McGlynn, 1960) допускал, что все граниты района Ноначо одновозрастны и моложе осадочных пород Ноначо. Однако присутствие галек гранитов в конгломератах Ноначо указывает вместе с радиометрическими данными также на существование и древних гранитов.

Район Йеллоунайф

Район Йеллоунайф, который Джоллифф (Jolliffe, 1952, стр. 142) называет субпровинцией Йеллоунайф, слагает территорию более 320 *км* в поперечнике, расположенную к северу от Большого Невольничьего озера. Предварительное картирование северной части залива Йеллоунайф (Jolliffe, 1936), а также района реки Больё, прилагающего с востока (Henderson, 1939), показало, что породы, которые слагают эту область, принадлежат преимущественно к группе Йеллоунайф и состоят из двух подразделений: 1) лавы и пирокластические образования, варьирующие по составу от базальтов до риолитов, и 2) конгломераты, граувакки (см. анализ 5 в табл. 11), аркозы, кварциты, глинистые сланцы и аргиллиты. Эти осадочные породы местами постепенно переходят в пятнистые кварцево-слюдяные сланцы и роговики. Минеральный состав пятен изменяется от агрегатов слюды и кварца до скоплений кристаллов кордиерита, хиастолита или андалузита (см. анализ 6 в табл. 11). Вулканические породы группы Йеллоунайф прорваны большим числом даек или силлей пород, сходных по составу с лавами. Некоторые из них приурочены преимущественно к подводящим каналам, по которым происходили лавовые излияния. Для основных лав характерны шаровые текстуры, местами вариолитовые. Породы, прорывающие группу Йеллоунайф, по возрасту распадаются на три главные единицы (от древних к молодым): 1) кварцевые диориты и диориты; 2) граниты, гранодиориты и пегматиты; 3) диабазы, габбро и перидотиты. Среди гранитных пород выделяются три основные разновидности: а) биотитовые граниты с альбит-олигоклазом в качестве преобладающего полевого шпата; б) мусковитовые граниты, содержащие больше микроклина, чем биотитовые граниты, и в) хлоритизированные калиевые граниты.

Дополнительные сведения по геологии района Йеллоунайф сообщены другими исследователями. В 1938—1939 гг. район реки Снэр на северо-востоке области Йеллоунайф исследовал Лорд и обнаружил, что породы группы Йеллоунайф и прорывающие их граниты несогласно перекрыты

толщей лав и осадочных пород (см. фиг. 16), которую он (Lord, 1942) назвал группой Снэр. Лорд отметил присутствие в составе группы Снэр известняков и доломитов и общее сходство ее пород с отложениями группы Большого Невольничьего озера, описанными Стоквеллом (Stockwell, 1933), с породами серии Ноначо, описанными Хендерсоном (Henderson, 1937), и с породами группы залива Эхо, развитыми в районе Большого Медвежьего озера и описанными Киддом (Kidd, 1933). Фортье (Fortier, 1947) опубликовал итоги исследования района озера Росс, располагающегося примерно в 50 *км* к северо-востоку от Йеллоунайфа. Он установил, что в состав разреза группы Йеллоунайф входят известняки, наблюдаемые как в виде пластов, так



Фиг. 16. Переслаивающиеся косослоистые белые кварциты и черные глинистые сланцы. Район реки Снэр, Северо-Западные территории. Фото Лорда.

и в качестве цемента конгломератов. В этом районе отчетливо выражена складчатая структура группы Йеллоунайф. Фолинсби (Folinsbee, 1947), изучавший район озера Лак-де-Гра (около 290 *км* к северо-востоку от Йеллоунайфа), установил, что отложения группы Йеллоунайф прорваны биотит-роговообманковыми гранитами, переходящими к периферии в диориты, и калиевыми двуслюдяными гранитами. Мур (J. C. G. Moore, 1956) в монографии по району озера Корейджес (240 *км* к северо-востоку от Йеллоунайфа) пришел к выводу, что в большинстве пунктов этого района отсутствуют доказательства явлений гранитизации и замещения, связанных со становлением гранитов. Однако Бойл (Boyle, 1961) в своем исследовании геохимии месторождений золота района Йеллоунайф отметил, что, несмотря на резкие ограничения гранитных тел, на присутствие даек гранитов, местами граниты постепенно переходят в граувакки. Опираясь на характер регионального распределения гранитов, лав и осадочных пород, он пришел к выводу, что западный гранитный массив в основном создан процессом гранитизации очень мощной толщи осадочных пород, когда-то располагавшейся ниже зеленокаменных пород. В процессе становления метасоматических гранитов осадочные породы подверглись поглощению, а гранитное вещество частично было мобилизовано. Когда началось излияние лав (зеленокаменные породы), процесс гранитизации замедлился из-за контрастности химических составов. В силу этого лавы испытали лишь ограниченную гранитизацию.

Бойл предположил далее такой же генезис для гранитных массивов района озер Проспёрос и Райан. Эта гипотеза, однако, противоречит наблюдениям Хендерсона и Брауна (Henderson, Brown, 1949 и неопубликованная монография). Опираясь на детальное изучение геологии планшетов района Йеллоунайф, они пришли к выводу, что, какова бы ни была предыстория гранитов Йеллоунайф, они внедрились подобно магме.

Район восточной ветви Большого Невольничьего озера

Этот район, названный Джоллиффом (Jolliffe, 1952, стр. 145) субпровинцией Восточной ветви, по данным Стоквелла (Stockwell, 1933), сложен породами, относящимися к шести подразделениям: 1) группа острова Уилсон — вулканические породы, обломочные осадочные породы, доломиты, гнейсы и сланцы; 2) гранитные интрузивные породы, представленные микроклин-альбит-мусковитовыми гранитами, хлоритизированными гранитами, гранодиоритами и диоритами; 3) группа Большого Невольничьего озера — вулканические породы и осадочные отложения, смятые в асимметричную синклинальную складку длиной более 250 *км*; 4) интрузивные диориты и сиениты; 5) группа Эт-Тен — конгломераты, песчаники и кварциты; 6) диабазы. Браун (I. C. Brown, 1950), изучавший район планшета Релайанс, в состав которого входит часть северо-восточной ветви Большого Невольничьего озера, коррелировал группу острова Уилсон с группой Йеллоунайф, а серию Ноначо, выделенную Хендерсоном (Henderson, 1937), — с нижней частью группы Большого Невольничьего озера. Райт (C. M. Wright, 1951) расчленил породы района залива Кристи, в состав которого входит восточная часть синклинория Большого Невольничьего озера, так, как это показано во второй колонке табл. 12. Бэрнс (Barnes, 1951) сообщил о сходном разрезе для района планшета Сноудрифт, расположенного далее к западу.

Заключение

Важнейшие опубликованные данные по геологии района Йеллоунайф — восточная ветвь Большого Невольничьего озера следующие: 1. Вулканические и обломочные осадочные породы группы Йеллоунайф поразительно сходны с породами Киватин и Абитиби района Тимискаминг северо-восточного Онтарио и западного Квебека. 2. Риолитовые или дацитовые компоненты группы Йеллоунайф слишком сильно изменены, в силу чего первичный минеральный состав пород неопределим. Их опознают по продуктам преобразований и светло-серой окраске на выветрелых поверхностях (J. H. Henderson, личное сообщение). 3. Хорошая сортированность осадочных отложений группы Большого Невольничьего озера и присутствие шаровых лав, перемежающихся с ними, указывают на мелководные условия седиментации в бассейне, прилегавшем к низменной суше. 4. Характерной особенностью глинистых пород группы Йеллоунайф является превращение их в пятнистые сланцы вблизи от гранитных интрузивов. 5. Преобладание интрузивных контактов гранитных тел приводит большинство геологов, работавших в районе Йеллоунайф — восточная ветвь Большого Невольничьего озера, к выводу, что в данном районе интрузии преобладали над процессами гранитизации.

2.3.5. Район Большого Медвежьего озера — реки Коппермайн

Общие замечания

Район Большого Медвежьего озера — реки Коппермайн располагается на северо-западной окраине Канадского щита. Геология этого района вначале привлекла к себе внимание благодаря открытию самородной меди

на реке Коппермайн (Tyrrell, 1912, стр. 510), а также наблюдениям Белла (J. M. Bell, 1902), который установил присутствие кобальтовых налетов на зеленых сланцах к востоку от залива Мак-Тавиш-Арм на Большом Медвежьем озере. Помимо ранних исследований, главным образом географических, геологическое изучение района осуществлялось преимущественно в течение следующих четырех этапов: 1) предварительные исследования вдоль реки Коппермайн, проведенные Дугласом и Сендбергом в 1911 и 1912 гг.; 2) исследования О'Нейла — геолога Канадской Арктической экспедиции — в 1913—1918 гг.; 3) исследования Кидда в районе Большого Медвежьего озера в 1931, 1932 и 1936 гг.; 4) последние работы Лорда (Lord, 1947), Парсонса (Parsons, 1948), Мёрфи (R. Murphy, 1948) и Финиека (Feniak, 1949).

Район Большого Медвежьего озера

Коренные породы этого района, который Джоллифф (Jolliffe, 1952, стр. 141) назвал субпровинцией Большого Медвежьего озера, были расчленены Киддом (Kidd, 1933) на четыре подразделения: 1) комплекс осадочных и вулканогенных пород, слагающих группы залива Эхо и залива Камерон (см. третью колонку в табл. 12); 2) интрузивные диориты, гранодиориты и граниты; 3) относительно недислоцированные конгломераты, песчаники и кварциты группы залива Хорнби; 4) основные дайки и силлы. Согласно наблюдениям Кидда, граниты района Большого Медвежьего озера частью массивны, частью гнейсовидны, в гранодиоритах плагиоклаз преобладает над ортоклазом, ортоклаз более обилен в гранитах залива Линдсли, но олигоклаз преобладает в большинстве других гранитов. Кидд полагал также, что группа залива Хорнби является эквивалентом серии Коппермайн, развитой в 130 *км* севернее.

Позднейшие работы в районе Большого Медвежьего озера дали следующее: 1) Лорд (Lord, 1947) и Парсонс (Parsons, 1948) сопоставляли породы группы реки Снэр на планшете реки Камселл с породами группы залива Эхо; 2) Мёрфи (R. Murphy, 1948) сообщил о присутствии в составе группы залива Эхо в районе Большого Медвежьего озера известняков и конгломератов; 3) Финиек (Feniak, 1949) установил, что группа залива Хорнби в районе планшета Мак-Альпин, куда входит восточная часть Большого Медвежьего озера, состоит из косослоистых песчаников с волноприбойными знаками, перекрытых косослоистыми кварцитовыми песчаниками с галькой.

Главной проблемой геологии района Большого Медвежьего озера является вопрос о соотношениях групп залива Камерон и залива Эхо. По Хендерсону (Henderson, 1948a), группа залива Камерон располагается выше группы залива Эхо, но на их контакте проходит сброс, и вопрос о соотношениях этих двух групп подлежит дальнейшему изучению. Однако Тёрбер (Thurber, 1946) подчеркивал, что галька и валуны типичных пород группы залива Эхо, а также галька сиенитов, похожих на сиениты, прорывающие группу залива Эхо, присутствуют в конгломератах группы залива Камерон. Таким образом, есть косвенное и, следовательно, не вполне определенное указание на существование несогласия между двумя упомянутыми группами.

Бассейн реки Коппермайн и прилегающая часть Арктического побережья

Наиболее распространенными породами района бассейна реки Коппермайн и прилегающей части Арктического побережья являются граниты, в которые включены многочисленные тела сланцев и других древних пород. На мысе Барроу на Арктическом побережье биотит-авгитовые граниты

сложно пронизаны пегматитовыми микроклиновыми гранитами. Далее к западу близ южного берега залива Грейс в граниты включено крупное тело, состоящее из известняков, глинистых сланцев, песчаников и кристаллических сланцев, а близ порта Эпуорс развиты тальково-хлоритовые сланцы.

На граниты основания несогласно налегают доломиты Эпуорс, кварциты Гоулберн и породы серии реки Коппермайн (O'Neill, 1924). Доломиты слагают обширный синклинорий, протягивающийся поперек гавани порта Эпуорс. Они залегают на гранитах на востоке, а на западе скрываются под породами серии реки Коппермайн. Разрез доломитов Эпуорс следующий: базальные конгломераты (2,5—12,5 *см*); доломитовые аркозы с обломками гранитов (1,0—1,5 *м*); доломиты и песчаники (22,5 *м*); кремнистые доломиты неустановленной мощности, местами с концентрическими образованиями, похожими на *Cryptozoon*.

Кварциты Гоулберн развиты в районе залива Батерст и в долине реки Худ. В обоих местах их мощность более 1200 *м*. Толща сложена мощными розовыми и серыми кварцитами, переслаивающимися с конгломератами. Валуны и галька обычно хорошо окатаны. Размеры их различны — до 7,5 *см* в поперечнике. Их количество меняется в разных слоях. Состоят они главным образом из кварца, но в некоторых прослоях наблюдаются округлые или угловатые обломки доломитов известковых туфов.

Серия реки Коппермайн в типичном развитии представлена вдоль долины этой реки, начиная на юге от гор Коппер, до Арктического побережья на севере, где верхняя часть серии слагает мыс Ричардсон и мыс Кендал. Пласты серии наклонены на север под углами 6—12°. Мощность серии равна примерно 14 500 *м*. Нижние 4200 *м* сложены потоками базальтов, переслаивающимися с конгломератами. Севернее водопада Блади-Фолс эти породы сменяются вышележащими песчанистыми глинистыми сланцами, перекрытыми песчаниками. На мысе Ричардсон песчаники прорваны диабазами. На мысе Кендал песчаники, глинистые сланцы и известняки прорваны силлями диабазов.

Заключение

Некоторые важнейшие данные по геологии северо-западной окраины Канадского щита могут быть представлены следующим образом:

1. Утверждение Тёрбера (Turber, 1946), что породы групп залива Камерон и залива Эхо имеют одинаковое простирание и почти одинаковые углы наклона слоев, делает сомнительным существование несогласия между этими группами.

2. Докембрийские образования этого района большинство геологов относят к раннему или позднему протерозою. К раннему протерозою принадлежат группы залива Эхо и залива Камерон. Группу Хорнби и серию реки Коппермайн считают позднепротерозойскими.

3. Вулканические породы, переслаивающиеся с конгломератами, кварцитами, глинистыми сланцами и кремнистыми аргиллитами в районе озер Хотта и Биверлодж, расположенном на окраине щита южнее Большого Медвежьего озера, Хендерсон (Henderson, 1948a) коррелирует с группой Снэр и тем самым косвенным образом с группой залива Эхо.

4. Большинство геологов, работавших на северо-западе Канадского щита, относят к протерозою как группы Большого Невольничьего озера, залива Эхо и залива Камерон, так и прорывающие их граниты. На этом основании Хендерсон (Henderson, 1948a) допускает возможность протерозойского возраста и для других поздних гранитов, развитых далее к югу в провинции Чёрчилль.

5. Литологическое и структурное сходство серий или групп Хорнби, Коппермайн, Эт-Тен, Атабаска и Дабаунт указывает на общие условия образования пород и их одинаковый возраст.

2.4. ПРОВИНЦИЯ УНГАВА

2.4.1. Общие замечания

Геологическая провинция Унгава занимает большую северо-восточную часть Канадского щита. Она простирается от островов Белчер в Гудзоновом заливе до побережья Лабрадора на востоке и от Гудзонова пролива до северных границ субпровинций Тимискаминг и Гренвилл. Исследования в этом районе относятся к двум категориям: 1) исследования Лоу, Дэли, Колемена, Гилла и других геологов, производившиеся до того, как Ретти в 1938 г. обнаружил в поясе Лабрадор — Квебек железные руды; 2) отчеты и карты многих геологов, опубликованные после открытия Ретти. Территория провинции по естественным признакам распадается на три части: геосинклиналь Лабрадор — Квебек, простирающаяся приблизительно к югу или к юг-юго-востоку через центральную часть провинции; район западной Унгавы, протягивающийся от островов Белчер в Гудзоновом заливе до геосинклинали; субпровинция Лабрадор, расположенная между геосинклиналью и побережьем Лабрадора.

2.4.2. Район западной Унгавы

Общие замечания

Территория западной Унгавы сложена преимущественно комплексом пород основания, в отдельных частях перекрытого складчатыми или полого залегающими позднедокембрийскими образованиями. Последние представлены группами островов Белчер, островов Настапока, залива Ричмонд, островов Манитунук, гор Отиш и района Кейп-Смит — залив Уэйкхем. Кранк (Krank, 1951) опубликовал итоги предварительных исследований, проведенных в 1947 г. на восточном побережье Гудзонова залива и залива Джемса. Его описание геологии коренных пород в основном подтверждает более ранние наблюдения Лоу. Геологическая служба Канады опубликовала четыре предварительные обзорные геологические карты центральной части западной Унгавы, составленные преимущественно на основе наблюдений с вертолета, но частью и по данным наземных маршрутов. К ним относятся предварительные геологические карты: восточного Мейна (Shaw, 1942), района озера Саками (Eade, Heywood, Lee, 1957), района Ла-Гранд — озера Бьенвиль (Heywood and others, 1959), района Нитчекуон — Каниаписко (Eade and others, 1959). Эти карты дают предварительное представление о пересечении всей западной Унгавы. Базальный комплекс здесь представлен: 1) лавами, состав которых изменяется от риолитов до андезитов, зеленокаменными породами, амфиболитами, нечистыми кварцитами и конгломератами; 2) гнейсами и сланцами, возникшими за счет вулканических пород; 3) гнейсами и сланцами, возникшими за счет осадочных пород; 4) средне- или крупнозернистыми гранитами; 5) гранито-гнейсами; 6) гранитами и гранодиоритами. В 1959 г. Кретц, участник экспедиции Обсерватории доминиона в северную Унгаву, произвел как аэрогеологические, так и наземные наблюдения, на основе которых была составлена обзорная карта под названием «Геологические наблюдения в северном Нью-Квебеке».

Группа островов Белчер

Толща островов Белчер слагает несколько меридиональных кряжей в виде островов, выступающих из-под вод Гудзонова залива приблизительно в 115 *км* от его восточного берега. Острова занимают площадь длиной 150 и шириной 100 *км*. Геологию их описали главным образом Мур, Юнг и Джексон.

Мур (Moore E. S., 1918) наблюдал породы этой серии, сложенной образованиями железорудной формации, известняками, глинистыми сланцами,

песчаниками, кварцитами и граувакками, смятыми в складки меридионального простирания (см. фиг. 17). Эти отложения порваны силлями и дайками диабазов, а в основании разреза и в его верхней части находятся покровы базальтов и диабазов. Он назвал этот комплекс серией Белчер, а железорудный компонент разреза — железорудной формацией Кипаллу. Мур подчеркнул близкое сходство этих пород с породами островов Настапока и района залива Ричмонд и отметил также их сходство с породами серии Апимики района озера Верхнего. Он указал на обилие концентрических пластинчатых



Фиг. 17. Складчатые слои группы Белчер.
Острова Белчер, Гудзонов залив.

форм в известняках и полагал, что эти формы связаны с жизнедеятельностью водорослей. Общая мощность серии превышает 3000 *м*, из которых 2770 *м* приходится на долю осадочных пород.

Юнг (Young, 1922) подтвердил наблюдения Мура, но мощность, по его данным, меньше указанной Муром. Разрез серии (сверху вниз), по данным Юнга, приведен в табл. 13.

Джексон (Jackson, 1960), описывая группу Белчер, выделил в ее составе шестнадцать подразделений и определил, что мощность группы варьирует от 6070 до 9090 *м*. Изменение мощности зависит главным образом от роли вулканических пород в различных пунктах. Следует отметить, что Джексон,

Таблица 13

Разрез геологических формаций островов Белчер

	Мощность, *м*
Покров диабазов	
1. Породы железорудной формации	122
2. Кварциты с зонами окремнелых известняков	523
3. Глинистые и аспидные сланцы, преимущественно красного цвета	224
4. Различно окрашенные известняки	819
5. Кварциты с подчиненным количеством известняков и сланцев	502
6. Сланцы, песчаники или залежи туфовых пород и т. д.	215
Массив диабазов	
	Сумма 2402

в отличие от Мура и Юнга, помещает известняки только в четырех из шестнадцати выделенных подразделений, а доломиты — в восьми стратиграфических подразделениях. Из-за частого повторения в разрезе пород одинакового состава здесь нет смысла приводить полный разрез, составленный Джексоном. Среди пород упоминаются: нормальные доломиты, доломиты с зонами строматолитов, известняки, аргиллиты, кварциты, яшмы, аркозы, граувакки, конгломераты, базальты, агломераты, туфы, а также дайки и силлы диабазов и полевошпатовых порфиров. Концентрические пластинчатые строматолитовые зоны в доломитах встречены в четырех подразделениях разреза.

Группы залива Ричмонд, Настапока и Манитунук

Породы этих групп обнажены на островах, а также местами в пределах пояса шириной до 32 *км*, вытянутого вдоль восточного берега Гудзонова залива приблизительно на 550 *км* от Порт-Гаррисона до мыса Джонс. Эти группы сложены осадочными породами и покровами лав. Простирания пластов меридиональные; пласты полого наклонены на запад. Обнажения приурочены к крутым обрывам, обращенным на восток, или в глубь континента. Белл (Bell R., 1879) объединил эти породы под названием группы Манитунук, Лоу (Low, 1903) — под названием группы Настапока, а Лейтс (Leith, 1910) назвал их группами Ричмонд и Настапока. Название «группа залива Ричмонд» предложено Юнгом (Young, 1922). Все геологи, изучавшие эти породы, отмечали их сходство с породами группы Анимики (Нипигон) района озера Верхнего.

Разрез геологических формаций группы островов Настапока и части материка, прилегающей с востока, в нисходящем порядке, по данным Лоу (Low, 1903) и Лейтса (Leith, 1910), приведен в табл. 14.

Таблица 14

Горные породы островов Настапока и смежного района побережья Гудзонова залива

	Мощность, *м*
Разрез, установленный Лоу (Low, 1903)	
Группа Настапока	
Обесцвеченная выветриванием кремнистая порода, содержащая анкерит и магнетит	6—30
Кремнистая порода, содержащая магнетит и небольшое количество анкерита	15—75
Джеспилит, обогащенный гематитом	3—30
Джеспилит, бедный гематитом	1,5—6
Граувакковый сланец	3—90
Джеспилит, бедный гематитом	0—1,5
Песчаники и глинистые сланцы	3—90
Тонкозернистый доломит	0—15
Разрез Лоу, надстроенный вниз Лейтсом (Leith, 1910)	
Базальт с шаровой текстурой, перемежающийся с красным песчаником	120
Песчаники, кварциты, известняки и глинистые сланцы	до 270
(несогласно покоятся на гранитах, там, где отсутствует группа Ричмонд)	
Несогласие	
Группа Ричмонд	
Грубообломочные аркозы, переходящие вверх по разрезу в песчаники и аргиллиты, перемежающиеся с потоками основных лав и интрудированные гранитами	300
Несогласие	
Архейские образования	
Граниты и гнейсы	

Лоу считал, что все граниты прорывают породы группы залива Ричмонд. Однако, по мнению Лейтса, хотя красные граниты, вероятно, и прорывают группу Ричмонд, так называемые лаврентьевские породы Лоу на самом деле состоят из изверженных пород двух возрастов, причем одни из них древнее, а другие моложе местных осадочных пород гурона. Согласно Кранку (Krank, 1951, стр. 69), граниты района залива Ричмонд древнее осадочных и вулканических пород группы Настапока. Он не обнаружил признаков существования надвигов.

Вудкокк (Woodcock, 1960), который в 1957 г. заново исследовал геологию района залива Ричмонд, не обнаружил интрузивных контактов между гранитами и протерозойскими породами. Он наблюдал аркозы и аркозовые кварциты, перекрытые андезитами (группа Пейпш), располагающиеся несогласно между группой залива Ричмонд и архейскими гранитными породами основания. Большинство авторов отмечало присутствие разломов, рассекающих как породы группы Настапока, так и более древние образования. Эти деформации могли быть связаны с повторной вулканической активностью.

Группа гор Отиш

Породы этой группы развиты приблизительно в 150 *км* к северо-востоку от озера Мистассини. Согласно Бержерону (Bergeron, 1957c), разрез группы гор Отиш состоит из конгломератов и песчаников мощностью около 900 *м*, залегающих несогласно на архейских породах основания и перекрытых красными песчаниками и глинами. Углы наклона пластов колеблются от 10 до 20°. Валуны и галька конгломератов сложены главным образом кварцем. Бержерон считал, что породы, слагающие юго-восточную окраину площади, представлены песчаниками, доломитами и образованиями железорудной формации и что деформированы они сильнее, чем породы группы, развитые далее к северу.

Пояс Кейп-Смит — залив Уэйкхем

Пояс Кейп-Смит — залив Уэйкхем протягивается через северную оконечность полуострова Унгава от Кейп-Смита на восточном берегу Гудзонова залива до залива Уэйкхем на восточном берегу залива Унгава. Материалы по геологии этого пояса представлены главным образом в работах Ганнинга (Gunning, 1934), Бержерона (Bergeron, 1957b, 1959), Билла (Beall, 1959), де Монтиньи (De Montigny, 1959) и Кретца (Kretz, 1960). Ганнинг отметил, что близ Кейп-Смита в состав разреза входят шаровые зеленокаменные породы и осадочные породы, прорванные диоритами. Бержерон, Билл и де Монтиньи сообщили, что пояс разделен на три части двумя главными несогласиями. Эти части: 1) грано диоритовые гнейсы, грано диориты и амфиболиты; 2) группа Повунгнитук и 3) группа Чукотат. Полный разрез пород пояса приведен в первой колонке табл. 15. Южная граница пояса Кейп-Смит — залив Уэйкхем выражена отчетливо благодаря доповунгнитукскому несогласию; северная граница пояса менее отчетлива. Породы группы интенсивно смяты в складки и рассечены многочисленными разломами.

2.4.3. Геосинклиналь Лабрадор — Квебек

Общие замечания

Складчатый пояс протерозойских осадочных и вулканических пород геосинклинали Лабрадор — Квебек простирается в виде сигмоидально изогнутой зоны вначале на юг, затем на юго-восток и, наконец, на юго-запад от западной части залива Унгава до горы Рид в субпровинции Грен-

Таблица 15

Разрезы докембрийских пород в провинциях Унгава и Арктических островов

	Кейп-Смит — залив Уэйкхем	Геосинклиналь Лабрадор — Квебек, южная часть	Субпровинция Лабрадор	Северо-запад Баффиновой Земли
Протерозойские	Габбро, перидотиты, серпентиниты	Габбро, перидотиты, диориты, диабазы, сиениты	Габбро, диориты	Дайки габбро
	Группа Чукотат Шаровые лавы, обломочные базальты, конгломераты, кварциты, аркозы, глинистые сланцы, граувакки, кремнистые породы (шерты)	Группа Дублет Основные вулканические породы, кварциты, аргиллиты Группа Мёрдок Основные вулканические породы, конгломераты, кварциты	Группа Рамах Аспидные сланцы, кварциты, аргиллиты, железосодержащие доломиты, кремнистые породы, (шерты), базальты, андезиты, трахиты, графитовые сланцы	Группа Улуксан Формация Элвин Песчаники, алавролиты, глинистые сланцы Формация пролива Стрэскон Глинистые породы, алевролиты
		— Несогласие (?) —		Формация залива Виктор-Бей Доломиты, известняки, глинистые породы, конгломераты
	— Несогласие —	Группа Хаусе Аргиллиты, кварциты, аспидные сланцы, силлы диоритов		
			Группа Мёгфорд Аспидные сланцы, кварциты, песчаники, агломераты, доломиты	Формация Сосайти-Клиффс Доломиты Формация Арктик-Бей Известковистые сланцы
		Группа озера Поб Аспидные сланцы, нечистые доломиты, граувакки, кремнистые породы (шерты)		
				Несогласие (?) линейка
	Группа Повунгнитук Шаровые базальты, массивные базальты, андезиты, граувакки, аспидные сланцы, кварциты, филлиты, доломиты, породы железорудной формации	Группа Сокоман Железорудная формация, ящмы, кремнистые породы (шерты), сидериты Группа Рузс Аспидные сланцы железорудной формации	Группа Сил Кварциты, аспидные сланцы, андезиты, амигдалоидные лавы	Группа Экуалулик Верхние кварциты Кварциты, подчиненные глинистые сланцы Вулканические компоненты

Протерозойские		Группа Уишарт Кварциты, аркозы, аспидные сланцы		Андезиты, базальты
		Группа Флеминг Кремнистые породы (шерты), кварциты, аспидные сланцы, конгломераты	Группа Крото Валунные конгломераты, аркозы, песчаники, граувакки, кварциты, доломиты, базальты, риолиты	Нижние кварциты Кварциты
		Несогласие (?)		
		Группа Дено Доломиты, кремнистые породы (шерты), аспидные сланцы, кварциты		
		Группа Аттикамаген Аспидные сланцы, доломиты, кремнистые породы (шерты)		
	Несогласие	Несогласие	Несогласие	Несогласие
Архейские	Гранито- и сиенито-гнейсы, гранодиоритовые гнейсы, гранодиориты, амфиболиты	Группа Лапорт Биотитовые и роговообманковые сланцы Группа Ашуанипи Биотитовые и роговообманковые гранито-гнейсы, амфиболиты, граниты	Гранитоидные гнейсы, граниты Гнейсы среднего состава Габбро, анортозиты, диориты, амфиболиты Парагнейсы, конгломераты, кристаллические известняки	Биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы, биотит-гранитовые гнейсы, породы даек гранитов

вилл. Длина складчатого пояса около 1000 *км*, а максимальная ширина более 80 *км*. Западная граница зоны выражена резко почти на всем протяжении из-за крупной поверхности несогласия, полого наклоненной на восток. На востоке граница менее определенная в результате интенсивных деформаций. Пласты наклонены преимущественно на восток или на северо-восток. Опрокинуты они на запад или на юго-запад и слагают асимметричную синклинальную структуру. Пояс может быть лучше всего описан по трем разрезам: 1) центральная часть, протягивающаяся от района, расположенного юго-западнее озера Соубилл на север до озера Фингер; 2) северная часть, расположенная к западу от залива Унгава, и 3) южная часть, лежащая к юго-западу от озера Соубилл (Gross, 1960, стр. 3).

Центральная часть пояса

Стратиграфическая последовательность геологических формаций в центральной части пояса показана, согласно Харрисону (Harrison, 1952), во второй колонке табл. 15. На западе эти протерозойские породы, именуемые системой Каниаписко (Harrison, 1952, стр. 3) или группой (Fahrig, 1955, стр. 3), располагаются несогласно на комплексе гранитов и полого падают на восток или северо-восток. К востоку постепенно нарастает степень их метаморфизма. Харрисон (Harrison, 1952, стр. 4) считал, что северо-западная граница протерозойской геосинклинали намечена широкой зоной сильно развальцованных пород, позволяющих предполагать существование здесь разлома. Однако, согласно Фаригу (Fahrig, 1957, стр. 115), сланцы, возникшие за счет осадочных и основных изверженных пород, по мере продвижения к востоку постепенно переходят в гранитоидные гнейсы.

Характерными литологическими особенностями пород центральной части геосинклинального пояса являются: 1) высокая степень сортированности обломочного материала в отложениях; 2) наличие параллельной, сортированной и косой слоистости в алевролитах (Donaldson, 1960); 3) значительная мощность массивных и строматолитовых известняков в формациях озера Ноб и Хаус; 4) присутствие шаровых текстур в базальтовых лавах, указывающих на излияния в подводных и, вероятно, морских условиях; 5) широкое развитие пород железорудной формации, яшм, кремнистых пород (шертов) и связанных с ними гематита, магнетита и гетита.

Северная часть пояса

Северный разрез геосинклинали Лабрадор — Квебек прерывисто протягивается вдоль западного берега залива Унгава или вблизи от него на расстоянии более 250 *км*. В районе Брошан — де-Боннар к югу от залива Нейн, по наблюдениям Бержерова, отложения позднего докембрия отличаются друг от друга на западе и на востоке, на основании чего он и выделил западный и восточный комплексы. Западный комплекс сложен гранито-гнейсами и порфировидными гранитами, в которых присутствуют массивы или дайки амфиболитов. Все эти породы прорваны дайками и силлами габбро и пегматитов. Полосчатость гнейсов параллельна поверхностям напластования осадочных пород, но углы падения их различны. Гнейсы, амфиболиты и пегматиты восточного комплекса обнажены к востоку от меридионального надвига. Главным типом пород этого комплекса являются биотитмусковитовые гнейсы, вероятно, первично осадочного происхождения. Полевые соотношения указывают на то, что породы восточного комплекса представляют собой часть фундамента, на котором отлагались формации геосинклинали Лабрадор — Квебек.

Согласно Беланду и Оугёру (Beland, Auger, 1958), северо-западные простирания и асимметричная структура геосинклинали прослеживаются

до ее северной оконечности, а постепенные переходы от неметаморфизованных осадочных пород западного крыла к высоко перекристаллизованным породам восточного крыла, наблюдаемые далее к югу, существуют также и в северном разрезе; кроме того, присутствие магнетита и спекулярита в составе пород железорудной формации севернее реки Ларч указывает, по их мнению, на возрастание степени метаморфизма пород в северном направлении.

Южная часть пояса

Южное окончание геосинклинали Лабрадор — Квебек в пределах субпровинции Гренвилл фиксируется зонами развития железорудной формации в районе озера Уобуш, горы Райт и горы Рид, а также пятнами и полосами образований этой же формации в других местах. Подобное распространение железорудной формации указывает, возможно, на отложение ее пород в изолированных бассейнах или на раздробление геосинклинали интенсивными деформациями, или на комбинацию обеих этих причин на южной окраине пояса. Породы, слагающие южную оконечность геосинклинали, по данным Филлипса (Phillips, 1958), Дюффеля и Роуча (Duffell, Roach, 1959), а также Мёрфи (Murphy D. L., 1959), представлены парасланцами, парагнейсами, графит-биотитовыми гнейсами, конгломератами, доломитами и кварцитами.

2.4.4. Субпровинция Лабрадор

Общие замечания

Субпровинция Лабрадор располагается на территории, лежащей между геосинклиналью Лабрадор — Квебек и побережьем Лабрадора. Геологические исследования этой субпровинции имели преимущественно рекогносцировочный характер вдоль побережья и предварительный характер для района озер Крото — Сил внутри полуострова Лабрадор к северо-западу от залива Гуз. К числу исследований первой категории относятся работы Дэли (Daly, 1902), работы Колемена (Coleman, 1921) по северному побережью Лабрадора, исследования Кристи (A. M. Christie, 1951, 1952, 1953) на северном и южном побережье Лабрадора, изучение геологии коренных пород южного Лабрадора и района залива Гамильтон, произведенное Кранком (Krank, 1953a), и заметки Дугласа (G. V. Douglas, 1953) об отдельных местах побережья Лабрадора. Стратиграфический разрез субпровинции Лабрадор, основанный главным образом на наблюдениях Колемена и на предварительной карте Кристи, Роско и Фэрига (Christie, Roscoe, Fahrig, 1953), приведен в третьей колонке табл. 15.

Район побережья Лабрадора

В прибрежном поясе Лабрадора распространены преимущественно гранито-гнейсы, но часто в значительных количествах встречаются также габбро, анортозиты, диориты и амфиболиты, удивительно похожие на анортозитовый комплекс района гор Адирондак и других частей субпровинции Гренвилл. Менее распространенные метаморфические парапороды, относимые к архейским, представлены главным образом парасланцами и парагнейсами, кварцитами и кристаллическими известняками. В заливе Рамах, на мысе Мёгфорд и в заливе Эйллик на отдельных площадях развиты менее метаморфизованные осадочные или вулканические породы позднего докембрия. Группы Рамах и Мёгфорд сложены полого залегающими хорошо отсортированными осадочными породами, переслаивающимися с вулканическими образованиями. В кварцитах наблюдается косая слоистость. В лавах местами выражена шаровая текстура. Общая мощность этих толщ колеблется от

1200 до 1500 *м*. Осадочные породы в заливе Эйллик метаморфизованы и прорваны гранитами. Колемен (Coleman, 1921) допускал, что эти породы древнее образований групп Рамах и Мёгфорд.

Группы Крото и Сил

Породы, слагающие группы Крото и Сил, хотя и смяты в складки, метаморфизованы в общем не очень сильно. Они несогласно налегают на базальный комплекс гнейсов, массивных гранитов, анортозитов и габбро (Fahrig, 1957, стр. 117) и отнесены к протерозою. Названия пород, слагающих две упомянутые группы, приведены в третьей колонке табл. 15.

Группа Крото слагает клинообразную площадь к северо-востоку от озера Крото. Эта группа представлена толщей, которая залегает с северо-восточным простиранием и состоит главным образом из обломочных осадочных и вулканических пород; состав этих вулканических пород изменяется от риолитов до андезитов. В районе озера Крото и к северу от него в конгломератах присутствуют гальки и валуны красных гранитов и яшм, погруженные в песчаниковый цемент. В песчаниках, входящих в состав разреза группы, имеются прослои кремнистых пород (шертов). Грубозернистые разности песчаников обладают косой слоистостью. Местами цемент песчаников карбонатный. На основе наблюдений в области, расположенной между районами распространения пород групп Крото и Эйллик, Бивен (Beavan, 1958, стр. 139) пришел к выводу, что отложения этих групп стратиграфически эквивалентны; кроме того, непрерывность их развития по простиранию затушевана, но не нарушена явлениями метаморфизма и интрузией гранитов.

Отложения группы Сил, по описанию Эванса (Evans, 1952, стр. 112—113), смяты в широтную синклиналь, опрокинутую на север. На крыльях ее пласты падают на юг под углами 30—70°. Согласно Фэригу (Fahrig, 1957), конгломераты содержат валуны розовых гранитов, а для определения нормальной последовательности отложений имеются такие отличительные особенности, как косая слоистость и волноприбойные знаки. Он установил также основной состав вулканических пород группы Сил, в немногих пунктах обладающих неясно выраженной шаровой текстурой.

Заключение

Поскольку геология провинции Унгава еще почти не выяснена, в качестве итога можно привести лишь несколько общих выводов.

1. Геологические формации провинции Унгава в структурном отношении и в общем виде распадаются на три категории: базальный комплекс гранитов, гнейсов, анортозитов и древних пород; более молодой комплекс смятых в складки осадочных и вулканических образований; еще более молодой комплекс недеформированных осадочных и вулканических пород.

2. Имеются данные о существовании в позднем докембрии процессов горообразования и гранитных интрузий в отдельных частях региона.

3. Во многих местах развита богатая железорудная формация, в различной степени метаморфизованная.

2.5. ПРОВИНЦИЯ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

2.5.1. Общие замечания

Часть Арктических островов Канады вместе с полуостровами Бутия и Мелвилл сложена докембрийскими образованиями. Для удобства описания ее целесообразно включить в состав докембрийской провинции Арктических островов. По северо-западной окраине этой площади развития докем-

брийских образований древние породы при прослеживании их на северо-запад вначале перекрыты изолированными пятнами нижнепалеозойских отложений, а затем — толщей более молодых пород от палеозойских до третичных.

На крайнем северном побережье острова Элсмира Блекадер (Blackadar, 1954) описал две группы пород: группу мыса Колумбия и группу горы Дизраэли, относимые к докембрию или палеозою. Группа мыса Колумбия сложена гнейсами и гранитами, а группа горы Дизраэли — осадочными породами, главным образом хорошо отсортированными. Последние смяты в складки и умеренно метаморфизованы. Органические остатки в них не обнаружены. Далее к юго-востоку развиты сильно деформированные образования группы мыса Роусон, выделенной Фейлденом и де Рансом (Feilden, De Rance, 1878) и отнесенной Блекадером к среднему силуру или еще более древним отложениям. Кристи (Christie R. L., 1957), также изучавший северный берег острова Элсмира, считал, что группа мыса Колумбия имеет досреднеордовикский возраст, а группу Дизраэли вместе с третьей группой лав и осадочных пород, названной группой Мак-Клинток, он относил к среднему ордовику или более древним образованиям. Поскольку геологические формации северной части острова Элсмира были смяты в складки в раннем палеозое, справедливость отнесения упомянутых различных групп к докембрию остается неясной. Докембрийские образования других частей Арктических островов с тектонической точки зрения принадлежат к базальному архейскому комплексу, местами перекрытому относительно неметаморфизованными позднедокембрийскими (протерозойскими) отложениями. На основании вышесказанного данные образования лучше всего описывать под этими названиями.

2.5.2. Архейские породы провинции Арктических островов

Архейские образования Арктических островов относятся преимущественно к базальному комплексу кристаллических известняков, кварцитов, сланцев, парагнейсов, гранито-гнейсов, роговообманковых сиенитов и связанных с ними пород, рассеченному дайками и массивами гранитов, пегматитов, диабазов и габбро. В типичном развитии эти породы встречаются на Баффиновой Земле. О присутствии чарнокитов и других гиперстенсодержащих пород на южном побережье Баффиновой Земли сообщили Блекадер и Фразер (Blackadar, Fraser, 1960). Такие же породы в районе залива Камберленд, расположенном севернее, отметил Райли (Riley, 1960). Близ Клайда на северо-восточном берегу Баффиновой Земли наблюдались образования железорудной формации (Krank, 1953b), так же как и на полуострове Фокс на юго-западной оконечности Баффиновой Земли (Davison, 1959). На юго-западе Баффиновой Земли на полуострове Фокс к востоку от залива Чорк-бак гранито-гнейсы, амфиболиты и кристаллические известняки смяты в синклинальную складку.

Блекадер и Фрезер (Blackadar, Fraser, 1960) отметили, что докембрийские граниты, гнейсы и сланцы, развитые на северо-востоке острова Саутгемптон, на полуостровах Мелвилл и Бутия, на западе острова Сомерсет и на острове Принца Уэльского, на картах не выделены. В восточной части района пролива Фьюри-энд-Хекла в амфиболовых, хлоритовых и биотитовых сланцах наблюдаются реликты шаровой текстуры.

2.5.3. Протерозойские породы провинции Арктических островов

Позднедокембрийские или, по Блекадеру (Blackadar, 1957), возможно, раннепротерозойские образования развиты в четырех пунктах Арктического архипелага: на востоке острова Элсмира, на северо-западе Баффиновой Земли,

на островах Сомерсет и Принца Уэльского. Протерозойские отложения восточной части острова Элсмира представлены доломитами, конгломератами, кварцитами и песчаниками; глинистыми сланцами, доломитами, кварцитами и известняками. Мощность этих отложений составляет примерно 1160 *м*. Они коррелируются с группой Туле северо-западной Гренландии. Разрез протерозойских образований северо-западной части Баффиновой Земли приведен в четвертой колонке табл. 15. Их мощность равна примерно 3340 *м*. Позднедокембрийские образования острова Сомерсет представлены обломочными осадочными породами, силлем габбро и вышележащими доломитами. Общая мощность осадочных отложений составляет 2820 *м*. Отложения вероятного протерозоя развиты в отдельных пунктах восточного побережья острова Принца Уэльского.

3. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ КАНАДСКОГО ЩИТА

3.1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Поскольку геологическое строение Канадского щита очень сложное, а изучена детально пока лишь небольшая часть этой огромной площади, расхождения во взглядах неизбежны (как на взаимоотношения отдельных геологических формаций, так и относительно выводов, следующих из соответствующих наблюдений). Важнейшие проблемы, обсуждаемые геологами, следующие: 1) обоснование номенклатуры главнейших групп пород; 2) определение их возраста и корреляция, основанные на геологических соотношениях и радиометрических данных; 3) соотношения раннедокембрийского вулканизма и магматической дифференциации; 4) метаморфизм, включая процессы гранитизации; 5) докембрийская орогения. Эти проблемы обсуждаются ниже.

3.2. НОМЕНКЛАТУРА

Изучение докембрийских образований Канадского щита началось с исследований Логана и его сотрудника Мёррея в долине реки Оттава и на северном побережье озер Верхнего и Гурон. Хотя первым и, следовательно, типовым местом, где Логан в 1845 г. увидел те породы, которые позже он называл лаврентьевскими и гуронскими, был район озера Тимискаминг, тем не менее геологи-докембристы в своем большинстве, основываясь на логановском понимании термина «гуронский», считали стратотипом гуронских отложений разрез района месторождений Брюс, где Логан вместе с Мёрреем провел часть полевого сезона 1848 г. Сомнительно, чтобы Логан присоединился к такому допущению. Нижеследующие объяснения помогут понять это обстоятельство, кажущееся парадоксальным. 1. Хотя Хант был минералогом и химиком Геологической службы Канады и практически не принимал участия в геологическом картировании, тем не менее именно он в большей мере, чем кто-либо из геологов, принимал участие в выработке большинства геологических названий комплексов горных пород южной части Канадского щита. Хант был соавтором Логана в той работе (Logan, Hunt, 1855), в которой предложены термины «лаврентьевский» и «гуронский». Он внедрил такие употребительные обозначения, как «Анимики», «Кивино». Именно он (Hunt, 1878, стр. 155) дал определение термину «серия Гренвилл», который Логан (Logan, 1863, стр. 839) употреблял без какого-либо объяснения. 2. В гл. IV («Гуронская серия») монографии «Геология Канады» Логан писал: «На озере Тимискаминг лаврентьевские ортоклазовые гнейсы сопровождаются сланцеватыми конгломератами». Следовательно, Логан рассматривал район озера Тимискаминг как типичный район разви-

гия гуронских отложений, а Хант, проявлявший повышенный интерес к стратиграфии и номенклатуре докембрийских образований, играл главную роль в написании оригинального труда (Logan, Hunt, 1855) и почти наверняка был автором термина «гуронский».

Лоусон (Lawson, 1886, стр. 10—15) подчеркивал, что «зеленые сланцеватые породы», развитые близ устья реки Дорэ на северо-восточном берегу озера Верхнего, которые Логан называл гуронскими, похожи на вулканогенные сланцы района озера Вуде и в структурном и литологическом отношениях отличаются от типичных гуронских образований. На этом основании он предложил именовать вулканогенные породы района озера Вуде киватинскими. Седиментогенные сланцы, как будто бы подстилающие киватинские, он назвал кучичингскими. Лоусон сохранил наименование «лаврентьевские» для гранитов, прорывающих киватинские и кучичингские образования. Эти граниты во многих местах Канадского щита прорывают породы, ошибочно именовавшиеся гуронскими.

Ирвинг (Irving, 1888, стр. 450) предложил ограничить понятие «архей», введенное Дэна (Dana, 1872, стр. 253) и включавшее, как полагали до этого момента, весь докембрий, лаврентьевским «гнейсовым комплексом основания», а для наименования геологических формаций, располагающихся между гнейсовой серией и кембрийскими отложениями, считал необходимым ввести вполне новое название того же ранга, что «палеозой» и «архей». Следуя предложению Ирвинга, сотрудники Геологической службы США выбрали для новой эры наименование «альгонк» (Powell, 1890, стр. 66; Wilmarth, 1924, стр. 50).

Миллер (W. G. Miller, 1911) дал наименование «Тимискаминг» группе докобальтовых конгломератов района Тимискаминг и перечислил пять мест развития этих конгломератов, располагающихся от округа Кобальт до Поркьюпайна. В настоящее время под названием Тимискаминг, которое можно определить более точно, подразумевают все породы как осадочного происхождения, так и вулканогенные, несогласно залегающие на породах групп Киватин или Абитиби и отделенные несогласием от вышележащих отложений группы Кобальт в районе Тимискаминг, северо-восточного Онтарио и западного Квебека.

В 1932 г. комитет по стратиграфической номенклатуре Королевского общества Канады рекомендовал разделять докембрийское время на две эры —«архейскую» и «протерозойскую» (Alcock, 1932, стр. 119). Эти рекомендации были приняты на конференции геологов-докембристов Геологической службы Канады в 1935 г. В третьем отчете Американской комиссии по стратиграфической номенклатуре (Harrison, 1955) было рекомендовано именовать главные подразделения докембрийского времени, приблизительно эквивалентные эрам, ранним и поздним докембрием. В комментариях, которые последовали, однако, со стороны членов комиссии, Стоквелл высказывался за сохранение названий «архей» и «протерозой».

Гроут и др. (Grout and others, 1951, стр. 1021) предложили трехчленное деление докембрийских образований северной Миннесоты на раннюю, среднюю и позднюю эры. К ранней эре были отнесены киватинские вулканические породы, железорудная формация Соудан и донайфская орогения; к средней эре — группа озера Найф и алгоманская орогения; к поздней эре — время отложения групп Анимики и Кивино.

Джемс (James, 1955, стр. 1459) расчленял докембрийские образования северного Мичигана на нижнюю, среднюю и верхнюю части. Он включал, однако, верхний гурон (вероятно, Анимики) в состав среднего докембрия, тогда как Гроут с сотрудниками относил группу Анимики вместе с группой Кивино к позднему докембрию. Объединение классификаций Джемса и геологов Миннесоты приводит к четырехчленному делению докембрия района озера Верхнего.

3.3. КЛАССИФИКАЦИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ

3.3.1. Общие замечания

Классификация и корреляция докембрийских образований до последнего времени была почти полностью основана на литологическом сходстве, стратиграфической последовательности, структурных соотношениях, приближенных связях между отдельными районами распространения пород и других подобных данных. В настоящее время дополнительную информацию дают радиометрические определения возраста минералов. Цифры радиометрических определений возраста не датируют время седиментации супракрустальных отложений, равно как и время интрузий изверженных пород. Определяется лишь время процессов кристаллизации или перекристаллизации минералов, сопровождающих горообразование. Комбинация геологических и радиометрических данных дает самые лучшие результаты при расчленении горных пород.

В главах настоящей работы, следующих ниже, изложены геологические и радиометрические сведения, необходимые для расчленения и корреляции комплексов горных пород, слагающих различные провинции и субпровинции Канадского щита.

3.3.2. Субпровинция Гренвилл

Субпровинция Гренвилл Канадского щита названа по группе Гренвилл осадочных и вулканических пород, широко распространенных в ее пределах. Геологические исследования, однако, показали, что на юге центральной части Онтарио калиевые риолиты, андезиты, доломиты и кварциты отделяет от вышележащих конгломератов, доломитов, граувакк и известняков огромное несогласие так, что комплекс Гренвилл в этом районе состоит из двух групп (гастингской и догастингской). Голубые выветрелые разности известняков группы Гастингс в районах Мадок — Мармора (см. фиг. 6) и Банкрофт имеют серую окраску на свежих поверхностях излома, но там, где известняки Гастингс находятся близ гранитов, как, например, в синклинали реки Клэр (см. фиг. 4), они перекристаллизованы в белые мраморы. Таким образом, возможно, что породы, картируемые в субпровинции Гренвилл как часть разреза серии Гренвилл, на самом деле принадлежат к группе Гастингс.

Для значительных площадей субпровинции Гренвилл пока нет радиометрических данных. Если отбросить две цифры, слишком высокие, то возраст, определенный калий-аргоновым, изотопным свинцово-урановым и свинцово-ториевым методами, для 83 образцов слюды, уранинита и ураноторита, взятых в юго-западной части субпровинции, варьирует от 770 до 1310 млн. лет, что дает среднюю величину около 1000 млн. лет. Дюффель и Роуч (Duffel, Roach, 1959) сообщили, что железорудная формация геосинклинали Лабрадор — Квебек в районе горы Райт лежит выше чарнокитовых пород, сходных с чарнокитами, которые ассоциируют с анортозитами, прорывающими породы группы Гренвилл в низовье реки Оттава и предположительно имеющими послегренвиллский возраст. Девять определений калий-аргоновым методом возраста гнейсов, кристаллических и аспидных сланцев из складчатой северной части геосинклинали Лабрадор — Квебек дали цифры, варьирующие от 1400 до 2060 млн. лет (Lowdon, 1960, стр. 28—29; Beall and others, 1960, стр. 252).

Таким образом, время, прошедшее после отложения осадочных пород группы Гренвилл, может достигать 2000 млн. лет.

3.3.3. Субпровинция Тимискаминг

Специфическими чертами геологии субпровинции Тимискаминг, рассматриваемыми ниже, являются: 1) крупное догуронское несогласие, прослеживаемое от озера Мистассини до озера Верхнего; 2) структурный комплекс докембрия, простирающийся от бассейна Сёдбери до озера Гурон (см. фиг. 13); 3) дотимискамингское несогласие и 4) соотношение пород субпровинции Тимискаминг с поясом полосчатых гнейсов, протягивающимся вдоль северо-западной окраины субпровинции Гренвилл.

1. Породы, располагающиеся выше большого догуронского несогласия, слагают группы Мистассини, Шибугамо, Кобальт и Брюс. Эти отложения позднего докембрия прорваны дайками или силлеподобными телами диабазов и габбро и дайками оливиновых диабазов и габбро. Коллинз (Collins, 1925, стр. 84), наблюдавший пересечение дайками оливиновых диабазов даек кварцевых диабазов, считал, что оливиновые диабазы много моложе кварцевых диабазов. Однако позже было установлено, что две дайки кварцевых диабазов секут интрузивное тело оливиновых габбро, располагающееся в конгломератах группы Кобальт, которые развиты на холмах Кекеко в западном Квебеке (M. E. Wilson, 1962). Исходя из этого наблюдения, промежуток времени, разделявший интрузии кварцевых и оливиновых диабазов, был невелик и оливиновые диабазы, вероятно, являются поздней фазой дифференциации кварцевых диабазов.

С тектонической точки зрения в субпровинции Тимискаминг для позднего докембрия выделяются три региона: обширная площадь, расположенная между озерами Тимагами в Онтарио и Мистассини в Квебеке, где отложения позднего докембрия залегают сравнительно спокойно,— район озер Куэрк и Эхо на крайнем северо-западе субпровинции, где отложения групп Брюс и Кобальт залегают горизонтально или с пологим наклоном; сильно деформированный прогиб Сёдбери, в пределах которого гуронские осадочные образования групп Брюс и Кобальт уцелели лишь местами.

Для района Тимагами — Мистассини определения возраста калий-аргоновым методом по слюдам из гранитных пород комплекса основания (Davis and others, 1958; Aldrich and others, 1958; Lowdon, 1960) дали цифры от 2205 до 2735 млн. лет, а в среднем — 2466 млн. лет. Разница в определениях возраста достигает 530 млн. лет. Хотя цифры возраста и меняются для разных частей региона и надежность их приблизительна, можно все же сказать, что в области озер Тимискаминг — Мистассини в течение более 2000 млн. лет горообразования не было.

В районе озер Куэрк и Эхо, расположенном на крайнем юго-западе субпровинции Тимискаминг, отложения групп Брюс и Кобальт смяты в пологие складки. Возраст биотита из догуронского гранито-гнейса района озера Эхо, определенный калий-аргоновым методом, равен 1685 млн. лет (Lowdon, 1960, стр. 20), а возраст мусковита из пегматита, обнаженного в дорожной выемке на северном берегу озера Куэрк западнее рудника Пенэл, определен в 2455 млн. лет (Lowdon, 1961, стр. 61). Четыре другие определения возраста, проведенные рубидий-стронциевым методом по полевым шпатам из гранитов южной части субпровинции Тимискаминг, дали цифры, колеблющиеся от 1890 млн. лет (рудник Пронто) до 2400 млн. лет для гранита близ Ритчи-Фоллс (Fairbairn, Hurley, Pinson, 1960). Эти величины меняются в различных пределах, но в общем совпадают с геологическими данными, указывающими на догуронский возраст гранитов. Имеются три определения возраста гранитов Катлер, развитых на северном берегу озера Гурон к востоку от реки Блайнд, варьирующие от 1205 до 1870 млн. лет (Fairbairn, Hurley, Pinson, 1960). На основе наблюдений Эскольы (см. Collins, 1925, стр. 89), свидетельствующих, что кварциты метаморфизованы на контакте с гранитами, развитыми на близрасположенном острове на

озере Гурон, и считая кварциты принадлежащими к базальной формации Миссиссаги группы Брюс, Коллинз пришел к выводу о позднедокембрийском (киллярнейском) возрасте гранитов Катлер. Однако Томсон (J. E. Thomson, 1961b) привел доказательства в пользу догуронского возраста этой интрузии.

Примечательной особенностью геологического строения района Сёдбери являются сложность его тектоники, последовательность появления изверженных пород, связанных с развитием структуры, и характер деформаций большинства толщ позднего докембрия. Коллинз (Collins, 1935) расчленил местный разрез на семь компонентов: 1) базальный вулканический комплекс (киватинский); 2) осадочная серия Сёдбери; 3) интрузивные породы батолита; 4) гуронские осадочные серии Брюс и Кобальт; 5) изверженные породы Кивино (?); 6) киллярнейские батолитовые интрузивные образования; 7) дайки кварцевых и оливиновых диабазов. Коллинз (Collins, 1937, стр. 1444) отметил также, что величина углового несогласия между группами Брюс и Кобальт в районе восточнее озера Уонапитей, вероятно, достигает 45—50°.

Большая часть выводов и наблюдений Коллинза подтверждена более поздними исследователями, но было выдвинуто пять новых предложений. 1. Томсон (J. E. Thomson, 1957a, стр. 26—28) пришел к выводу, что вулканические породы, развитые как внутри эруптивного прогиба, так и вне его, первоначально были частью общего разреза. 2. Согласно Уильямсу (Williams, 1957, стр. 58), породы, развитые внутри эруптивного прогиба Сёдбери, которые Колемен называл туфами Онапинг, являются брекчиями, отложенными раскаленными вулканическими тучами. 3. Фемистр (Phemister, 1957, стр. 113) показал, что породы, слагающие зону, расположенную к северо-западу от Сёдбери и известную под названием риолита Коппер-Клифф, представляют собой интрузивные образования. 4. По наблюдениям Томсона (J. E. Thomson, 1960, стр. 6), граниты озера Бёрч, развитые западнее прогиба Сёдбери и считавшиеся Коллинзом послегуронскими, местами несогласно перекрыты гуронскими отложениями, а следовательно, они догуронские. 5. Получены многочисленные определения возраста по биотитам и калиевым полевым шпатам из пород, окружающих прогиб Сёдбери, выполненные различными методами (калий-аргоновым, рубидий-стронциевым). Слюдяные сланцы из городского округа Портер, расположенного к западу от прогиба Сёдбери, картируемые в качестве развальцованных кварцитов формации Миссиссаги (серия Брюс), имеют возраст 1625 млн. лет (Lowdon, 1960, стр. 20). Опубликованы сведения о возрасте гранитов, примыкающих к прогибу Сёдбери (Fairbairn, Hurley, Pinson, 1960). Цифры резко колеблются в зависимости от метода определения возраста, в связи с чем можно сделать лишь общий вывод, что большинство гранитов относится к догуронским образованиям. Возраст гранитов Мёррей и Крейгтон, прежде считавшихся послегуронскими, варьирует соответственно от 1190 до 2065 млн. лет и от 1195 до 1720 млн. лет. Упомянутые авторы подчеркивают, однако, что их сообщение следует рассматривать лишь в качестве предварительного.

2. На карте района озера Гурон Коллинз (W. H. Collins, 1935) выделил пояс осадочных пород северо-восточного простирания, прилегающий к юго-восточной окраине прогиба Сёдбери и отнесенный к серии Сёдбери (Coleman, 1914), а также зону киватинских вулканических пород, прилегающую с севера. Клинообразный участок, сложенный складчатым осадочным комплексом и расположенный между вулканической зоной и северным побережьем озера Гурон, он обозначил как область, занятую гуронскими отложениями групп Брюс и Кобальт. Однако Томсон (J. E. Thomson, 1957, стр. 49; 1960) отметил, что крупное несогласие, наблюдаемое севернее в основании подлинного гурона, не было никогда установлено на северной окраине данного пояса и что, по единодушному мнению всех исследователей, эти так называ-

емые гуронские отложения залегают согласно на группе Сёдбери. В силу сказанного, а также и по другим причинам Томсон пришел к выводу, что осадочные образования района озера Панаш — гора Ла-Клош могут быть догуронскими (см. фиг. 13). Следует отметить, что речь идет только о породах указанной территории, а не о более типичных гуронских образованиях, развитых далее к северу, которые Куэрк (Quirke, 1924, 1926) сопоставлял с группой Гренвилл.

3. В субпровинции Тимискаминг базальный комплекс лав и слюдяных сланцев, прорванный гранитами и диоритами, отделен крупным структурным несогласием от вышележащих конгломератов, граувакк и сравнительно менее распространенных эффузивов. Наиболее обширные и хорошо изученные пояса осадочных отложений слагают широтные зоны тимискамингских пород, приблизительно параллельные друг другу и протягивающиеся от озера Кёркленд к Малартику и от Норкьюпайна к Дестору. Широтные зоны тимискамингских пород вмяты в более древние вулканические породы и слюдяные сланцы типа Абитиби (Киватин), относящиеся к группам Хойл и Понтиак. Другие пояса осадочных пород тимискамингского типа в Квебеке сложены группами Маттагами и Опемиска (Dresser, Denis, 1944, стр. 125), а в Онтарио — группой Сёдбери, которую Барроус и Риккеби (Burrows, Rickaby, 1935, стр. 13) считают вероятным аналогом группы Тимискаминг. Группа Дорэ района Мишипикотен была условно отнесена к тимискамингским образованиям Муром (E. S. Moore, 1932, стр. 4), но Гудвин (Goodwin, 1961, стр. 902), а также Коллинз, Куэрк и Томсон (Collins, Quirke, Thomson, 1926, стр. 13) считают, что эти отложения переслаиваются с вулканическими породами киватинского типа и, следовательно, одновременны с ними. Необходимо отметить, что возраст биотитового сланца из группы Абитиби западного Квебека, определенный калий-аргоновым методом, равен 2450 млн. лет (Lowdon, 1960). Эти цифры как будто указывают на то, что эффект перекристаллизации во время дотимискамингского горообразования был затушеван деформациями, сопровождавшими послетимискамингское горообразование, и гранитными интрузиями.

4. Соотношения пород субпровинции Тимискаминг с породами района Гренвилл представляют для геологов проблему, по крайней мере в четырех районах: вдоль автострады № 58 (Монреаль — Норанда); южнее Шибугамо; в районе озера Тимискаминг; в районе к юго-востоку от Сёдбери.

Биотит из кварцевого сиенита, внедрившегося в толщу пород Абитиби и обнаженного на автостраде № 58 между 144-й и 155-й милями, имеет возраст 2205 млн. лет, определенный калий-аргоновым методом (Lowdon, 1960, стр. 33). Биотит из слюдяного сланца близ знака 142-й мили по калий-аргоновому методу имеет возраст 1680 и 1705 млн. лет, а биотит из типичного гранат-биотитового гнейса группы Гренвилл на 139-й миле дает возраст 950 млн. лет.

Стоквелл и Уонлесс (Stockwell, Wanless, 1961, стр. 439) отметили, что к югу от Шибугамо на протяжении 2,8 *км* возраст пород уменьшается от 1840 млн. лет для гранитов субпровинции Тимискаминг до 1270 млн. лет для гнейсов субпровинции Гренвилл. Они подчеркнули, что приведенные данные ставят геологов в затруднение. Хотя вариации возраста сравнительно резки, они не фиксируют границу с той степенью отчетливости, на которую указывают геологические данные.

На карте района Тимискаминг показан (Barlow, 1899a) постепенный переход полосчатых гренвиллских гнейсов в граниты субпровинции Тимискаминг, развитые севернее (параллельные линии обозначают гнейсы, а беспорядочно ориентированные линейные отрезки — граниты и гранодиориты). Джонстон (Johnston, 1954), изучавший тот же контакт в районе между озерами Тимагами и Тимискаминг, пришел к выводу, что граниты, на которые несогласно налегают отложения группы Кобальт на севере, прорывают

полосчатые гнейсы и, следовательно, граниты моложе гнейсов. На острове Блуберри на озере Кипава к востоку от озера Тимискаминг дайка оливиновых диабазов мощностью около 215 *м* рассекает полосчатые гнейсы (M. E. Wilson, 1910a, стр. 32). По Саттерли (Satterly, 1956), дайки кварцевых диабазов также прорывают гнейсы в городском округе Лоунт, район залива Парри.

В районе Северного пролива — озеро Тимискаминг поверхность полосчатых гнейсов повсюду располагается на абсолютной высоте от 305 до 440 *м*. Однако на берегах озера Тимискаминг базальные слои группы Кобальт спускаются ниже отметки 175 *м* (самая низшая отметка уровня воды в озере). Это указывает на то, что гнейсы более устойчивы к эрозии, чем докобальтовые породы, развитые на более северной территории, и что граница распространения конгломератов Кобальт в рассеянных эрозионных останцах близ северного края области развития гнейсов обусловлена высокими отметками поверхности гнейсов на догуронской поверхности эрозии.

Согласно Фемистру (Phemister, 1960), изучавшему северный контакт полосчатых гнейсов, гнейсы постепенно по мере снижения интенсивности деформаций к северу переходят в породы группы Сёдбери. Однако Томсон (J. E. Thomson, 1961a, b) привел доказательства того, что группа Сёдбери с большим несогласием перекрыта гуронскими образованиями. Таким образом, полосчатые гнейсы, развитые юго-восточнее Сёдбери, так же как это наблюдал Джонстон (Johnston, 1954) в районе озера Тимискаминг, возможно, догуронские.

Определения (калий-аргоновым методом) возраста полосчатых гнейсов к югу от Сёдбери как будто противоречат геологическим соотношениям. Ферберн, Харли и Пинсон (Fairbairn, Hurley, Pinson, 1960) сообщили четыре цифры возраста для гнейсов, варьирующие от 910 до 985 млн. лет, а для оливиновых диабазов — 1020 млн. лет, но оливиновые диабазы секут полосчатые гнейсы и не могут быть древнее вмещающих их пород. В той же работе указан возраст (1430 млн. лет) гранитов, расположенных на северной окраине гнейсового пояса. По другим данным (Wetherill, Davis, Aldrich, 1957), однако, возраст гранитов по калий-аргоновому методу равен 1025 млн. лет, а по рубидий-стронциевому методу — 1075 млн. лет.

3.3.4. Южная субпровинция

Двучленное разделение докембрия южной части Канадского щита на лаврентьевские и гуронские образования раньше применялось, вообще говоря, к району, лежащему южнее озера Верхнего (Kimball, 1865), однако детальное сопоставление формаций этих районов с гуронскими образованиями, находящимися севернее озера Гурон, было в известной степени основано на наблюдениях Ирвинга (Irving, 1887), Пумпелли и Ван Хайза (Pumpelly, Van Hise, 1892). Выяснение взаимоотношений пород, находящихся южнее озера Верхнего, особенно сложно из-за литологической невыдержанности формаций в различных пунктах, из-за изменчивого и сложного метаморфизма, вызванного последовательно внедрявшимися интрузиями, и мощного покрова ледниковых отложений, затрудняющего непрерывное картирование. Тем не менее осадочные образования альгонского типа в этом районе до 1935 г. относились к гурону и кивино.

Джемс (H. L. James, 1955), сомневаясь относительно взаимоотношений так называемого гурона Южной субпровинции с гуроном Канады, предложил: 1) заменить названием «Анимики» то, что считалось «гуронским» к югу от озера Верхнего, и 2) все коренные породы этой территории расчленять на нижне-, средне- и верхнедокембрийские. Наиболее существенные данные, противоречащие корреляции любой части разреза докембрийских образований, развитых южнее озера Верхнего, с гуронскими отложениями субпровинции Тимискаминг, следующие: 1) чехол кембрийских и более

молодых отложений, развитый на юго-восточном побережье озера Верхнего между Маркеттом и Со-Сент-Мари, на протяжении 225 км препятствует непосредственной корреляции разрезов субпровинции Тимискаминг и Южной субпровинции; 2) к югу и северу от озера Верхнего широко распространена железорудная формация, а к северу от озера Гурон ее нет.

Главной основой для корреляции докембрийских образований, развитых к югу от озера Верхнего, с докембрийскими образованиями района, расположенного к северу от озера Гурон (Irving, 1888; Pumpelly, Van Hise, 1892), было существование догуронского несогласия в обоих районах. Кроме того, геологические и радиометрические данные (см. стр. 313) с определенной надежностью указывают на то, что отложения группы Мистассини на северо-восточной оконечности субпровинции Тимискаминг лежат выше поверхности догуронского несогласия, обнаженной в районе озера Тимискаминг. Указанные соотношения, а также близкое сходство железорудных отложений Мистассини с отложениями Анимики района озера Верхнего свидетельствуют об относительном положении гуронских отложений на северном побережье озера Гурон и отложений Анимики к югу от озера Верхнего, что упустил из виду Джемс.

Возможно, что там, где деформации происходили в конце докембрия или близко к концу докембрия, как это имело место в районе Сёдбери и в области, лежащей южнее озера Верхнего, следы ранних деформаций затушеваны позднейшими горообразовательными движениями. Таким образом, цифры возраста в северном Мичигане, сообщенные Джемсом (James, 1955, стр. 1458; 1958, стр. 39, 40) и варьирующие от 575 до 1700 млн. лет, относятся к этапу сравнительно поздних (после отложения группы Анимики) деформаций. Двенадцать цифр возраста, определенные для северного Мичигана и Висконсина (Goldich and others, 1961) калий-аргоновым методом, изменяются от 700 до 1680 млн. лет. Возраст гранатсодержащих слюдяных сланцев теми же авторами определен в 1920 млн. лет. Они считают, что самые высокие цифры возраста обусловлены наложением молодых деформаций на древние образования.

3.3.5. Северо-Западная субпровинция

Детально изучена лишь небольшая часть этой обширной территории, из-за чего существует известная неопределенность в стратиграфии и корреляции докембрийских образований различных частей субпровинции. Расчленение докембрия Миннесоты на раннюю, среднюю и позднюю эры, предложенное Гроутом и др. (Grout and others, 1951), было пересмотрено Голдичем и др. (Goldich and others, 1961), предложившими названия для трех соответствующих подразделений: доанимики, анимики и кивино. Эти подразделения точно соответствуют выделенным Джемсом (James, 1958) в северном Мичигане. Следует, однако, заметить, что если отложения Анимики и Кивино относить к одной эре, как это предлагали Гроут и его сотрудники, то двучленное деление докембрия давно бы употреблялось в США и Канаде.

Голдич и его сотрудники повторно изучили некоторые пункты в Северо-Западной субпровинции. Приведем важнейшие выводы этих работ. Были подтверждены наблюдения Лоусона и Брюса о том, что отложения Кучичинг подстилают киватинские вулканические образования в районе Медвежьей Тропы на озере Рейни. Однако в районе реки Рейни широко распространены кучичингские осадочные породы, общая структура которых неизвестна. Возможно, когда структурные соотношения кучичингских и киватинских образований будут изучены более обстоятельно, удастся установить, что значительная часть осадочных пород, похожих на кучичингские, переслаивается с киватинскими лавами. Голдич и его сотрудники

привели доказательства, поддерживающие корреляцию зеленокаменных пород Или в округе Вермильон со стратотипом киватинских образований по Лоусону (Lawson, 1886). Они же отметили, что гнейсы, развитые в районе озера Нортерн-Лайт, представляют собой метаморфизованные осадочные породы, похожие на кучичингские и подстилающие киватинские образования. Упомянутые авторы привели большое количество данных определения (калий-аргоновым методом) возраста пород из северной Миннесоты и прилегающих частей Онтарио: три цифры возраста сланцев Кучичинг варьируют от 2520 до 2600 млн. лет; шесть цифр возраста пород группы озера Найф изменяются от 800 до 2600 млн. лет; возраста двадцати пяти образцов донайфских (лаврентьевских) гранитов и посленайфских (алгоманских) гранитов дают цифры от 2280 до 2630 млн. лет, а в среднем — 2480 млн. лет. Эти цифры очень близки к величинам возраста догуронских гранитов субпровинции Тимискаминг. Сравнительно малая разница в цифрах возраста, определенного для лаврентьевских и алгоманских гранитов, побудила Голдича и его сотрудников считать лаврентьевскую орогению второстепенной и меньшей по значению алгоманской. Они пришли также к выводу об отсутствии широко распространенного перерыва в отложении осадков между группами Киватин и озера Найф. Этот вывод противоречит взаимоотношениям, наблюдаемым для группы Тимискаминг в северо-восточном Онтарио и западном Квебеке, где крупное структурное несогласие отделяет тимискамингские образования от групп Абитибп (Киватин?) и Понтиак.

В онтарийской части Северо-Западной субпровинции региональная стратиграфия докембрийских образований еще окончательно не выработана. Петтиджон (Pettijohn, 1937, стр. 187) отметил: «Вывод о том, что все вулканические породы относятся к единственному периоду широко распространенного вулканизма — к киватину,— не основывается на фактах, а является допущением». Однако Томсон (J. E. Thomson, 1934b, стр. 13) отнес к группе Тимискаминг несколько полосовидных зон развития осадочных пород, которые он картировал в округах Кеноры и реки Рейни.

Существует много определений возраста пород северной части Северо-Западной субпровинции. 1. Четырнадцать цифр возраста, определенного калий-аргоновым методом, для гранитов, гранодиоритов, гнейсов и сланцев колеблются от 2300 до 2625 млн. лет, а в среднем составляют 2463 млн. лет (Aldrich, Wetherill, 1960, стр. 339; Lowdon, 1961). Единственная цифра возраста гнейса из района озера Райдер на севере округа Кенора равна только 1830 млн. лет (Lowdon, 1961) и значительно моложе возраста регионально развитого здесь комплекса пород в целом. 2. Возраст нефелиновых и авгитовых сиенитов из окрестностей Колдуэлла на северном берегу озера Верхнего близ восточной границы Северо-Западной субпровинции по рубидий-стронциевому методу оказался равным 1000—1055 млн. лет (Bullwinkel and others, 1958). Граниты из Роспорта и прилегающей территории озера Лонг-Лейк имеют возраст 2300 и 2440 млн. лет. 3. В юго-восточной Манитобе возраст определялся изотопным свинцово-урановым методом по радиоактивным минералам (Kulp, Eckelmann, 1957) и калий-аргоновым методом по мусковиту и альбиту (Gast, Kulp, Long, 1958) из пород участка Гурон: калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами (Aldrich and others, 1958; Gast, Kulp, Long, 1958) по мусковиту и лепидолиту из пород владения Силвер-Лиф (Lowdon, 1960). Цифры возраста пород из указанных местностей варьируют от 1273 до 3200 млн. лет (Cumming and others, 1955), но обычно превышают 2000 млн. лет. 4. Определены десять цифр возраста биотита из гранитных пород и парагнейсов Манитобы к востоку от озера Виннипег. Восемь цифр дали величины от 2056 до 2670 млн. лет, а в среднем — 2409 млн. лет. Два остальных образца показали возраст 1700 (Stockwell, Wanless, 1961) и 1640 млн. лет (J. M. Moore and others, 1960), что соответствует их образованию после групп Сан-Антонио и Оксфорд.

3.3.6. Провинция Чёрчилль

Стратиграфическое расчленение докембрийских образований обширной провинции Чёрчилль носит пока лишь предварительный характер, а широкие корреляции ограничиваются главным образом позднедокембрийскими образованиями. Возраст гранитов обычно не сильно отличается от возраста прорываемых ими пород. Так, например, в северной Манитобе десять цифр возраста гранитов слагают ряд от 1640 до 1810 млн. лет (Lowdon, 1960, 1961; J. M. Moore and others, 1960), а в среднем их возраст равен 1712 млн. лет. В то же время десять образцов сланцев и гнейсов осадочного происхождения имеют возраст от 1610 до 1780 млн. лет, а в среднем — 1708 млн. лет. Докембрийские образования Саскачевана, насколько это известно, относятся к двум главным подразделениям: 1) базальный комплекс, для которого представительной является группа Тазин; 2) серия Атабаска, по большей части лишенная проявлений складчатости. Возраст четырнадцати образцов гранитов, парасланцев и парагнейсов из весьма удаленных пунктов в южной и восточной частях области развития докембрийских пород в Саскачеване определялся главным образом по калий-аргоновому методу (R. D. Russel and others, 1953; Mawdsley, Farquhar, 1955; Lowdon, 1961). Одиннадцать цифр возраста варьируют от 1630 до 1880 млн. лет. Три остальные цифры — 1150, 1470 и 1550 млн. лет. В четырех пунктах района озера Атабаска был определен возраст пород, формировавшихся до отложения группы Атабаска и принадлежащих преимущественно к группе Тазин. Цифры возраста изменяются от 1670 до 2015 млн. лет (Lowdon, 1960, 1961). Возраст уранинита, приуроченного к зоне деформаций близ Голдфилдса на северном берегу озера Атабаска, варьирует от 190 до 1850 млн. лет (Robinson, 1955). Робинсон считал, что наиболее раннее проявление урана в эпигенетических месторождениях происходило, по-видимому, в интервале между 1500 и 1600 млн. лет.

Восточная часть округа Макензи Северо-Западных территорий сложена докембрийскими образованиями, получившими особые наименования в районах Йеллоунайф, Ноначо, Большого Невольничьего озера и реки Снэр. Семь возрастных определений для пород группы Йеллоунайф варьируют от 1740 до 2370 млн. лет (Lowdon, 1961), а в среднем составляют 2042 млн. лет. Десять образцов гранитов, прорывающих породы группы Йеллоунайф, имеют возраст от 1790 до 2550 млн. лет (Lowdon, 1960), а в среднем — 2229 млн. лет. У докембрийских парасланцев из южной части округа Макензи, отнесенных к группе Тазин, возраст изменяется от 1730 до 1820 млн. лет (Lowdon, 1961). Возраст парагнейсов, отнесенных Райтом к группе Ноначо, оказался равным 2000 млн. лет (Lowdon, 1961, стр. 34). Взаимоотношения групп Большого Невольничьего озера и реки Снэр показали, что отложения этих групп располагаются несогласно на гранитах, прорывающих породы группы Йеллоунайф. Возраст гранитов, секущих отложения группы реки Снэр, равен 1850 млн. лет (Lowdon, 1961, стр. 26).

Северная часть округа Макензи сложена докембрийскими породами и включает районы озера Большого Медвежьего и реки Коппермайн. В окрестностях озера Большого Медвежьего отложения групп залива Эхо и залива Камерон, соотношения между которыми окончательно не установлены, прорваны гранитами, в свою очередь несогласно перекрытыми толщей обломочных осадочных пород группы Хорнби, не затронутой складчатостью. Единственное определение возраста гранита, сформированного до отложения группы Хорнби,— 1745 млн. лет (Lowdon, 1961, стр. 22). Однако возраста шести образцов преимущественно пород, древнее отложений Хорнби, варьируют от 1710 до 1900 млн. лет (Stockwell, Wanless, 1961, фиг. 2). В районе реки Коппермайн возраст гранитов основания равен 1785 млн. лет (Lowdon, 1961).

Предварительные геологические исследования округа Киватин Северо-Западных территорий (Lord, 1953; G. M. Wright, 1955) показали, что породы, развитые здесь, расчленяются следующим образом: 1) породы среднего и основного состава с шаровыми текстурами, амфиболитовые сланцы и сланцеватые граувакки; 2) группа Хурвитц, состоящая из галечных конгломератов, кварцитов, граувакк, кварцево-слюдяных сланцев, доломитов и известняков; 3) граниты, гранодиориты и связанные с ними породы, частью гнейсированные; 4) группа Дабаунт, состоящая из сравнительно недеформированных конгломератов, песчаников и порфиритов. Определения возраста гранитов, гранито-гнейсов и силлиманитовых парагнейсов из широко рассеянных пунктов округа Киватин изменяются от 1590 до 1925 млн. лет. Их средний возраст равен 1720 млн. лет.

Работы по стратиграфии и корреляции пород Северо-Западных территорий и Саскачевана были опубликованы рядом сотрудников Геологической службы Канады. Хендерсон (Henderson, 1948a) считал, что позднедокембрийские граниты, прорывающие породы групп Большого Невольничьего озера, залива Камерон, залива Эхо и Ноначо, разделяют протерозой на две части — раннюю и позднюю. Джоллифф (Jolliffe, 1952) относил группы Йеллоунайф, Тазин и острова Уилсон к архею; смятые в складки отложения групп Большого Невольничьего озера, реки Снэр, залива Камерон, залива Эхо, Гоулберн и Эпуорс — к раннему протерозою; не затронутые складчатостью группы Эт-Тен, Хорнби и реки Коппермайн — к позднему протерозою. Браун и Райт (Brown, Wright, 1957) пользовались очень сходной стратиграфической схемой. Они считали, что в пределах Северо-Западных территорий как будто существовали два главных периода внедрения гранитов — в конце архея и в середине протерозоя. Они относили к раннему протерозою группы Большого Невольничьего озера, Ноначо, реки Снэр, залива Эхо, залива Камерон, Хурвитц, Гоулберн и Эпуорс, а к позднему докембрию — группы Эт-Тен, Хорнби, реки Коппермайн и Дабаунт.

3.3.7. Провинция Унгава

Известны определения возраста радиоактивных минералов из широко рассеянных пунктов провинции Унгава в северо-восточной части Канадского щита. В западной Унгаве южнее пояса Кейп-Смит — залив Уэйкхем возраст двенадцати образцов гранитов, парасланцев и парагнейсов, определенный калий-аргоновым методом, варьирует от 2055 до 2625 млн. лет при среднем значении 2435 млн. лет (Lowdon, 1960, 1961). Эти цифры примерно эквивалентны среднему возрасту 2466 млн. лет для пород основания района озеро Тимагами — озеро Мистассини в субпровинции Тимискаминг. Восемь определений возраста по сланцам или филлитам, относящимся к группам Повунгнитук и Чукотат в поясе Кейп-Смит — залив Уэйкхем, колеблются от 1430 до 1650 млн. лет при среднем значении 1520 млн. лет (Beall and others, 1960). Те же авторы сообщили, что возраст гранитов, прилегающих с юга, колеблется от 1550 до 1660 млн. лет, а для гранитов местности, прилегающей с запада, возраст, по данным Лоудона, равен 1750 млн. лет. Четыре определения возраста парагнейсов или парасланцев, развитых севернее пояса Кейп-Смит — залив Уэйкхем, варьируют от 1655 до 1840 млн. лет (Beall and others, 1960; Lowdon, 1961). Билл и его соавторы считали неустановленным соответствие парагнейсов и других кристаллических пород, развитых севернее указанного пояса, с породами основания, развитыми на юге, или с гранитизированными породами группы Повунгнитук. В пределах центральной и южной частей геосинклинали Лабрадор — Квебек восемь определений возраста дали цифры от 1400 до 2060 млн. лет, а в среднем — 1660 млн. лет (Beall and others, 1960). В субпровинции восточной Унгавы, или Лабрадор, развиты породы, то ли принадлежащие к комплексу

основания, то ли являющиеся метаморфизованными породами геосинклинали. Шесть определений возраста дали цифры, варьирующие от 1500 до 2470 млн. лет (Beall and others, 1960; Lowdon, 1961). Присутствие относительно незатронутых складчатостью групп Рамах и Мёгфорд в прибрежной полосе указывает на возможность того, что по крайней мере часть пород основания этого района относится к архею.

3.3.8. Провинция Арктических островов

Коренные породы этих островов принадлежат к комплексу основания, сходному с тем комплексом основания, который наблюдается на южном побережье Лабрадора и в районе Гренвилл. Комплекс основания местами перекрыт обломочными осадочными породами, доломитами и известняками, относимыми к протерозою. Возраст гнейсов из трех пунктов на юге Баффиновой Земли оказался равным 1605, 1685 и 1700 млн. лет (Lowdon, 1960, стр. 18, 19). Поскольку время отложения этих пород было, вероятно, значительно более ранним, чем указанные цифры возраста, данные породы относят к архею. Присутствие концентрических строматолитовых форм в доломитах и известняках в молодых отложениях, не подвергшихся складчатости, указывает на их вероятную генетическую связь с аналогичными породами других частей Канадского щита, но точная корреляция более древних, чем позднедокембрийские, образований остается неопределенной.

3.3.9. Заключение

Наиболее существенные выводы из изложенных выше данных по стратиграфии и корреляции докембрийских образований могут быть изложены в следующем виде.

1. Крупное структурное несогласие прослеживается по всей южной части Канадского щита, начиная от геосинклинали Лабрадор — Квебек до южного и северо-западного побережья озера Верхнего. Менее известно, распространяется ли это несогласие на другие части щита, но геологические соотношения и определения возраста указывают на то, что серия Атабаска, а также группы Дабаунт, реки Коппермайн и Хорнби, по большей части не затронутые складчатостью, залегают выше этого крупного несогласия, а группа Йеллоунайф — ниже его. Именно на этой основе докембрийские образования Канадского щита долгое время расчленяли на нижнюю и верхнюю части, именовавшиеся археем и протерозоем (Stockwell, Wanless, 1961).

2. Перекристаллизация, сопровождавшая горообразование и внедрение гранитных интрузий, стремится затушевать свидетельства возраста пород. Так, в западном Квебеке возраст пород групп Абитиби (Киватин?), Понтиак и Тимискаминг мало отличается от возраста прорывающих гранитов. Равным образом, возраст групп Кучичинг, озера Найф и лаврентьевских гранитов на северо-западе озера Верхнего примерно аналогичен возрасту алгоманских гранитов. Голдич и др. (Goldich and others, 1961) допускали, что лаврентьевские граниты представляют собой раннюю фазу алгоманских, но если древние граниты подверглись алгоманской перекристаллизации, то этот вывод несостоятелен. Сказанное свидетельствует о том, что радиометрический возраст надежно определяет только время последнего поднятия, вызвавшего горообразованием.

3. Существование крупного несогласия дотимискамингского или донайфского типа указывает на возможность второго крупного расчленения в разрезе докембрийских образований Канадского щита. Однако возникают известные затруднения при попытках расчленения комплекса архейского фундамента, характерного для столь значительной части щита. Толщи конгломератов, граувакк или слюдяных сланцев могут пересланваться

с вулканическими породами или отделяться от них поверхностью несогласия. Необходимо, таким образом, определять структуру каждого пояса осадочных пород, изучая размерность зерен граувакк или слюдяных сланцев и устанавливая положение кровли в шаровых лавах. Однако при существующей скорости детального структурного картирования время, необходимое для установления региональной стратиграфии архея Канадского щита, может быть неопределенно долгим. Наличие геологических и географических барьеров, разделяющих щит на провинции и субпровинции, мешает возможности корреляций через эти препятствия, опираясь на литологическое сходство и структурные соотношения. При современном состоянии изученности наиболее удовлетворительным способом, вероятно, является употребление местных названий для поясов развития осадочных пород внутри комплекса основания. Если же какая-либо корреляция станет возможной, то эти местные подразделения станут второстепенными частями разреза архейских образований.

3.4. СООТНОШЕНИЯ ВУЛКАНИЗМА РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ С МАГМАТИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЕЙ

3.4.1. Общие замечания

Непрерывное отложение перемежающихся альбитовых риолитов и андезитов в районе Руин — Норанда в западном Квебеке (M. E. Wilson, 1941, стр. 56—58), дополнительное внедрение в лавы Абитиби (Киватин?) силлей и даек андезитов и альбитовых риолитов, имеющих состав, сходный с составом риолитов Абитиби (см. табл. 4), интрузии альбитовых гранитов, прорывающих группу Абитиби, указывают на генетическое родство этих пород, которое обычно не бросается в глаза из-за последующих изменений и деформаций пород. Кроме того, слабая степень измененности риолитов, а также присутствие альбита в породах, последовательно внедрявшихся в лавы, указывают на то, что альбит риолитов является первичным минералом, а не вторичным новообразованием. Наиболее существенные данные, относящиеся к генезису альбита в риолитах и породах, прорывающих риолиты, приведены ниже.

1. Вулканические породы группы Абитиби в районе Руин — Норанда слагают главным образом потоки или пояса потоков андезитов и риолитов с минимальным количеством пирокластического материала, причем накопление лав шло почти непрерывно без каких-либо интервалов, о которых могли бы быть свидетельства в виде признаков размыва. Общая мощность эффузивов достигает примерно 11 700 *м*. Перемежаемость андезитовых и альбит-риолитовых излияний указывает на одновременное существование на глубине андезитового и риолитового магматических очагов.

2. В пределах планшета Норанда перемежающиеся полосы андезитов и альбитовых риолитов смяты в складки умеренной интенсивности и слагают синклинали и антиклинали, погружающиеся на восток. Хотя радиометрический возраст этих пород более 2000 млн. лет, альбит в риолитах изменен не сильно, за исключением зон, непосредственно прилегающих к разломам.

3. Вулканические породы группы Абитиби местами прорваны сложными дополнительными силлями и дайками андезитов и альбитовых риолит-порфиров. Таким образом, в районе площадью около 0,85 $км^2$, который прилегает к руднику Ваит и изучен детально, сорок одно поле из сорока семи полей риолитовых (кварц-альбитовых) порфиров прорвано преимущественно согласными силлями или дайками андезитов, сконцентрированными главным образом в средней части, реже — по краям риолитовых полей. Контакты риолитовых порфиров с андезитами — местами отчетливые, обыч-

но же — расплывчатые в пределах зоны 2,5—5,0 *см*. Во многих силлях или дайках порфиров внутри порфировой массы присутствуют угловатые или полууглова тые ржаво-бурые выветрелые обломки ассоциирующих андезитов (M. E. Wilson, 1934, стр. 32, 33). Тесная ассоциация риолитовых порфиров с андезитами указывает на то, что риолиты и андезиты являются комплементарными интрузивными образованиями, созданными фазами дифференциации единой магмы. Этот вывод сходен с тем заключением, к которому пришли геологи, изучавшие сложные силли и дайки, обладающие такими же соотношениями и развитыми в Западных нагорьях Шотландии (Judd, 1893; Harker, 1904; Richey, Thomas, 1930).

4. Две замечательные особенности диоритов, прорывающих вулканические породы Абитиби, а также силли или дайки, заключаются в следующем: диориты слагают диагональные интрузивы, которые секут потоки или пояса потоков лав Абитиби в пределах планшета Ваит района Норанда, а следовательно диориты проникли по трещинам разлома в вулканических породах, а не представляют собой продукт их ассимиляции (M. E. Wilson, 1941, стр. 30, 31), диориты постепенно переходят в альбитовые граниты или гранодиориты в отдельных местах краевых зон интрузивных тел. Расплавчатые контакты гранитов или гранодиоритов с диоритами и их локализация на окраинах интрузивных тел указывают на то, что эти породы могли быть производными по диоритам, созданным в процессе дифференциации.

5. Граниты в районе Норанда, не связанные с диоритами, слагают штоки или батолиты и почти целиком состоят из альбита и кварца. Они моложе вулканических пород Абитиби, равно как и комплементарных силлей и даек, а также моложе диоритов. Химический состав альбитовых гранитов не сильно отличается от состава альбитовых риолитов (см. анализы 2 и 4 в табл. 4).

Присутствие в районе Рупи — Норанда альбитовых пород четырех различных возрастов, сходство состава андезитовых лав группы Абитиби и диоритов, сходство альбитовых риолитов и альбитовых гранитов — все это приводит к выводу, что в раннем архее на глубине преобладала магма диоритового состава и что андезитовые лавы Абитиби представляют собой результат непосредственных излияний этой магмы, тогда как альбитовые риолиты и альбитовые граниты являются дериватами диоритовой магмы, созданными на глубине в процессе ее дифференциации.

3.5. МЕТАМОРФИЗМ И ГРАНИТИЗАЦИЯ

3.5.1. Общие замечания

Канадский щит сложен главным образом лавами и осадочными породами, смятыми в складки, более или менее метаморфизованными, среди которых рассеяны тела гранитов и других изверженных пород. В этих глубоко эродированных обширных районах хорошо выражены различные фации метаморфизма и гранитизации. Детальное изучение метаморфизма и гранитизации, однако, пока ограничено наблюдениями на отдельных площадях. Ниже следует обсуждение этих явлений, которое относится, таким образом, именно к описанным выше изученным площадям.

3.5.2. Метаморфизм

Под метаморфическими изменениями подразумеваются перекристаллизация, метаморфическая зональность, контактовый метаморфизм и образование нефелиновых сиенитов юга центрального Онтарио.

1. В отдельных местах Канадского щита породы подверглись перекристаллизации в условиях небольшого привноса вещества или без привноса.

Так, в районе Гренвилл и на Баффиновой Земле (Blackadar, Fraser, 1960; Riley, 1960) известняки благодаря перекристаллизации были превращены в кристаллические известняки или мраморы; в низовье долины реки Оттава, как это впервые показал Адамс (Adams, 1896), силлиманит-гранатовые гнейсы имеют состав чистого глинистого сланца (Osann, 1902; M. E. Wilson, 1925). В качестве других примеров перекристаллизованных глинистых образований, сохранивших первичный состав, как показывают химические анализы, можно привести гранат-ставролит-кианитовые гнейсы группы Векуско в северо-западной Манитобе, описанные Райтом (J. F. Wright, 1931, стр. 11), а также узловатые гранат-кордиерит-ставролитовые сланцы или андалузитовые сланцы группы Йеллоунайф, анализы которых приведены Бойлем (Boyle, 1961, стр. 69).

2. Некоторые геологи, изучавшие Канадский щит, следуя наблюдениям Барроу (Barrow, 1893) и Тилли (Tilley, 1925) в нагорьях Шотландии, расчленяли метаморфические породы на зоны по их минеральному составу. Амброз (Ambrose, 1936) выделил три зоны, характеризуемые по присутствию хлорита, биотита и граната соответственно в метаморфизованных граувакках группы Мисси близ Флинфлона в северной Манитобе. Согласно его наблюдениям, зоны наиболее интенсивного метаморфизма находятся дальше от крупных тел изверженных пород; он пришел к выводу, что метаморфизм является результатом воздействия тепла и давления, возникавшего при процессах регионального развития деформаций в толщах пород, которое было вызвано горизонтальными силами. Райли (Riley, 1960) выделил пять зон метаморфизма в поле развития метаморфических пород района залива Камберленд Баффиновой Земли: зону чарнокитов, зону гранулитов, зону пироксен- и амфиболсодержащих пород, зону гнейсов Чидлиак, сложенных породами от кислого до основного состава, содержащими амфибол, зону эпидотсодержащих пород.

3. В тех случаях, когда пегматиты или другие породы гранитного ряда прорывают известняки или доломиты, обычно возникают ассоциации силикатов кальция или магния. Подобные контактово-метаморфические образования наиболее распространены в районе Гренвилл, а особенно — в юго-восточном Онтарио и в южной части Лаврентьевского нагорья Квебека. Преобладающим метаморфическим минералом здесь является диопсид, а далее к западу начинают преобладать тремолит и другие амфиболы. Поскольку эти продукты реакционного взаимодействия гранитных эманаций с известняками или доломитами сочетаются с пегматитами, они, собственно, названы образованиями контактово-метаморфической зоны и описаны на стр. 242. Присутствие зеленого пироксена и серого амфибола в зонах контактов гранитов с известняками в округе Банкрофт на юге центрального Онтарио было отмечено также Адамсом и Барлоу (Adams, Barlow, 1910, стр. 90—104).

В районе гор Адирондак контактово-метаморфические минеральные ассоциации были описаны рядом геологов, работавших в этой местности. Баддингтон (Buddington, 1939, стр. 40) установил, что в восточном Адирондаке на контакте известняков с анортозитами присутствуют скарны, состоящие из граната, пироксена, волластонита или из комбинаций этих минералов. Он же (Buddington, 1929) отметил, что гранитный факолит северо-западной части гор Адирондак окаймлен зонами амфиболитовых и пироксеновых гнейсов и других метаморфических пород, возникших в результате взаимодействия гранитов и известняков. Агар (Agar, 1923) в дискуссии о контактовом метаморфизме в западном Адирондаке подчеркивал, что метаморфизм не сводится к изменению пород вдоль контактов, и отмечал, что проявления метаморфизма чаще занимают более широкие ареалы.

4. Химические анализы гранитов и риолитов из субпровинции Гренвилл (см. табл. 2), а также результаты 21 анализа гранитов или гранито-

гнейсов из района Адирондака, опубликованные Баддингтоном (Buddington, 1957), показывают, что во всех этих породах содержание калия почти всегда выше содержания натрия. Развитие нефелин-сиенитовых гнейсов и пегматитов в отдельных местах юга центрального Онтарио, а наиболее широко в районах Халибёртон и Банкрофт, требует исключительных условий для образования этих пород со столь высоким содержанием натрия в области преобладания калиевых силикатных пород. Многие геологи предложили объяснения происхождения этих необычных пород.

а. Адамс и Барлоу (Adams, Barlow, 1910, стр. 227, 228 и 408) считали, что сиениты развиты вдоль контакта с известняками или в известняках близ контакта с гранитами. Нефелиновые сиениты представляют собой, по их мнению, периферическую фазу дифференциации гранитов и почти всегда ассоциируют с известняками, которые в какой-то мере генетически связаны с сиенитами.

б. Дэли (Daly, 1914, 1918) предложил гипотезу, согласно которой нефелиновые сиениты являются результатом дифференциации синтектонической субщелочной магмы, десилифицированной в процессе глубинной ассимиляции известняков. Фуа (Foye, 1915) и Боуэн (Bowen, 1915) не во всем согласны с гипотезой Дэли. Фуа придерживается представлений Смита (C. H. Smyth, 1913, стр. 437) о том, что щелочные породы являются дериватами субщелочного основания, возникшими под влиянием дифференциации, осуществленной главным образом под действием пневматолитических газов. Кремнезем, как полагают и Фуа, и Боуэн, был местами удален из магмы при образовании амфиболитов без добавления извести из известняков.

в. Кейс (Keith, 1939) пришел к выводу, что щелочной шток Блу-Маунтин в городском округе Митуен внедрился в роговообманково-биотитовые сланцы, причем его внедрение контролировалось уже существовавшей структурой сланцев. Породы массива состоят главным образом из альбита, нефелина и микроклина, перечисленных в порядке их распространенности. Сиениты и сиенито-диориты, местами окаймляющие тело нефелиновых сиенитов, являются контактовыми разностями гранитов, которые прорывают нефелиновые сиениты Блу-Маунтин. С другой стороны, по мнению Дерри (Derry, 1951), нефелиновые сиениты Блу-Маунтин нигде не дают интрузивных контактов с парагнейсами и другими породами, а контакты их с парагнейсами очень постепенные и согласные с падением и простиранием последних. Хьюитт (Hewitt, 1961), наконец, изучив контакты нефелиновых сиенитов Блу-Маунтин, подтвердил мнение Кейса и более ранних исследователей об интрузивной природе нефелиновых сиенитов.

г. Чейз (Chayes, 1942), опираясь на наблюдения в округе Банкрофт, считал, что щелочные породы в целом моложе гранитов данного района, но в свою очередь пересечены кислыми пегматитами. Он подчеркнул, что резко локальная десилификация, наблюдаемая в пространстве и во времени, требует специального объяснения, а таким объяснением, которое в наименьшей степени было бы натяжкой по отношению к полевым данным по району Халибёртон — Банкрофт, могло бы быть представление об известняковом синтексисе. По мнению Шенда (Shand, 1945), полевые данные, которые могут решить вопрос, лучше всего совпадают с гипотезой Дэли.

д. Иное объяснение образования нефелинсодержащих пород было предложено Гаммером и Барром (Gummer, Burr, 1946), а также Мойдом (Moyd, 1949) и Барагаром (Baragar, 1953). Они считали, что нефелиновые сиениты образовались благодаря метасоматическому изменению (нефелинизации) гренвиллских известковых парагнейсов или парасланцев под влиянием гидротермальных гранитных эманаций. Осборн (Osborne, 1930) предлагал довольно близкую гипотезу для объяснения происхождения нефелиновых сиенитов из окрестностей порога Иган на реке Йорк. Он считал, что происхождение сиенитов аналогично происхождению парагнейсов.

е. Шенд (Shand, 1946) подчеркнул, что Кейс, Гаммер и Барр, в отличие от Чейза, утверждали более молодой возраст гранитов, чем нефелиновых пород, тогда как, судя по всем доказательствам, приводимым ими, лишь некоторые граниты являются более молодыми. Тилли (Tilley, 1958) в обзоре генетических проблем щелочных пород юга центрального Онтарио пришел к заключению, согласно которому растворы в районе реки Порк были преимущественно нефелинсодержащими; кроме того, он считал необходимым допустить возможность наличия магматического источника на глубине, так как существование растворов не может быть прослежено в каких-либо телах, ныне выведенных на поверхность.

Л. Хьюитт (Hewitt, 1961, стр. 34), изучавший многочисленные площади на юге центрального Онтарио, сложенные нефелинсодержащими породами, считал, что нефелиновые сиениты прорывают альбитовые граниты, но в свою очередь последовательно прорываются сиенитами и гранитами. В дискуссии о генезисе нефелиновых сиенитов городского округа Бидгуд этот исследователь (Hewitt, 1961, стр. 185) указал на существование доказательств, согласно которым нефелиновые сиениты и связанные с ними щелочные сиениты внедрились в форме силлеподобного тела в уже смятые в складки вмещающие гнейсы. Вывод Хьюитта о том, что нефелинсодержащие породы были последовательно интрудированы сиенитами и гранитами, согласуется с наблюдениями Баддингтона (Buddington, 1939, стр. 198) в районе Адирондака и наблюдениями Уилсона (M. E. Wilson, 1925, стр. 396) в юго-восточном Онтарио и на юге Лаврентьевского нагорья в Квебеке. Кроме того, несмотря на сходство в последовательности внедрения молодых интрузивных пород, очевидно, что для образования нефелиновых сиенитов на юге центрального Онтарио были необходимы особые условия, которых не существовало в других частях субпровинции Гренвилл.

3.5.3. Гранитизация

Разница между интрузиями гранитов и метасоматическим преобразованием лав и осадочных пород в гранито-гнейсы является одной из наиболее интересных, но трудных и волнующих проблем, стоящих перед геологами, изучающими Канадский щит. В предлагаемой ниже дискуссии о генезисе гранитов некоторые аспекты проблемы считаются очевидными. К ним относятся следующие: 1) гранитные массивы почти всегда ассоциируют со складчатыми комплексами горных пород и, таким образом, определенно связаны с главной фазой орогении; 2) пространство для внедрения гранитной магмы создается горообразующим поднятием; 3) плутоны массивных (не гнейсированных) гранитов представляют собой интрузивные образования, судя по характеру их контактов с вмещающими породами; 4) там, где граниты или гранито-гнейсы штоков, факолитов или других массивов проникают во вмещающие породы в форме даек или силлей, гранитоидные породы являются интрузивными.

Есть еще два положения, относящиеся к генезису гранитов, с которыми, вероятно, согласится большинство геологов, работающих на Канадском щите: 1) высокие температуры и метасоматическая активность на контактах интрузивных массивов гранитной магмы могут преобразовать супракрустальные породы в гранито-гнейсы или другие метаморфические породы; этот процесс можно было бы назвать краевой гранитизацией; 2) там, где широкие пояса осадочных пород превращены в гнейсы, такие преобразования можно назвать региональной гранитизацией.

Европейские геологи, публикации которых были искусно синтезированы Ридом (Read, 1948, 1957), за немногими исключениями (Harker, 1939; Niggli, 1942; Eskola, 1950), приписывают происхождение гранитов процессам гра-

нитизации гораздо в большей степени, чем это представляется возможным геологам, изучающим Канадский щит. Начиная с наблюдений Лоусона (Lawson, 1886) в районе озера Рейни в северо-западном Онтарио, канадские геологи считали, что магматические интрузии играли большую роль, чем процессы гранитизации. Так, по мнению Баддингтона (Buddington, 1948, стр. 43), гранитоиды, включая серию кварцевых сиенитов, слагают более 80% главного изверженного комплекса в северо-западной части гор Адирондак, причем 85% этих гранитоидов созданы интрузиями и застыванием магмы. Гроут (Grout, 1948, стр. 53) на основе широкого круга наблюдений на Канадском щите также считал, что более 85% гранитов образовано при остывании магмы. Кроме того, в схемах, изображающих последовательность геологических процессов, в большинстве опубликованных работ, относящихся к геологии Канадского щита, породы гранитного ряда отнесены к категории интрузивных образований. В предлагаемой ниже дискуссии о гранитизации речь будет идти о семи поясах, или районах, развития гранитов либо гранито-гнейсов, которые считаются (по крайней мере некоторыми геологами) созданными путем гранитизации. Это: 1) гнейсы Киссинью северо-западной Манитобы; 2) гранитизированные осадочные породы района Йеллоунайф Северо-Западных территорий; 3) гренвиллский пояс полосчатых гнейсов; 4) гнейсовый комплекс Баффиновой Земли; 5) гнейсы побережья Лабрадора; 6) гранито-гнейсы района Мадок в Онтарио и 7) граносиенито-гнейсы Уэстпорта в Онтарио.

1. Геологи, изучавшие гнейсы Киссинью, в большинстве согласны в том, что эти гнейсы слагают широко распространенный комплекс перекристаллизованных осадочных пород, местами прорванных гранитами или гранодиоритами. По мнению Райта (J. F. Wright, 1929b, стр. 81), широкое развитие гранитизированных гнейсов обусловлено вторжением гранитного вещества в осадочные породы Киссинью. Согласно его наблюдениям, гранитизированные гнейсы перемежаются с нормальными гнейсами, что указывает на присутствие гранитных тел на небольшой глубине. Сходным образом Робертсон (D. S. Robertson, 1953, стр. 23) пришел к выводу, что пропитывание растворами и их инфильтрация снизу выразились в фельдшпатизации осадочных пород. Среди вмещающих осадочных пород выделяются только два интрузивных массива в виде куполов. Харрисон (Harrison, 1951, стр. 47) также допускал, что породы Киссинью были сильно метаморфизованы под влиянием термальных и метасоматических процессов, сопровождавшихся интенсивными деформациями, вероятно, орогенического характера. Таким образом, широкое распространение седиментогенных пород среди гнейсов Киссинью, вероятно, обусловлено современным относительно глубоким эрозионным срезом структур, и с дальнейшим углублением эрозии будут вскрыты все большие площади, занятые гранитами.

2. Бойль (Boyle, 1961, стр. 74) в своем геохимическом исследовании округа Йеллоунайф отметил, что некоторые черты западного гранитного массива, такие, как резкие контакты, развитие гранитных даек, являются бесспорным доказательством магматического происхождения гранитов или ремобилизации метасоматических гранитов. Однако в некоторых зонах контакта наблюдаются ясные свидетельства того, что отдельные части западного гранитного массива созданы в результате процессов гранитизации. По мнению Бойля, значительная часть западного гранитного массива возникла при гранитизации мощной толщи обломочных осадочных пород группы Йеллоунайф, располагавшейся стратиграфически ниже йеллоунайфских зеленокаменных пород. Другие геологи (Stockwell, 1933, стр. 52; Follinsbee, 1947) и особенно Хендерсон и Браун (Henderson, Brown, 1948), изучавшие взаимоотношения гранитов с вулканическими и осадочными породами группы Йеллоунайф, считали граниты интрузивными образованиями, так как здесь существуют гранитные дайки.

3. Пояс полосчатых гнейсов, вытянутый вдоль северо-западного края субпровинции Гренвилл, сложен смятыми в складки перекристаллизованными и гранитизированными гренвиллскими или гастингскими осадочными породами, инъецированными и прорванными гранитами (M. E. Wilson, 1918a, стр. 98—103; Harding, 1946, стр. 12—21; Wahl, Osborne, 1950, стр. 8; Harvy, 1961). Широкое распространение гранитов на севере центрального Онтарио и в южной части Лаврентьевского нагорья Квебека в сравнении с их гораздо более ограниченным развитием в поясе полосчатых гнейсов, прилегающем с северо-запада, указывает на то, что полосчатые гнейсы слагают менее эродированную часть геосинклинали и что созданы они метасоматическими эманациями, пришедшими из глубинной гранитной магмы.

Остается неясным вопрос о возрасте осадочного складчатого комплекса пород гор Ла-Клош и района озера Панаш, который Коллинз (W. H. Collins, 1935) относил к гурону, а Томсон (J. F. Thomson 1961b, см. также стр. 261 данной работы) считал догуронским. Томсон подчеркивал, что Колемен уже давно (с 1914 года) относил все осадочные породы, развитые к юго-западу от Сёдбери до Килларни, к догуронской группе Сёдбери. Он прослеживал группу Сёдбери далеко на юго-запад, вплоть до Сёдбери. Кроме того, Фемистр (Phemister, 1960) обнаружил, что контакт между поясом полосчатых гнейсов и группой Сёдбери к югу от Сёдбери осуществляется в пределах зоны шириной около 1 *км* при постепенном переходе одних пород в другие. Эти наблюдения как будто указывают на то, что смятый в складки комплекс осадочных пород, развитый юго-западнее Сёдбери, возможно, является менее измененным продолжением пояса полосчатых гнейсов догуронского возраста. Килларнейские граниты, следовательно, могут относиться к числу догуронских интрузивных образований.

4. Докембрийские образования Баффиновой Земли были описаны рядом исследователей (Krank, 1953; Blackadar, Fraser, 1960; Riley, 1960). В районе Клайда на северо-восточном побережье, согласно Кранку, преобладают мигматитовые гнейсы, прорванные силлями основных пород. На юге и юго-западе острова распространены метаморфизованные осадочные породы, в том числе слюдяные сланцы, мраморы и кварциты. Присутствие указанных пород, содержащих гранат, диопсид, силлиманит и кордиерит, свидетельствует о преобладании осадочных пород хорошо сортированного типа. По мнению Кранка, процессы метаморфизма, гнейсификации и гранитизации затушевали первичные структуры. Он отметил также, что гранито-гнейсы с полосами и включениями амфиболитов слагают утесы фьорда Клайд. Блекадер и Фрезер подчеркнули, что к северу-востоку от мыса Дорсет постепенный переход от кварцитов к биотитсодержащим гранито-гнейсам указывает на широкое распространение гранитизации осадочных пород. Согласно Райли, геосинклинальный комплекс залива Камберленд состоит из метаморфических пород осадочного и магматического происхождения. Он считал, что пироксенсодержащие гранитоподобные преимущественно массивные породы, названные им чарнокитами, созданы процессами плутонического метаморфизма. Местами эти породы, по наблюдениям Райли, секут гнейсы и частично относятся к посттектоническим образованиям. Согласно Блекадеру (личное сообщение), граниты прорывают останцы шаровых лав близ восточного входа в пролив Фьюри-энд-Хекла, и дайки сравнительно мелкозернистых пегматитов секут гнейсы.

5. Преобладание полосчатых гнейсов и интрузивных гранитов на побережье Лабрадора отмечено всеми геологами, изучавшими этот район. Колемен (Coleman, 1921) установил, что в северной части побережья лучший пример типичных лаврентьевских структур находится близ Хопдейла, где он наблюдал мелкие складки, инъекции и дайки пегматитов и гранитов. Кристи (A. M. Christie, 1952) расчленил комплекс основания северного побережья на четыре группы: а) парагнейсы, б) анортозит-габбро, в) гнейсы

среднего состава, г) гранитоидные гнейсы и массивные граниты. Он считал массивные граниты дифференциатами группы анортозит-габбро. Кранк (Krank, 1953a) сообщил, что более 90% коренных пород, обнаженных на юге побережья Лабрадора представлено гранитами и гнейсами, частично являющимися гранитизированными осадочными породами, а частично — интрузивными образованиями. Дуглас (G. V. Douglas, 1953) расчленил архейские породы района южного побережья Лабрадора на три категории: а) гранитизированные осадочные породы, б) анортозит-габбро и в) лабрадорские интрузивные граниты.

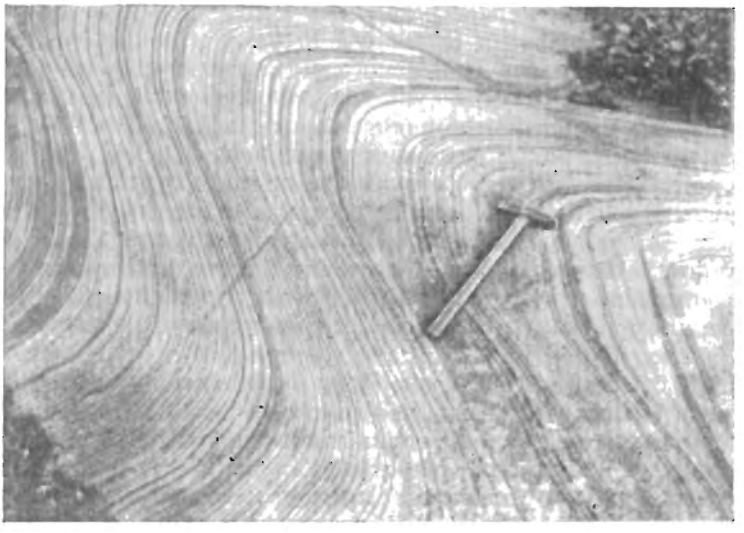
6. Особую проблему для геологов-докембристов представляет вопрос о происхождении гранито-гнейсов, окружающих синклиналь реки Клэр на юге центрального Онтарио в пределах планшета Мадок. Если эти обычные сравнительно однородные гнейсо-граниты созданы процессами метасоматоза, как полагают Амброз и Бёрнс (Ambrose, Burns, 1956), то возможно, что большая часть гранитов Канадского щита также образована благодаря процессам гранитизации. Тогда существенно важно предъявить и обсудить доказательства за и против этой гипотезы.

Хотя имеются широкие вариации пород, слагающих гальки и валуны в конгломератах Гастингс в различных частях площади планшета Мадок, следует все же отметить, что севернее поселка Мадок (M. E. Wilson, 1940a), в синклинали Куинсборо (см. фиг. 8), в синклинали реки Клэр (см. фиг. 4), а также вдоль автострады № 7 восточнее Мадока базальные гастингские обломочные отложения несогласно налегают на вулканические образования. Очевидно, таким образом, что все гастингские отложения относятся к одной группе.

Доказательствами, которые как будто бы поддерживают гипотезу Амброза и Бёрнса (Ambrose, Burns, 1956) о том, что гранито-гнейсы района Мадок представляют собой метасоматические образования, являются: а) на южном крыле синклинали реки Клэр в аргиллитах наблюдается окремнение в виде линз; б) на северном крыле той же синклинали в известняках присутствуют агрегаты тремолита, указывающие на метасоматические процессы; в) большинство андезитов из основания разреза северного крыла синклинали реки Клэр под влиянием метасоматических процессов превращено в пестрые кавернозно выветрелые роговообманковые сланцы или амфиболиты; г) главным же наблюдением, на основе которого Амброз и Бёрнс (Ambrose, Burns, 1956) обосновывали свой вывод о том, что граниты района Мадок возникли в результате гранитизации, является присутствие полосы известняков протяженностью во много километров, располагающейся в гранито-гнейсах на южном крыле синклинали реки Клэр (см. фиг. 4); д) в районе, расположенном восточнее озера Мойра, граниты постепенно переходят сначала в фельзиты и, наконец, в гастингские аргиллиты; этот переход указывает на существование краевой гранитизации.

Наблюдения в районах планшетов Мадок и Мармора, противоречащие гипотезе о метасоматическом происхождении гранито-гнейсов, отстаиваемой Амброзом и Бёрнсом (Ambrose, Burns, 1956), сводятся к следующему: а) шток массивных гранитов Делоро, обнаженный вдоль автострады № 7 между поселками Мадок и Мармора на западной окраине близ Делоро, сечет габбро в виде многочисленных даек, как это показано на фиг. 5; б) химический состав фельзитового гранита к востоку от озера Мойра, по данным Миллера и Найта (Miller, Knight, 1914, стр. 46), указывает на принадлежность этой породы к калиевому типу, не отличающемуся существенно по химизму от состава породы штока Делоро, приведенного в шестой колонке, табл. 2; в) многочисленные дайки и массивы гранитов, сиенитов и риолит-порфиров прорывают породы группы Гастингс в районах Мадок и Мармора, указывая на внедрение магмы; г) среди гастингских пород существует много разновидностей (см. фиг. 18), причем отдельные из них можно было бы рассматривать

как гранито-гнейсы, если они образовались в процессе метасоматического изменения; д) пегматиты, свободные от сопутствующих реакционных минералов, наблюдаются в контакте с кристаллическими известняками на автостраде № 7, показанной на северном краю фиг. 4. Согласно Баддингтону (личное сообщение), отсутствие скарновых минералов указывает на то, что пегматиты были безводными. Рид (Read, 1948, стр. 186; 1957, стр. 346) привел примеры устойчивости к гранитизации тонких прослоев известняков в гранито-гнейсах, назвав их резистентными. Если, однако, гранито-гнейсы по ту или иную сторону пласта известняка на южном крыле синклинали реки Клэр образованы путем метасоматоза гастингских аргиллитов, то невозможно представить, почему известняки не превращены полностью в скарны.



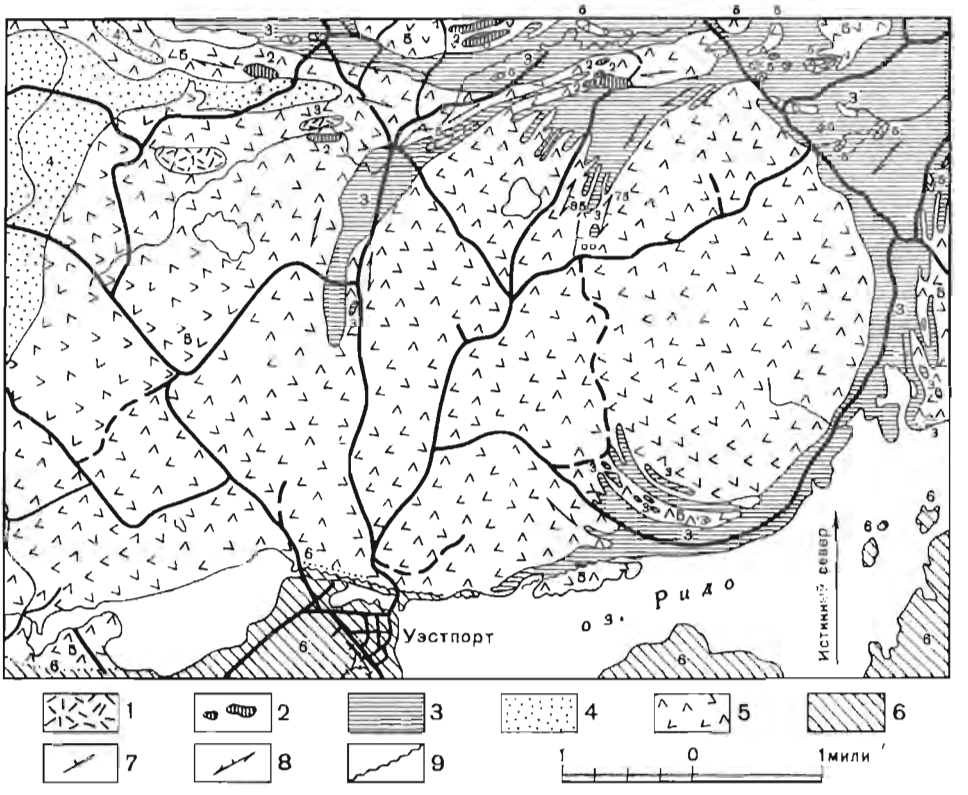
Фиг. 18. Складчатые слоистые аргиллиты.
Синклиналь реки Клэр. Городской округ Хангерфорд, графство Гастингс, Онтарио.

В виде альтернативной гипотезы можно предположить, что граниты интрудировали в виде магмы, глубинные части которой были безводными и в силу этого неспособными проникнуть в известняки или преобразовать их, благодаря чему известняки остались неизмененными.

Данные, изложенные выше и относящиеся к происхождению гранитов районов Мадок и Мармора на юге центрального Онтарио, хорошо иллюстрируют противоречия, вызванные этой проблемой. Взаимоотношения известняков и гранито-гнейсов на южном крыле синклинали реки Клэр, взятые сами по себе, остаются невыясненными. Неясно, следует ли объяснять их процессами гранитизации или результатом магматической интрузии. Тем не менее широкое площадное распространение гранитов, магматическая природа по крайней мере части массивов и их примерно одинаковый химический состав — все это поддерживает точку зрения об их магматической природе.

Приведенные ниже наблюдения дают представление о генезисе батолита граносиенитов, располагающегося к северу от поселка Уэстпорт в 80 км восточнее поселка Мадок (см. фиг. 19) и изучавшегося Уилсоном в 1928—1929 гг. а. Четко определенный контакт гранитов с известняками указывает на интрузивные взаимоотношения. б. Массивный или умеренно гнейсовидный характер граносиенитов также свидетельствует в пользу интрузивного происхождения пород. в. Сравнительно небольшие количества скарновых минералов, возникших при взаимодействии граносиенитовых эманаций

с известняками, являются вероятным доказательством безводности магмы. г. Присутствие в граносиенитах резко очерченных даек лампрофиров, которые в свою очередь местами прорваны гранитами или сиенитами,



Фиг. 19. Соотношения гранитных пород с известняками Гренвилл в районе Уэстпорта, графство Лидс, Онтарио.

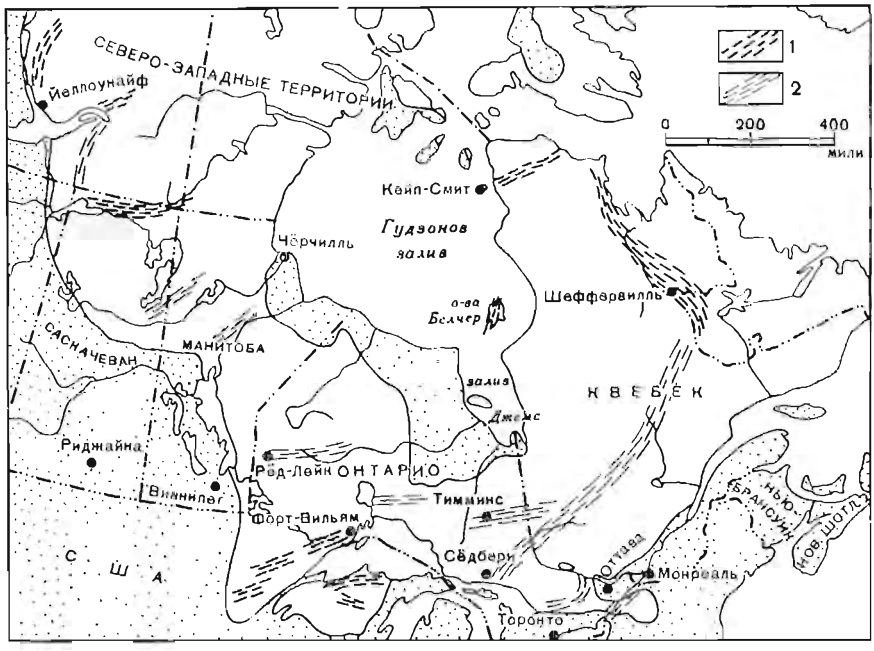
1—6 — серия Гренвилл: *1* — кварциты; *2* — силлиманит-гранатовые парагнейсы; *3* — кристаллические известняки; *4* — габбро; *5* — граниты и сиениты; *6* — палеозойские образования; *7* — простирания и падения слоистости; *8* — простирания и падения полосчатости; *9* — разломы.

свидетельствует как будто бы в пользу того, что лампрофиры образовались одновременно с консолидацией граносиенитов. Таким образом, граносиениты батолита Уэстпорт имеют, видимо, магматическое происхождение.

3.6. ДОКЕМБРИЙСКАЯ ОРОГЕНИЯ

Радиометрический возраст минералов показывает, что последние горообразовательные движения при помощи процессов перекристаллизации затушевали следы более ранних деформаций настолько, что может быть установлен лишь возраст последней орогении. На Канадском щите геологические данные указывают на два возраста горообразования в одном только месте, но число подобных указаний увеличится по мере дальнейшего расширения площади наблюдений. Так, в разрезе юга центрального Онтарио субпровинции Гренвилл дотастингские вулканические породы, доломиты и кварциты прослеживаются к востоку и северо-востоку на протяжении более 160 *км* от района Мармора до Ланарка (см. фиг. 20). Возраст этих пород не определен. Известно лишь, что они отделены от вышележащих гастингских отложений крупным структурным несогласием. Гастингские породы, подобно

таким же породам западного района Гренвилл далее к северу этой субпровинции, имеют преимущественно возраст около 1100 млн. лет. Среднее из четырех определений возраста гнейсов и сланцев из той части района Гренвилл, которая находится к северу от залива Св. Лаврентия, составляет примерно 900 млн. лет (Lowdon, 1961, стр. 76, 77). Это обстоятельство определяет третью, наиболее молодую зону орогении субпровинции Гренвилл. Мак-Ларен (личное сообщение) на основе полевых аэромагнитных исследований юга центрального Онтарио считает, что ограниченная сбросами юго-восточная окраина нагорья Халибёртон определяет границу по геомагнитным данным.



Фиг. 20. Зоны горообразования, выделяемые на Канадском щите.
1 — протерозойские; *2* — архейские.

К юго-востоку наблюдаются северо-восточные простирания, тогда как к западу от этого крупного разлома преобладают северо-западные простирания.

В субпровинции Тимискаминг между озером Тимагами и восточной оконечностью озера Мистассини, а также на западной окраине района озера Эллиот и озера Эхо горизонтальные или полого смятые отложения (главным образом гуронские) залегают резко несогласно на фундаменте, возраст которого равен примерно 2450 млн. лет. Геологическое исследование этого древнего комплекса показало, что в нем имеются указания на двукратную орогению — дотимискамингскую и послетимискамингскую. Некоторые геологи допускают предварительную корреляцию для района, расположенного севернее озера Гурон, основываясь на сходных геологических соотношениях догуронской группы Сёдбери и серии Тимискаминг (см. J. F. Wright, 1958). В районе прогиба Сёдбери наличие послегуронских складок и разломов указывает на проявление здесь поздней орогении (J. E. Thomson, 1960, стр. 4).

В районе озера Верхнего имеются геологические доказательства существования по крайней мере трех эпох горообразования. В Южной субпровинции деформации, происходившие после отложения группы Анимики, опре-

деляют существование позднедокембрийской орогении Пеноки. К северу от озера Верхнего наличие донайфских, или лаврентьевских, а также послеайфских, или алгоманских, гранитов определяет два возраста горообразования, происходившего до отложения группы Анимики. Однако, согласно гипотезе Петтиджона (Pettijohn, 1937, стр. 190), четырехчленное подразделение докембрия, предполагающее существование трех эпох горообразования, которое происходило до отложения группы Анимики, может быть справедливым и для Северо-Западной субпровинции. Возраст 3200 млн. лет для гуронского участка южной Манитобы указывает на возможное существование долаврентьевской фазы горообразования в этом районе.

Для части Канадского щита, расположенной к западу от Гудзонова залива (провинция Чёрчилль), геологическое картирование пока проведено недостаточно детально, чтобы установить какие-нибудь зоны горообразования в пределах этой огромной площади. В северной Манитобе и на юго-востоке Саскачевана в базальном комплексе докембрия как будто устанавливается наличие следов двух тектонических эпох (Harrison, 1951; Milligan, 1960), причем возраст более молодой из них равен примерно 1700 млн. лет. В районе озера Атабаска максимальный возраст пород группы Тазин составляет приблизительно 2000 млн. лет. Возраст складок и разломов, наблюдаемых на северном побережье озера Атабаска, остается неизвестным. Учитывая, однако, относительную недеформированность отложений группы Атабаска, наблюдаемую на большей части обширной территории ее распространения, время седиментации этих отложений относят к позднему докембрию.

Геологи, изучавшие северо-западную часть Канадского щита, пришли к выводу о существовании в этом районе двух главных периодов горообразования (Henderson, 1948a), причем радиометрические данные как будто подтверждают этот вывод. Возраст пяти проб гранитов, прорывающих отложения Йеллоунайф или сходные породы, варьирует от 2115 до 2550 млн. лет (Lowdon, 1960, 1961). Среднее из пяти цифр возраста равно приблизительно 2396 млн. лет. Средний возраст пород группы Йеллоунайф составляет примерно 2090 млн. лет, указывая на ошибку около 300 млн. лет. Определения возраста гранитов из семнадцати пунктов района Большого Невольничьего озера дали цифры от 1655 до 1865 млн. лет, а в среднем — 1775 млн. лет (Lowdon, 1960, 1961). Эти цифры указывают на сравнительно поздний период горообразования в пределах данной территории. Возраст горообразования северной части провинции Чёрчилль, по-видимому, примерно тот же самый (Jolliffe, 1952, стр. 141—149).

Большая часть геологических работ в провинции Унгава (для подавляющей части ее территории) не имела исследовательского характера. Максимальные возраста гранитов, гнейсов и сланцев из западной Унгавы и субпровинции Лабрадор равны соответственно 2625 и 2470 млн. лет. Более позднее горообразование представлено складчатыми деформациями на островах Белчер и в пределах пояса Кейп-Смит — залив Уэйкхем, среднепротерозойский возраст которого равен 1530 млн. лет, а также в геосинклинали Лабрадор — Квебек со средней цифрой возраста 1660 млн. лет.

Следуя за предположением Лейка (Lake, 1931) и других исследователей, считавших, что континенты обрастают по периферии благодаря последовательным горообразовательным поднятиям, Уилсон (Wilson, 1949b) предложил гипотезу на основе определений возраста в районе Гренвилл. Он считал, что Канадский щит постепенно наращивался на юго-востоке благодаря последовательно сменявшимся все более молодым орогениям. В поддержку этого постулата можно привести следующие доказательства: 1) Средний возраст гранитов из комплекса основания восточной части субпровинции Тимискаминг равен примерно 2466 млн. лет. Возраст гранитов из западной части субпровинции Гренвилл — около 1100 млн. лет, а соответствующая цифра для юго-восточной части района Гренвилл составляет приблизительно

900 млн. лет. 2) Отложения группы Анимики севернее озера Верхнего не деформированы, тогда как к югу от упомянутого озера они смяты весьма интенсивно. 3) Комплекс основания южной части Баффиновой Земли моложе комплекса основания Унгавы.

Наблюдения, как будто бы противоречащие представлению о прогрессивном наращивании Канадского щита, сводятся к следующему: 1) На юге центрального Онтарио породы догастингского пояса лав и осадочных отложений отделены от отложений группы Гастингс крупным структурным несогласием и должны быть значительно древнее пород более северных районов, приблизительный возраст которых равен 1100 млн. лет. 2) В районе прогиба Сёдбери и близ Колдуэлла на северном берегу озера Верхнего местами выражены проявления поздней орогении. 3) Восточнее и юго-восточнее озера Виннипег некоторые древнейшие образования Канадского щита приурочены к его юго-западной окраине. 4) Во многих местах провинции Чёрчилль древние породы чаще встречаются близ окраины щита, чем в его внутренних частях. Кроме того, как подчеркнул Умбгрове (Umbgrove, 1947), Скалистые горы, расположенные к западу от щита, моложе Береговых хребтов, находящихся еще западнее, следуя, таким образом, обратному порядку расположения орогенических зон. 5) Внутри центральной части щита складчатость островов Белчер, пояса Кейп-Смит — залив Уэйкхем и геосинклинали Лабрадор — Квебек представляет собой пример поздних орогений внутри древнего ядра Канадского щита. Кроме того, тектоника области, занятой Гудзоновым заливом, неизвестна. Таким образом, в общем наращивание Канадского щита по периферии более молодыми орогеническими поясами доказуемо преимущественно для его южной части. Кроме этого вывода, обсуждаемая гипотеза представляется чрезмерным упрощением существующих данных.

4. МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

4.1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

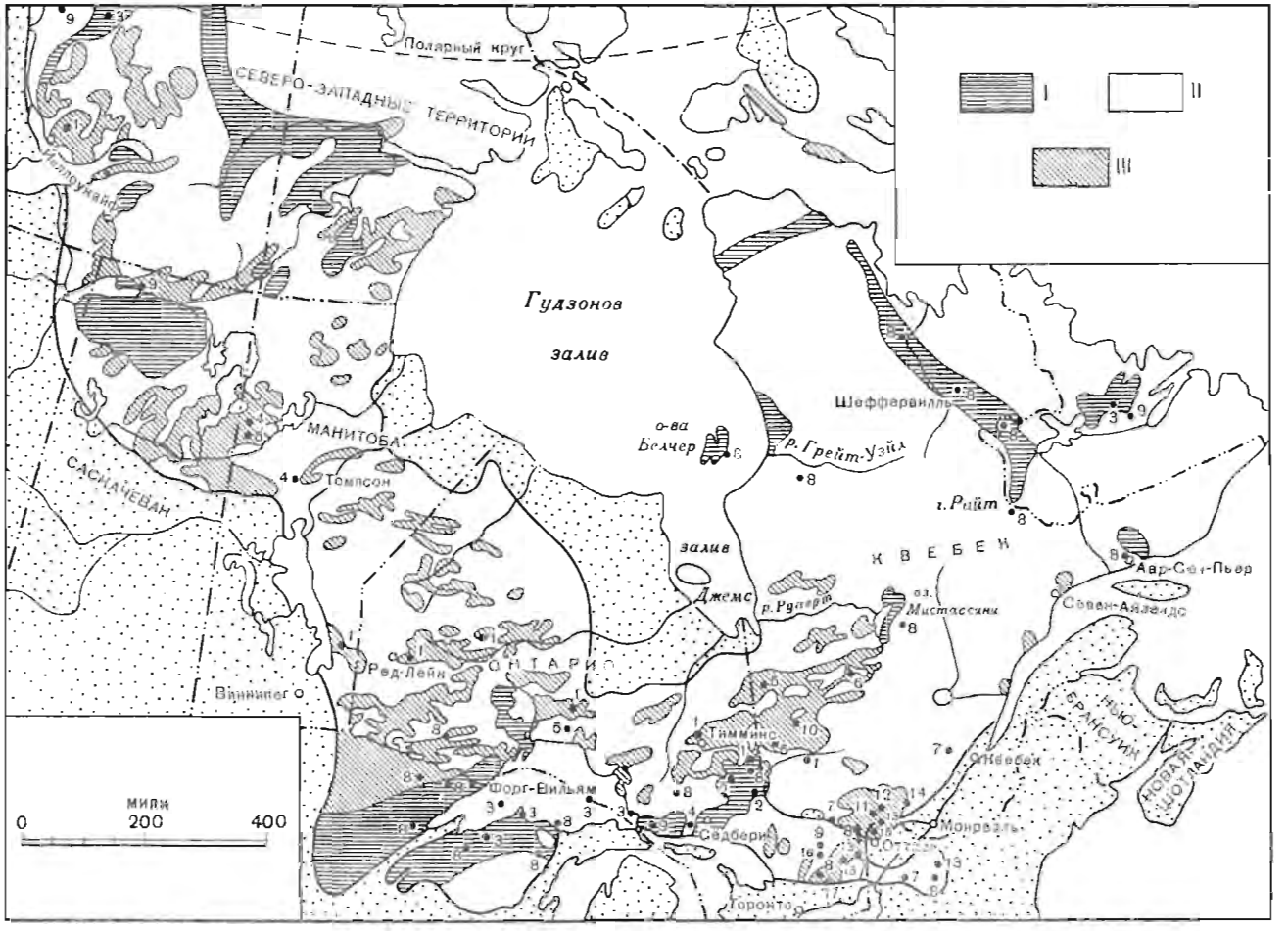
Минеральные месторождения, металлические и неметаллические, широко распространены по Канадскому щиту, но, учитывая широкое распространение ледниковых отложений, существование растительного покрова, отсутствие детальных геологических карт для большей части этой обширной территории, следует думать, что еще большая часть минеральных месторождений остается пока не обнаруженной. Существенными чертами поисков месторождений в пределах щита в течение последних лет являются использование магнитометрии для поисков месторождений магнитных руд и развитие многочисленных зон или масс железных руд во многих местах. Описание минеральных месторождений, предлагаемое ниже, ограничено преимущественно наиболее важными районами минерализации или примерами взаимоотношений, интересными со структурной или генетической точки зрения (см. фиг. 21).

4.2. РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

4.2.1. Месторождения золота

Область Йеллоунайф

Большая часть известных месторождений золота в области Йеллоунайф располагается к северу от Большого Невольничьего озера в районах Йеллоунайф, озера Гордон, озера Индин и озера Корейджес. Месторождения приурочены к зонам дробления и разломам, частью секущим вулканические породы группы Йеллоуайф, а частью — граувакки, конгломераты и другие обломочные осадочные породы той же группы. Золоторудные месторождения



Ф и г. 21. Геология и полезные ископаемые Канадского щита.

Месторождения полезных ископаемых: *1* — золоторудные; *2* — самородного серебра; *3* — самородной меди; *4* — медно-никелевые; *5* — халькопирит-сфалеритовые; *6* — халькопирит-золоторудные; *7* — сфалерит-галенитовые; *8* — железорудные; *9* — руд урана; *10* — молибденита; *11* — брусита; *12* — полевого шпата; *13* — графита; *14* — магнезита; *15* — слюды; *16* — нефелиновых сиенитов и корунда; *17* — талька. *I* — протерозойские породы; *II* — преимущественно архейские гранитные породы; *III* — архейские вулканические и осадочные породы.

первого класса представлены месторождениями Джайент-Йеллоунайф, Нигос и Кон-Рикон, а второго класса — месторождениями Кемларен и Консолидейтед-Дисковери (Henderson, 1948b; Wiwchar, 1957). Кроме кварца и золота, обычными минералами, слагающими жилы, являются пирит, арсенопирит, пирротин, сфалерит, галенит, кальцит, анкерит, турмалин, серицит, амфибол и хлорит (Dadson, Bateman, 1948). Хендерсон и Джоллифф (Henderson, Jolliffe, 1939, стр. 335) связывали происхождение месторождений золота района Йеллоунайф и озера Гордон с докембрийскими гранитами или другими глубинными магматическими источниками. Бойль (Boyle, 1961, стр. 167), наоборот, считал, что источником золота и серебра являются раздробленные вмещающие породы, к которым и приурочены месторождения.

Район озеро Райс—озеро Бересфорд в Манитобе

Многочисленные проявления золота открыты в юго-восточной Манитобе, но наиболее крупное известное месторождение Сан-Антонио близ Биссетта на северном берегу озера Райс. Коренные породы, обнаженные в пределах месторождения, представлены смятыми в синклиналь метаморфизованными лавами и осадочными породами группы озера Райс, прорванными габбро, диоритами и диабазами. Все упомянутые породы несогласно перекрыты косослоистыми полевошпатовыми кварцитами Сан-Антонио. Рудное тело Сан-Антонио располагается внутри диабазового силла, внедрившегося в осадочную толщу озера Райс. Значительная часть обнаруженных золотоносных жил слагает две системы, одна из которых имеет северо-западное, а другая — северо-восточное простирание. Боковые породы изменены и состоят из альбита, карбоната и серицита, среди которых рассеян пирит. Кажется очевидным, что диабаз был жестким компетентным компонентом, подвергшимся раздроблению и развальцеванию вдоль узких зон, в отличие от прилегающих некомпетентных осадочных пород, которые были превращены в сланцы (Stockwell, 1948). Стоквелл и Лорд (Stockwell, Lord, 1939, стр. 24) приводят наблюдения, которые, как они полагают, указывают на то, что золотоносные кварцевые жилы юго-восточной Манитобы генетически связаны с олигоклаз-кварцевыми диоритами и альбитовыми гранитами, обладающими высоким содержанием натрия.

Зона Ред-Лейк — Патриция

Главными особенностями месторождений золота района Ред-Лейк — Патриция являются их варьирующий состав и взаимоотношения. Месторождения представлены: 1) многочисленными жилами и прожилками золотоносного кварца в кварцевых порфирах на месторождении Хови, Хасага и жилы № 2 на месторождении Пикл-Кроу; 2) минерализованным кварцем, выполняющим трещины и зоны дробления в гранодиоритах и гранитах на месторождениях Макензи-Ред-Лейк, Голд-Игл и Ред-Лейк-Голд-Шор; 3) жилами золотоносного минерализованного кварца в силицифицированных и карбонатизированных туфах, залегающих между кварцевыми порфирами и тальковыми сланцами на месторождении Мадсен-Ред-Лейк; 4) самородным золотом, ассоциирующим с арсенопиритом в кварцевых жилах, секущих силицифицированные и карбонатизированные смятые в складки вулканические и осадочные породы на месторождениях Коченаур-Уилланс, Кемпбелл-Ред-Лейк и Нью-Дикенсон; 5) золотом в ассоциации с обильным пирротином и арсенопиритом, выполняющими трещины в полосчатых породах железорудной формации, которые пересланваются со смятыми докембрийскими вулканическими и осадочными породами. Хорвуд (Horwood, 1945, стр. 65) считал, что золотое оруденение некоторым образом связано с интрузиями гранитов и гранодиоритов.

Район озеро Нипигон — Литл-Лонг-Лейк

Зона озеро Нипигон — Литл-Лонг-Лейк протягивается почти на 80 *км* на восток от озера Нипигон. Она сложена вулканическими и обломочными осадочными породами и образованиями железорудной формации, прорванными диоритами, кварцевыми порфирами, гранодиоритами, гранитами и диабазами. Рудные месторождения связаны с трещинами, зонами дробления, складками волочения и другими структурами, обусловленными разной компетентностью вмещающих пород. По составу и взаимоотношениям месторождения классифицируются на четыре группы, а именно: 1) жилы золотоносного кварца, выполняющие трещины в обломочных осадочных породах на месторождениях Лейтс, Нортерн-Импайр, Стерджон-Ривер; 2) неправильные кварцевые жилы в трещинах пород железорудной формации на месторождениях Литл-Лонг-Лейк и Мак-Леод-Кокшёт; 3) пиритизированные и силицифицированные зоны дробления или брекчирования в осадочных и интрузивных породах на месторождениях Мак-Леод-Кокшёт, Бенкфилд и Томбилл; 4) зоны трещиноватости в осадочных породах с пиритовой, арсенопиритовой и пирротиновой минерализацией в северном поясе месторождений Хардрок и Мак-Леод-Кокшёт. Зоны оруденения на месторождениях Лейтс и Нортерн-Импайр прорваны горизонтальным силлом оливиновых диабазов мощностью около 180 *м*. Брюс (Bruce, 1935, стр. 31) считал, что граниты района озеро Нипигон — Лонг-Лейк могли быть очагами материнских рудных растворов.

Зона Поркьюпайн — Дестор

Зона Поркьюпайн — Дестор протягивается из района Поркьюпайн в Онтарио на восток более, чем на 160 *км* до городского округа Дестор в Квебеке. Эта зона сложена лавами и пирокластическими образованиями группы Абитиби (Киватин) и осадочными отложениями группы Хойл, несогласно перекрытыми главным образом осадочными отложениями серии Тимискаминг. Интрузивные породы зоны представлены габбро, диоритами, перидотитами, кварцевыми порфирами, гранитами и диабазами. Штоки и дайки кварцевых порфиров Барроу (Burrows, 1925, стр. 30—36) считал послетимискамингскими и генетически связанными с рудными месторождениями. Однако сильная степень деформаций порфиров указывает на то, что они внедрились до формирования рудных месторождений (Graton and others, 1933, стр. 15, 16; Hurst, стр. 450, 451). Ниже охарактеризованы основные наблюдения относительно структур и генезиса золоторудных месторождений: 1) многочисленные крупные и мелкие надвиги рассекают коренные породы в пределах всей зоны; 2) все известные значительные рудные месторождения района локализованы в зонах разломов, трещиноватости и дробления; 3) вмещающие породы близ контактов с рудными телами претерпели интенсивные гидротермальные преобразования; 4) по мнению Грейтона и др. (Graton and others, 1933, стр. 20), послетимискамингская гранитная магма была вероятным, но достоверно недоказанным источником оруденения. Однако Джонс (Jones, 1948, стр. 481) подчеркивал, что гранитные батолиты были единственным источником, способным доставить столь большое количество вещества в зоны рудных жил.

Зона Кёркленд-Лейк — Валь-д'Ор

Золоторудные месторождения пояса Кёркленд-Лейк—Валь-д'Ор по распространению принадлежат к трем группам, а именно: 1) руды, связанные с разломом Кёркленд-Лейк; 2) руды, приуроченные к разлому Кадиллак —

озеро Лардер, и 3) рудные месторождения, связанные с местными разломами в различных частях пояса. Рудные месторождения зоны Кёркленд-Лейк располагаются вдоль крупного ветвящегося надвига север-северо-восточного простирания; поверхность надвига круто наклонена на юго-восток. Максимальное дорудное смещение вмещающих пород вверх по главному надвигу определено в 450 *м* (J. E. Thomson and others, 1950, стр. 80). Вмещающие породы, рассеченные надвигом, представлены лавами и туфами Абитиби (Киватин), осадочными отложениями серии Тимискаминг, мафическими сиенитами, красными сиенитами, сиенит-порфирами и диабазами. Следует отметить, что сиенит-порфиры являются доминирующими приповерхностными образованиями в восточной части рудного поля и значение их с глубиной возрастает в юго-западном направлении. Главные минералы рудных жил: самородное золото, теллуриды золота, пирит и графит.

Разлом Кадиллак — озеро Лардер протягивается от городского округа Иби в Онтарио (к юго-западу от Кёркленд-Лейк) почти на 200 *км* на восток вплоть до городского округа Дюбюиссон в Квебеке. Зона разлома сложена хлорит-тальковыми и серицит-карбонатными сланцами общей мощностью до 180 *м*. Первичными породами, за счет которых образовались эти сланцы, были граувакки, конгломераты, агломераты и туфы. Следующие наиболее крупные месторождения (Омега, Керр-Аддисон, О'Брайен и Кенедиен-Малартик) располагаются вдоль главной зоны разлома. Гальки неизмененных гранитов, местами встречающиеся в измененных породах, свидетельствуют об устойчивости фрагментов конгломератов в зоне надвига и по отношению к процессам изменения пород, и к деформациям. Местами вдоль южного края зоны измененных пород и в Онтарио, и в Квебеке развиты графитовые сланцы. Годовой отчет рудоуправления «Керр-Аддисон Голд» за 1961 г. отмечает, что до конца 1961 г. промышленные руды не были открыты на горизонтах 1564 и 1708 метров. Подобное снижение степени минерализации с глубиной поразительно отличается от того, что наблюдается в зоне Кёркленд-Лейк. Это явление может быть связано то ли с переходом на глубине от рудных тел карбонатного типа к телам иного линзовидного типа, то ли с приуроченностью рудника непосредственно к месту изменения южного азимута падения главного разлома, характерного для Онтарио, на северный (квебекский) азимут (Baker and others, 1957).

Рудные тела, связанные с местными разломами, рассеяны в различных пунктах геосинклинали Кёркленд-Лейк — Валь-д'Ор. К ним относятся месторождения Бидгуд, Аншер-Кенада в Онтарио, Сенатор-Руин, Стадакона, Мак-Уоттерс, Сиско и Ламак в Квебеке. Некоторые из них своеобразны в структурном отношении. Например, рудное тело Сенатор-Руин залегает в смятых и рассеченных разломом диоритах; рудное тело Стадакона находится как внутри, так и близ контактов интрузивного тела диоритов, а также в вертикальной восточной части разлома Стадакона; минерализация на месторождении Мак-Уоттерс следует по южной ветви разлома Кадиллак — озеро Лардер; жилы месторождения Ламак выполняют трещины мелких разломов, рассекающих шток кварцевых диоритов и альбитовых гранодиоритов.

Заключение

Большинство геологов, участвовавших в интенсивных полевых работах на Канадском щите, связывает происхождение золоторудных жил с гранитными интрузиями. Наблюдения, на которых основан этот вывод, следующие: 1) вулканические и осадочные породы, к которым преимущественно приурочены золоторудные месторождения, интенсивно смяты в складки и прорваны гранитами на глубине; подобные соотношения создаются при горообразовании; 2) золотоносные жилы приурочены к трещинам или разломам, которые считаются связанными с горообразовательными движениями; 3) значитель-

ные изменения пород, приуроченные к зонам крупных разломов, указывают на циркуляцию гидротермальных растворов.

Представительный пример соотношений золотоносных жил с магматическими интрузивными образованиями можно наблюдать на западной окраине граносиенитового штока Делоро, обнаженного между поселками Мадок и Мармора на юге центрального Онтарио (M. E. Wilson, 1940). Здесь зона габбро и гастингских осадочных пород прорвана дайками гранитов и сиенитов (см. фиг. 5). Многочисленные кварцевые жилы, включающие до 10% золотосодержащего арсенопирита, располагаются параллельно контурам граносиенитового штока и падают к западу под различными углами (от 0 до 55°). Самая длинная из наблюдавшихся жил протягивается на 335 *м* при средней мощности 2,1 *м*. Жилы располагаются в известняках, граувакках, габбро и граносиенитах, но поскольку их распространение ограничено окраинной зоной граносиенитового штока и они приурочены преимущественно к граносиенитам, следует считать, что гранитный шток и был первоисточником арсенопирита и золота.

4.2.2. Самородное серебро

Серебро в северо-восточном Онтарио близ Квебека добывают с 1933 г., а близ Гауганды — с 1907 г. Месторождения представлены жилами, состоящими главным образом из самородного серебра, аргентита, арсенидов кобальта и никеля, а также кальцита (R. Thomson, 1957). Жилы секут вулканические породы Абитиби (Киватин), обломочные осадочные породы формации Гауганда группы Кобальт и диабазы Ниписсинг. Однако они связаны, по-видимому, с неправильными силлеподобными телами диабазов. Мур (E. S. Moore, 1957) подчеркнул, что оруденение имело два возможных источника — или силли, или материнскую магму силлей. Он полагал, что большая часть руд представляет собой производные от материнской магмы. Силли диабазов относятся к позднему докембрию. Они рассечены разломами, но не испытали складчатости.

4.2.3. Самородная медь

Наиболее крупные из известных месторождений меди Канадского щита находятся на полуострове Кивино в северном Мичигане и разрабатываются почти непрерывно с 1844 г. Другие месторождения самородной меди в районе озера Верхнего располагаются на острове Айл-Ройал, на острове Мишипикотен, на мысе Маманизе на восточном берегу озера Верхнего (J. E. Thomson, 1954) и близ рудника Уайт-Пайн (Butler, Burbank, 1929, стр. 109—175) на юго-западе полуострова Кивино. Месторождения в других частях щита известны на реке Коппермайн и в районе залива Батерст близ арктического побережья Северо-Западных территорий (O'Neill, 1924), а также в районе озера Сил на Лабрадоре.

Месторождения самородной меди района Кивино принадлежат к трем типам: 1) цемент-фельзитовых конгломератов, переслаивающихся с потоками лавы; 2) минерализованные пузырчатые брекчированные верхние части лавовых потоков; 3) жилы самородной меди, арсенидов или сульфидов меди выполняющие трещины в породах Кивино. Большинство геологов, изучавших в последние годы мичиганские месторождения меди (Butler, Burbank, 1929; Broderick, Hohl, Eidemiller, 1946), пришли к выводу, что медь была вынесена вверх из базальтового магматического источника или по каналам между потоками лав, или по трещине разлома Кивино, рассекающего серию Кивино на юге. Однако, по мнению Корнуолла (Cornwall, 1951), лавовые потоки — источник руд, слегка переработанных восходящими потоками.

Самородная медь района арктического побережья Канады на обширной территории встречается в ассоциации с базальтовыми лавами. Так же как

и в районе озера Верхнего, руды приурочены к верхним частям лавовых потоков, местами к амигдалоидным зонам, а местами — к жилам (Jenney, 1954). Самородная медь в районе озера Сил на Лабрадоре наблюдалась Эвансом (Evans, 1952) местами на протяжении 300 *м* вдоль контакта диабазов с глинистыми сланцами на южном берегу озера.

4.2.4. Медно-никелевые месторождения

Известны три крупных района распространения медно-никелевых руд в пределах Канадского щита: 1) рудные месторождения прогиба Сёдбери в Онтарио; 2) никель-медные руды района озера Линн в северо-западной Манитобе; никель-медные месторождения близ Томпсона в 50 *км* северо-западнее озера Сипивеск на железной дороге Виннипег — Гудзонов залив. Рудопроявления района Сёдбери были описаны выше, и здесь остается добавить лишь немногое. Одни геологи склоняются в основном к гипотезе Колемена (Colleman, 1905), согласно которой рудоотложение осуществлялось в процессе гравитационной дифференциации норитовой магмы. Другие поддерживают предположение Ятса (Yates, 1948) о том, что руды были вынесены восходящими гидротермами из глубинного магматического источника и отложены по разломам или зонам брекчирования путем замещения краевой диоритовой фации норитов. Рудные минералы представлены главным образом пирротином, пентландитом, халькопиритом и кубанитом вместе с подчиненным количеством многочисленных акцессорных минералов (Zurbrigg, 1957).

Месторождения никель-медных руд района озера Линн приурочены к разломам и трещинам, рассекающим массивы основных пород (габбро, норитов, диоритов и перидотитов). Во вмещающих породах, прилегающих к рудным телам, среди вторичных минералов преобладают тальк и серпентин в перидотитах и амфибол во всех других основных породах. Руды содержат никель, медь и кобальт. Раттен (Ruttan, 1957) считал, что рудные тела моложе мелких даек гранитов, прорывающих основные породы, тогда как Миллиген (Milligan, 1960) допускал послесиклекий возраст основных пород и, следовательно, неопределенный возраст оруденения. Он указывал вместе с тем, что непосредственная сегрегация руд из основных пород, к которым они приурочены, невероятна. С другой стороны, по мнению Эмсли и Мура (Emslie, Moore, 1961), позиция, форма и распределение рудных тел в районе озера Линн свидетельствуют об их магматическом происхождении. Они полагают, что не существует доказательств связи типичного гидротермального преобразования с рудоотложением.

Месторождения никель-медных руд в районе Томпсон приурочены к силлам серпентизированных перидотитов, прорывающих породы группы Ассейи. Ультраосновные интрузивы почти целиком находятся под водами озера Мистери. Руды представлены главным образом рассеянными или массивными скоплениями никелистого пирротина, пирита или небольших количеств халькопирита и пентландита. Сообщалось также о присутствии в них некоторого количества золота, серебра, кобальта, платины и палладия (Quinn, 1957). Обычная ассоциация никельсодержащих руд с перидотитами указывает на генетические связи никеля с ультраосновными породами.

4.2.5. Халькопирит-сфалеритовые месторождения

Северная Манитоба

Самыми крупными из известных месторождений халькопирит-сфалеритовых руд в Манитобе являются месторождения Шерритт-Гордон и Флинфлон. Другие менее крупные тела в близлежащих пунктах представлены месторождениями Менди, озера Боб, Норт-Стар, Дон-Джон, Купрус и озера

Шист. Наиболее распространенными рудными минералами являются халькопирит, сфалерит, пирит, пирротин, арсенопирит и галенит. Кроме меди и цинка, из месторождений добывают также золото, серебро, кадмий, селен и теллур. Большая часть рудных тел находится в зонах дробления или трещиноватости на контактах компетентных и некомпетентных пород или связана со складками волочения (Stockwell, Harrison, 1948). Считается, что месторождения возникли при процессах замещения и что они генетически связаны с интрузивными породами (Bruce, 1929; J. F. Wright, 1929b, стр. 91).

Район Манитуэдж, округ залива Тандер, Онтарио

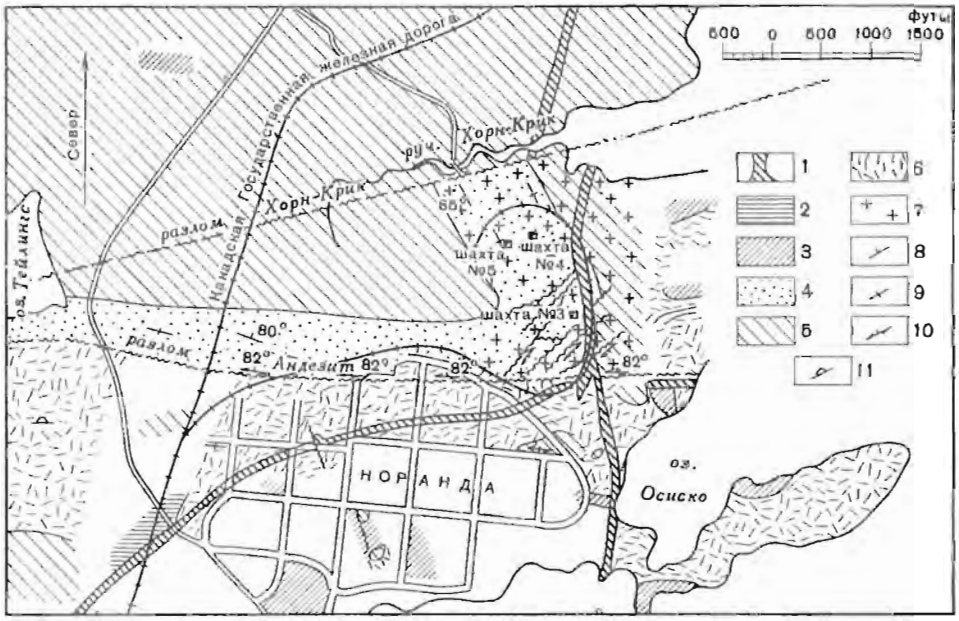
Рудные месторождения района Манитуэдж располагаются к северу от залива Херон на северном берегу озера Верхнего. Добыча руд до настоящего времени (до 1963 г.) продолжается на рудниках Геко и Уилрой. Главной структурой района является синклиналь Манитуэдж, частично опрокинутая и погружающаяся на северо-восток (Pye, 1960, стр. 47). Главными рудными минералами служат халькопирит, пирит, пирротин, сфалерит и кварц. Менее распространены серебро, аргентит и галенит. Возраст минерализации не известен. Дайки диабазов позднего докембрия как будто секут рудные тела, однако изучение зальбандов даек показало, что трещины шириной до 0,6 *см*, выполненные халькопиритом, на несколько сантиметров проникают в диабазы (Pye, 1960, стр. 73). Подобные соотношения сходны с теми, которые в изобилии наблюдаются на месторождении Хори в западном Квебеке и подробно рассматриваются ниже.

Западный Квебек

Месторождения сульфидных руд западного Квебека следующие: Хори, Олдермек, Куэмонт, Уайт-Эмьюлет, озера Дюфо (Норбек), Консолидейтед-Вооз и Норметаль. Главные рудные минералы этих месторождений: халькопирит, сфалерит, пирит, пирротин, анкерит, кварц, магнетит, теллуриды золота (микроскопические количества) и хлорит. В структурном отношении оруденение как будто связано со складками и разломами, а руды выпадали из гидротермальных растворов, поступавших из глубинного (вероятно, гранитного) источника. Тесная связь оруденения со структурой вмещающих пород хорошо выражена на месторождении Хори близ Норанды (см. фиг. 22). Рудное тело месторождения Хорн находится частично в трещиноватых риолитах, а главным образом в пласте стратифицированных агломератов и туфов в брекчированном «носе» широтной вертикальной (или почти вертикальной) складки волочения внутри сбросового блока Норанда. Этот блок на северной стороне рассечен разломом Хорн-Крик, а на юге — разломом Андезит. Поверхности смесителей разломов круто наклонены навстречу друг другу; к западу эти поверхности сближаются. Разлом Андезит сопровождается многочисленными диагональными оперяющими трещинами северо-восточного простирания с падением на юго-восток. Присутствие сходных сульфидных рудных тел замещения на месторождениях Хорн и Куэмонт на противоположных флангах разлома Хорн-Крик указывает на то, что разлом служил главным подводящим каналом для рудоносных растворов. Кровлей рудных тел местами являются интрузивные тела диоритов, которые, очевидно, препятствовали подъему рудоносных эманаций (Wilson, 1941, стр. 91).

Хотя меридиональная дайка диабазов как будто сечет рудное тело месторождения Хори (см. фиг. 22), детальное изучение контакта рудного тела с диабазами показало, что местами апофизы рудного тела мощностью до 0,6 *м* проникают в тело дайки на 0,1—0,2 *м*. По мнению Прайса (Price, 1934), наиболее логично объяснить наблюдаемые соотношения тем, что рудное тело моложе диабазов. Саффел (Suffel, 1935) привлек внимание к рудной

апофизе мощностью 0,5 *м* на 17-м горизонте рудника. Эта апофиза на 1,2 *м* проникает в тело дайки, составляя часть кварцево-кальцитовой жилы длиной 4,5 *м*. Саффел сделал вывод, что диабазы предшествовали всем процессам рудной минерализации на месторождении Хори. Уилсон (M. E. Wilson, 1941) на основе детального изучения выработок рудников Хори и Норметаль, а также на основе данных о региональном размещении рудных тел и их



Ф и г. 22. Соотношения рудных образований месторождения Хори в западном Квебеке со складкой волочения внутри клинообразного блока, ограниченного разломами.

1 — кварцевые диабазы и габбро; *2* — сиенит-порфиры; *3* — кварцевые диориты; *4* — туфы и агломераты риолитов; *5* — риолиты и риолитовые брекчии течения; *6* — андезиты и андезитовые брекчии течения; *7* — многочисленные дайки и силлы кварцевых диоритов; *8* — простирания и падения напластования; *9* — вертикальное залегание пластов или лавовых потоков; *10* — простирания и падения сланцеватости; *11* — простирания и кровля шаровых текстур.

соотношениях с дайками диабазов пришел к выводу, что существующие доказательства, хотя и противоречивы, свидетельствуют в пользу гипотезы, согласно которой рудообразование произошло после интрузий диабазов.

Район озера Миттагами

Район озера Миттагами находится примерно в 160 *км* восточнее границы между Онтарио и Квебеком и в 192 *км* западнее озера Шибугамо. Поскольку в этом районе очень широко развиты ледниковые отложения, большинство рудных месторождений было открыто здесь не непосредственно, а при помощи геофизических методов и алмазного бурения. Наиболее крупные рудники района: Миттагами-Лейк, Нью-Хоско, Орчан, Гарон-Лейк и Рейднор. Наиболее распространенные сульфидные руды представлены халькопиритом, сфалеритом, пиритом, пирротином и небольшими количествами галенита и арсенопирита. Акцессорные минералы: магнетит, хлорит и кварц. Рудные месторождения района относятся к двум типам: 1) агрегаты сульфидных минералов в комплексе реки Белл; девять из таких месторождений экономически выгодны для разработки; 2) руды, связанные со смятыми в складки агломератами и туфами раннего докембрия. Латюлипп (Latulippe, 1959) считал, что сульфиды комплекса реки Белл представляют собой магматиче-

ские сегрегации. Дженей (Jenney, 1961) установил, что руды второго типа представляют собой характерные руды замещения — конечные продукты жидкой магмы консолидировавшихся габбро-перидотитовых интрузивных масс.

4.2.6. Халькопирит и золото

Руды месторождения Хори близ Норанды благодаря высокому содержанию в них золота и сравнительно низкому содержанию сфалерита, возможно, следовало бы отнести к данной группе. Это не сделано потому, что все генетически принадлежащие к рассматриваемой группе халькопиритовые месторождения западного Квебека содержат значительные количества сфалерита. Если опустить месторождение Хори, то наиболее крупные из известных рудных месторождений группы халькопирит — золото приурочены к району Шибугамо в Квебеке. Породы фундамента этого района, представленные смятыми в складки и рассеченными разломами лавами, агломератами, туфами и похожими на тимискамингские осадочными породами, прорваны разнообразными интрузивными образованиями (от ультраосновных до гранитоидных). Главные рудники района: Опемиска-Коппер, Кемпбелл-Шибугамо, Меррилл-Айленд, Шибугамо-Эксплорерс и Коппер-Ренд-Шибугамо. Среди рудных минералов на этих месторождениях наиболее распространены халькопирит, пирит и золото. Редко встречающиеся минералы представлены пирротином, молибденитом, галенитом, арсенопиритом и сфалеритом. Месторождения приурочены к трещинам или зонам рассланцевания. На месторождении Опемиска руды в виде жил выполняют трещины. Самая крупная жила (№ 3) имеет длину 600 *м* при средней мощности около 1,5 *м*. Она прослежена на глубину 360 *м* (Derry, Follinsbee, 1955). Рудное тело месторождения Кемпбелл-Шибугамо приурочено к зоне разваль-цевания Кемпбелл-Шибугамо — Меррилл-Айленд. Установленная длина рудного тела равна 270 *м*, а средняя мощность — 9 *м*. Вмещающими породами служат измененные анортозиты (Malouf, Hinse, 1957). Рудная зона месторождения Шибугамо-Эксплорерс прослежена по простиранию на 240 *м*. Ее мощность — 2,73 *м* (Malouf, Thorpe, 1957). Минерализация в зонах рассланцевания приписана процессу замещения. Источник оруденения не известен.

4.2.7. Сфалерит и галенит

Известные месторождения сфалерита и галенита ограничены территорией субпровинции Гренвилл. Они разрабатываются в трех местах: район Балмат-Эдвардс в северо-западном Адирондаке, месторождение Нью-Кэлюмет на острове Кэлюмет на реке Оттава (около 100 *км* к северо-западу от Оттавы), месторождение Анакон (прежде называлось Тетро) близ Нотр-Дам-дез-Анж в городском округе Монтобан (около 75 *км* западнее Квебека). Рудные минералы всех этих месторождений удивительно близки, так же как сходны и их вмещающие породы. Главные минералы представлены пиритом, пирротином, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, арсенопиритом и многочисленными силикатами кальция. Браун (J. S. Brown, 1936) считал, что сфалерит, галенит, виллемит и гематит в верхних горизонтах рудника Балмат являются вторичными минералами. Элкокк (Alcock, 1930) отметил, что руды месторождений Анакон и Нью-Кэлюмет представлены высокотемпературными контактово-метаморфическими минералами и генетически связаны с интрузиями гранитов и пегматитов. Осборн (Osborne, 1944) подчеркнул, что руды месторождения Нью-Кэлюмет моложе регионального метаморфизма и единственными породами, деформированными сходным образом, являются граниты и пегматиты. Следовательно, по его мнению, источником оруденения вполне могли быть граниты.

4.2.8. Железорудные месторождения

Район озера Верхнего

В районе озера Верхнего железные руды добывают более 100 лет. Этот район является главным источником железа на Канадском щите. По размещению и возрасту месторождения относятся к пяти категориям: 1) железорудная формация Соудан (Киватин) в округе Вермильон, 2) месторождения Миннесоты (Анимики), 3) железные кряжи северного Мичигана и Висконсина, 4) месторождения озера Стип-Рок и 5) железные кряжи района Мишшикотен.

Железорудная формация Соудан раннедокембрийского возраста сложена полосчатыми смятыми в складки джеспилитами, состоящими главным образом из гематита, магнетита, сидерита и пирита (Goldich and others, 1961).

Железорудные зоны группы Анимики в Миннесоте представлены кряжами Месаби, Гандфлинт, Кьюайона. Они состоят преимущественно из шертов, гриналита, магнетита, гематита, сидерита, доломита и пирита, т. е. из минеральной ассоциации, известной под названием таконита.

Самые крупные железорудные кряжи северного Мичигана и Висконсина — Маркетт, Меномини, Айрон-Ривер, Кристал-Фолс и Гогибик. Ранее их относили к среднему или верхнему гурону, а теперь коррелируют с Анимики (James, 1960). Они отличаются от отложений Анимики Миннесоты складчатой структурой и более значительной перекристаллизацией пород. Вторичные изменения кремнистых карбонатов железа и других минералов таконитов происходили или под влиянием окисления и гидратации, так что они превращались в гематит и лимонит, или благодаря удалению кремнезема (Van Hise, Leith, 1911, стр. 530). Большинство геологов, изучавших полосчатые железные руды докембрия, считают их хемогенными отложениями. Их согласное залегание с лавовыми потоками, обладающими шаровой текстурой, свидетельствует также об отложении на дне моря.

В Онтарио близ озера Стип-Рок к северо-западу от озера Верхнего находится складчатая рудная зона, состоящая из гётита, лимонита, гематита, пирита, кварца, шерта и небольшого количества других минералов. Зона переслаивается с конгломератами, строматолитовыми известковыми доломитами, туфами, потоками шаровых лав, песчаниками и глинистыми сланцами. Робертс и Бертли (Roberts, Bartley, 1943) считали, что эта железорудная зона образована процессом гидротермального замещения. С другой стороны, согласно Джоллиффу (Jolliffe, 1955), железосодержащие минералы рудной зоны были извлечены при выветривании подстилающих пород, а вся группа Стип-Рок деформирована и изменена во время орогении, сопровождавшей внедрение гранитного батолита. Гидротермальные растворы, порожденные гранитной магмой, были способны превратить лимонит в гетит.

В районе Мишшикотен близ северо-восточного окончания озера Верхнего смятые в складки зоны железорудной формации, состоящей из полос кремнистого состава, пирита, пирротина, сидерита и других карбонатных минералов, залегают среди кислых лав и зеленокаменных пород с шаровой текстурой. Зоны оруденения протягиваются по простиранию до 11 *км* при максимальной мощности 170 *м*. Коллинз, Куёрк и Томсон (Collins, Quirke, Thomson, 1926) пришли к выводу о том, что полосы кремнезема или шерта были отложены на поверхности термальными источниками, тогда как сидерит и пирит были одновременно созданы процессами химического замещения на глубине вулканических пород, похожих на киватинские. С другой стороны, по мнению Хоули (Hawley, 1942), отсутствие следов деформаций в карбонатах и пирите указывает на их образование после складчатости. Мур и Армстронг (Moore, Armstrong, 1946) также считали доказанным, что сидерит и пирит были отложены гораздо позже, чем полосчатые шерты.

Район Мус-Маунтин

Железорудные месторождения района Мус-Маунтин находятся в городском округе Хеттон приблизительно в 50 *км* севернее Сёдбери. Лейтс (Leith, 1903), изучавший месторождения, установил, что железорудная формация Мус-Маунтин сложена магнетитом, шертами, кварцитами, граувакками, амфиболом и эпидотом. Он отметил далее, что ее структура и соотношения с вулканическими породами и гранитами такие же, как и у пород кряжа Вермильон северной Миннесоты. Однако в районе Мус-Маунтин главным рудным минералом железа является магнетит, а в районе Вермильон — гематит. Согласно данным Колемена (Coleman, 1913), полосчатые руды содержат 36% железа; Джордан (директор горного предприятия), основываясь на результатах вскрышных работ и алмазного бурения, оценивал запасы месторождения в 100 млн. *т* руды с указанным содержанием.

Район гор Адирондак

Месторождения железных руд гор Адирондак располагаются главным образом на двух участках, а именно: в обширной зоне, вытянутой вдоль восточной окраины района и на участке Эдвардс на северо-западе Адирондакской возвышенности. Типичными горнорудными районами в восточной зоне являются Хаммондсвилл, Порт-Генри, Майнвилл и Лайон-Маунтин. Крупнейшие месторождения северо-западного района: Бенсон, Джейвилл, Файн и Клифтон. Вмещающими породами месторождений восточной зоны служат главным образом граниты, сиениты или габбро (Kemp, 1908, стр. 63). Минералы, слагающие месторождения, представлены магнетитом, мартитом, а акцессории — апатитом, кварцем, ильменитом, сфеном, клинопироксеном и полевыми шпатами. Железорудные месторождения северо-запада возвышенности входят в состав метаморфических пород группы Гренвилл. Рудные тела состоят из магнетита, пирита и пирротина, заключенных в цементирующее вещество, в состав которого входят гранат, силлиманит, кварц и роговая обманка. Рудные тела инъецированы гранитами и пегматитами. Среднее содержание железа — около 30%. Большинство геологов, изучавших магнетитовые месторождения гор Адирондак, пришли к выводу, что они генетически связаны с кристаллизацией гранитной магмы. Галлахер (Gallagher, 1937) отметил, что минерализация в районе месторождения Лайон-Маунтин связана с пневмато-метасоматическим замещением гранито-гнейсов Лайон-Маунтин, а Оллинг (Alling, 1939) распространил эту гипотезу на большинство магнетитовых месторождений Адирондака. Постель (Postel, 1952) также одобрил это объяснение генезиса железных руд Клинтона.

Южная часть центрального Онтарио и низовье реки Оттава

Месторождения железных руд, главным образом магнетитовых, широко распространены на юге центрального Онтарио и в низовье долины реки Оттава, однако действуют только два рудника — Марморатон в городском округе Мармора (Онтарио) и Хилтон в городском округе Бристоль (Квебек). Рудник Марморатон находится примерно в 1,5 *км* к югу от поселка Мармора. Месторождение, первоначально прикрытое чехлом осадочных пород палеозоя мощностью 37 *м*, было открыто и оконтурено аэромагнитной съемкой и последующим алмазным бурением. Валь и Лейк (Wahl, Lake, 1957) установили, что рудная зона протягивается на 630 *м* по простиранию при ширине полосы выходов 120 *м* и среднем содержании железа 37%. Простирание рудного тела северо-западное. Оно круто падает на юго-запад. Рудное тело сложено магнетитом, пиритом, пирротином, эпидотом, гранатом, хлоритом и метаморфическим пироксенитом. Породы юго-западного, или вися-

чего бока, рудного тела представлены кристаллическими известняками и кварцитами, которые прорваны сиенитами, переходящими в диориты. В подошве рудного тела располагаются метаморфические пироксениты, амфиболиты, эпидот-гранатовые скарны, к которым на востоке примыкают известняки Гастингс (Rose, 1958).

Месторождение Хилтон, или Бристоль, располагается примерно в 60 *км* к северо-западу от Оттавы и в 5 *км* севернее озера Четс, являющегося частью реки Оттава. Магнетит находится среди амфиболитов, амфиболовых мраморов, хлоритовых и слюдяных сланцев. Весь этот комплекс пород вместе с рудными телами слагает пояс северо-западного простирания, падающий на северо-восток под углом 60°. Другие породы, развитые в рудном районе, представлены гренвиллскими известняками и кварцитами, пироксеновыми диоритами и гранито-гнейсами. Рудные тела состоят из магнетита, пирита, гематита, слюды, амфибола и других скарновых минералов (Rose, 1958).

Район Тимискаминг

Самая крупная железорудная зона района Тимискаминг располагается в городских округах Стрейт-Копа и Стрейти северо-восточнее озера Тимагами и в городском округе Бостон, находящемся примерно в 11 *км* к юго-востоку от озера Кёрклепд. Самая широкая зона в районе Тимагами протягивается вдоль северного побережья северо-восточного ответвления озера и называется Северо-Восточным кряжем. Его длина — около 8 *км*, ширина — 60—150 *м*. Толща круто наклонена на северо-запад, и она переслаивается с хлоритовыми и серцитовыми сланцами (Barlow, 1904). Железорудная формация сложена кварцево-магнетитовыми и гематитовыми агрегатами, переслаивающимися с шертами и яшмами. Зона железорудной формации Бостон изогнута в виде дуги, обращенной выпуклостью на север и протягивающейся примерно на 10 *км* через северную часть городского округа Бостон. Средняя ширина рудных зон равна примерно 45 *м* (Ratcliffe, 1957). Железорудная формация состоит из перемежающихся полос кварцево-магнетитового агрегата, массивного магнетита, зернистого кварцита и кварцито-шерта, ассоциирующих с туфами, агломератами и лавовыми потоками. Породы железорудной формации сложены кварцем, магнетитом, роговой обманкой, тремолитом, грюнеритом и гранатом (Lawton, 1959). Шаровые текстуры лав, перемежающихся с породами железорудной формации, указывают на морские условия осадконакопления.

Прогиб озеро Мистассини — озеро Альбанель

Железорудная формация Тимисками, входящая в состав группы Мистассини, развита близ северо-восточного берега озера Альбанель или на самом берегу примерно в 11 *км* юго-восточнее озера Мистассини. Формация прослежена по простиранию примерно на 55 *км*. В составе ее присутствуют четыре железорудных компонента: 1) нижняя сидерито-шертовая зона; 2) магнетит, гематит, шерт, сидерит и анкерит, погруженные в кварцево-шертовый цемент; 3) магнетит и железо-силикатные минералы; 4) верхний сидеритовый шерт. Валовой химический анализ этих железорудных зон показал содержание железа, равное 29% (Quirke, Goldich, Krueger, 1960).

Острова Белчер и бассейн реки Грейт-Уэйл

Железорудные зоны островов Белчер и бассейна реки Грейт-Уэйл, хотя и имеют различный возраст, тем не менее описываются вместе, так как они расположены сравнительно близко друг от друга. Железорудная формация Кипалу, являющаяся членом группы островов Белчер, состоит из гематита.

магнетита, яшм, шертов, кремнистого карбоната железа и силикатов железа (E. S. Moore, 1918). Мощность ее изменяется от 60 до 123 *м* (Jackson, 1960). Формация располагается на крыльях складок, сложенных толщей группы Белчер на протяжении 280 *км*. Самое значительное развитие железорудной формации в бассейне реки Грейт-Уйэл известно в виде зоны север-северо-западного простирания. Эта зона сложена магнетитом и кварцем, переслаивающимися с кварцитами, которые являются частью полосы осадочных пород, располагающейся к юго-западу от озера Франьян.

Геосинклиналь Лабрадор — Квебек

Пояс осадочных и вулканических пород позднего докембрия, смятый в несимметричные складки и слагающий геосинклиналь Лабрадор — Квебек, включает железорудную формацию, измененную в различной степени почти по всему ее протяжению на 1000 *км*. В центральной части зоны большая часть железорудной формации состоит из сидерита, магнетита, шерта, яшм и силикатов железа. Считается, что формация сохранила свой первичный химический состав (Gross, 1962). Местами, однако, особенно там, где развиты разломы, породы железорудной формации подверглись окислению и выщелачиванию с образованием месторождений гематита, гётита и магнетита со средним содержанием железа 52,3%.

В северной части геосинклинали Лабрадор — Квебек проводились широко поставленные поиски железных руд, в результате чего были открыты значительные зоны распространения пород железорудной формации, не подвергшихся, однако, вторичному обогащению.

На южной оконечности геосинклинали Лабрадор — Квебек железорудная формация установлена во многих рассеянных пунктах. Добыча производится близ Лабрадор-Сити, озера Уобуш и озера Жаннен. В большинстве этих мест железорудная формация состоит из спекулярита, магнетита, кварца, карбоната и железосодержащих силикатов, но в месторождениях озера Жаннен и горы Райт магнетита нет. Руда всех трех месторождений содержит 30—38% железа (Duffell, Roach, 1959; Gross, 1962). В 1958 г. были выявлены крупные запасы богатых руд в зонах железорудной формации, простирающихся на север-северо-восток и обнаженных между озерами Бероуш и Керол. Общие запасы богатых руд, сосредоточенных в южной части геосинклинали Лабрадор — Квебек, определяются цифрой, превышающей 3 млрд. *т* (Elver, Wittur, 1962; Gross, 1962).

Ильменит озера Аллар

О присутствии ильменита близ озера Аллар в 40 *км* севернее Авр-Сен-Пьера на северном берегу залива Св. Лаврентия было известно с 1941 г. (Retty, 1944). Месторождение сложено плитообразными телами ильменита, перемежающегося с пластинами гематита, в анортозитах. Руды содержат 35% двуокиси титана и 40% железа. Ассоциация ильменита с анортозитами и отсутствие вторичных изменений во вмещающих анортозитах указывают на то, что рудные тела образовались из анортозитов в процессе магматической сегрегации (Retty, 1944; Hammond, 1952).

4.2.9. Месторождения урана

Месторождения урановых руд известны в пяти районах Канадского щита: 1) близ Большого Медвежьего озера в Северо-Западных территориях; 2) к северу от озера Атабаска в Саскачеване; 3) в районе реки Блайнд-Ривер — озеро Куэрк; 4) в округе Банкрофт в Онтарио и 5) на востоке центральной части Лабрадора.

Наиболее крупные урановые месторождения в районе Большого Медвежьего озера сосредоточены в жилах месторождения Эльдорадо, или Порт-Радий. Жилы состоят из кварца, гематита, карбоната, урановой смолки, хлорита, самородного серебра, висмута, никель-кобальтовых минералов, пирита, халькопирита, галенита и аргентита. Жилы приурочены к трещинам разломов или зонам развальцевания, рассекающим граниты, которые относят к позднему докембрию (Henderson, 1948b; Murphy R., 1948; Campbell, 1957).

Урановые месторождения района Биверлодж на северном берегу озера Атабаска относятся к трем типам: гидротермальные метасоматические рудные тела в брекчированных и смятых в складки породах группы Тазин; уранинит-кальцитовые жилы и пегматитовые месторождения. Урановосные жилы, хотя и распространены шире, чем метасоматические месторождения, имеют меньшее значение. Пегматитовые тела секут породы группы Тазин. В пегматитовых телах не установлено ни одного промышленного месторождения (Tremblay, 1957a, b).

Урановые месторождения района реки Блайнд-Ривер — озеро Куэрк, расположенные севернее озера Гурон, приурочены главным образом к кварцево-галечным конгломератам Миссиссаги гуронской группы Брюс. Минералы месторождений представлены браннеритом, урановой смолкой, уранинитом, монацитом, тухолитом и пиритом. Генезис руд весьма спорен. Дэвидсон (Davidson, 1957) считал, что уран имеет гидротермальное происхождение, но большинство других геологов, изучавших месторождения, с различной степенью убедительности относили их к осадочным образованиям (Hart and others, 1957; Holmes, 1957; Joubin, James, 1957; Roscoe, 1962). Хотя гуронские отложения в районе реки Блайнд-Ривер — озеро Куэрк залегают полого и, насколько известно, не прорваны гранитами, Дэвидсон (Davidson, 1957) допускал связь урановой минерализации с гранитами Килларни. Однако эти граниты могут иметь догуронский возраст (см. стр. 314). Если уран гидротермального происхождения, то он почти наверно должен быть генетически связан, подобно серебросносным жилам близ Кобальта, с теми габбро, которые прорывают гуронские отложения.

Урановые месторождения округа Банкрофт приурочены преимущественно к городским округам Кардифф и Фарадей в Онтарио. Саттерли и Хьюитт (Satterly, Hewitt, 1955) выделяли здесь три типа месторождений: пегматитовые, метасоматические и кальцит-флюорит-апатитовые жилы или зоны. Наиболее распространенными радиоактивными минералами этих месторождений являются уранинит, торит, урано-торит и уранофан. Близость расположения месторождений к контактам с гранитами указывает на их генетическую связь с массивами гранитов и сиенитов, прорывающих известняки Гастингс и другие осадочные породы.

Рудопроявления урана на Лабрадоре наблюдаются главным образом в районе озера Питч примерно в 16 *км* к югу от Макковика на побережье Лабрадора и в районе озер Моран и Фергусон, расположенном примерно в 110 *км* далее к западу. Бивен (Beavan, 1958) сообщил о присутствии урановой смоляной руды в зонах развальцевания, рассекающих осадочные породы и лавы, а также в виде агрегатов в гранитах.

4.2.10. Месторождения молибденита

Молибденитовые месторождения Ла-Корне в городском округе Ла-Корне в западном Квебеке являются самыми крупными на Канадском щите. Они располагаются вдоль северо-западного контакта массива биотитовых гранитов с биотитовыми сланцами и представлены двумя системами кварцевых жил, одна из которых имеет восток-северо-восточное, а другая — север-северо-западное простирания. Жилы системы с восток-северо-восточным

простиранием достигают на выходах ширины 0,3—2,1 *м*, падают на юг под углом 60° и располагаются кулисообразно по отношению к контакту гранитов со сланцами. Жилы субмеридионального простирания приурочены только к гранитам, выклиниваясь у зальбандов гранитных тел. Они имеют линзовидный характер с раздувами до 4,2 *м* в поперечнике. Жилы обладают крутым (вплоть до вертикального) падением (Norman, 1948).

4.3. МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

4.3.1. Брусит

Брусит встречается в виде концентрических пластинчатых скоплений в гренвиллских кристаллических известняках близ Ратерглена в Онтарио и местами в низовье долины реки Оттава в Квебеке приблизительно в 32 *км* севернее Оттавы. Среднее содержание брусита в известняках близ Уокефилда равно примерно 28%. С бруситом в известняках ассоциируют серпентин, диопсид, апатит, флогопит и другие реакционные минералы скарнового типа (Goudge, 1957). Амброз (Ambrose, 1943) подчеркнул, что бруситовые известняки, где бы они не находились, всегда располагаются вблизи от массивов сиенитов и что отношение CaO : MgO у бруситовых известняков такое же, как и у доломитов. Из этого он заключил, что: 1) бруситовые известняки первоначально были доломитами; 2) эти доломиты были превращены в бруситовые известняки с периклазом под воздействием интрузий сиенитов и 3) периклаз после гидротации был превращен в брусит.

4.3.2. Полевой шпат

Микроклин, ортоклаз и альбит — одни из наиболее распространенных минералов в горных породах Канадского щита. Промышленное же значение имеют только их крупные кристаллы в пегматитах. Самым крупным источником калиевого полевого шпата на щите является округ Бакингем в Квебеке (около 32 *км* к северо-востоку от Оттавы). На способ образования гранитных пегматитов указывают их минеральный состав и соотношения с гранитами или другими кислыми породами. Уникальной особенностью бакингемских пегматитов является их приуроченность к силлиманит-гранатовым гнейсам с высоким содержанием калия (см. анализ 1 в табл. 2). Гнейсы содержат ортоклаз, часть которого слагает неправильные пегматитоподобные агрегаты или зоны (см. фиг. 3). Таким образом, возможно, что ортоклаз в бакингемских пегматитовых дайках частично или полностью заимствовал калий из силлиманит-гранатовых гнейсов (M. E. Wilson, Buchanan, 1957).

4.3.3. Графит

Графит широко распространен на Канадском щите и связан с осадочными породами, главным образом с известняками, смятыми в складки и метаморфизованными. Значительные месторождения приурочены только к кристаллическим известнякам района Адирондак, юго-восточного Онтарио, юга Лаврентьевского нагорья Квебека и базального комплекса Баффиновой Земли.

Оллинг (Alling, 1918) разделил графитовые месторождения востока гор Адирондак на северную и южную группы. Он считал, что северные месторождения графита имеют контактово-метаморфическое происхождение, а южные, представленные слоями графитистых сланцев, возникли за счет биогенного вещества. В канадской части субпровинции Гренвилл графитовые месторождения относятся к трем группам: 1) жилы или агрегаты чистого графита, 2) рассеянные чешуйки графита и 3) месторождение графит-муско-

витового типа (Блейк-Дональд). Жилы чистого графита, хотя и дают образцы графита превосходного качества, слишком малы, чтобы иметь практическое значение. Рассеянный чешуйчатый графит встречается во многих местах на юге Лаврентьевского нагорья в Квебеке и в юго-восточном Онтарио. Промышленная разработка его не выгодна. Графит слагает скопления либо зоны в кристаллических известняках или в замках складок, или в зонах контактов с интрузивами гранито-гнейсов, пегматитов либо анортозитов. Породы этих контактовых месторождений сложены чешуйчатым графитом,



Фиг. 23. Гексагональные кристаллы графита, инкрустирующие полость в тонкозернистом графитовом агрегате.
Месторождение Блейк-Дональд, городской округ Бругхем, графство Ренфру, Онтарио. Фото Эллиота.

диопсидом, скаполитом, кальцитом и другими скарновыми минералами. Их состав указывает на контактово-метаморфическое происхождение.

Самым крупным месторождением графита из известных на Канадском щите является единственное в своем роде графит-мусковитовое месторождение Блейк-Дональд близ Калабожи в графстве Ренфру в Онтарио. Обнаженная часть месторождения связана с несимметричными синклиналью и антиклиналью, шарнир которой погружается на северо-восток. Месторождение состоит из компактного кристаллического графита и чешуек мусковита с рассеянными пустотами, инкрустированными гексагональными кристаллами графита, сросшимися под углом (см. фиг. 23). Среднее содержание графита на месторождении колеблется между 55 и 65% (M. E. Wilson, 1920).

Присутствие диопсида, скаполита, волластонита и других силикатов кальция в графитовых месторождениях субпровинции Гренвилл свидетельствует в пользу гипотезы о принадлежности подобных минеральных ассоциаций к числу метаморфических образований, а также о том, что графит мог быть извлечен из двуокиси углерода известняков, как это предполагал Винчелл (Winchell, 1921). Однако связь большинства графитовых проявлений с осадочными породами, рассеянность графита в этих породах и возможность существования низших форм растительной жизни в докембрии склоняют большинство геологов к выводу, согласно которому по крайней мере часть графита в осадочных породах Гренвилл имеет биогенное происхождение.

4.3.4. Магнезит

Крупные массы доломитовых магнезитов известны в городских округах Гренвилл и Харрингтон в Квебеке примерно в 16 км севернее поселка Кальюмет, находящегося на северном берегу реки Оттава. Эти месторождения состоят главным образом из магнезита, доломита и серпентина с прожилками асбеста. Менее распространены в породах диопсид, флогопит, кварц, тальк, пирит, сфалерит и магнетит. Добыча магнезита в районе Гренвилл идет непрерывно с 1915 г. Замечательное сходство минеральных ассоциаций, связанных с магнезитами Гренвилл, с минеральными ассоциациями бруситовых известняков района Уокефилд указывает на одинаковое метаморфическое происхождение этих месторождений; только доломит и магнезит в одних месторождениях замещают брусит и кальцит в других. Кроме того, высокое содержание магнезии в доломитовых магнезитах связано с привносом магния из внешнего источника, главным образом из соседних граносиенитов (M. E. Wilson, 1917; Bray, Hilchey, 1957).

4.3.5. Слюда

Месторождения флогопита в ассоциации с апатитом имеются в юго-восточном Онтарио и на юге Лаврентьевского нагорья Квебека. Флогопит и апатит появляются в тех местах, где известняки или доломиты группы Гренвилл подверглись силицификации под влиянием реакций с богатыми кремнекислотой эманациями, порожденными интрузиями гранитов, сиенитов или пегматитов. Флогопит-апатитовые месторождения по их отношению к вмещающим породам расчленены на четыре группы: 1) контактово-метаморфические месторождения, приуроченные к контакту пегматитов с известняками или доломитами; 2) неправильные агрегаты или зоны слюды, апатита и кальцита в метаморфических пироксенитах; 3) жилы или жилоподобные зоны в метаморфических пироксенитах, интрузивных породах бакингемской серии, силлиманит-гранатовых гнейсах, кварцитах или гранито-гнейсах; 4) агрегаты или зоны в пироксенсодержащих пегматитах. Эманации, которые вступали во взаимодействие с известняками или доломитами и привели к образованию метаморфических пироксенитов и флогопит-апатитовых месторождений, были связаны преимущественно с батолитами гранитов или сиенитов и проникали во вмещающие породы по трещинам вслед за пегматитовыми дайками, позже раздробленными на отдельные фрагменты (M. E. Wilson, 1957; см. также стр. 241 и 242).

4.3.6. Нефелиновые сиениты и корунд

Корунд обычно встречается в качестве минерального компонента нефелиновых сиенитов и нефелин-альбитовых пегматитов. Нефелиновые сиениты непрерывно разрабатываются для нужд керамической промышленности с 1935 г. близ Блю-Маунтин в центральной части городского округа Митуен графства Петерборо в Онтарио (Satterly, 1943c).

Корунд на Канадском щите добывался почти непрерывно с 1900 по 1921 г. Большая часть корунда была получена из месторождений Крейг близ Крейгмонта, городской округ Реглан, в Онтарио. В Крейгмонте корундсодержащими породами являются сиенитовые гнейсы, которые залегают между гранито-гнейсами и известняками и прорваны многочисленными дайками нефелин-плагиоклазовых пегматитов, содержащих гексагональные кристаллы корунда (Barlow, 1915; Moyd, 1949). Корунд в ассоциации с нефелиновыми сиенитами в центральном Онтарио является, очевидно, конечным продуктом того же процесса десилицификации, который обусловил образование нефелиновых сиенитов.

4.3.7. Тальк

Наиболее крупными месторождениями белого талька на Канадском щите являются месторождения юго-восточных окрестностей поселка Мадок в городском округе Хантингдон графства Гастингс в Онтарио. Тальк приурочен к двум зонам северо-восточного простирания. С тальковыми месторождениями Мадок ассоциируют кварциты, чередующиеся кварциты и доломиты, тремолитовые доломиты и лампрофировые дайки, содержащие переменные количества коричневой разности турмалина, называемой мадокитом. Месторождения талька считаются созданными процессом силицификации доломитов под влиянием растворов, которые поступали из гранитного батолита Мойра, обнаженного на северном берегу озера Мойра в нескольких сотнях метров к югу. Трещины, заполненные в настоящее время мадокитовыми дайками, служили, по-видимому, теми каналами, по которым поднимались эманации, порожденные гранитами (M. E. Wilson, 1926; Hewitt, 1957b). Тальк на месторождениях Мадок добывается почти непрерывно с 1905 г.

ЛИТЕРАТУРА

Abraham E. M., Geology of McElroy and part of Boston Townships, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines 59, Pt. 6, 1951.

Abraham E. M., The north shore of Lake Huron from Gladstone to Spragge Townships. The Proterozoic in Canada, Roy. Soc. Can. Spec. Publs., 2, 59.

Adams F. D., Report on the geology of a portion of the Laurentian areas lying to the north of the Island of Montreal, Geol. Survey Can. Ann. Rept., 8, Pt. J., 1896.

Adams F. D., Report of the Special International Committee on the correlation of the Precambrian rocks of the Adirondack Mountains and the «original Laurentian area» of Canada and eastern Ontario, J. Geol., 15, 191, 1907.

Adams F. D., Barlow A. E., Geology of the Haliburton and Bancroft areas, Province of Ontario, Geol. Survey Can. Mem., № 6, 1910.

Agar W. M., Contact metamorphism in the western Adirondacks, Proc. Am. Phil. Soc., 62, 95, 1923.

Alcock F. J., Lower Churchill River region, Manitoba, Geol. Survey Can. Sum. Rept. (1915), 133, 1916.

Alcock F. J., The Reed — Wekusko map area, northern Manitoba, Geol. Survey Can. Mem., № 119, 1920.

Alcock F. J., Flin Flon map area, Manitoba and Saskatchewan, Geol. Survey Can. Sum. Rept. (1922), Pt. C, 1923.

Alcock F. J., Zinc and lead deposits of Canada, Geol. Survey Can., Econ. Geol. Ser. № 8, 1930.

Alcock F. J., A national committee on stratigraphical nomenclature, Trans. Roy. Soc. Can., IV, 26, 317, 1932.

Alcock F. J., Geology of the Lake Athabasca region, Saskatchewan, Geol., Survey Can. Mem., № 196, 1936.

Aldrich H. R., The geology of the Gogebic iron range of Wisconsin, Wisconsin Geol. Nat. Hist. Surv. Bull., № 71, 1929.

Aldrich L. T., Wetherill G. W., Rb — Sr and K — A ages of rocks in Ontario and northern Minnesota, J. Geophys. Res. 65, 337, 1960.

Aldrich L. T., Wetherill G. W., Davis G. L., Tilton G. R., Radioactive ages of micas from granitic rocks by Rb — Sr and K — A methods, Trans. Am. Geophys Union, 39, 1124, 1958.

Allen C. M., Geology of the western Bay Lake area, Oxford Lake mining division, Manitoba Dept. Mines Nat. Resources, Mines Branch Publ., 52—4, 1953.

Allen R. C., Correlation of formations of Huronian group in Michigan, Bull. Am. Inst. Mining Met. Engrd., 135, 2579, 1919.

Allen R. C., Barrett L. P., Evidence of the Middle — Upper Huronian unconformity in the quartzite hills of Little Lake Michigan, J. Geol., 22, 574, 1914.

Alling H. L., The Adirondack graphite deposits, N.Y. State Museum Bull., № 199, 1918.

Alling H. L., Some problems of the Adirondack Precambrian, Am. J. Sci., 48, 47, 1919.

Alling H. L., Metasomatic origin of the Adirondack magnetite deposits, Econ. Geol., 34, 14, 1939.

Allison I. S., The Giants Range batholith of Minnesota, J. Geol., 33, 588, 1925.

Ambrose J. W., Progressive kinetic metamorphism in the Missi series near Flin Flon, Manitoba, Am. J. Sci., 32, 257, 1936.

Ambrose J. W., Clericy and La Pause map areas, Quebec, Geol. Survey Can. Mem., № 233, 1941.
Ambrose J. W., Brucitic limestones and hastingsite syenite near Wakefield, Quebec, Trans. Roy. Soc. Can. IV, 37, 9, 1943.
Ambrose J. W., Burns C. A., Structure in the Clare River syncline, a demonstration of granitization. Roy. Soc. Can. Spec. Publs., 1, 42, 1956.
Ambrose J. W., Ferguson S. A., Geology and mining properties of part of the west half of Beauchastel Township, Temiscamingue County, Quebec, Geol. Survey Can. Paper 45—17, 1945.
Atwater G. I., Correlation of the Tyler and Copps formations of the Gogebic iron district, Bull. Geol. Soc. Am., 49, 151, 1938.
Baker J. W. and others, Kerr-Addison mine, Can. Inst. Mining Met., Geol. Div. Structural geology of Canadian ore deposits, 2, 392, 1957.
Balk R., Structural geology of the Adirondack anorthosite, a structural study of the problem of magmatic differentiation, Mineral. u. petrog. Mitt., 41, 308, 1931.
Baragar W. H. A., Nepheline gneisses of York River, Ontario, Trans. Geol. Assoc Can., 6, Pt. 1, 83, 1953.
Barlow A. E., Report on the geology and natural resources of the area included by the Nipissing and Timiskaming map sheets comprising portions of the District of Nipissing, Ontario, and of the Country of Pontiac, Quebec, Geol. Survey Can. Ann. Rept. (1897), Pt. 1, 1899a.
Barlow A. E., On the origin of some Archean conglomerates, Ottawa Naturalist, 12, 205, 1899b.
Barlow A. E., The Timagami district, Geol. Survey Can. Sum. Rept. (1903), 120, 1904a.
Barlow A. E., Report on the origin, geological relations, and composition of the nickel and copper deposits of the Sudbury mining district, Ontario, Geol. Survey Can., Ann. Rept. (1901), 14, Pt. H, 1904b.
Barlow A. E., Corundum, its occurrence, distribution, exploitation, and uses, Geol. Survey Can. Mem., № 57, 1915.
Barlow A. E., Faribault E. R., Gwillim J. C., Report on the geology and mineral resources of the Chibougamau region, Quebec by the Chibougamau mining commission, Province of Quebec Mines Branch, 1911.
Barnes F. Q., Snowdrift map area, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Paper, 51—6, 1951.
Barrow G., On an intrusion of muscovite-biotite gneiss in the southeastern Highlands of Scotland and its accompanying metamorphism, Quart. J. Geol. Soc. (London), 49, 330, 1893.
Barry G. S., Geology of the Oxford House—Knee Lake area, Oxford Lake and Gods Lake mining division, Manitoba Dept. Mines Nat. Resources, Mines Branch Publ. 58—3, 1959.
Barry G. S., Western Oxford Lake-Carghill Island Lake, Manitoba, Manitoba Dept. Mines Nat. Resources, Mines Branch Publ., 59—3, 1960.
Bateman J. D., Geology and metamorphism in the McVeigh Lake area, northern Manitoba, Am. J. Sci., 240, 789, 1942.
Bateman J. D., McVeigh Lake area, Manitoba, Geol. Survey Can. Paper, 45—14, 1945.
Bateman J. D., Harrison J. M., Sherridon, Manitoba, Geol. Survey Can. Paper, 45—15, 1945.
Bayley W. S., The Sturgeon River tongue, U.S. Geol. Survey Monographs, № 36, 458, 1899.
Beall G. H., Cross Lake area, New Quebec, Quebec Dept. Mines Prelim Repts., № 396, 1959.
Beall G. H., Sauve P. and st., Age investigations in New Quebec and Labrador, U.S. At. Energy Comm. 8th Ann. Progr. Rept., 245, 1960.
Beavan A. P., The Labrador uranium area, Proc. Geol. Assoc. Can., 10, 137, 1958.
Beland R., Le synclinal du Lac Wakeham et la fosse du Labrador, Naturaliste Can., 77 291, 1950.
Beland R., Auger P. E., Structural features of the northern part of the Labrador trough, Trans. Roy. Soc. Can., IV, 52, 5, 1958.
Bell C. K., Geology, Milliken Lake, Saskatchewan, Sheet I, Geol. Survey Can. Map 38—59, with descriptive notes, 1959.
Bell J. M., Report on the topography and geology of Great Bear Lake, Geol. Survey Can. Ann. Rept. (1899), 12, Pt. C, 1902.
Bell J. M., Great Slave Lake, Trans. Roy. Soc. Can., IV, 23, 5, 1929.
Bell R., Report on the country between Lake Superior and Lake Winnipeg, Geol. Survey Can. Rept. Progr. (1872—1873), 87, 1873.
Bell R., Report on an exploration of the east coast of Hudson's Bay, Geol. Survey Can. Rept. Progr. (1877—1878) Pt.c, 1879.
Bell R., Report on explorations of the Churchill and Nelson Rivers, and around Gods and Island Lakes, Geol. Survey Can. Rept. Progr. (1878—1879), Pt.c, 1880.

Bell R., Report on the Sudbury mining district, Geol. Survey Can. Ann. Rept. (1890—1891), 5, Pt.f, 1893.
Bell R., Mackenzie districts, Geol. Survey Can. Ann. Rept. (1899), 12, Pt. A, 103, 1900.
Belyea H. R., Notes on the Devonian System of the north-central plains of Alberta, Geol. Survey Can. Paper, 52—27, 1952.
Bergeron R., Brochant — De Bonnard area, New Quebec, Quebec, Dept. Mines Prelim. Repts, № 348, 1957a.
Bergeron R., The Cape Smith — Wakeham Bay belt, New Quebec, Quebec, Dept. Mines Prelim. Repts., № 355, 1957b.
Bergeron R., Late Precambrian rocks of the north shore of the St. Lawrence River and of the Mistassini and Otish Mountains areas, Quebec, In: Gill J. E. (Ed.), The Proterozoic in Canada, Roy. Soc. Can. Spec. Publs., 2, 124, 1957c.
Bergeron R., Povungnituk Range area, New Quebec, Quebec, Dept. Mines Prelim. Repts., № 392, 1959.
Blackadar R. G., Geological reconnaissance north coast of Ellesmere Island, Arctic Archipelago, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Paper, 53—10, 1954.
Blackadar R. G., Geological reconnaissance of Admiralty Inlet, Baffin Island, Arctic Archipelago, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Paper, 55—6, 1956.
Blackadar R. G., The proterozoic stratigraphy of the Canadian Arctic Archipelago, and northwestern Greenland, In: Gill J. E. (Ed.), The Proterozoic in Canada, Roy. Soc. Can. Spec. Publs., 2, 93, 1957.
Blackadar R. G., Fraser J. A., Precambrian geology of Arctic Canada, a summary account, Geol. Survey Can. Paper, 60—8, 1960.
Blais R. A., Pashashibou area, Drucourt and Costebelle Townships, Saguenay County, Quebec Dept. Mines Prelim. Repts., № 316, 1955.
Blake D. A. W., Oldman River map area, Saskatchewan, Geol. Survey Can. Mem., № 279, 1955.
Blake D. A. W., Geological notes on the region south of Lake Athabasca and Black Lake, Saskatchewan and Alberta, Geol. Survey Can. Paper, 55—33, 1956.
Bowen N. L., The later stages of the evolution of the igneous rocks, J. Geol., 23, 1, 1915.
Bowen N. L., The problem of the anorthosites, J. Geol., 25, 209, 1917
Bowen N. L., The granite problem and the method of multiple prejudices, Geol. Soc. Am. Mem., 28, 79, 1948.
Boyle R. W., The geology, geochemistry, and origin of the gold deposits of the Yellowknife district, Geol. Survey Can. Mem., № 310, 1961.
Bray W. T., Hilchey G. R., Magnesite deposits of Kilmar, Quebec, In: The geology of Canadian industrial mineral deposits, Industr. Min. Div., Can. Inst. Mining Met., 6th Commonwealth Mining Met. Congr., 164, 1957.
Broderick T. M., Economic geology and stratigraphy of the Gunflint iron district, Econ. Geol., 15, 422, 1920.
Broderick T. M., Hohl C. D., Eidemiller H. N., Recent contributions to the geology of the Michigan copper district, Econ. Geol., 41, 675, 1946.
Brooks T. B., On the youngest Huronian rocks south of Lake Superior and the age of the copper-bearing series, Am. J. Sci., 11, 206, 1876.
Brown I. C., Reliance, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Paper, 50—15, 1950.
Brown I. C., Wright G. M., Proterozoic rocks of the Northwest Territories and Saskatchewan, In: Gill J. E. [Ed.], The Proterozoic in Canada, Roy. Soc. Can. Spec. Publs., 2, 79, 1957.
Brown J. S., Supergene sphalerite, galena, and willemite at Balmat, New York, Econ. Geol., 31, 331, 1936.
Brown J. S., Engel A. E. J., Revision of Grenville stratigraphy and structure in the Balmat-Edwards district, northwest Adirondacks, New York, Bull. Geol. Soc. Am., 67, 1599, 1956.
Bruce E. L., Amisk — Athapapauskow Lake district, Geol. Survey Can. Mem., № 105, 1918a.
Bruce E. L., Schist Lake district, northern Manitoba, Geol. Survey Can. Sum. Rept. (1917), Pt. D, 1, 1918b.
Bruce E. L., The Coutchiching rocks of the Bear's Pass section, Rainy Lake, Trans. Roy. Soc. Can., IV, 19, 43, 1926.
Bruce E. L., Coutchiching delta, Bull. Geol. Soc. Am., 38, 771, 1927.
Bruce E. L., The Sherritt — Gordon copper — zinc deposit, northern Manitoba, Econ. Geol., 24, 457, 1929.
Bruce E. L., Geology of the Townships of Janes, McNish, Pardo, and Dana, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 41, Pt. 4, 1, 1933.
Bruce E. L., Little Long Lac gold area, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines 44, Pt. 3, 1935.
Bruce E. L., Matheson A. F., The Kisseynew gneiss of northern Manitoba and similar gneisses occurring in northern Saskatchewan, Trans. Roy. Soc. Can. IV, 24, 119, 1930.
Buddington A. F., Foliation of the gneissoid syenite-granite complex of Lewis County, New York, N.Y. State Museum Bull., Nos. 207/208, 101, 1919.

Buddington A. F., Granite phacoliths and their contact zones in the northwest Adirondacks, N.Y. State Museum Bull., № 281, 51, 1929.
Buddington A. F., The Adirondack magmatic stem, J. Geol., 39, 240, 1931.
Buddington A. F., Geology and mineral resources of the Hammond, Antwerp and Lowville qaudrangles. N.Y. State Museum Bull., № 296, 1934.
Buddington A. F., Geology of the Santa Clara quadrangle, New York, N. Y. State Museum Bull., № 309, 1937.
Buddington A. F., Adirondack igneous rocks and their metamorphism, Geol. Soc. Am. Mem., № 7, 1939.
Buddington A. F., Origin of granitic rocks of the northwest Adirondacks, Geol. Soc. Am. Mem., № 28, 21, 1948.
Buddington A. F., Interrelated Precambrian granitic rocks, northwest Adirondacks, New York, Bull. Geol. Soc. Am., 68, 291, 1957.
Bullwinkel H. J., Fairbairn H. W., Pinson W. H., Jr., Hurley P. M., Age investigation of syenites from Coldwell, Ontario (Abstr.), Bull. Geol. Soc. Am., 69, 1543, 1958.
Burrows A. G., The Porcupine gold area, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 33, Pt. 2, 1925.
Burrows A. G., Rickaby H. C., Sudbury Basin area, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 38, Pt. 3, 1930.
Burrows A. G., Rickaby H. C., Sudbury nickel field restudied, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 43. Pt. 2, 1935.
Butler B. S., Burbank W. S., The copper deposits of Michigan, U.S. Geol. Survey Profess. Papers, № 144, 1929.
Campbell D. D., Port Radium mine, In: Structural geology of Canadian ore deposits, 4th Commonwealth Mining Met. Congr., 2, 177, 1957.
Camsell C., An exploration of the Taxin and Talston rivers, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Mem., № 84, 1916.
Camsell C., Malcolm W., The Mackenzie River basin, Geol. Survey Can. Mem., № 108, 1921.
Cannon R. S., Jr., Geology of the Piseco Lake quadrangle, N. Y. State Museum Bull., № 312, 1937.
Chayes F., Alkaline and carbonate intrusives near Bancroft, Ontario, Bull. Geol. Soc. Am., 53, 449, 1942.
Christie A. M., Geology of the southern coast of Labrador from Forteau Bay to Cape Porcupine, Newfoundland, Geol. Survey Can. Paper, 51—13, 1951.
Christie A. M., Geology of the northern coast of Labrador from Grenfell Sound to Port Manvers, Newfaoundland, Geol. Survey Can. Paper, 52—22, 1952.
Christie A. M., Goldfields — Martin Lake map area, Saskatchewan, Geol. Survey Can. Mem., № 269, 1953.
Christie A. M., Roscoe S. M., Fahrig W. F., Geol. Survey Can. Paper 53—14. Preliminary map, central Labrador coast, with descriptive notes, 1953.
Christie R. L., Geological reconnaissance of the north coast of Ellesmere Island, District of Franklin, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Paper, 56—9, 1957.
Clements J. M., The Vermilion iron-bearing district of Minnesota, U. S. Geol. Survey Monographs, № 45, 1903.
Clements J. M., Smyth H. L., The Crystal Falls iron-bearing district of Michigan, U.S. Geol. Survey Monographs, № 36, 1899.
Coleman A. P., The Sudbury Nickel field, Rept. Bur. Mines, Ontario 14, Pt. 3, 1905.
Coleman A. P., A lower Huronian ice age, Am. J. Sci., 23, 187, 1907.
Coleman A. P., The Sudbury area, Guide Book 7, Dept. Mines, Geol. Survey Ottawa, 10, 1913.
Coleman A. P., The Precambrian rocks north of Lake Huron with special reference to the Sudbury series, Rept. Bur. Mines, Ontario, 23, Pt. 1, 202, 1914.
Coleman A. P., Northeastern part of Labrador and New Quebec, Geol. Survey Can. Mem., № 124, 1921.
Coleman A. P., Willmott A. B., The Michipicoten iron region, Rept Bur. Mines, Ontario, 11, 152, 1902.
Collins C. B., Farquhar R. M., Russell R. D., Isotopic constitution of radiogenic leads and the measurement of geological time, Bull. Geol. Soc. Am., 65, 1, 1954.
Collins W. H., The age of the Killarney granite, Geol. Survey Can. Bull., № 22, 1916.
Collins W. H., Onaping map area, Geol. Survey Can. Mem., № 95, 1917.
Collins W. H., North shore of Lake Huron, Geol. Survey Can. Mem., № 143, 1925.
Collins W. H., Geology of Lake Huron sheet, Ontario, Map, 155A, 3rd Ed., 1935.
Collins W. H., Timiskaming subprovince, Bull. Geol. Soc. Am., 48, 1427, 1937.
Collins W. H., Quirke T. T., Thomson E., Michipicoten iron ranges, Geol. Survey Can. Mem., № 147, 1926.
Cooke H. C., Problems of Sudbury geology, Ontario, Geol. Survey Can. Bull., № 3, 1946.

Cornwall H. R., Differentiation in magmas of the Keweenawan series, J. Geol., 59, 151, 1951.
Cumming G. L., Wilson J. T., Farquhar R. M., Russell R. D., Some dates and subdivisions of the Canadian Shield, Proc. Geol. Assoc. Can. 7, Pt. 2, 27, 1955.
Cushing H. P., Geology of the northern Adirondack region, N.Y. State Museum Bull., № 95, 271, 1905.
Cushing H. P., Geology of the Thousand Island region, New York, N. Y. State Museum Bull., № 145, 1910.
Cushing H. P., Age of the igneous rocks of the Adirondack region, Am. J. Sci., 39, 288, 1915.
Cushing H. P., Geology of the vicinity of Ogdensburg, N.Y. State Museum Bull., № 191, 1916.
Cushing H. P., Structure of the anorthosite body in the Adirondacks, J. Geol., 29, 501, 512, 1917.
Dadson A. S., Bateman J. D., Giant Yellowknife mine, Can. Inst. Mining Met., Geol. Div. Structural geology of Canadian ore deposits, 1, 273, 1948.
Daly R. A., The geology of the northeast coast of Labrador, Harvard Coll. Museum Comp. Zool. Bull., 38, 205, 1902.
Daly R. A., Igneous rocks and their origin, New York, 1914.
Daly R. A., Genesis of alkaline rocks, J. Geol., 26, 97, 1918.
Dana J. D., Green Mountain geology; on the quartzite, Am. J. Sci., 3, 179, 250, 1872.
Davidson C. F., On the occurrence of uranium in ancient conglomerates, Econ. Geol., 52, 668, 1957.
Davies J. C., Watowich S. N., Geology of the Populus Lake area, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 65, Pt. 4, 1958.
Davies J. F., Geology of the Winnipeg River area, Lac Du Bonnet Mining Div. Manitoba Dept. Mines Nat. Resources, Mines Branch Publ., 56—1, 1957.
Davis G. L., Tilton G. E., Wetherill G. W., Faul H., The age of rocks and minerals, Ann. Rept. Director Geophys. Lab. (1956—1957), 164, 1958.
Davison W. L., Geology Foxe Peninsula (eastern part) Baffin Island, District of Franklin, Northwest Territories, Preliminary ser. map 4—1959, with descriptive notes.
Dawson A. S., Assean — Split Lake area, Manitoba Dept. Mines Nat. Resources, Mines Branch Publ., 39—1, 1941.
Dawson K. R., Northwest Dasserat Township, Temiscamingue County, Quebec, Geol. Survey Can. Paper, 50—3, 1950.
Dawson K. R., Structural features of the Preissac-Lacorne batholith, Abitibi County, Quebec, Geol. Survey Can. Paper, 53—4, 1953.
Deland A. N., Grenier P. E., Hazeur — Druillettes area, Abitibi - East Electoral District, Quebec Dept. Mines Geol. Repts., № 87, 1959.
De Montigny P. A., Upper Deception River area, New Quebec, Quebec Dept. Mines Prelim. Rept., № 398, 1959.
Derry D. R., Geology of the area from Minaki to Sydney Lake, District of Kenora, Ann Rept. Ontario Dept. Mines, 39, Pt. 3, 24, 1930.
Derry D. R., The Lakefield nepheline syenite, evidence of a non-intrusive origin, Trans. Roy. Soc. Can., IV, 45, 31, 1951.
Derry D. R., Folinsbee J. C., Geology and structure of the Opemiska copper mine, Quebec, Bull. Can. Inst. Mining Met., № 521, 589 1955.
Dickey R. M., The granite sequence in the southern complex of Upper Michigan, J. Geol., 44, 317, 1936.
Donaldson J. A., Marion Lake, Quebec — Newfoundland, Geol. Survey Can. Map 17 —1959, with descriptive notes, 1959.
Donaldson J. A., Geology of the Marion Lake area, Quebec — Labrador, Geol. Survey Can., 1960.
Douglas G. V., Notes on localities visited on the Labrador coast in 1946 and 1947, Geol. Survey Can. Paper, 53—1, 1953.
Douglas J., The copper-bearing traps of the Coppermine River, Trans. Can. Inst. Mining Met., 16, 83, 1913.
Dowling D. B., Report on the country in the vicinity of Red Lake and part of Berens River, Keewatin, Geol. Survey Can. Ann. Rept. (1894), 7, Pt. f, 1896.
Dresser J. A., Part of the district of Lake St. John, Quebec, Geol. Survey Can. Mem., № 92, 1916.
Dresser J. A., Denis T. C., Quebec Dept. Mines Geol. Rept., № 20, Geology of Quebec, 2: Descriptive Geology, 1944.
Duffell S., Roach R. A., Mount Wright, Quebec — Newfoundland, Geol. Survey Can., Preliminary map 6 — 1959, with descriptive notes, 1959.
Dulieux E., Report on an exploration in the region of Lake Chibougamau. Report on mining operations in the province of Quebec, 1908, 1909.
Dutton C. E., Geology of the central part of the Iron River district, Iron County, Michigan, U. S. Geol. Survey Circ., № 43, 1949.

Dutton C. E., Lamey C. L., Geology of the Menominee range, Dickinson County, Michigan. Mich. Dept. Conserv., Geol. Survey Div. Progr. Rept., 5, 1939.
Eade K. E., Heywood W. W., Lee R. A., Sakami Lake area, New Quebec, Geol. Survey Can. Map 23—1957, with descriptive notes, 1957.
Eade K. E., Stevenson I. M., Kranck E. H., Hughes G. L., Geology Nichicun — Kaniapiskau, New Quebec, Geol. Survey Can. Map 56 — 1959, with descriptive notes, 1959.
Elver R. B., Wittur G. E., The Canadian iron ore industry in 1961, Can. Dept. Mines Tech. Survey, Mineral Resources Div., 1962.
Emmons E., Geology of New York, Pt. 2, comprising the survey of the second geological district, Albany, 1842.
Emmons R. C., Thomson E., Preliminary Report on woman and Ridout map areas, Sudbury District, Ontario, Geol. Survey Can. Mem., № 157, 1929.
Emslie R. F., Moore J. M., Jr., Geological studies of the area between Lynn Lake and Fraser Lake, Granville Lake Mining Div., Manitoba Dept. Mines Nat. Resources, Mines Branch Publ., 59—4, 1961.
Engel A. E. J., Engel C. G., Grenville series in the northwest Adirondack Mountains, New York, Pt. 1, General features of the Grenville series, Bull. Geol. Soc. Am., 64, 1013, 1953a.
Engel A. E. J., Engel C. G., Grenville series in the northwest Adirondack Mountains, New York, Pt. 2, Origin and metamorphism of the major paragneiss, Bull. Geol. Soc. Am., 64, 1049, 1953b.
Eskola P., The nature of metasomatism in the processes of granitization, Congr. Geol. Intern., Compt. Rend., 18th, London, 1948 Pt. 3, 5, 1950.
Evans E. L., Native copper discoveries in the Seal Lake area, Proc. Geol. Assoc. Can., 5, 111, 1952.
Faessler C., Geological exploration on the north shore, Manicouagan to Godbout, Ann. Rept. Quebec Bur. Mines Pt. D (1933), 149, 1934.
Fahrig W. F., Lac Herodier, New Quebec, Geol. Survey Can. Paper, 55—1, Preliminary map and descriptive notes, 1955.
Fahrig W. F., Geology of certain Proterozoic rocks in Quebec and Labrador, In: Gill J. E. (ed.), The Proterozoic in Canada, Roy. Soc. Can. Spec. Publs., 2, 112, 1957.
Fahrig W. F., Geology of the Athabasca formation, Geol. Survey Can. Bull., № 68, 1961.
Fairbairn H. W., Geology of the Ashigami Lake area, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 48, Pt. 10, 1, 1939.
Fairbairn H. W., The relations of the Sudbury series to the Bruce series in the vicinity of Sudbury, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 50, Pt. 6, 1, 1944.
Fairbairn H. W., Hurley P. M., Pinson W. H., Mineral and rock ages at Sudbury — Blind River, Ontario, Proc. Geol. Assoc. Can., 12, 41, 1960.
Fawley A. P., Sickle Lake area, Manitoba Dept. Mines Nat. Resources, Prelim. Rept., 48—6, 1949.
Fawley A. P., Geology of the Lasthope Lake area, Granville Lake Division, Manitoba, Manitoba Dept. Mines Nat. Resources, Mines Branch Publ., 49—5, 1952.
Feilden H. W., De Rance C. E., Geology of the coasts of Arctic lands visited by the late British expedition, Quart. J. Geol. Soc. (London), 34, 556, 1878.
Feniak M., MacAlpine Channel map area, Geol. Survey Can. Paper, 49—19, 1949.
Folinsbee R. E., Lac de Gras, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Paper, 47—5, 1947, Map with descriptive notes, 1947.
Folinsbee R. E., Walmsley Lake, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Paper, 50—4, Preliminary map with descriptive notes, 1950.
Fortier Y. O., Ross Lake, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Paper, 47—16, Preliminary map with descriptive notes, 1947.
Foye W. G., Nepheline syenites of Haliburton County, Ontario, Am. J. Sci., 40, 413, 1915.
Frarey M. J., Geology of Echo Lake, Algoma District, Ontario, Geol. Survey Can. Map 23—1959, Preliminary ser., with descriptive notes, 1959.
Frarey M. J., Geology of Dean Lake, Algoma District, Ontario, Geol. Survey Can. Map 5—1961, Preliminary ser., with descriptive notes, 1961.
Fraser J. A., Geology north-central district of Mackenzie, Northwest Territories, Map 18—1960, 1960.
Fraser N. H. C., Geology of Whitefish Bay area, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 52, Pt. 4, 1945.
Gair J. E., Wier K. L., Geology of the Kiernan quadrangle, Michigan, U.S. Geol. Survey Bull., № 1044, 1956.
Gallagher D., Geology of the magnetite deposits at Lyon Mountain, New York, N.Y. State Museum Bull., № 311, 1937.
Gast P. W., Kulp J. L., Long L. E., Absolute age of early Precambrian rocks in the Bighhorn Basin of Wyoming and Montana, and southeastern Manitoba, Trans. Am. Geophys. Union, 39, 322, 1958.

Gastil G., Knowles D. M., Geology of the Wabush Lake area, southwestern Labrador and eastern Quebec, Bull. Geol. Soc. Am., **71**, 1243, 1960.
Gibson J. C., Stockwell C. H., San Antonio mine, Can. Inst. Mining Met., Geol. Div. Structural geology of Canadian ore deposits, **1**, 315, 1948.
Gilbert J. E., Bignell area, Mistassini and Abitibi Territories, Abitibi East and Roberval electoral district, Quebec Dept. Mines Geol. Repts, № 79, 1958.
Gill J. C., Geology of Mystery Lake, Cross Lake Mining division, Manitoba, Manitoba Dept. Mines Nat. Resources, Mines Branch Publ., **50—4**, 1951a.
Gill J. C., Geology of the Waskaiowaka Lake area, Cross Lake Mining division, Manitoba, Manitoba Dept. Mines Nat. Resources, Mines Branch Publ., **50—4**, 1951b.
Gill I. E., Gunflint iron-bearing formation, Ontario, Geol. Survey Can. Sum. Rept. (1924), Pt. C, 28, 1926.
Gill J. E., Precambrian history of the Canadian Shield with notes on correlation and nomenclature, Proc. Geol. Assoc. Can., **7**, Pt. 2, 117, 1955.
Gill J. E., Bannerman H. M., Tolman C., Wapussakatoo Mountains, Labrador, Bull. Geol. Soc. Am., **48**, 567, 1937.
Gill J. E., Hawley J. E., «Seine» or «Coutchiching», J. Geol., **39**, 655, 1931.
Gillies N. B., Canimiti River area, Pontiac County, Quebec, Quebec Dept. Mines Geol. Repts., № 52, 1952.
Ginn R. M., Geology of Porter Township, Ontario Dept. Mines Geol. Rept., **5**, 1961.
Goldich S. S., Nier A. O., Baadsgaard H., Hoffmann J. H., Krueger H. W., The Precambrian geology and geochronology of Minnesota, Minnesota Geol. Survey Bull., **41**, 1961.
Goodwin A. M., Facies relations of the Gunflint iron formation, Econ. Geol., **51**, 565, 1956.
Goodwin A. M., Gunflint iron formation of the Whitefish Lake area, Rept. Ontario Dept. Mines, **69**, 41, 1960.
Goodwin A. M., Some aspects of Archean structure and mineralization, Econ. Geol., **58**, 897, 1961.
Goudge M. F., Brucite, In: The geology of Canadian industrial mineral deposits, Industr. Minerals Div., Can. Inst. Mining Met., 6th Commonwealth Mining Met. Congr., 61, 1957.
Graham R. B., Parts of Hebecourt, Duparquet, and Destor Townships, Abitibi — West County, Quebec, Quebec Dept. Mines Geol. Repts, № 61, 1954.
Graham R. B., North half of Obalski Township, Abitibi East electoral district, Quebec Dept. Mines Geol. Rept., № 71, 1956.
Graton L. C., McKinstry H. E. and others, Outstanding features of Hollinger geology, Trans. Can. Inst. Mining Met., **36**, 1, 1933.
Greig E. W., Matamec Lake map area, Saguenay County, Quebec, Quebec Dept. Mines Geol. Repts., № 22, 1945.
Grenier P. E., Gamache area, Abitibi County, Quebec Dept. Mines Prelim. Rept., № 284, 1953.
Gross G. A., Iron formations and the Labrador geosyncline, Geol. Survey Can. Paper **60—30** (with map 34—1960), 1960.
Gross G. A., Iron ore deposits of Canada, Geol. Survey Can., Unpublished, 1962.
Gross G. A., Iron ranges of the Labrador geosyncline, Geol. Survey Can., Unpublished, 1963.
Grout F. F., The lopolith, an igneous form exemplified by the Duluth gabbro, Am. J. Sci., **46**, 516, 1918.
Grout F. F., Coutchiching problem, Bull. Geol. Soc. Am., **36**, 351, 1925.
Grout F. F., Petrographic and chemical data on the Canadian Shield, J. Geol., **46**, 486, 1938.
Grout F. F., Origin of granite, Geol. Soc. Am. Mem., **28**, 25, 1948.
Grout F. F., Gruner J. W., Schwartz G. M., Thiel G. A., Precambrian Stratigraphy of Minnesota, Bull. Geol. Soc. Am., **62**, 1017, 1951.
Grout F. F., Schwartz G. M., The geology of the Rove formation and associated intrusives of northeastern Minnesota, Minnesota Geol. Survey Bull., № 24, 1933.
Grout F. F., Schwartz G. M., The geology of the anorthosites of the Minnesota coast of Lake Superior, Minnesota Geol. Survey Bull., № 28, 1939.
Grout F. F., Sharp R. P., Schwartz G. M., The geology of Cook County, Minnesota, Minnesota Geol. Survey Bull., № 39, 1959.
Grout F. F., Wolff J. F., Sr., The geology of the Guyuna district, Minnesota — a progress report, Minnesota Geol. Survey Bull., № 36, 1955.
Gruner J. W., Structural geology of the Knife Lake area of northeastern Minnesota, Bull. Geol. Soc. Am., **52**, 1577, 1941.
Gummer W. K., Burr S. V., Nephelinized paragneisses in the Bancroft area, Ontario, J. Geol., **54**, 137, 1946.
Gunning H. C., Sulfide deposits at Cape Smith, east coast of Hudson Bay, Can. Geol. Survey Sum. Petr., Pt. D, 139, 1934.

Gunning H. C., Bousquet — Joannes area, Quebec, Can. Geol. Survey Mem., № 231, 1941.
Gunning H. C., Ambrose J. W., The Timiskaming — Keewatin problem in the Rouyn — Harricanaw region, northwestern Quebec, Trans. Roy. Soc. Can. IV, **33**, 19, 1939.
Gunning H. C., Ambrose J. W., Malartic area, Quebec, Can. Geol. Survey Mem., № 222, 1940.
Gussow W. C., Petrogeny of the major acid intrusives of the Rouyn — Bell River area of northwestern Quebec, Trans. Roy. Soc. Can., IV, **31**, 129, 1937.
Gussow W. C., Athabasca formation of western Canada, Bull. Geol. Soc. Am., **70**, 1, 1959.
Hale W. S., Black Bay map area, Saskatchewan, Geol. Survey Can. Paper, **53—15**, 1953.
Hale W. S., Gulo Lake, Saskatchewan, Geol. Survey Can. Paper, **54—6**, Map with marginal notes, 1954.
Hale W. S., Forcie Lake map area, Saskatchewan, Geol. Survey Can. Paper 55—4, Map with marginal notes, 1955.
Hammond P., Allard Lake ilmenite deposits, Econ. Geol., 47, 634, 1952.
Harding W. D., Geology of Kaladar and Kennebec Townships, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines **51**, Pt. 4, 51, 1944.
Harding W. D., Geology of the Mattawan — Olrig area, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, **53**, Pt. 6, 1946.
Harker A., The Tertiary igneous rocks of Skye, Mem. Geol. Survey Scotland, 1904.
Harker A., Metamorphism: a study of the transformation of rock masses, 2nd Ed., London, 1939.
Harrison J. M., Anorthosite in southeastern Ontario, Canada, Bull. Geol. Soc. Am., **55**, 1401, 1944.
Harrison J. M., Geology and mineral deposits of File—Tramping Lake area, Manitoba, Geol. Survey Can. Mem., № 250, 1949.
Harrison J. M., Precambrian correlation and nomenclature, and problems of the Kisseynew gneisses, in Manitoba, Geol. Survey Can. Bull., № 20, 1951.
Harrison J. M., The Quebec—Labrador iron belt, Quebec and Newfoundland, Geol. Survey Can. Paper, **52—20**, 1952.
Harrison J. M., Nature, usage, and nomenclature of time-stratigraphic and geologic-time units as applied to the Precambrian, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, **39**, 1859, 1955.
Harry W. T., Gneisses of the Kipawa district, western Quebec, Grenville subprovince of Canadian Shield, Geol. Survey Can. Bull., № 64, 1961.
Hart R. C., Harper H. G., Algom F. S., Uranium deposits Quirke Lake trough, Can. Inst. Mining Met., Geol. Div. Structural geology of Canadian ore deposits, **2**, 316, 1957.
Hawley J. E., Geology of Sapawe Lake area with notes on some iron and gold deposits of Rainy River district, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, **38**, Pt. 6, 1930.
Hawley J. E., «Seine» or «Coutchiching», J. Geol., **38**, 521, 1931.
Hawley J. E., Origin of some siderite, pyrite, chert deposits, Michipicoten district, Ontario, Trans. Roy. Soc. Can., IV, **36**, 79, 1942.
Henderson J. F., Geology and mineral deposits of Ville Marie and Cuillet Lake map areas, Geol. Survey Can. Mem., № 201, 1936.
Henderson J. F., Nonacho area, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Paper, **37—2**, Preliminary rept, 1937.
Henderson J. F., Beaulieu River area, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Paper, **39—1**, Preliminary rept, 1939.
Henderson J. F., Structural control of ore deposits in the Canadian Shield between Great Slave and Great Bear Lakes, Northwest Territories, Can. Inst. Mining Metl., Geol. Div. Structural geology of Canadian ore deposits, **1**, 238, 1948a.
Henderson J. F., Extent of Proterozoic granitic intrusions in the western part of the Canadian Shield, Trans. Roy. Soc. Can., IV, **42**, 41, 1948b.
Henderson J. F., Brown I. C., Yellowknife area, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Paper **48—17**, Preliminary maps with descriptive notes, 1948.
Henderson J. F., Fraser N. H. C., Camlaren mine, Northwest Territories, Can. Inst. Mining Met., Geol. Div. Structural geology of Canadian ore deposits, **1**, 269, 1948.
Henderson J. F., Jolliffe A. W., Relation of gold deposits to structure, Yellowknife and Gordon Lake areas, Northwest Territories, Trans. Can. Inst. Mining Met., **42**, 314, 1939.
Henderson J. F., Norman G. W. H., Downie D. L., Granville Lake sheet, east half, Manitoba, with descriptive notes, map 344A, 1936.
Hewitt D. F., Geology of Skead Township, Larder Lake area, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, **58**, Pt. 6, 1951.
Hewitt D. F., Geology of Brudenell — Raglan area, County of Renfrew, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, **62**, Pt. 5, 1954.

Hewitt D. F., Geology of Monteagle and Carlow Townships, Hastings County, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines **63**, Pt. 6, 1955.
Hewitt D. F., In: Thomson J. E. (Ed.), The Grenville region of Ontario in the Grenville problem, Roy. Soc. Can. Spec. Publs., **1**, 22, 1956.
Hewitt D. F., Talc deposit of Canada, Talc Industries Limited, Madoc, Ontario, In: The geology of Canadian industrial mineral deposits, Industr. Minerals Div., Can. Inst. Mining Met. 6th Commonwealth Mining Met. Congr., 240, 1957a.
Hewitt D. F., Graphite, In: The geology of Canadian industrial mineral deposits, Industr. Minerals Div., Can. Inst. Mining Met. 6th Commonwealth Mining Met. Congr., 104, 1957b.
Hewitt D. F., Geology of Cardiff and Faraday Townships, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, **66**, Pt. 3, 1959.
Hewitt D. F., Nepheline syenite deposits of southern Ontario, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, **69**, Pt. 8, 1961.
Hewitt D. F., James W., Geology of Dungannon and Mayo Townships, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, **64**, Pt. 8, 1956.
Heywood W. W., Brett S. E., Currie K. L., Eade K. E., La Grande-Lac Bienville, New Quebec, Geol. Survey Can. Map 23—1958, Preliminary ser., with descriptive notes, 1959.
Hogg N., Geology of Godfrey Township, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, **63**, Pt. 7, 16, 1955.
Holmes S. W., Pronto mine, Can. Inst. Mining Met., Geol. Div. Structural geology of Canadian ore deposits, **2**, 324, 1957.
Horwood H. C., Geology and mineral deposits of the Red Lake area, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, **49**, Pt. 2, 1945.
Hotchkiss W. G., The Lake Superior geosyncline, Bull. Geol. Soc. Am., **34**, 669, 1923.
Hunt T. S., The geognostical history of the metals, Trans. Am. Inst. Mining Engrs., **1**, 331, 1873.
Hunt T. S., Special report on trap dikes and Azoic rocks of southeastern Pennsylvania, 2nd Penn. Geol. Survey Pt. 1 E, 1878.
Hurst M. E., Geology of the Sioux Lookout area, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, **41**, Pt. 6, 1, 1933.
Hurst M. E., Recent studies in the Porcupine area, Trans. Can. Inst. Mining Met., **39**, 448, 1936.
Imbault P. E., Queylus area, Abitibi-East and Roberval electoral districts, Quebec Dept. Mines Geol. Repts., № 83, 1959.
Irving R. D., The copper-bearing rocks of Lake Superior, U.S. Geol. Survey Monographs, № 5, 1883.
Irving R. D., Is there a Huronian group? Am. J. Sci., **34**, 204, 249, 365, 1887.
Irving R. D., On the classification of the early Cambrian and Precambrian formations, a brief discussion of principles, illustrated by examples drawn mainly from the Lake Superior region, U.S. Geol. Survey Ann. Rept., **7**, 365, 1888.
Irving R. D., Van Hise C. R., The Penokee iron-bearing series of Wisconsin and Michigan, U.S. Geol. Survey Monographs, № 19, 1892.
Jackson G. D., Belcher Islands, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Paper, **60—20**, 1960.
James H. L., Iron formation and associated rocks in the Iron River district, Michigan, Bull. Geol. Soc. Am., **62**, 251, 1951.
James H. L., Zones of regional metamorphism in the Precambrian of northern Michigan, Bull. Geol. Soc. Am., **66**, 1455, 1955.
James H. L., Stratigraphy of pre-Keweenawan in parts of northern Michigan, U.S. Geol. Survey Profess. Papers, № 314-C, 27, 1958.
James H. L., Problems of stratigraphy and correlation of Precambrian rocks with special reference to the Lake Superior region, Am. J. Sci., **258**, 105, 1960.
Jenney C. P., The Coppermine River area, Northwest Territories, Canada, Proc. Geol. Assoc. Can., **6**, Pt. 2, 11, 1954.
Jenney C. P., Geology and ore deposits of the Mattagami area, Quebec, Econ. Geol., **56**, 740, 1961.
Johnston W. G. Q., Geology of the Timiskaming—Grenville contact southeast of Lake Timagami, northern Ontario, Canada, Bull. Geol. Soc. Am., **65**, 1047, 1954.
Jolliffe A. W., Yellowknife River area, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Paper, **36—5**, 1936.
Jolliffe A. W., Yellowknife Bay — Prosperous Lake area, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Paper, **38—21**, 1938.
Jolliffe A. W., The northwestern part of the Canadian Shield, Congr. Geol. Intern., Compt. Rend., 18th, London, 1948, Pt. 13, Sect. M., 141, 1952.
Jolliffe A. W., Geology and iron ores of Steep Rock Lake, Econ. Geol., **50**, 373, 1955.
Jones W. A., Hollinger mine, Can. Inst. Mining Met., Geol. Div. Structural geology of Canadian ore deposits, **1**, 464, 1948.

Joubin F. R., James D. H., Algoma uranium district, Can. Inst. Mining Met., Geol. Div. Structural geology of Canadian ore deposits, 2, 305, 1957.
Judd J. W., On composite dikes in Arran, Quart. J. Geol. Soc. (London), 49, 536, 1893.
Kalliokoski J., Weldon Bay map area, Manitoba, Geol. Survey Can. Mem., № 270, 1952.
Keith M. L., Petrology of the alkaline intrusive at Blue Mountain, Ontario, Bull. Geol. Soc. Am., 50, 1795, 1939.
Kemp J. F., Mineville — Port Henry mine group, N.Y. State Museum Bull., № 119, 57, 1908.
Kemp J. F., Geology of the Elizabethtown and Port Perry quadrangle, N.Y. State Museum Bull., № 138, 1910.
Kemp J. F., Geology of the Mount Marcy quadrangle, Essex County, New York. N.Y. State Museum Bull., № 229, 1921.
Kidd D. F., Great Bear Lake — Coppermine River area, Mackenzie district, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Sum. Rept. (1931), Pt. C, 47, 1932.
Kidd D. F., Great Bear Lake area, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Sum. Rept. (1932), 1, 1933.
Kidd D. F., Rae to Great Bear Lake, Mackenzie district, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Mem., № 187, 1936.
Kimball J. P., On the iron ores of Marquette, Michigan, Am. J. Sci., 39, 290, 1865.
Knight C. W., The north shore of Lake Huron, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 24, Pt. 1, 216, 1915.
Knight C. W., Geology of Sudbury area, Nickel deposits of the world, Reprinted from Rept. Roy. Ont. Nickel Comm., 1917.
Knight C. W., Geology of the mine workings of Cobalt and South Lorrain silver areas. Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 31, Pt. 2, 1923.
Knight C. W., Burrows A. G., Hopkins P. E., Parsons A. L., Abitibi—Night Hawk gold area, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines 28, Pt. 2, 1, 1919.
Knopf A., Bathyliths in time, In: Poldervaart A. (Ed.), Crust of the earth, Geol. Soc. Am. Spec. Paper, № 62, 685, 1955.
Kranck E. H., On the geology of the east coast of Hudson Bay and James Bay, Acta Geograph., 11, 1, 1951.
Kranck E. H., Bedrock geology of the seaboard of Labrador between Domino run and Hopedale. Newfoundland, Geol. Survey Can. Bull., № 26, 1953a.
Kranck E. H., Interpretation of gneiss structures with special reference to Baffin Island, Proc. Geol. Assoc. Can., 6, Pt. 1, 59, 1953b.
Kretz R., Geological observations in northern New Quebec, Geol. Survey Can. Paper, 60—12, 1960.
Kulp J. L., Isotopic dating and the geologic time scale, In: Poldervaart A. (Ed.), Crust of the earth. Geol. Soc. Am. Spec. Paper, № 62, 609, 1955.
Kulp J. L., Eckelmann W. R., Discordant U — Pb ages and mineral type, Am. Mineralogist, 42, 154, 1957.
Lake P., Island arcs and mountain building, Geograph. J., 78, 149, 1931.
Lamey C. A., Granite intrusions in the Huronian formations, J. Geol., 39, 288, 1931.
Lamey C. A., Republic granite or basement complex? J. Geol., 45, 487, 1937.
Landes K. K., Origin of the Quebec phlogopite-apatite deposits, Am. Mineralogist, 23, 359, 1938.
Latulippe M., The Mattagami area of northwestern Quebec, Proc. Geol. Assoc. Can., 11, 45, 1959.
Lausen C., A geological reconnaissance of the east end of Great Slave Lake, Trans. Can. Inst. Mining Met., 52, 88, 1930.
Lawson A. C., Report on the geology of the Lake of the Woods region with special reference to the Keewatin (Huronian?) belt of the Archean rocks, Ann. Rept. Geol. Survey Can. (1885), 1, Pt. cc, 1886.
Lawson A. C., Notes on some diabase dikes of the Rainy River region, Am. Geologist, 1, 199, 1888.
Lawson A. C., Report on the geology of the Rainy Lake region, Ann. Rept. Geol. Survey Can. (1887—1888), 3, Pt. f, 1889.
Lawson A. C., The Archean geology of Rainy Lake re-studied, Geol. Survey Can. Mem., № 40, 1913.
Lawton K. D., Geology of Boston Township and part of Pacaud Township, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 66, Pt. 5, 1959.
Leith C. K., Moose Mountain iron range, Rept. Bur. Mines, 318, 1903.
Leith C. K., An Algonkian basin in Hudson Bay, a comparison with the Lake Superior basin, Econ. Geol., 5, 227, 1910.
Leith C. K., Lund R. J., Leith A., Precambrian rocks of the Lake Superior region, U.S. Geol. Survey Profess. Papers, № 184, 1935.
Leboy O. E., Geology of Riguad Mountain, Bull. Geol. Soc. Am., 12, 377, 1901.
Logan W. E., On the geology of the Ottawa River region, Geol. Survey Can. Rept. Progr. (1845—1846), 5, 1847a.

Logan W. E., On the geology and economic minerals of the north shore of Lake Superior, Geol. Survey Can. Rept. Progr. (1846—1847), 5, 1847b.
Logan W. E., Report on the north shore of Lake Huron, Geol. Survey Can. Rept. Progr. (1847—1848), 1849.
Logan W. E., Geol. Survey Can. Rept. Progr. (1853—1856), 1857.
Logan W. E., Geology of Canada, Geol. Survey Can. Rept. Progr. (to 1863), 1863.
Logan W. E., Hunt T. S., Esquisse géologique du Canada... a l'exposition universelle de Paris, Geol. Survey Can., 1855.
Longley W. W., Rinfret area, electoral districts of Abitibi-East and Roberval, Quebec Dept. Mines Geol. Repts., № 81, 1958.
Lord C. S., Snare River and Ingray Lake map areas, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Mem., № 235, 1942.
Lord C. S., Camsell River, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Paper, 47—4, Preliminary map with descriptive notes, 1947.
Lord C. S., Geological notes on southern district of Keewatin, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Paper, 53—22, 1953.
Low A. P., Report on the Mistassini expedition, Geol. Survey Can. Ann. Rept. (1885), 1, Pt. D, 1886.
Low A. P., Report on explorations in the Labrador Peninsula, along the East Main, Koksoak, Hamilton, Manicuagan, and portions of other rivers in 1892—1895. Geol. Survey Can. Ann. Rept., 8, Pt. L, 1897.
Low A. P., Report on an exploration of the east coast of Hudson Bay from Wolstenholme to the south end of James Bay, Geol. Survey Can. Ann. Rept. (1900), 13, Pt. D, 1902.
Low A. P., On the geology and physical character of the Nastapoka Islands, Hudson Bay, Geol. Survey Can. Ann. Rept. (1900), 13, Pt. DD, 1903.
Low A. P., Report on the Chibougamau mining region in the northern part of the province of Quebec, Geol. Survey Can. Mem. (1905), 1906.
Lowdon J. A., Age determinations of the Geological Survey of Canada, Report 1, Isotopic ages, Geol. Survey Can. Paper, 60—17, 1960.
Lowdon J. A., Age determinations of the Geological Survey of Canada, Report 2, Isotopic ages, Geol. Survey Can. Paper, 61—17, 1961.
McConnell R. G., Report on a portion of the district of Athabasca comprising the country between Peace River and Athabasca River, Geol. Survey Can. Ann. Rept. (1890—1891), 5, Pt. D, 1893.
McConnell R. G., Sault Ste. Marie area, District of Algoma, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 35, Pt. 2, 1, 1927.
MacFarlane T., Report of Mr. Thomas MacFarlane on Hastings, Geol. Survey Can. Rept. Progr. (1863—1866), 91, 1866.
McGlynn J. C., Elbow — Heming Lakes area, Manitoba, Geol. Survey Can. Mem. № 305, 1959.
McGlynn J. C., Geol. Survey Can. Inf. Circ., 4, 6, 1960.
MacLean A., Geology of Lebel Township, District of Timiskaming. Ontario Dept. Mines Bull., № 150, 1956.
McOuat W., Report on exploration of country between Lake St. John and Lake Mistassini, Geol. Survey Can. Rept. Progr. (1871—1872), 115, 1872.
Malouf S. E., Hinse R., Campbell Chibougamau mines, Can. Inst. Mining Met., Geol. Div. Structural geology of Canadian ore deposits, 2, 441, 1957.
Malouf S. E., Thorpe W., Chibougamau Explorers mine, Can. Inst. Mining Met., Geol. Div. Structural geology of Canadian ore deposits, 2, 449, 1957.
Matheson A. F., Michipicoten River area, Ontario, Geol. Survey Can. Sum. Rept. (1932), Pt. D, 1, 1933.
Mawdsley J. B. S t., Urbain area, Charlevoix district, Quebec, Geol. Survey Can. Mem., № 152, 1927.
Mawdsley J. B., Lake David area, Chibougamau district, Quebec, Geol. Survey Can. Sum. Rept. (1927), Pt. C, 1, 1928.
Mawdsley J. B., Farquhar R. M., Report of the Committee on Precambrian and related dating, Trans. Roy. Soc. Can., IV, 49, 37, 1955.
Mawdsley J. B., Norman G. W. H., Chibougamau Lake map area, Quebec, Geol. Survey Can. Mem., № 185, 1935.
Meen V. B, Geology of the Grimsthorpe — Barrie area. Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 51, Pt. 4, 1, 1944.
Miller W. G., Notes on the Cobalt area, Eng. Mining J., 92, 645, 1911.
Miller W. G., The cobalt-nickel and silver deposits of Timiskaming, 4th Ed. Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 19, Pt. 2, 1913.
Miller W. G., Knight C. W., The Grenville — Hastings unconformity, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 16, Pt. 1, 221, 1908.
Miller W. G., Knight C. W., The Precambrian geology of southeastern Ontario, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 22, Pt. 2, 1914.
Miller W. J., Adirondack anorthosite, Bull. Geol. Soc. Am., 29, 399, 1918.

Miller W. J., Geology of the Lake Placid quadrangle, N.Y. State Museum Bull., № 211, 1919.
Miller W. J., Geology of the Luzerne quadrangle, N.Y. State Museum Bull., Nos. 245—246, 1923.
Milligan G. C., Geology of the Laurie Lake area, Granville Lake mining division, northern Manitoba, Manitoba Dept. Mines Nat. Resources, Mines Branch Publ., 50—7, 1952.
Milligan G. C., Geology of the Lynn Lake district, Granville Lake mining division, Manitoba Dept. Mines Nat. Resources, Mines Branch Publ., 57—1, 1960.
Milligan G. C., Take W. F., Geology of the eastern Bear Lake area, Oxford Lake mining division, northern Manitoba, Manitoba Dept. Mines Nat. Resources, Mines Branch Publ., 53—1, 1954.
Moore E. S., Region east of the south end of Lake Winnipeg, Geol. Survey Can. Sum. Rept. (1912), 262, 1914.
Moore E. S., The iron formation on Belcher Islands, Hudson Bay, with special reference to its origin and its associated algal limestone, J. Geol., 26, 412, 1918.
Moore E. S., Mississagi reserve and Goulais River iron ranges, District of Algoma, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 34, Pt. 4, 1, 1926.
Moore E. S., Lake Savant area, District of Thunder Bay, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 37, Pt. 4, 53, 1929.
Moore E. S., Ore deposits near the north shore of Lake Huron, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 38, Pt. 7, 1, 1930.
Moore E. S., Goudreau and Michipicoten gold areas, District of Algoma, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 40, Pt. 4, 1, 1932.
Moore E. S., The Steeprock series, Trans. Roy. Soc. Can., IV, 32, 11, 1938.
Moore E. S., Gowganda silver area, Can. Inst. Mining Met., Geol. Div. Structural geology of Canadian ore deposits, 2, 338, 1957.
Moore E. S., Armstrong H. S., Iron deposits in the district of Algoma, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 55, Pt. 4, 1, 1946.
Moore J. G. G., Courageous — Matthews Lake, District of Mackenzie, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Mem., № 283, 1956.
Moore J. M., Jr., and others, Potassium — argon ages in northern Manitoba, Bull. Geol. Soc. Am., 71, 225, 1960.
Moorhouse M. D., Shepherd J. H., Geology of the California Lake area, Oxford Lake Mining Division, northern Manitoba, Manitoba Dept. Mines Nat. Resources, Mines Branch Publ., 53—3, 1, 1954.
Moorhouse W. W., Gunflint iron range in the vicinity of Port Arthur, Rept. Ontario Dept. Mines, 69, Pt. 7, 1, 1960.
Moyd L., Petrology of the nepheline and corundum rocks of southeastern Ontario, Am. Mineralogist, 34, 736, 1949.
Murphy D. L., Report on Mount Wright area, Saguenay electral district, Quebec Dept. Mines Prelim. Rept., № 380, 1959.
Murphy R., Eldorado mine, Can. Inst. Mining Met., Geol. Div. Structural geology of Canadian ore deposits, 1, 259, 1948.
Murray A., Main shore and islands of Lake Huron, Geol. Survey Can. Rept. Progr. (1847—1848), 93, 1849.
Murray A., Main shore and islands of Lake Huron, Geol. Survey Can. Rept. Progr. (1848—1849), 7, 1850.
Murray A., Region northeast of Georgian Bay, Geol. Survey Can. Rept. Progr. (1853—1856), 145, 1857.
Murray A., French River, Georgian Bay, and Echo Lake region, Ontario, Geol. Survey Can. Rept. Progr. (1857), 13, 1858.
Murray A., Copper-bearing rocks on the north shore of Lake Huron, Geol. Survey Can. Rept. Progr. (1858), 64, 1859.
Neale E. R. W., Bethoulat Lake area, Mistassini Territory, Quebec, Quebec Dept. Mines, Prelim. Rept., № 264, 1952.
Neale E. R. W., Dollier — Charron area, Abitibi-East and Roberval electoral districts, Quebec Dept. Mines, Geol. Repts., № 82, 1959.
Neilson J. M., Albanel area Mistassini Terrotiry, Quebec Dept. Mines Geol. Repts., № 53, 1953.
Niggli P., Das Problem der Granitbildung, Schweiz. mineral. petrog. Mitt., 22, 1, 1942.
Norman G. W. H., Granville Lake district, northern Manitoba, Geol. Survey Can. Sum. Rept. (1933), Pt. C, 23, 1934.
Norman G. W. H., Thrust faulting of Grenville gneisses northwestward against the Mistassini series of Mistassini Lake, Quebec, J. Geol., 48, 512, 1940.
Norman G. W. H., The Cadillac synclinal belt of northwestern Quebec, Trans. Roy. Soc. Can., IV, 36, 89, 1942.
Norman G. W. H., La Corne molybdenite deposit, Can. Inst. Mining Met., Geol. Div. Structural geology of Canadian ore deposits, 2, 850, 1948.

Obalski J., Chibougamau mining district, Quebec, Quebec Dept. Col. Mines Fish. Rept. Mining Operat. (1905), 23, 1906.
O'Neill J. J., The geology of the Arctic coast of Canada west of the Kent Peninsula, Canadian Arctic Expedition, 1913—1918, Rept. 11, Pt. A, 1924.
Osann A., Notes on certain Archean rocks of the Ottawa Valley, Geol. Survey Can. Ann. Rept. (1899), 12, Pt. O, 1902.
Osborne F. F., The nepheline-gneiss complex near Egan Chute, Dungannon Township, and its bearing on the origin of the nepheline syenite, Am. J. Sci., 20, 33, 1930.
Osborne F. F., The Chatham — Grenville composite stock, Trans. Roy. Soc. Can. IV, 28, 49, 1934.
Osborne F. F., Petrology of the Shawinigan Falls district, Bull. Geol. Soc. Am., 47, 197, 1936.
Osborne F. F., Lachute map area, Pt. 1, General and economic geology, Ann. Rept. Quebec Bur. Mines, Pt. C, 3, 1938.
Osborne F. F., Calumet Island area, Pontiac County, Quebec Dept. Mines Geol. Repts., № 18, 1944.
Osborne F. F., The Grenville region of Quebec, In: Thomson J. E. (Ed.), The Grenville Problem, Roy. Soc. Can. Spec. Publs., 1, 3, 1956.
Parsons W. H., Camsell River map area, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Paper, 48- 19, 1948.
Pettijohn F. J., Conglomerate of Abram Lake, Ontario, and its extensions, Bull. Geol. Soc. Am., 45, 479, 1934.
Pettijohn F. J., Stratigraphy and structure of Vermilion Township, District of Kenora, Ontario, Bull. Geol. Soc. Am., 46, 1891, 1935.
Pettijohn F. J., Geology of East Bay, Minnitaki Lake, District of Kenora, Ontario, J. Geol., 44, 341, 1936.
Pettijohn F. J., Early Precambrian geology and correlational problems of the northern subprovince of the Lake Superior region, Bull. Geol. Soc. Am., 48, 153, 1937.
Pettijohn F. J., Coutchiching of Thunder Lake, Ontario, Bull. Geol. Soc. Am., 50, 761, 1939.
Pettijohn F. J., Archean sedimentation, Bull. Geol. Soc. Am., 54, 925, 1943a.
Pettijohn F. J., Basal Huronian conglomerates of Menominee and Calument districts, Michigan, J. Geol., 51, 387, 1943b.
Pettijohn F. J., Geology of the northern Crystal Falls area, Iron County, Michigan, U.S. Geol. Survey Circ., № 153, 1952a.
Pettijohn F. J., Precambrian tillite, Menominee district, Michigan (Abstr.), Bull. Geol. Soc. Am., 63, 1289, 1952b.
Phemister T. C., Igneous rocks of Sudbury and their relation to the ore deposits, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 34, Pt. 8, 1926.
Phemister T. C., The Copper Cliff rhyolite in McKim Township, District of Sudbury, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 65, Pt. 3, 91, 1957.
Phemister T. C., The nature of the contact between the Grenville and Timiskaming subprovinces in the Sudbury District of Ontario, Intern. Geol. Congr. 21st, Copenhagen, Rept. Session, Norden Pt. 14: The granite gneiss problem, 108, 1960.
Phillips L. S., Report on Tuttle Lake area, Saguenay electoral district, Quebec Dept. Mines Prelim. Rept., № 377, 1958.
Phillips L. S., Report on the Peppler Lake area, east half, Saguenay electoral district, Quebec Dept. Mines Prelim. Rept., № 401, 1959.
Postel A. W., Geology of Clinton County magnetite district, New York, U.S. Geol. Survey Profess., Papers, № 237, 1952.
Powell J. W., U.S. Geol. Survey 10th Ann. Rept. (1888—1889), Pt. 1, 1890.
Prest V. K., Geology of the Carr Township area, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 60, Pt. 4, 1952.
Price P., The geology and ore deposits of the Horne mine, Noranda, Quebec, Trans. Can. Inst. Mining Met., 37, 108, 389, 1934.
Pumpelly R., Van Hise C. R., Observations upon the structural relations of the Upper Huronian, Lower Huronian, and basement complex on the north shore of Lake Huron, Am. J. Sci., 43, 224, 1892.
Pye R. G., Geology of the Manitouwadge area, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines 66, Pt. 8, 1960.
Quinn H. A., Mineral occurrences between Chipewyan and Herb Lake, Manitoba, Precambrian, 30, 28, 1957.
Quirke T. T., Espanola district, Ontario, Geol. Survey Can. Mem., № 102, 1917.
Quirke T. T., Wanapitei Lake map area, Geol. Survey Can. Sum. Rept. (1921), Pt. D, 34, 1922.
Quirke T. T., Correlation of Huronian and Grenville rocks, J. Geol. 32, 316, 1924.
Quirke T. T., Huronian — Grenville relations, Am. J. Sci., 11, 165, 1926.
Quirke T. T., Collins W. H., The disappearance of the Huronian, Geol. Survey Can. Mem., № 160, 1930.

Quirke T. T., Jr., Goldich S. S., Krueger H. W., Composition and age of the Temiscamie iron formation, Mistassini Territory, Quebec, Canada, Econ. Geol., 55, 311, 1960.
Ratcliffe J. H., The Boston Township iron range. Methods and case histories in mining geophysics, Trans. Can. Inst. Mining Met., 195, 1957.
Raymond P. E., A possible factor in the formation of dolomite (Abstr.), Bull. Geol. Soc. Am., 36, 168, 1925.
Read H. H., Granites and granites. In: Geol. Soc. Am. Mem., № 28, 1948.
Read H. H., The granite controversy: geological addresses illustrating the evolution of a disputant, New York, 1957.
Retty J. A., Township of McKenzie, Chibougamau region, Quebec, Ann. Rept. Quebec Bur. Mines (1929), Pt. D, 41, 1930.
Retty J. A., Lower Romaine River area, Saguenay County, Quebec Dept. Mines Geol. Repts., № 19, 1944.
Richardson J., Report on the country north of Lake St. John, Geol. Survey Can. Rept. Progr. (1870—1871), 283, 1872.
Richey J. E., Thomas H. H., The geology of Ardnamurchan Northwest Mull and Coll, Mem. Geol. Survey Scotland, 1930.
Riley C. R., Petrology of the gneisses of Cumberland Sound, Baffin Island, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Bull., № 61, 1960.
Roberts H. M., Bartley M. W., Replacement hematite deposits, Steep Rock Lake, Ontario, Trans. Can. Inst. Mining Met., 46, 342, 1943.
Robertson D. S., Batty Lake map area, Manitoba, Geol. Survey Can. Mem., № 271, 1953.
Robertson J. A., Sketch map showing the geology of the Blind River area, District of Algoma, Ontario, Ontario Dept. Mines, 1959.
Robertson J. A., Geology of Townships 143 and 144, Rept. Ontario Dept. Mines, 4, 1961.
Robinson S. C., Mineralogy of uranium deposits, Goldfields, Saskatchewan, Geol. Survey Can. Bull., № 31, 1955.
Roscoe S. M., Geology and uranium deposits, Quirke Lake — Elliot Lake, Blind River area, Geol. Survey Can. Paper, 56—7, 1957a.
Roscoe S. M., Cambrian Lake, east half, New Quebec, Geol. Survey Can. Paper, 57—6, 1957b.
Roscoe S. M., Stratigraphy Quirke Lake — Elliott Lake sector, Blind River area, Ontario, In: Gill J. E. (Ed.), The Proterozoic in Canada, Roy. Soc. Can. Spec. Publs., 2, 54, 1957c.
Roscoe S. M., Evidence for placer origin of Elliott Lake (Blind River), Ontario, uraniferous conglomerate (Abstr.), Program Ann. Mtgs Geol. Soc. Am., 128A, 1962.
Rose E. R., Manicouagan Lake — Mushalagan Lake area, Quebec, Geol. Survey Can. Paper, 55—2, Map with descriptive notes, 1955.
Rose E. R., Iron deposits of eastern Ontario and adjoining Quebec, Geol. Survey Can. Bull., № 45, 1958.
Russell G. A., Structural studies of the Snow Lake — Herb Lake area, Herb Lake mining division, Manitoba, Manitoba Dept. Mines Nat. Resources, Mines Branch Publ., 55—3, 1957.
Russell R. D., Shillibeer H. A., Farquhar R. M., Mousuf A. K., The branching ratio of potassium 40, Phys. Rev. 9, 1223, 1953.
Ruttan G. D., Lynn Lake mine, Can. Inst. Mining Met., Geol. Div. Structural geology of Canadian ore deposits, 2, 75, 1957.
Saha A. K., Emplacement of three granitic plutons in southeastern Ontario, Canada, Bull. Geol. Soc. Am., 70, 1293, 1959.
Satterly J., Pelican Narrows area, Saskatchewan, Geol. Survey Can. Sum. Rept. (1931), Pt. C, 26, 1932.
Satterly J., Pillow lavas from the Dryden — Warigoon area, Kenora District, Ontario, Univ. Toronto Studesi, Geol. Ser., 46, 119, 1941.
Satterly J., Geology of the Dryden - Wabigoon area, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 50, Pt. 2, 1943a.
Satterly J., Mineral occurrences in Parry Sound district, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 51, Pt. 2, 1943b.
Satterly J., Mineral occurrences in the Haliburton area, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 52, Pt. 2, 1943c.
Satterly J., Geology of Lount Township, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 64, Pt. 6, 1956.
Satterly J., Armstrong H. S., Geology of Beatty Township, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 56 Pt. 7, 1949.
Satterly J., Hewitt D. F., Some radioactive mineral occurrences in the Bancroft area, Geol. Circ. Ontario Dept. Mines 2, 1955.
Shand S. J., The present status of Daly's hypothesis of the alkaline rocks, Am. J. Sci., 243—A, 495, 1945.

Shand S. J., Discussion, the origin of nepheline rocks in Ontario. J. Geol., 54, 398, 1946.
Shaw G., Eastmain River, Quebec, Geol. Survey Can. Paper, 42—10, Preliminary map with descriptive notes, 1942.
Smith B. L., Geology of Clarendon — Dalhousie area, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 65, Pt. 7, 1, 1958.
Smith C. H., Notes on the Muskox intrusion, Coppermine River area, District of MacKenzie, Geol. Survey Can. Paper, 61—25, 1962.
Smyth C. H., Jr., The chemical composition of the alkaline rocks and its significance as to their origin, Am. J. Sci., 36, 33, 1913.
Smyth C. H., Jr., Buddington A. F., Geology of the Lake Bonaparte quadrangle, N.Y. State Museum Bull., № 269, 1926.
Smyth H. L., Structural geology of Steeprock Lake, Ontario, Am. J. Sci., 42, 317, 1891.
Snelgrove A. K. (Ed.), Geological exploration-Institute on Lake Superior geology, Houghton, Michigan, 1957.
Sproule J. C., Cree Lake area, Saskatchewan, Geol. Survey Can. Paper, 38—9, 1938.
Stanton M. S., Tramping Lake, northern part, Manitoba, Geol. Survey Can. Paper, 46—19, Preliminary map with descriptive notes, 1946.
Stockwell C. H., Reindeer Lake area, Saskatchewan and Manitoba, Geol. Survey Can. Sum. Rept. (1928), Pt. B, 46, 1929.
Stockwell C. H., Great Slave Lake — Coppermine River area, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Sum. Rept. (1932), Pt. C, 37, 1933.
Stockwell C. H., Gold deposits of Elbow — Morton area, Manitoba, Geol. Survey Can. Mem., № 186, 1935.
Stockwell C. H., Gold deposits of Herb Lake, northern Manitoba, Geol. Survey Can. Mem., № 208, 1937.
Stockwell C. H., Rice Lake — Gold Lake area, southeastern Manitoba, Geol. Survey Can. Mem., № 210, 1938.
Stockwell C. H., Flin Flon — Mandy area, Manitoba and Saskatchewan, Geol. Survey Can. Paper, 46—14, 1946.
Stockwell C. H., Structural control of mineral deposits in southeastern Manitoba, Can. Inst. Mining Met., Geol. Div. Structural geology of Canadian ore deposits, 1, 306, 1948.
Stockwell C. H., Harrison J. M., Structural control of ore deposits in northern Manitoba, Can. Inst. Mining Met., Geol. Div. Structural geology of Canadian ore deposits, 1, 284, 1948.
Stockwell C. H., Lord C. S., Halfway Lake — Beresford Lake area, Manitoba, Geol. Survey Can. Mem., № 219, 1939.
Stockwell C. H., Wanless R. K., Canadian Shield age program of the Geological Survey of Canada, Geol. Survey Can. Reprint, № 24, 1961.
Suffel G. S., Relations of later gabbro to sulfides at the Norne mine, Noranda, Quebec, Econ. Geol., 30, 905, 1935.
Tanton T. L., Stratigraphy of the northern subprovince of the Lake Superior region, Bull. Geol. Soc. Am., 38, 731, 1927.
Tanton T. L., Fort William and Port Arthur, and Thunder Cape map areas, Thunder Bay district, Ontario, Geol. Survey Can. Mem., № 167, 1931.
Tanton T. L., Map 266A, Kenora sheet, Ontario, with marginal notes, 1933.
Taylor F. C., Shethanei Lake, Manitoba, Geol. Survey Can. Paper, 58—7, 1958.
Thomson J. E., Geology of the Manitou — Stormy Lakes area, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 42, Pt. 4, 1934a.
Thomson J. E., Geology of the Straw — Manitou Lakes area, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 43, Pt. 4, 1934b.
Thomson J. E., Geology of the Rowan — Straw Lakes area, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 44, Pt. 4, 1936.
Thomson J. E., Geology of McGarry and McVittie Townships, Larder Lake area, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 50, Pt. 7, 1943.
Thomson J. E., Geology of Baldwin Township, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 61, Pt. 4, 1953.
Thomson J. E., Geology of the Mamainse Point copper area, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 62, Pt. 4, 1954.
Thomson J. E., Geology of the Sudbury basin, Ann. Rept.Ontario Dept. Mines, 65, Pt. 3, 1, 1957a.
Thomson J. E., The questionable Proterozoic rocks of the Sudbury — Espanola area, In: Gill J. E. (Ed.), The Proterozoic in Canada, Roy. Soc. Can. Spec. Publs., 2, 48, 1957b.
Thomson J. E., Geology of Falconbridge Township, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 66, Pt. 6, 1959.
Thomson J. E., Uranium and thorium deposits at the base of the Huronian System in the District of Sudbury, Rept. Ontario Dept. Mines, 1, 1960.
Thomson J. E., Maclennan and Scadding Townships, Rept. Ontario Dept. Mines, 2, 1961a.

Thompson J. E., Extent of the Huronian System between Lake Timagami and Blind River, Ontario, Roy. Soc. Can. June Meeting 1961, Program 68, 1961b.
Thomson J. E., Charlewood G. H., Griffin K., Hawley J. E., Hopkins H., Macintosh C. G., Ogrizio S. P., Perry O. S., Ward W., Geology of the main ore zone at Kirkland Lake, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 57, Pt. 5, 1950.
Thomson J. E., Williams H., The myth of the Sudbury lopolith, Can. Mining J., 80, 57, 1959.
Thomson R., Cobalt and Larder Lake, Can. Inst. Mining Met., Geol. Div. Structural geology of Canadian ore deposits, 2, 377, 1957.
Thurber J. B., Glacier Bay — Cameron Bay area, Great Bear Lake, Geol. Survey Can., Unpublished report, 1946.
Tilley C. E., A preliminary survey of metamorphosed zones in the southern highlands of Scotland, Quart. J. Geol. Soc. (London), 81, 100, 1925.
Tilley C. E., Problem of alkali rock genesis, Quart. J. Geol. Soc. (London), 93, 323, 1958.
Todd E. W., Kirkland Lake Gold area, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 37, Pt. 2, 1928.
Tolman C., Obatogamau River area, Abitibi Territory, Quebec, Geol. Survey Can. Sum. Rept. (1929), Pt. C, 20, 1930.
Tolman C., An early Precambrian sedimentary series in northern Quebec, J. Geol., 40, 353, 1932.
Tremblay L. P., Northeast part of Giauque Lake map area, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Paper, 50—18, 1950.
Tremblay L. P., Uranium City, Saskatchewan, map with marginal notes, sheets 1—2, Geol. Survey Can. Paper, 54—15, 1955.
Tremblay L. P., Uranium City, Saskatchewan, map with marginal notes, sheets 3—4, Geol. Survey Can. Paper, 55—28, 1957a.
Tremblay L. P., Ore deposits around Uranium City, Can. Inst. Mining. Met., Geol. Div. Structural geology of Canadian ore deposits, 2, 211, 1957b.
Tremblay L. P., Geology and uranium deposits of Beverlodge region, Saskatchewan, Proc. 2nd Intern. Conf. Peaceful Uses At. Energy, 491, 1958.
Tyler S. A., Marsden H. W., Grout F. F., Thiel G. A., Studies of the Lake Superior Precambrian by accessory mineral methods, Bull. Geol. Soc. Am., 51, 1429, 1940.
Tyler S. A., Twenhofel W. H., Sedimentation and stratigraphy of the Huronian of Upper Michigan: Pt. 1, Am. J. Sci., 250, 1, 1952.
Tyrrell J. B., The Coppermine country, Trans. Can. Mining Inst., 15, 503, 1912.
Tyrrell J. B., Dowling D. B., Report on the country between Athabasca Lake and Churchill River, Geol. Survey Can. Ann. Rept. (1895), 8, Pt. D, 1896.
Umbgrove J. H. F., The pulse of the earth, 2nd Ed., The Hague, 1947.
Van Hise C. R., The Crystal Falls iron-bearing district, U.S. Geol. Survey Monographs, № 36, Introduction, 1899.
Van Hise C. R., Report of the Special Committee for the Lake Superior region, J. Geol., 13, 89, 1905.
Van Hise C. R., Bayley W. S., U.S. Geol. Survey Monographs, № 28, 1897.
Van Hise C. R., Leith C. K., The geology of the Lake Superior region, U.S. Geol. Survey Monographs, № 52, 1911.
Wahl W. G., Temiscamie River area, Mistassini Territory, Quebec Dept. Mines Geol. Repts., № 54, 1953.
Wahl W. G., Lake S., Airborne magnetometer survey discovers Marmora magnetite deposit, In: Methods and case histories in mining geophysics, Can. Inst. Mining Met., 155, 1957.
Wahl W. G., Osborne F. F., Cawatose map area, Pontiac County, Quebec Dept. Mines Geol. Repts., № 44, 1950.
Walcott C. D., Notes on fossils from limestone of Steeprock series, Ontario, Canada, Geol. Survey Can. Mem., № 28, 16, 1912.
Walker T. L., Geological and petrographical studies of the Sudbury nickel district, Canada, Quart. J. Geol. Soc. (London), 53, 40, 1897.
Walker T. L., The Precambrian of Parry Island and vicinity, Geol. Survey Can. Guidebook, 5, 98, 1913.
Weidman S., The geology of north-central Wisconsin, Wisconsin Geol. Nat. Hist. Survey Bull., 16, 1907.
Wetherill G. W., Davis G. L., Aldrich L. T., Age measurements on rocks north of Lake huron (Abstr.), Trans. Am. Geophys. Union, 38, 412, 1957.
White D., The stratigraphy and structure of the Mesabi range, Minnesota, Minn. Geol. Survey Bull., 38, 1954.
Williams C., Glowing avalanche deposits of the Sudbury basin, Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 65, Pt. 3, 57, 1957.
Wilmarth G. M., Geologic time classification of United States, Geological Survey compared with other classifications, U.S. Geol. Survey Bull., № 769, 1924.

Wilson H. D. B., Structure of lopoliths. Bull. Geol. Soc. Am., 67, 289, 1956.
Wilson J. T., Some major structures of the Canadian Shield, Can. Mining Met. Bull., 42, 450, 543, 1949a.
Wilson J. T., The origin of continents and Precambrian history, Trans. Roy. Soc. Can., IV, 43, 157, 1949b.
Wilson M. E., Geology of an area adjoining the east side of Lake Timiakaming, Quebec, Geol. Survey Can., 1910a.
Wilson M. E., Larder Lake and eastward, Geol. Survey Can. Sum. Rept. (1909), 173, 1910b.
Wilson M. E., Kewagama Lake map area, Quebec, Geol. Survey Can. Mem., № 39, 1913a.
Wilson M. E., The Cobalt series, its character and origin, J. Geol., 21, 121, 1913b.
Wilson M. E., Southeastern portion of Buckingham map area, Quebec, Geol. Survey Can. Sum. Rept. (1913), 196, 1914.
Wilson M. E., Magnesite deposits in Grenville district, Argenteuil County, Quebec, Geol. Survey Can. Mem., № 98, 1917.
Wilson M. E., Timiskaming County, Quebec, Geol. Survey Can. Mem. № 103, 1918a.
Wilson M. E., The subprovincial limitations of Precambrian nomenclature in the St. Lawrence basin, J. Geol., 26, 325, 1918b.
Wilson M. E., Mineral deposits in the Ottawa Valley, Geol. Survey Can. Sum. Rept. (1919), Pt. E, 19, 1920.
Wilson M. E., The Grenville Prevambrian subprovince, J. Geol., 33, 389, 1925.
Wilson M. E., Talc deposits of Canada, Geol. Survey Can., Econ. Geol. Ser. 2, 1926.
Wilson M. E., The multiple and complementary sills and dikes at the Waite — Ackerman — Montgomery mine, Noranda district, Quebec, Trans. Roy. Soc. Can., IV, 28, 65, 1934.
Wilson M. E., Amber mica in Canada, Can. Mining J., 58, 253, 1937.
Wilson M. E., Map 559A, Madoc, Hastings, Lennox and Addington Counties, Ontario, 1940a.
Wilson M. E., Map 560A, Marmora, Hastings, Peterborough and Northumberland Counties, Ontario, 1940b.
Wilson M. E., Noranda district, Quebec, Geol. Survey Can. Mem., № 229, 1941.
Wilson M. E., Ottawa north shore, Ouyon River to Rouge River, In: Quebec Dept. Mines Geol. Rept., № 20, Geology of Quebec: 2, Descriptive geology, Dresser J. A., Denis T. C., 166, 1944.
Wilson M. E., Early Precambrian rocks of the Timiskaming region, Quebec and Ontario, Bull. Geol. Soc. Am., 67, 1397, 1956.
Wilson M. E., The phlogopite-apatite deposits of eastern Ontario and the southern Laurentian Highlands of Quebec, In: The geology of Canadian industrial mineral deposits, Industr. Minerals Div., Can. Inst. Mining Met., 6th Commonwealth Mining Met. Congr., 175, 1957.
Wilson M. E., Precambrian classification and correlation in the Canadian Shield, Bull. Geol. Soc. Am., 69, 757, 1958.
Wilson M. E., Rouyn — Beauchastel map area, Quebec, Geol. Survey Can. Mem., № 315, 1962.
Wilson M. E., Buchanan R. M., Feldspar, In: The geology of Canadian industrial mineral deposits, Industr. Minerals Div., Can. Inst. Mining Met., 6th Commonwealth Mining Met. Congr., 85, 1957.
Winchell A. N., The origin of graphite, Econ. Geol., 16, 492, 1921.
Wiwchar M. B., Consolidated Discovery Yellowknife mine, Can. Inst. Mining Met., Geol. Div. Structural geology of Canadian ore deposits, 2, 201, 1957.
Woodcock J. R., Geology of the Richmond Gulf area, New Quebec, Proc. Geol. Assoc. Can., 12, 21, 1960.
Woolverton R. S., Geology of the Lumby Lake area, Rept. Ontario Dept. Mines, 69, Pt. 5, 1960.
Wright G. M., Ghost Lake map area, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Paper, 50—13, 1950.
Wright G. M., Christie Bay, District of Mackenzie, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Paper, 51—25, Preliminary geological map with descriptive notes, 1951.
Wright G. M., Geological notes on central district of Keewatin, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Paper, 55—17, 1955.
Wright G. M., Geological notes on eastern district of Mackenzie, Northwest Territories, Geol. Survey Can. Paper, 56—10, 1957.
Wright J. F., Brockville Mallorytown moap rea, Ontario, Geol. Survey Can. Mem., № 134, 1923a.
Wright J. F., Rice Lake map area, southeastern Manitoba, Geol. Survey Can. Sum. Rept. (1922), Pt. C, 45, 1923b.
Wright J. F., Island Lake area, Manitoba, Geol. Survey Can. Sum. Rept. (1927), Pt. B, 65, 1928.
Wright J. F., Geology and copper — zinc deposits of Cold Lake area, Manitoba, Trans. Can. Inst Mining Met., 32, 65, 1929a.

Wright J. F., Kississing Lake area, Manitoba, Geol. Survey Can. Sum. Rept. (1928), Pt. B, 73, 1929b.
Wright J. F., Geology and mineral deposits of a part of northwestern Manitoba, Geol. Survey Can. Sum. Rept. (1930), Pt. 3C, 1, 1931.
Wright J. F., Oxford House area, Manitoba Geol. Survey Can. Sum. Rept. (1931), Pt. C, 1, 1932a.
Wright J. F., Geology and mineral deposits of a part of southeastern Manitoba, Geol Survey Can. Mem., № 169, 1932b.
Wright J. F., Geology and gold prospect of the area about Island, Gods, and Oxford Lakes, Manitoba, Can. Mining Met. Bull., № 244, 440, 1932c.
Wright J. F., Amisk Lake area, Saskatchewan, Geol. Survey Can. Sum. Rept. (1932), Pt. C, 73, 1933.
Wright J. F., Map 1063A, Sudbury: Sudbury, Algoma, Timiskaming, Nipissing, Manitoulin and Parry Sound Districts, Ontario, 1958.
Wynne-Edwards H. R., The structure and petrology of the Grenville type rocks in the Westport area, Ontario (Abstr.), Can. Mining. J., 80, 86, 1959.
Yates A. B., Properties of the International Nickel Company of Canada, Can. Inst. Mining Met., Geol. Div. Structural geology of Canadian ore deposits, 1, 596, 1948.
Young G. A., Iron-bearing rocks of the Belcher Islands, Hudson Bay, Geol. Survey Can. Sum. Rept. (1921), Pt. E, 1922.
Zurbrigg H. F. and Geological Staff. The Frood — Stobie mine, Can. Inst. Mining Met., Geol. Div. Structural geology of Canadian ore deposits, 2, 341, 1957.

УКАЗАТЕЛЬ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Аберфойл, сланцы 62, 65
Абитиби, группа 252—255, 264, 311, 315, 318, 321—323, 337
— лавы 322, 323, 338
— риолиты 322
Абрам, серия или группа 271
Агава, формация 276
Агардсбьерг, формация 219, 220, 224
Агпат, формация 183, 188
Аджибик, кварциты 267, 269
Айлей, известняки 63, 64, 74
Айронвуд, железорудная формация 267, 268
Айрон-Ривер, железорудная формация 266
Академикербре, группа 14, 22
Алангорсуак, габбро 134, 135
Алкхорн, известняки 15
Аликросс, группа 39, 42, 46—48
Альпе-фьорда формация 210, 218—220, 224
Амиск, группа 283—286, 288
— серия 283, 285
Амитсок, группа 120
Анимики, группа 258, 259, 268, 272, 276, 278—280, 302, 311, 317, 332—334, 344
— серия 269, 272, 278, 301
— формация 277
Аорферпек, доломиты 196
— свита 198, 199
Аппин, доломиты 62, 66
— известняки 91, 92
— кварциты 62
— полосчатая серия 62
— филлиты 62, 66
Арвона, группа 81
Арвонская серия 97
Ардгоур, гранито-гнейсы 57
Ардришиг, филлиты 62
Ариекаммен, группа 15, 25, 26
Арктик-Бей, формация 304
Арсук, группа 111, 116, 117
Арферфик, или Арферпек, доломиты 198
Ассейн, группа 340
Атабаска, группа 319, 333
— серия 289, 291—294, 299, 319, 321
Аттикамаген, группа 305
Ашуанипи, группа 305

Базис, серия 220
Бакингем, серия 239—241
Баклундтоппен, доломиты 22
— оолиты 22
Баллахулиш, известняки 63, 64, 66
— сланцы 63, 66
Бангор, вулканическая серия 81
Барага, группа 269
Бастион, формация 210, 218, 219, 222, 223
Белчер, группа 301, 347
— серия 301
Бен-Леди, группа 91
— песчаники 62, 65
Бен-Лоэрс, сланцы 62
Бен-Луи, сланцы и песчаники 62
Бен-Эагах, черные сланцы 62
Бивабик, железорудная формация 272, 279, 280
Биверлодж, серия 289
Биджики, формация 266
Биннейн, кварциты 63
— сланцы 63
Бири, известняки 98
Блейкфьелль, псаммиты 22
Блоис, формация 115—118
Блу-Маунтин, нефелиновые сиениты 325
Блэр-Атолл, известняки 63, 64
— черные сланцы 63
Бойн, известняки 62
Бойн-ди-Бейн, группа 62
Большого Невольничьего озера группа 294—297, 299, 319, 320
Большого острова группа 286
Борги, ортогнейсы 50
Бостон, железорудная формация 346
Боумор, аркозы 48
— песчаники 48
Брауп, серия 206
Брей, серия 78, 80, 82, 96, 97
Брейкуотер, кварциты 266
Брогетдаль, формация 210, 219, 220, 224
Брюс, группа 252, 259—261, 263, 265, 313, 314, 348
— серия 260, 263, 264, 314
Бугегг, слюдяные сланцы 24
Бушке, брекчии 146
Бэд-Ривер, доломиты 267

Вакехем, группа 250
Валкеп, группа 115—117, 137
Ванипигоу, группа 281
— конгломераты 280
Ванипигоу, осадочные породы 280
Варякская формация 98, 99
Васекван, группа 288
— серия 286
Вево, сланцы 267
Векуско, группа 283, 287, 324
Верхний Маркотт, или верхний гурон, серия 268

Верхняя Ветерапен, группа 22
Верхняя медеиосная серия 278
Ветерапен, группа 14, 20
— известняки 22
— кварциты 22
Вимсудден, группа 15, 25, 26
Виргиния, сланцы 272, 279, 280
Вулстенхолм, формация 196—198, 200, 210
Вульф-Ривер, формация 200, 210

Галоистоппен, доломиты и граувакки 22
Ганфлинт, железорудная формация 272, 277—280
Гардарская формация 126
Гаррон-Пойнт, группа 63
Гастингс, группа 242, 243, 245, 312, 329, 334
— известняки 312, 346, 348
— конгломераты 329
— серия 239, 246
Гауганда, тиллиты 270
— формация 257, 261, 339
Гвна, группа 79
— зеленый сланец 91
Глазгобре, граувакки 22
— кварциты 22
Гленко, кварциты 64
Гленколумбкилл, известняки 63
Глен-Слуан, сланцы 62
Гор Отин группа 300, 303
Горы Дизраэли, группа 309
— Мон-Трамблан, гранито-гнейсы 241
— Скотиа, группа 22—24
Госхампа группа 14, 15, 27
Гоулбери, группа 320
— кварциты 294, 299
Грампианских гор группы 89
Грегори, серия 224
Гренвилл, группа 239, 240, 242, 243, 246—248, 260, 287, 312, 315, 345, 351
— известняки 331, 349
— магнезиты 351
— осадочные породы 350
— серия 238, 241, 310, 312, 331
Гренвиллские гнейсы 260, 315
Гренландия, песчаники 206
— сланцы 206
Гренсесё, формация 115—118
Гринвуд, железорудная формация 266
Грусдивбре, верхние известняки 22
— группа 14, 22
— нижние известняки 22
Гудрич, кварциты 266
Гулликсенфьелль, группа 15, 25, 26

Дабаунт, серия или группа 299, 320, 321
Дайабаг, группа 39, 42, 44—49
Дайметская группа 81
Дальредская серия 32, 35, 50, 59, 62, 69, 73—75, 88, 89, 92, 95, 98
Дальредские сланцы 50
Данганстаун, песчаники 80
Данин-Виллейдж, формация 198
Дари-Хилл, кварциты 62
Датского фьорда доломиты 203, 209
Дейлегга, формация 15, 25, 26
Делоро, граниты 329
Дено, группа 305
Дёрнесские известняки 44
Джайэптс-Рэйндж, граниты 279
Дикинсон, группа 269
Дирвуд, железорудная толща 280
Диско, песчаники 193
Доассейнская группа 284
Донайфские граниты 318, 333
Донегол, известковистая группа 73
Дорэ, группа 252, 315
— конгломераты 263, 264
Досейнские граниты 271
Досиклская группа 283, 286
Дракен, конгломераты 22
Дублет, группа 304
Дубль-Мер, песчаники 127
Дундас, формация 196—198, 200, 210

Залива Виктор-Бей формация 304
— Камерон группа 294, 298, 299, 319, 320
— Линдсли граниты 298
— Генселер песчаники 194—196, 200, 206, 210
— Ричмонд группа 300, 302, 303
— Хорнби группа 298
— Элеоноры группа 210, 218, 219, 221, 223, 224
— — формация 193, 211, 213
— Эхо группа 294, 296, 298, 299, 319, 320
Зебра, серия 210, 214, 215
Зеленые сланцеватые породы 311
Земли Инглфилда, осадочные породы 194
— Кронпринца Христиана, песчаниковые отложения 207
Зигзагланд, формация 115—117

Ивигтут, граниты 146
Игалико, песчаники 130, 190, 193
Или, зеленокаменные породы 276, 278, 279, 318
Илимаусак, порфир 143
— свита 131, 141
Инглтон, сланцы 97
Исбьёрнхампа, формация 15, 25, 26
Исорток, гнейсы 177

Йеллоунайф, граниты 297
— группа 294—297, 319—321, 324, 327, 334
— серия 290, 295
Йеллоунайфские зеленокаменные породы 327

Кавендишрюгген, известняки 22
— кварциты 22
Какабека, конгломераты 278
— формация 272
Какаквабик, граниты 277
Каминистиквийская группа 278
Кампануладаль, песчаники и известняки 204, 206, 209, 210
— формация 202
Кангамиут, гнейсы 163
Канпаписко, система или группа 306
Каньона Тиллит, формация 221, 223
Кари-Чуппиг, граниты 54
Каррат-фьорда филлиты 190

Катлер, граниты 313, 314
Кашинга, граниты 247
Кевагама, группа 255
Кемпнис, граниты 285, 288
Кенора, вулканические породы 276
Киван, серия 278
Киватин (Абитиби), группа 254, 311, 318
— серия 260
Киватинские вулканические породы 273
— лавы 318
Кивино, габбро-диабазы 260
— граниты 277
— группа 276, 278, 311
— изверженные породы 314
— мафические интрузивные породы 266
— медьсодержащие породы 278
— серия 269, 270, 272, 339
Килларни, гнейсы 261
— граниты 252, 254, 261, 264, 265, 348
Киллибегс, группа 63
Кипаллу, формация 301, 346
Киписарко, группа 118, 119
Киссинью, гнейсы 283, 285, 286, 327
— гранодиориты 289
— парагнейсы 283, 286
Китлават, граниты 136
Китсигсут, габбро 136
— сиениты 134—136
Китчи, сланцы 267
Клара, серия 80
Кларксберг, вулканические образования 266
Клогуни, вулканическая группа 81
Кобальт, группа 251—253, 257—261, 264, 265, 311, 313—316, 339
— конгломераты 316
— серия 260, 264, 314
Колдекот, вулканическая серия 85
Кона, доломиты 267
Коннемара, мраморы 76
— сланцы 76, 82, 95—97
Коппер-Клифф, риолиты 261, 314
Коппермайн, серия 298
Коппс, группа 268
— формация 268
Коухит, гнейсы 62
Крати-Пойнт, группа 63
Крейггон, граниты 314
Кринан, песчаники и кварциты 62
Крото, группа 305, 308
Кул-Бей, сланцы 63
Кувинесен, зеленокаменные породы 266
Куллин, кварциты 63
Кучичинг, группа 271, 273, 321
Кучичингские сланцы 274, 318
Кузрк, группа 263

Лаврентьевская система 240
Лаврентьевские граниты 247
Лайон-Маунтин, гранито-гнейсы 345
Лаксфордские пегматиты 89
Лапорт, группа 305
Лаппесё, формация 115—117
Ледника Нюсне сланцы 206
— Сюд песчаники 206
Линвен, сланцы 63, 64
Лизард-Пойнт, метаморфические породы 83
Лэкки-Хиллс, вулканические образования 83
Линдепов-фьорд, гнейсы 124
Лоррен, формация 257
Лох-Авих, сланцы и песчаники 62
Лох-Дерг, псаммитовая группа 64, 71, 91
Лох-Мари, сланцы 40
Лох-О, фация 72
Лох-Тей, известняки 62, 65, 66, 72, 92
Льюисские ортогнейсы 89
Льюисский долерит 36
Лэни, известняки 65, 95
— песчаники 62, 65

Майют, свита 131
Мак-Дафф, сланцы и песчаники 62
Мак-Клинток, группа 309
Маленефельдт, граниты 134—136
Малл-оф-Оа, филлиты 63
Маниготаган, отложения 273, 280
Манитоба, гранитные породы и парагнейсы 318
Манату, серия или группа 271, 275
Манитунук, группа 302
Маркс, сланцы 97
Маол-эп-Фитих, кварциты 63
Мармормиген, конгломераты 208
Мартин, формация 292
Массива Вермильон гранит 277
Маттагами, группа 315
Мёгфорд, группа 304, 307, 308, 321
Мейн, кварциты 62
Меллен, граниты 268
Меномини, группа 269
Мёрдок, группа 304
Мёркебьерг, формация 218, 219, 221—224
Мёррей, граниты 314
Месаби, формация 279
Минард, кварциты 267
Мисси, группа 283, 285, 288, 324
— серия 283
Миссиссаги, группа 263, 348
— формация 314
Мистассини, группа 252, 258, 313, 317, 346
Мистери, свита 224
Мичигамм, сланцы 266
Мойн, серия или мойнская серия 32, 35, 43—45, 47, 49, 50, 53—59, 61, 62, 64, 69, 71, 73, 75, 88, 89, 92, 94—98
Мойнские гранулиты 61, 66, 68, 94
— сланцы 57
Молверн, сланцы 96
Молвернская группа 85, 86
Молвернские гнейсы 85
— диориты 87
Молверн-Хиллс, метаморфические породы 83
Мона, серия 97, 267
— система, или монская система 78, 79, 81, 82, 88—90
Монадлиа, сланцы 64
Морин, анортозиты 240, 241
— серия 239, 241
Мурчисон-Бей, формация 14, 16, 18
Мус-Маунтин, железорудная формация 345
Муссартут, свита 131, 132
Муэльв, конгломераты 98
Мыса Грос зеленая сланцевая порода 253
— Ингерсолл доломиты 194, 195, 200, 210
— Колумбия группа 309
— Лейпер доломиты 194, 195, 200, 210

Мыса Освальд формация 221
— Роусон группа 309
— Спарре формация 18
— Фарвель фация 124
— Хантсен формация 14, 16, 18, 19
— Холбек песчаники 202—204, 209, 210
— — формация 202
Мэнкс, сланцы 80, 81

Нанитон, вулканические образования 83
Нарсарсук, формация 196—200, 210
Настапока, группа 302, 303
Науйярсуит, свита 131
Негони, железорудная формация 266
Нёккефоссен, формация 219—222, 224
Нижний Маркетт, или нижний гурон, серия 268
Нижняя Ветеранен, группа 22
Нипава, вулканические породы 276
Нипигон, группа 278
— песчаники и мергели 278
Ниписсинг, габбро-диабазы 260
— диабазы 264, 339
Ноккрат, серия 78, 80, 96, 97
Нокомис, группа 286
Ноначо, группа 319, 320
— конгломераты 295
— серия 296, 297
Норвик, группа 14, 18
Норсемандаль, песчаники 202, 204—207, 210, 215
— формация 202
Нугарсук, свита 131
Нугсуака, песчаники 190
Нунарсуит, спешниты 134—136
Нунасарнак, свита 131
Нью-Харбор, группа 79

Оджишке, конгломераты 276
Озера Айленд серия 283
— Аллард анортозиты 249
— Ассейи группа 284, 288
— Балдзер граниты 284
— Бёрч граниты 314
— Британия серия 210, 215
— Вуде сланцы 253
— Кри интрузивы 285
— Мартин серия 292
— Найф группа 271—273, 276—279, 311, 318, 321
— — серия 271—274
— — сланцы 276, 277
— Ноб группа 304
— — формация 306
— Проспёрос гранит 290
— Райс вулканическая серия 280
— — группа 281, 336
— — конгломераты 281
— — лавы 280
— — серия 273
— Тимискаминг конгломераты 251
— Траут известняки 292
— Фюи доломиты 202, 204, 209, 210
— Элеоноры серия 210, 224, 225
Оксфорд, группа 283, 284, 288, 318
Оксфордбре, группа 14, 20, 22
Олд-Раднора, конгломераты 85
Олтби, группа 39
Олтби, толща 42
Опашиг, туфы 314
— формация 261
Опемиска, группа 315
Ослер, группа 278
— серия 272
Острова Константин конгломераты 15
— Уилсон группа 297, 320
— Харрис пегматиты 49
Островов Белчер группа 300, 346
— Манитунук группа 300
— Настапока группа 300, 302
Оуттадрин, группа 63

Палмер, гнейсы 267
Палмс, кварциты 267
Пебидская группа 81
— серия 97
Пебидские горные породы 93
Пейнт-Ривер, группа 269
Пейпи, группа 303
Пёквуиге, конгломераты 278
Пембрукшир, пебидские образования 92
Петара, серия 275
Петермана, серия 193, 210, 213, 224, 225
Питлохри, сланцы 62, 65
Планетфьелла, группа 14, 20, 22
Повунгнитук, группа 304, 320
Покегама, кварциты 272, 279
— формация 279
Полярисбре, верхние глинистые сланцы 22
— группа 14, 22
— нижние глинистые сланцы 22
— тиллиты 22
Понтиак, группа 252—255, 315, 318, 321
— сланцы 253
Порсангер, доломиты 28
Портаскейг, валунный горизонт 63
Портсой, группа 62
Послемиссисские интрузивные породы 288
Посленайфские граниты 318, 333
Послеоксфордские интрузивные породы 284, 288
Послесейпские граниты 271
Послесиклская группа 283
Послесиклские интрузивные породы 283
Преск-Иль, граниты 266, 268, 270
Пролива Стрэскон формация 304
— Форлани-Сунн доломиты и известняки 21

Райс-Бей, группа 276
Рамах, группа 304, 307, 308, 321
Раудстун, группа 14, 18
Раштон, сланцы 83, 84, 96
Ревдален, группа 15, 25, 26
Реки Коппермайн группа 320, 321
— — серия 294, 299
— Сиэр группа 298, 319, 320
— Хейс группа 283, 284, 288
— — серия 283
Рендвилл, доломиты 267
Рендестен, формация 115—117
Ренселер, формация 205
Ривьерадаль, песчаники 209, 210
Ричмонд, группа 302, 303
Рослэр, серия 78, 96, 97
Роув, сланцы 272, 277—279

Роув, формация 272, 280
Руэс, группа 304
Рэндвилл, доломиты 267
Рюссё, группа 14, 18
— доломиты 18

Саганага, граниты 277—279
Сан-Антонио, группа 318
— кварциты 281, 336
— формация 272, 281
Санкт-Понсфьорд, конгломераты 15
Саундерс, формация 267
Саут-Стек, группа 79
— фация 79
Сванбергфьелль, доломиты 22
Свеанор, тиллиты 18, 19
— формация 14, 16, 18
Северных нагорий верхняя псаммитовая группа 61
Северо-Грампианская группа 22—24
Сёдбери, группа 252, 261, 264, 315, 316, 328, 332
— пориты 259
— серия 259, 260, 263, 314
Сёдбери-Брюс, группа 261
Сейи, группа 271, 274
— серия 271, 276
Сеиденд, группа 91
— известняки 64
— черные сланцы и известняки 63
Сёнре-Исорток, гнейсы 160
Сёрбре, группа 20, 22
Сермерсут, гнейсы 117
Сермилик, группа 116, 120
Сиамо, сланцы 267
Сибли, группа 278
— серия 272
Сикл, группа 283, 288
— серия 286
Сил, группа 304, 308
Сиорарсуит, дуниты 163
Скалы Эддистон, метаморфические породы 83
Скарабен, кварциты 53, 91
Скардрой, ортогнейсы 50
Скеррис, группа 79
Скоддефьелль, группа 15, 25, 26
Скольфьелль, группа 15, 25, 26
Слингфьелль, граниты 25
— конгломерат 15, 27
Смутсбре, мраморы и сланцы 20, 22
Сноу, группа 284
Снэр, группа 296, 299
Сокоман, группа 304
Сондэй, кварциты 267
Сортис, группа 115, 117, 120, 137, 149
Сосайти-Клиффс, формация 304
Соудан, железорудная формация 273, 276, 311, 344
Софиебоген, группа 15
— формация 25
Спайерел-Крик, формация 221
Спейсайд, пелитовые сланцы и кварциты 63
Средняя Ветораден, группа 22
Старт-Пойнт, метаморфические породы 83
Стенёркен, филлиты 208—210
Стенструпа, филлиты 190
Стенфьелль, доломиты 24
Стёрджен, кварциты 267
Стип-Рок, группа 271, 274, 344
— серия 274
Стоби, формация 261
Стреттон, серия 83, 84, 97
Струан, плитняки 63, 64
Су, серия 260
Суккертоппен, граниты 163
Сэлодд, группа 14, 18
Сюдвейдаль, мраморы 208—210
Сюдсермилик, группа 120

Тазин, группа 289—291, 293, 294, 319, 320, 333, 348
— серия 289—291
Тайлер, сланцы 266, 268, 270
Тарскавейгская фация 94
Тейваллих, сланцы и лавы 62
Тимисками, железорудная формация 346
Тимискаминг, группа 253, 254, 315, 318, 321
— серия 242, 252, 255, 264, 332, 337, 338
Тимискамингский конгломерат 256
Товкусак, габбро-анортозиты 150
— милониты 155
Тогефьельдене, граувакки 209, 210
— формация 209
Торридон, песчаники 39
Торридонская серия 92, 94, 95, 98
Торридонские горные породы 93
— песчаники 94
Тоут-Хилл, аплитовые граниты 81
Трекант, серия 210, 214, 215
Туле, группа 196, 197, 199, 200, 204—206, 208, 211, 215, 220, 310
— формация 193, 194, 205
Турденрюгген, кварциты 22

Уайтуотер, серия 252, 259
Уайт-хиллс, группа 62
Уишарт, группа 305
Улукасик, свита 131
Улуксан, группа 304
Ульвабьерг, песчаники и тиллиты 209, 210
— формация 209
Уманак-фьорда гнейсы 189, 190
Уоррен-Хаус, группа 85
Уриконская серия 97
Уриконские горные породы 93
Уэнтнор, серия 83—85, 87, 88
Уэстпорт, грано-сиенито-гнейсы 327
— песчаники 62
Уэст-Сандс, группа 63

Фанад, валунный горизонт 63
Фанниш, ортогнейсы 50
Феррисер-Пик, группа 22—24
Фидлиш, группа 79
Фишлатер, плитняки 63
Фипляндветген, группа 14, 20, 22
Финнефельдт, гнейсы 153, 160, 161
Флеминг, группа 305
Флора, группа 14, 18, 19
Фосэльв, формация 115—118
Франц-Иосиф, свита 211
Фриг-фьорд, аргиллиты 206
Фульмарбергет, глинистые сланцы 22
Фувази, конгломераты 58
Фьорда Брёнлунд доломиты 204, 210

Хаген-фьорд, группа 205, 208—210, 215, 216, 218
Харкербре, группа 14, 20, 22
Хаус, группа 304
— формация 306
Хекла-Хук, серия 18
— формация 11—13, 16, 22, 24, 26, 28, 29, 99
Хекла-хукс, формации 11
Хелене, граниты 134—136
Хемлок, зеленокаменные породы 267
Хёферпинтен, группа 15, 25, 26
Хойл, группа 255, 315, 337
Холихед, кварциты 79, 82
Хорнби, группа 294, 299, 319—321
Хуннберг, группа 14, 18
Хурвитц, группа 320

Центрального нагорья гранулиты 61, 63
— — кварциты 62
— — псаммитовые группы 61, 63, 64
Центрум, известняки 202, 203, 209

Чарнвуд, сиениты 87, 92
Чарнвуд-Форест, изверженные породы 88
— осадочные и вулканические породы 83
Чарнская серия 97
— система 87
Чарнские горные породы 93
Чёрчилль, кварциты 283
Чидлиак, гнейсы 324
Чоукли, группа 269
Чукотат, группа 303, 304, 320

Шайра, известняки 62
Шерридон, группа 286
Шетландская метаморфическая серия 58, 89, 91
Шибугамо, группа 252, 258, 313
Шихаллион, валунный горизонт 63
— конгломерат 64
Шропшир, уриконские образования 92

Эасдаль, сланцы 62
Эйлде, кварциты 63
— плитняки 63, 64
— сланцы 63
Эйллик, группа 308
Эймфьелль, формация 15, 25
Экуалулик, группа 304
Элвик, формация 304
Эллиот, группа 263
Эмбаррас, гранит 276
Эпигген. кварцсодержащие сланцы 22
Эпуорс, группа 320
— доломиты 294, 299
Эрикс-фьорда формация 113, 128, 130—133
Эрмитдаль, серия 224
Эсколабре, гнейсы 22
— группа 20
Эта, формация 192
Эт-Тен, группа 294, 297, 299, 320

Юлианехоб, граниты 114, 122, 123, 127, 130, 131, 141

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

Абрам, оз. 274—276
Авр-Сен-Пьер 250, 347
Агпат, о-в 188
Агто-Кангек 182
Адирондак, горы 237, 239, 242, 247—249, 307, 324—327, 343, 345, 349
Айлеана'Хламхайн 90
Айлей, о-в 32, 36, 48, 62—64, 74
Айленд 283
Айл-Ройал, о-в 339
Айона, о-в 47, 48
Айрон-Ривер 269, 344
Акулиарусек 143
Алангарсуак 226
Алангуа, фьорд 154, 160—162, 165, 168
Александер, мыс 192
Алкхорнет, гора 24
Аллан-Ривер, р. 93
Аллар, оз. 347
Аллт-Койр-иэн-Деаркага 90
Алук 124
Альбанель, оз. 258, 346
Альпе-фьорд 218, 220
Аляска, п-ов 256
Амералик, фьорд 150
Амиск 283
— оз. 283
А'Мойн, оз. 55
Анакон (Тетро) 343
Анарсуит 173, 174, 176, 183
Англси, о-в 33, 76, 78—82, 86, 90
Ангмагсалик 124—126
Анджигами 254
Антрим 33, 62, 63, 71
Аппер-Канада 338
Аппин 66
Арвон 81
Аргайл, графство 35, 59, 91
Ардара 74
Ардгоур 54, 57, 91
Ардинтоул 49
Ардлайр 90
Ардлуй 91
Арднамурхан 91
Арнпрайор 241
Арсук, о-в 116—118, 121
— фьорд 146
Арферсьорфик 169, 177
Ассейи, оз. 284
Ассинт, оз. 38, 43, 44
Атабаска, оз. 282, 289—295, 319, 333, 347, 348
Атапапуской 283
Ашигами, оз. 260
Ашленд 270

Бакингем 240, 242, 349
Бакстон 76, 77
Балепетриш 90
Баллахулиш 59, 62, 63, 66, 70, 75, 92
Баллишаннон 71
Балмат 248
Балмат-Эдвардс 343
Балта, прол. 75
Банана, банка 226, 227
Бангор 81
— кряж 81
Банкрофт 242, 244, 312, 324, 325, 347, 348
Банфшир, округ 64, 68, 74, 91
Баренца, о-в 11
Барлоу, оз. 253
Барнт-Грин 85
Барра, о-в 36
Барроу, мыс 298
Басвуд, мас. 277
Батерст, зал. 299, 339
Баффинов залив 109, 228
Баффинова Земля, о-в 304, 305, 309, 310, 321, 324, 328, 334, 349
Бедфорд 246
Бейн-Брек 52
Белл, р. 342
Белчер, о-ва 300, 301, 333, 334, 346
Бельсунн, зал. 14, 25—27
Белый, о-в 11
Бен-Дронейг 53
Бенкфилд 337
Бен-Невис, гора 59
Бенсон 345
Бен-Фиэл 90
Береговые хребты 334
Бересфорд, оз. 336
Бёрнтсайд, мас. 277
Бёруош, оз. 290, 347
Бёрч, оз. 259, 279
Бессель, фьорд 216
Бетесда 81
Биверлодж, оз. 290, 291, 299, 348
Бидгуд 326, 338
Бийин-Дабхейн, гора 91
Билле-фьорд 20
Бирмингем 85
Биссетт 336
Блади-Фолс, вод. 299
Блайнд, р. 313, 348
Блайнд-Ривер 263, 347
Блейк-Дональд 350
Блуберри, о-в 250, 316
Блу-Маунтин 340
Блэр-Атолл 64, 69
Боб, оз. 340
Бовдойн-фьорд 172
Болдуин 260
Болт-Хед, мыс 87
Больё, р. 295
Большое Медвежье оз. 282, 294, 296—299, 319, 347, 348
— Непольничье оз. 282, 293—297, 319, 333, 334
Большой о-в 19
Бостон 346
Бошастель 257
Брайан, оз. 290
Брамптон-Брайан 33, 85
Бреде-фьорд 130
Брей 33, 76, 79, 80
Брёплунд, фьорд 204
Бреневинс-фьорд 19
Бристоль 34, 345, 346
Британия, оз. 215
Британские о-ва 5, 6, 9, 10, 31—99
Брогетдаль 220
Бродер 261
Броквилл 247
Броман 306
Бругхем 350
Брюс 310
Буксе-фьорд 147, 149, 151, 152
Бутия, п-ов 308, 309
Бухан 69
Бьенвиль, оз. 300
Бэр, оз. 294, 285
Бэтти, оз. 285

Вабигун 275
— оз. 274
Вабуш, оз. 249
Вагаватт 99
Вант 322, 323
Валенсберг-фьорд 18, 19
Валь-д'Ор 337, 338
Вейде-фьорд 20
Вейт 255
Векуско 283
— оз. 285, 286
Великие озера 271
Верголен, мыс 20
Вермильон 275, 276, 318, 344
— массив 277, 345
— оз. 274
Верхнее оз. 237, 251, 253, 263, 265, 268, 270, 271, 274, 277—280, 302, 310, 311, 313, 316—318, 321, 332—334, 339—341, 344
Виннипег 276, 340
— оз. 280, 318, 334
— р. 276, 281
Висконсин, штат 265, 270, 317, 344
Внешние Гебриды, о-ва 36, 45, 46, 49, 89
Внутренние Гебриды, о-ва 36
Восточно-Гренландское течение 107
Вудс, оз. 275, 311
Вулстенхолм, о-в 196
Вулстенхолм-фьорд 192, 193

Гамильтон, зал. 307
Ганфлинт 279
— кряж 344
— оз. 279
Гарон-Лейк 342
Гастингс 243—246, 330, 352
— нагорье 244
Гаутанда 339
Геко 341
Геолог-фьорд 218, 220, 221
Гилмор 249
Гладстон 263
Глейсель 49, 50, 53, 56
Глен-Каррон 57
Гленколумбкилл 72
Гленмор 91
Глен-Стратфаррар 50, 53
Глен-Тилт 36
Глентис 74

Глен-Уркварт 50
Гленц-Дессари 50
Глинтон 87
Глостершир, графство 86
Гог, гора 224
Гогибик 265—268, 270, 344
Годбу 249
Годфри 254
Годхавн 184, 186
Голд-Игл 336
Голдфилдс 290, 291, 293, 319
Гордон, оз. 334, 336
Готхоб 150, 151, 153, 226, 227
Готхоб-фьорд 147, 150—152, 165, 168
Грампианские горы 35, 36, 49—51, 57, 59—63, 66, 67, 69, 74, 75, 89, 95
Грант 277
Греде-фьорд 149
Грейс, зал. 298
Грейт-Молверн 33
Грейт-Уэйл, р. 346, 347
Гренвилл 240, 242, 259, 286, 315, 321, 324, 332, 333, 351
Гренвилл, оз. 283, 284
Гренландия, о-в 5—10, 29, 107—235
Гренландское море 11
Греннедаль 140
Гренсланд 114—119, 121
Гросе-Клетт, гора 90
Гудзонов зал. 236, 281, 283, 286, 300—303, 333, 334, 340
— прол. 300
Гудро 264
Гуз, зал. 307
Гуло, оз. 291, 292
Гумбольдта, ледник 192
Гунбьёрн, гора 107
Гурон, оз. 251—254, 259—263, 265, 268, 271, 274, 281, 310, 313, 314, 316—318, 332, 348
Гэрлох 39, 40, 42

Дабаунт, оз. 293
Данкелд 64, 65
Дархем, утес 215
Датский фьорд 201, 202, 204, 206—210, 215
Де-Боннар 306
Девисов пр. 109, 152, 228, 256
Делоро 329
Дёрнесс 44, 49
Дестор 253—255, 315, 337
Джайэнт-Йеллоунайф 336
Джайэнте-Рэйндж 277
Джейнилл 345
Джемса, зал. 300
Джонс, мыс 302
Джорджиан-Бей, зал. 250, 251, 259, 261
Дикинсон 270
Дилл 261
Дания, зал. 34
Диско, зал. 170, 173, 176, 183, 184, 186, 187, 190
— о-в 184, 186, 187
Дон-Джон 340
Донегол, графство 61—63, 69—75, 91
Дорсет, мыс 328
Дорэ, р. 251, 311
Драйден 261, 275
Драйхилл 93
Дублин 80
Дуве-фьорд 19
Дулут 278, 279
— мас. 277
Дун-Готт 90
Дупрат 254, 255
Дюбюиссон 338
Дюфо, оз. 341

Елл, о-в 58

Жаннен, оз. 347

Западные нагорья 323
Западный Шпицберген, о-в 11—13, 16, 22, 23, 25, 27, 29, 99
Земля Вашингтона 195, 201
— Германия 211
— Гросе 216, 218, 219, 227
— Инглфилда 192—198, 200, 201, 205, 206, 208, 210, 220
— Кнуда Расмуссена 107
— Королевы Луизы 201, 210, 211, 213, 215
— Короля Карла, о-ва 11
— Кронпринца Христиана 5, 201, 202, 207—210, 215, 216, 218
— Ливерпуль 211
— Пауля Штерна 219
— Пири 5, 197, 201, 203, 204, 206—208, 210
— Принца Карла, о-в 11, 12, 22, 24, 28
— Прудхо 192
— Стриндберга 221—223
— Уормингa 201
— Элсмира 192, 197

Иби 338
Ивиангусат 142
Ивиттут 114, 116, 118, 120—123, 127—130, 136, 137, 139, 140, 145, 147, 157, 226, 227
Игалико 113
Иган, порог 325
Игл, оз. 275
— р. 270
Изида, мыс 19
Ика 140
Икамиут 176
Или 277
Илимаусак 140—143
Инвернесс 75
Ингалтон 33, 76, 77
Инглфилд, зал. 192, 201
Индепенденс-фьорд 201—203, 206
Индии, оз. 334
Иншовен 63
Ичнадамф 44
Ирландское море 76, 78, 79, 97
Исорток, фьорд 132, 133
Исуамиут 173, 174
Ис-фьорд 15, 16, 22, 24, 25, 28
Итивдлек 147, 163, 165, 170, 182, 183
Итивдлек, фьорд 169, 181
Итивдлингуак 182

Йеллоунайф 282, 290, 293—297, 319, 327, 334, 336
— зал. 295
— р. 295
Йорген-Брёнлунд, фьорд 203
Йорк, мыс 192, 193, 196, 197, 200, 201, 208
— р. 325, 326

Каватоса 250
Кадиллак 337
Казан, р. 220
Кайнгорм, горы 67
Какаквабик, мас. 277
Какарсуак 143
Какоторсуак 182
Калабожи 350
Каладар-Стейшен 242, 243
Каледонский канал 50
Калифорния-Лейк 284
Калландер 65
Кальюмет 351
Камарулук-фьорд 188
Камберленд, зал. 309, 324, 328
Камселл, р. 298
Кангатсиак 176, 177
Кангердлуарсук, фьорд 141, 142, 177, 181
Кангердлугсуак 125
Кангердлугсуатсиак, зал. 125, 126
Кангиа-фьорд 160
Каншаписко 300
Каниимити, р. 250
Караяк, ледник 184
Каргайл, о-в 284
Кардифф 31, 241, 348
Кар-Карадок-Хиллс 84
Карнарвон 33, 81
Карнарвоншир, графство 76, 81
Карисор, мыс 80
Кари Чуиншет 74
Каррат, о-в 189
Каррат-фьорд 186, 187, 189
Катлер 259
— мас. 263
Квапефельдт 129, 145
Квебек, пров. 238, 240—242, 250, 253—257, 297, 300, 303—306, 311, 313, 315, 318, 321, 322, 326, 328, 337—339, 341—343, 345, 347—351
Кейп-Смит 300, 303—305, 320, 333, 334
Кекеко, оз. 257
Кемларен 336
Кемпбелл-Ред-Лейк 336
Кемпбелл-Шибугамо 343
Кендал, мыс 299
Кенеднен-Малартик 338
Кенора 271—274, 318
Кенсингтон 10
Кент, мыс 196
Кёрклеид-Лейк 251, 253—255, 315, 337, 346
Керол, оз. 347
Керр-Аддисон 338
Кетилс-фьорд 111
Киватин 220, 282, 320
Кивино, мыс 270
— п-ов 339
Килангарсуит, о-в 151, 154
Килдонан 91
Килларни 259, 328
— зал. 254
Килтифаннан-Лох 72
Кингстон 85, 246
Кинлох 93
Киптайл 52, 55
Киптайр, п-ов 66
Кипава, оз. 250, 316
Киписарко, прол. 118
Киркмихаэль 61, 66
Киссинью, оз. 285—287
Клабах 90
Клаверинг, о-в 211
Клайд 309, 328
— фьорд 328
Кларендон 243
Клерици 255
Клифтон 345
Клу, зал. 71, 73, 76
Клэр, о-в 32, 73
— р. 243, 244, 329, 330
Кобальт 251, 253, 311, 348
Коббермине, зал. 114, 119, 122
Коббер-фьорд 150
Коваль 59, 91
Колдуэлл 318, 334
Колл, о-в 40, 47, 90
Колонсей, о-в 35, 47, 48
Конг-Оскарс-фьорд 211, 222
Конгс-фьорд 13, 24, 25
Коннемара 33, 76, 77
Кон-Рикон 336
Консолидейтед-Вооа 341
Консолидейтед-Дисковери 336
Константин, о-в 25, 26, 28, 29
Копенгаген 189
Коппер, горы 299
Коппермайн, р. 282, 294, 295, 297, 298, 319, 339
Коппер-Ренд-Шибугамо 343
Корейджес, оз. 296, 334
Коркут 150
Корнок 117
Кородсуак 189
Коррихармейг 75
Коченаур-Уилланс 336
Крейг 351
Крейгмонт 351
Кринглерне 142
Кристал-Фолс 266, 267, 270, 344
Кристи, зал. 297
Кристиансхоб 176, 183
Кросс, оз. 253
Крото, оз. 307, 308
Куайон 241
Кугсук 154
Куервайнсхавн 186
Куинсборо 245
Куигпат 137
Куприс 340
Куэмонт 341
Куэрк, оз. 263, 264, 313, 347, 348
Кьюайопа 279, 280
— кряж 344
Кэльюмет, о-в 343
Кэри-Эйг 50

Лабрадор, п-ов 127, 238, 250, 300, 303—307, 320, 321, 327—329, 339, 340, 347, 348
Лабрадор-Сити 347

Лаврентьевское нагорье 240, 324, 326, 328, 349—351
Ла-Гранд 300
Лайон-Маунтин 345
Лак-де-Гра, оз. 296
Ла-Клош, горы 328
Ла-Корне 254, 348
Лаксфорд, зал. 39
Ламак 338
Ламби, оз. 275
Лапарк 331
Ланге 158
Лангё, о-в 189
Лардер, оз. 338
Ларч, р. 307
Леба-Бхалтайр 91
Леди-Франклин, бухта 18, 19
Лейтс 337
Лестершир, графство 87, 93
Лестхоп 286
Лехт 74
Либберс-Хилл 91
Лизард, мыс 33, 87, 88
— п-ов 87, 88
Ликки-Хиллс 33, 85
Лик-на-Сгроба 90
Лилле-Караяк-фьорд 184
Лилле-Эльв 142
Линденов-фьорд 124, 125
Линли 84
Линн, оз. 282, 284, 286, 288, 340
Линнея, мыс 14, 26
Литл-Лонг-Лейк 337
Лланливни 81
Ллансэдвин-Чёрч 90
Ллейн, п-ов 76, 78—81
Ллехкинферу-айдд-Чёрч 90
Лобсток, зал. 275
Логнесет 26
Ломме, зал. 20
Лонг-Лейк, оз. 318
Лонг-Маинд, плато 84, 86, 88 97
Лондон 10
Лоунт 250, 316
Лохабер 64, 66
Лох-Блейн 91
Лох-Дерг, зал. 91
Лохинвер 41, 94
Лох-Инхард, зал. 90
Лохкаррон 45
— оз. 38
Лох-Кишорн, оз. 44
Лох-Лагган, оз. 68, 69
Лох-Лаксфорд 49
Лох-Ливен, оз. 61
Лох-Линне, зал. 33, 57
Лох-Ломонд, оз. 91
Лох-Мари, оз. 36, 39, 40, 42, 45, 48, 52, 90
Лох-на-Даль, зал. 93
Лох-Невис, оз. 75
Лох-О, оз. 59, 63, 64
Лох-Сунарт, залив 74, 75
— мыс 91
Лох-Торридон, зал. 39—42
Лох-Туммель 67
Лох-Файн, зал. 74
Лох-Эри, оз. 61, 71, 75
Лох-Эрриболл, зал. 32, 44
Лох-Этиве 59
Льюис, о-в 36, 45, 46
Мадаваска, нагорье 244
Мадок 241—246, 312, 327, 329, 330, 339, 352
Мадсен-Ред-Лейк 336
Майнвилл 345
Майортарсуатснак, мас. 188
Мак-Альпин 298
Мак-Вейг, оз. 286
Макензи 282, 319
Макензи-Ред-Лейк 336
Мак-Кей, гора 280
Макковик 348
Мак-Леод-Кокшёт 337
Мак-Пиш 260
Мак-Тавиш-Арм, зал. 298
Мак-Уоттерс 256, 338
Малартик 253, 315
Малин, мыс 71
Малл, о-в 47, 55
Маллоритаун 247
Маманизе, мыс 339
Маникуаган, оз. 250
— р. 249
Манитоба, провинция 272, 273, 276, 280—287, 289, 292, 318, 319, 324, 327, 333, 336, 340
Манитсок, о-в 176
Маниту, оз. 275, 276
Манитунук, о-ва 300
Манитуэдж 251, 341
Маркетт 266—269, 317, 344
Маркфилд 93
Мармора 241, 244, 246, 312, 329—331, 339, 345
Марморатон 345
Марморилик 186, 188
Марси, горы 248
Мартин, оз. 290—292
Мартли 87
Матамек, оз. 249
Мёгфорд, мыс 307
Медвежий, о-в 5, 6, 10—12, 16, 28
Мейн 300
Мейнленд, о-в 58, 75
Мейо 62, 63, 71, 73
Мелвилл, зал. 184
— п-ов 308, 309
Менди 285, 340
Меней 90
Меномини 266, 267, 269, 344
Меррилл-Айленд 343
Месаби, хр. 279, 280, 344
Мидгордсормен 201
Мидсоммер, оз. 203, 204
Милл-а'Хиуллин 91
Милфорд-Хейвен 81
Миннесота, штат 270, 272, 273, 276—280, 318, 344, 345
Миннитаки, оз. 275
Миссиссаги, р. 251
Мистассини, оз. 251—253, 258, 303, 313, 320, 332, 346
Мистери, оз. 284, 288, 340
Миттагами, оз. 342
Миттагами-Лейк 342
Митуен 325, 351
Мичиган, штат 265, 268—270, 311, 317, 339, 344
Мишипикотен 251—254, 263, 264, 315, 344
— о-в 339
Мишипикотен-Ривер 264

Моген-Хейнесопс-фьорд 124
Мондарт 91
Мойра, оз. 329, 352
Молперн-Хиллс 85, 86
Монреаль 240, 241, 315
Монтебелло 241
Монтобан 343
Моран, оз. 348
Морар 52, 54, 55
Мори-Фёрт, зал. 33
Мосс 241
Мурчисон-фьорд 16, 18
Мус-Маунтин 345
Муссартут 131
Мьёса, оз. 98
Мэн, о-в 33, 80

Нагсуак, п-ов 187, 190
Нагсугток 107, 172, 177, 180
Нагсугтута, фьорд 177
Надежды, о-в 11
Найтон 85
Найф, оз. 276, 277
— р. 286
Нанитон 33, 85
Нанорталик 111, 119, 120, 122, 123
Напассок, архип. 160—162
Нарсак 140, 141, 143
Нарсарсук 199, 200
Настапока, о-ва 300, 301
Наташкуан, р. 250
Науйякасик 142
Науйярсуит, гора 131
Неке 197
Нёккефоссен 220
Неноки 268
Нерна, фьорд 121, 122
Нёрре-Исорток 172
Нёрре-Стрём-фьорд 178
Ни, оз. 284
Нигос 336
Низкий, о-в 18
Нилон 261
Нипигон, зал. 278
— оз. 337
Ниписсинг, оз. 260
Нитчекуон 300
Новая Фрисландия, п-ов 13, 14, 16, 20—22, 28, 29
Нок-эн-Тайр 90
Ноначо 319
— оз. 295
Нор-Акме 284
Норанда 251, 315, 322, 323, 341, 343
Норбек 341
Нордкап, мыс 19, 99
Нордланд 152—154, 160, 169
Норметаль 341, 342
Нортгемптоншир, графство 87
Нортерн-Импайр 337
Нортерн-Лайт, оз. 318
Порт-Крик 87
Порт-Стар 340
Потр-Дам-ду-Ашж 343
Нуа 152, 153
Нугарсук 131
Нугсуак, п-ов 186, 188
Нунарсуит, о-в 112, 127, 128, 133
Нунасарнак, п-ов 131, 142
Нунасарнаусак 143
Нью-Дикенсон 336
Нью-Кэльюмет 343
Ньютонмор 69, 75
Нью-Хоско 342
Нью-Шил 91

О'Брайен 338
Оджибуэй 253
Озерный район 76
Озима 263
Оксфорд, оз. 283, 284
Оксфорд-Хаус 284, 288
Олдермек 341
Олд-Радиор 85
Оленье оз. 283
Омега 338
Омпаха 243, 249
Онаппинг, оз. 257
Онтарио, провинция 239, 241—247, 253—255, 274, 276, 278—281, 297, 311, 313, 315, 323—332, 334, 337—342, 344, 345, 347—352
Опазатика, оз. 253
Опемиска-Коппер 343
Опхилл, оз. 276
Оркнейские о-ва 49, 57
Оронсей, о-в 47
Орчан 342
Осло 11, 133, 134, 136
Осо 246
Отиш, горы 300
Оттава 343, 346, 349
Оттава, р. 239—242, 246, 247, 310, 312, 324, 343, 345, 346, 349, 351

Падарн, кряж 81
Палмерстон 249
Папаш, оз. 328
Париж 11
Паркин 263
Парри, зал. 316
— о-в 250
Парри-Саунд 250, 260
Патриция 336
Педайргроесион-килн 90
Пейн, зал. 306
Пемброукшир, графство 33, 76, 81, 82, 92, 93
Пеннинские горы 76
Пеноки 265
Пенэл 313
Пеппилер, оз. 250
Перис, гора 82
Петерборо 351
Петерман, гора 312
Петермана, хр. 224
Пикл-Кроу 336
Писека, оз. 247
Питерборо 87
Питч, оз. 348
Платен, мыс 19
Плевна, оз. 243
Покегама, оз. 279
Померой 77
Поттиак 250
Понтсфорд 84
Попьюлёс, оз. 275
Поркьюпайн 77, 251, 253—255, 311, 315, 337

Порт-Артур 278
Порт-Гаррисон 303
Порт-Генри 345
Портер 314
Портидж, оз. 270
Порт-Радий 348
Портсой 66, 75, 91
Примроз-Хилл 84
Принс-Кристиан-Сунн 123
Принца Уэльского, о-в 309, 310
Принцессы Каролины-Матильды, горы 207
Пронто 313
Проспёрос, оз. 297
Пуэнт-дю-Буа 281

Радиор 33
Радноршир, графство 85
Райдер, оз. 318
Райерсон, оз. 281
Район, оз. 297
Райс, оз. 281, 336
Райт, гора 239, 249, 250, 307. 312, 347
Рам, о-в 47
Рамах, зал. 307
Расей, о-в 46
Рат, мыс 33, 39
Ратерглен 349
Рауан, оз. 275
Реглан 351
Ред-Лейк 336
Ред-Лейк-Голд-Шор 336
Рейднор 342
Рейни, оз. 271, 274, 276, 317, 327
— р. 271—274, 317, 318
Рейн-фьорд 19
Рекин 84
Релайанс 297
Рендфру 350
Ренселер, зал. 206
Риго, горы 242
Рид 283
— гора 303, 307
Рикошиха 90
Ритчи-Фоллс 313
Рифколь-Уманак 182
Ричардсон, мыс 299
Ричмонд, зал. 300, 301, 303
Родебай 187
Родиль 90
Родон 245
Ромен, р. 249, 250
Рона, о-в 33, 46, 90
Роневаль 49, 90
Рослэр 33, 76, 79, 80
Роспорт 318
Росс, оз. 296
Рудха-Дубх 91
Рудха-на-Магах 68
Руин 254, 256, 322, 323
Рэт-Рут, зал. 271

Саганага, мас. 277
Сагеней, р. 239, 249
Саками, оз. 300
Сан-Антонио 336
Санерут 117—119
Санкт-Йонс-фьорд 14, 24
Сардлок 123
Саркадлит, о-в 176
Саскачеван, провинция 283, 286, 289—292, 319, 320, 333, 347
Сатерленд, графство 57, 75, 91
Саундерс, о-в 200
Саутгемптон, о-в 309
Св. Лаврентия, зал. 250, 332, 347
— р. 236—238, 247, 249
Северное море 32
Северные нагорья 49—55, 57, 58, 61, 69, 75, 89, 94—96
Северный прол. 316
Северный Льюис, о-в 46
Северо-Восточная Земля, о-в 11, 12, 14, 16, 17, 19
Северо-Восточный кряж 346
Северо-Западные нагорья 30, 35, 36, 39, 49, 52, 93, 94
Северо-Западные территории 296, 320, 327, 339, 347
Седбери 251, 259—261, 265, 314—317, 328, 340, 345
Сейн, р. 271
Сенатор-Руин 338
Сенве, оз. 274
Сенденд-Харбор 91
Сендлодж 75
Сёнре-Исорток 153, 162, 168, 171
Сёнре-Стрём-фьорд 147, 163, 170—172, 181, 182, 227
Сент-Брайдс, зал. 81
Сент-Дейвидс 81
Сент-Джон, оз. 240
Сент-Урбан 249
Сент-Айлес 250
Сермерсок 123
Сермерсут 121
Сермилигарсук, зал. 121, 122
Сермилик, фьорд 111, 120, 125, 126, 130, 131, 140, 149
Серпент, п-ов 259
Сикл, оз. 285
Сил, оз. 307, 339, 340
— р. 284, 286
Силвер, о-в 278, 280
Силвер-Лиф 318
Спорарсуит 142, 143, 163, 164
Спишвеск, оз. 340
Сиско 338
Спусасигсак 184
Скай, о-в 36, 45—47, 93, 94
Скалистые горы 334
Скардрой 53, 55
Скаури 41, 42
— зал. 39
Скво, зал. 280
Скорсби, зал. 107
Слайго 71
Слив Леаге, п-ов 71
Слиох 42
Слит, п-ов 46, 47
Сноу, оз. 282—284
Сноубенк 277
Сноудрифт 297
Снэр, р. 295, 296, 319
Солт-Сент-Мари 259, 260, 263, 317
Сомерсет, о-в 309, 310
Сорг-фьорд 20
Соррель, гора 87
Соубилл, оз. 306

Спей, р. 64
Сплит, оз. 284
Спрагг 263
Спрус, р. 286
Стадакона 338
Станнер 85
Старт, мыс 33, 87, 88
Стерджон-Ривер 337
Стил-Рок, оз. 274, 344
Стонхейвен 32
Стор 48
Стордаль 186
Сторёен 188
Сторми, оз. 275
Сториоуэй 46
Стоуни, гора 276
Страбан 72
Стрейти 346
Стрейт-Кон 346
Стромнесс 33, 57
Строншиан 74
Строу, оз. 275
Суккертоппен 130, 163, 164, 166, 167, 171
Суллом 75
Су-Лукаут 275
Сунгаусак-Арферьорфик 182
Сюдпрёвен 119, 122, 123

Тазин, оз. 291
— р. 289
Тайндрем 74
Тайри, о-в 40, 47, 48, 90
Талерулик 160—162
Тандер, зал. 272, 273, 341
— оз. 275
Тарбат 91
Тасек 143
Тасермуит, фьорд 119, 123
Таттл, оз. 250
Телстон, р. 289
Тёммерманнес, о-в 182
Темплтон 240
Тессалон, р. 251
Тимагами, оз. 313, 315, 320, 332, 346
Тимискаминг 256, 257, 297, 311, 315, 346
— оз. 251—255, 257, 258, 260, 261, 264, 265, 271, 277, 310, 313, 315—317
Тингмиармиут 124, 125
Тирон 33, 76, 77
Товкусак, п-ов 154, 157—159, 165
Товкусап 7, 8, 153, 155, 156, 162
Томбилл 337
Томпитаул 64, 74
Томпсон 282—284, 288, 340
Торридон 39
Торсукатак 187, 190
Тортон 114, 121
Трамблан, оз. 241
Траут, мас. 277
— оз. 292
Трегарон 81
Тремпинг, оз. 284
Туттуток 132, 133
Туле 192—194, 196, 198, 200, 204, 206, 210, 220
Тунугдлиарфик, фьорд 127, 130, 131, 140, 141
Туперсуатсиак 142
Тюдор 249

Уайт, о-в 34
Уайт-Пайн 339
Уайтфейс, горы 248
Уайтфиш, зал. 275
— оз. 280
Уайт-Эмьюлет 341
Увдлисаут 190
Увкусигсат 184, 189
Увкусигсат-фьорд 189
Уивфаг, п-ов 152, 160
Уилд 34
Уилрой 341
Уист, о-в 46, 58, 75, 91
Уманак, о-в 184, 186—188
Уманак-фьорд 183, 184, 186, 188—190
Унгава, зал. 303, 306
— п-ов 303
Уобишкок, оз. 285
Уобуш, оз. 307, 347
Уокефилд 349, 351
Уопапитей, оз. 259—261, 314
Уорчестер 87
Уоскайовака, оз. 284
Уотерфорд 34
Упернивик, о-в 189, 190
Урал, горы 7, 99
Уэйкхем, зал. 300, 303—305, 320, 333, 334
Уэксфорд 33, 76, 79, 80
Уэлдон, бухта 285
Уэльс 31, 32, 34, 78, 82, 97
Уэстпорт 330, 331

Файл, оз. 284, 285
Файн 345
Файнтаун 74
Фанад, мыс 72
Фаннин 53, 55
Фарадей 348
Фарвель, мыс 123, 124, 130
Фергусон, оз. 348
Фервигехави 149, 152, 165
Фери-Крик 270
Фетлар, о-в 58
Фингер, оз. 306
Финдхорн, р. 64
Фискенес 149
Фискенесет 165
Фиске-фьорд 152—154, 159, 160, 165, 168, 169, 227
Фламфлон 282—285, 288, 324, 340
Флоренс 266, 267
Фокс, п-ов 309
Форель, гора 126
Форлани-Сунн, прол. 22
Форси, оз. 291, 292
Форт-Вильям 59, 62, 63, 280
Франц-Иосиф, фьорд 211, 218, 222
Франьяи, оз. 347
Фредериксдаль, мас. 127, 130
Фредериксхоб 122, 130
— ледник 112, 121, 122, 130, 147, 149, 150, 165
Фьюри-энд-Хекла, прол. 309, 328
Фюн, оз. 202

Халибёртон, 242, 244, 325
— нагорье 244, 332
Хаммондсвилл 345

Хангерфорд 243, 330
Хантер 85
Хантингдон 352
Хардрок 337
Харрингтон 351
Харрис, о-в 90
Хасага 336
Хаттон 263
Хекла, зал. 208
— прол. 209
Хекла-Хук 20
Хелмсдейл 75
Хемминг, оз. 286
Херб, оз. 283, 284
Херефорд-Бикон 86
Херефордшир, графство 85
Херон, зал. 341
Хеттон 345
Хилтон 345, 346
Хинлопен, прол. 13, 18, 20
Хинчбрук 246
Хови 336
Холихед 82
Холлоуэй 254
Холстейнборг 169, 170, 172, 181, 182
Хоп-Боудлер 93
Хондейл 328
Хорн 341—343
Хорнсунн, зал. 13, 14, 25, 28, 29
Хортон-ин-Рибблсдейл 77
Хотта, оз. 299
Хоут, п-ов 33, 76, 80, 82
Худ, р. 299
Хуидс-Ойланд, о-ва 173, 183

Центральное нагорье 61, 64

Чаипавала 49
Чарливуд-Форест 33, 87, 88, 93
Чепел-де-Дейл 77
Чермсайд, о-в 19
Чёрчилль 283, 286
Чёрч-Стреттон 32, 33, 83, 84
Четс, оз. 346
Чоркбак, зал. 309

Шерридон 282—286
Шерритт-Гордон 340
Шетланд, оз. 286
Шетландские о-ва 33, 49, 58, 75, 91, 92
Шибугамо 315, 343
— оз. 251—253, 258, 342
Шибугамо-Эксплорерс 343
Шист, оз. 341
Шихаллион 66, 67, 69
Шлей-фьорд 204
Шонниган-Фолс 241
Шольдунгебре 220
Шор 254
Шотландия 5—7, 53, 61—63, 69, 72, 76, 95, 97
Шоул, оз. 271
Шпицберген, о-ва 5, 6, 9—12, 14, 20, 29, 99
Шропшир, графство 32, 76, 82, 83, 92, 93
Шрусбери 83

Эдингеде-фьорд 163
Эгедесминне 169, 172, 173, 176, 186
Эдж, о-в 11
Эдуардс 248, 345
Эйлмик, зал. 307, 308
Экалуит 140
Эко, оз. 263
Экорфат 188
Экстремхукен 19
Экутит, о-в 174

Элбоу, оз. 286
Элеоноры, зал. 224
— оз. 212
Элла, о-в 223
Эллиот, оз. 263, 332
Элсмира, о-в 309, 310
Эльдорадо 348
Эмбарасс 276
Эпард, бухта 39, 48
Эпи, оз. 291
Эпуорс 298, 299
Эрикс-фьорд 130
Эспанола 261, 263, 264
Эта 192, 195, 197, 201
Эхо, оз. 313, 332

Юго-Восточная бухта 176
Южный Харрис, о-в 45, 46, 49, 90
Юлианехоб 11, 128, 130, 226
Юрга 90
Ютик 285
— оз. 285

Якобсхавн 184, 187
Якобсхавн-ис-фьорд 169, 182, 184, 186, 187

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ К РУССКОМУ ИЗДАНИЮ 5
ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА 10
ДОКЕМБРИЙ ШПИЦБЕРГЕНА И ОСТРОВА МЕДВЕЖИЙ. *Т. С. Винчес* 11
ДОКЕМБРИЙ БРИТАНСКИХ ОСТРОВОВ. *Дж. Г. К. Андерсон* 31
ДОКЕМБРИЙ ГРЕНЛАНДИИ. *А. Бертельсен, А. Ню-Нюгорд* 107
ДОКЕМБРИЙ КАНАДЫ (КАНАДСКИЙ ЩИТ). *М. Е. Уилсон* 206
УКАЗАТЕЛЬ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ 370
УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ 375

«НАУКИ О ЗЕМЛЕ»

т. 7

ДОКЕМБРИЙ КАНАДЫ, ГРЕНЛАНДИИ, БРИТАНСКИХ ОСТРОВОВ И ШПИЦБЕРГЕНА

Под редакцией *К. Ранкама*

Редактор *Г. П. Романович*. Художник *А. В. Шипов*. Художественный редактор *Н. А. Фильчагина*. Технический редактор *А. Д. Хомяков*

Сдано в производство 4/XI 1967 г. Подписано к печати 29/IV 1963 г. Бумага тип. № 1. 70×108¹/₁₆=12,0 бум. л. Усл. печ. л. 33,6, уч.-изд. л. 35,42. Изд. № 5/4067. Цена 2 р. 75 к. Зак. 1371. Темплан изд-ва «Мир» 1967 г., пор. № 150

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
Москва, 1-й Рижский пер., 2

Московская типография № 16 Главполиграфпрома Комитета по печати при Совете Министров СССР
Москва, Трехпрудный пер., 9