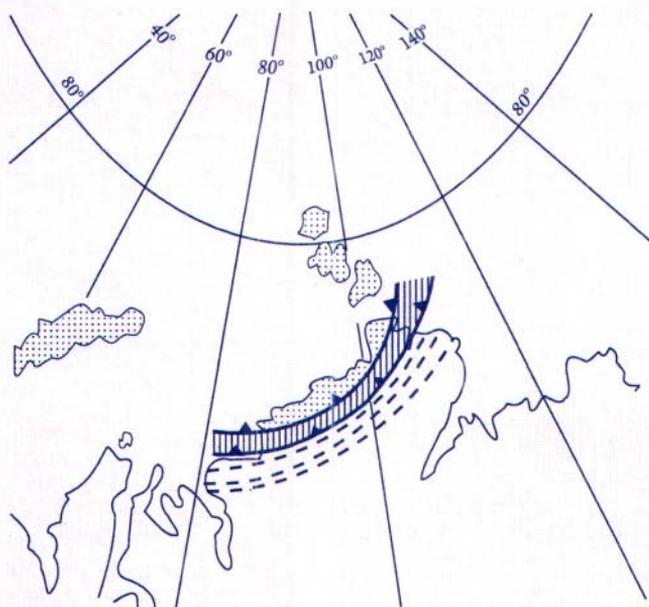


**В.А. ВЕРНИКОВСКИЙ**



**ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ  
ТАЙМЫРСКОЙ  
СКЛАДЧАТОЙ  
ОБЛАСТИ**

НОВОСИБИРСК 1996



**RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
SIBERIAN BRANCH**  
UNITED INSTITUTE OF GEOLOGY, GEOPHYSICS  
AND MINERALOGY

---

TRANSACTION, ISSUE 831

V. A. VERNIKOVSKY

**GEODYNAMIC EVOLUTION  
OF TAIMYR FOLDED AREA**

Scientific editor  
academician *N. L. Dobretsov*

Novosibirsk  
Published by Siberian Branch RAS  
SPC UIGGM  
1996

**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ**  
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ  
И МИНЕРАЛОГИИ

---

ТРУДЫ, ВЫПУСК 831

**В. А. ВЕРНИКОВСКИЙ**

# **ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ТАЙМЫРСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ**

Научный редактор  
академик *Н. Л. Добрецов*

Новосибирск  
Издательство Сибирского отделения РАН  
НИЦ ОИГГМ  
1996

**Верниковский В. А.** Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области / РАН, Сиб. отд-ние, Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии. Научный ред. академик Н. Л. Добрецов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.

Рассматривается геологическое строение и предлагается новая геодинамическая модель формирования земной коры Таймырской складчатой области — одной из крупнейших структур Арктики. Приводятся новые петрологические и геохимические данные по офиолитам, островодужным и коллизионным (магматическим и метаморфическим) комплексам. Обсуждаются особенности металлогении основных структурных зон. Этапы формирования земной коры Таймыра выделены с использованием новых U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar и Ar-Ar изотопно-геохимических данных. Проводится сопоставление основных структур и комплексов Таймыра с подобными образованиями складчатого обрамления Сибирского континента и Арктических окраин.

Для геологов, петрологов, геохимиков и студентов этих специальностей, занимающихся вопросами региональной геологии, палеогеодинамическими реконструкциями, а также проблемами связи тектоники, магматизма, метаморфизма и металлогении.

The monograph considers the geological and tectonic setting and a new geodynamic model the earth crust formation of the Taimyr foldbelt — one of the biggest Arctic structure. The new petrological and geochemical data on ophiolites, island-arc and collisional (magmatic and metamorphic) complexes are adduced. The features of the metallogeny of the main structural areas are discussed. The principle stages for the formation of Taimyr earth crust were recognized using the recent U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar and Ar-Ar isotopic-geochemical datings. The Taimyr major units were compared with similar units of the Siberian continent folded frame and Arctic margin.

The book will be interesting to geologists, petrologists, geochemists and geology students who study the problems of regional geology, paleogeodynamic reconstructions, and correlation of tectonics, magmatism, metamorphism, and metallogeny.

---

Научный редактор  
академик *Н. Л. Добрецов*

Рецензенты  
чл.-кор. РАН *Ч. Б. Борукаев*, чл.-кор. РАН *М. И. Кузьмин*

---

Разработка геодинамических моделей и реконструкция процессов формирования земной коры складчатых областей является актуальной проблемой современной геологической науки. Расшифровка многоэтапных процессов осадконакопления, метаморфизма и магматизма в складчатых областях позволяет более обосновано проводить тектоническое и металлогеническое районирование территорий, а также устанавливать коррелятивные связи с подобными структурами других регионов. Использование при тектонических реконструкциях данных петролого-геохимических, в том числе изотопно-геохронологических, исследований привело не только к выделению во многих складчатых поясах основных рубежей перестройки литосферы, но и к пересмотру установившихся геологических представлений на процессы их образования.

Необходимость расшифровки геодинамической эволюции Таймырской складчатой области определяется отсутствием достоверных геологических и петрологических моделей для этой структуры, а также ее геологической значимостью как одной из крупнейших в Арктике, так и в обрамлении Сибирской платформы. Сложность геологического строения региона и различия в концептуальных взглядах исследователей привели к широкому спектру мнений на тектоническую природу Таймыра — от схем, в основу которых были положены представления об эволюции древней геосинклинали в архее—палеозое, до схем, основывающихся на теории литосферных плит и предполагающих северную часть Таймыра в качестве чужеродного блока по отношению к Сибирскому кратону. В наиболее значительных работах, оказавших заметное влияние на развитие представлений о формировании Таймыра, раскрываются различные аспекты геологии региона — особенности литологии, стратиграфии, магматизма, метаморфизма, тектоники и металлогении [Урванцев, 1931, 1949; Равич, 1954; Даминова, 1957; Равич, Чайка, 1962; Вакар, 1962; Погребицкий, 1971; Махлаев, Коробова, 1972; Забияка, 1974; Захаров и др., 1977; Махлаев, 1978; Беззубцев и др., 1986; Забияка и др., 1986; Уфлянд и др., 1991; и др.]. К сожалению, достоверность результатов, полученных перечисленными авторами, существенно ограничивается почти полным отсутствием петролого-геохимических данных для “немых” докембрийских образований Таймыра. Следствием является произвольное, в соответствие с той или иной тектонической схемой, решение вопросов типизации магматических комплексов, а также возраста

и этапности магматизма и метаморфизма. Представляется очевидным, что реконструкция формирования таких полигенных и полихронных складчатых систем, к которым относится Таймыр, не возможна только на основании геологических и литолого-стратиграфических наблюдений. Они должны быть использованы в комплексе с петролого-геохимическими индикаторами, позволяющими сопоставлять разнообразные метаморфические и магматические комплексы складчатых областей с подобными образованиями современных геодинамических обстановок.

Поэтому главная цель исследований заключалась в разработке новой геодинамической модели и установлении основных рубежей формирования земной коры Таймырской складчатой области на основе обобщения геологических и использования современных петролого-геохимических и геохронологических данных.

В основу работы положен материал автора, собранный в 1976—1995 гг., при выполнении плановых научно-исследовательских работ сначала в Красноярском филиале СНИИГГиМС, а затем (с 1991 г.) в ОИГГМ СО РАН. Кроме собственных каменных коллекций при аналитических исследованиях использовались коллекции образцов и шлифов А. И. Забияки, И. Д. Забияка, Н. И. Коробовой, Л. В. Махлаева, С. С. Сердюка и В. Ф. Проскурнина.

Теоретической основой решения поставленной проблемы является тектоника литосферных плит, предполагающая расхождение и схождение плит, выраженные рифтингом, спредингом, субдукцией, обдукцией и коллизией, при максимальной тектонической, магматической и метаморфической активности на границах плит. Основное внимание в работе уделено наиболее информативным магматическим и метаморфическим комплексам — петролого-геохимическим индикаторам той или иной геодинамической обстановки. Это, прежде всего, офиолиты, островодужные вулканы, гранитоиды различных типов и возраста, а также метаморфиты, фиксирующие РТ-условия основных тектонических событий. Для их всестороннего изучения использован комплекс геологических, петролого-геохимических и геохронологических методов. Геологические и метаморфические карты составлены на основе детального геологического картирования ключевых комплексов и петрографического изучения пород (более 4000 шлифов). Петролого-геохимические выводы опираются на оригинальные анализы пород на петрогенные и редкие (более 400), в том числе редкоземельные элементы (около 140), выполненные нейтронно-активационным, рентгенофлюоресцентным, атомным эмиссионным и спектральными количественными методами в лабораториях Аналитического центра ОИГГМ СО РАН (г. Новосибирск) Н. М. Глухой, А. Д. Киреевым, М. С. Мельгуновым, В. С. Пархоменко, С. Т. Шестелем, Н. А. Яковлевой и в Аналитическом центре Геологического института РАН (г. Москва) С. М. Ляпуновым. При изучении метаморфических минералов (при участии О. С. Хмельниковой, Л. В. Усовой и Г. Н. Загузина) выполнено более 300 микронзондовых анализов на рентгеноспектральных микроанализаторах в ОИГГМ СО РАН и Геологическом институте Бурятского филиала СО РАН. Выделе-

ние рубежей формирования Таймырской складчатой области основано на датировании индикаторных магматических и метаморфических комплексов Sm-Nd и U-Pb методами на многоколлекторном масс-спектрометре MAT-261 фирмы "Finnigan" в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург, А. Б. Котов, Л. А. Неймарк, В. П. Ковач, Е. Б. Сальникова) и Rb-Sr, K-Ar и Ar-Ar методами на масс-спектрометре МИ-1201Т в ОИГГМ СО РАН (В. А. Пономарчук и А. В. Травин). Минералогическая подготовка проб для изотопно-геохимических исследований проведена Л. П. Сосуновой и С. З. Яковлевой.

Успешному проведению исследований на всех этапах способствовали постоянная поддержка, советы и консультации академика Н. Л. Добрецова, научного редактора настоящей монографии, которому автор искренне признателен.

Пользуясь случаем, выражаю благодарность коллегам из разных организаций за многолетние совместные полевые и камеральные работы, за помощь в проведении полевых работ, поддержку и многочисленные дискуссии: сотрудникам Красноярского филиала СНИИГГиМС — А. И. Забияке, И. Д. Забияка, С. С. Сердюку, М. Н. Злобину, Ю. В. Гусарову, Н. И. Коробовой, Э. Н. Линду, Т. Я. Корневу, В. М. Даценко; геологам Полярной партии НКГРЭ — М. М. Гончарову, Н. И. Демьяновичу, Г. Г. Лопатину, В. К. Ояберю, В. В. Стеблеву; соавторам многих исследований и публикаций — А. Е. Верниковской, А. Б. Котову, В. П. Ковачу, Л. А. Неймарку, В. А. Пономарчуку, В. Ф. Проскурнину, Е. Б. Сальниковой, а также сотрудникам, оказавшим большую помощь в обработке аналитических данных, подготовке графических приложений и рукописи к печати — А. В. Радостевой, А. И. Черных, В. В. Битковой и О. С. Мириевской.

При разработке отдельных положений в разные периоды исследований ряд вопросов обсуждался со многими специалистами, высказавшими полезные замечания и рекомендации: академиками и член-корреспондентами РАН — О. А. Богатиковым, Н. А. Богдановым, Ч. Б. Борукаевым, В. А. Глебовицким, Л. П. Зоненшайном, В. И. Коваленко, М. И. Кузьминым, Г. В. Поляковым, В. В. Ревердатто, М. А. Семихатовым, В. Е. Хаиным; американскими и канадскими учеными — К. Даусоном, Р. Колманом, Р. Кекхэмом, Э. Миллер, В. Ноклбергом; докторами и кандидатами наук — Г. Н. Аношиным, И. В. Ащепковым, А. К. Башариным, Н. А. Берзиным, В. И. Будановым, В. А. Буряком, М. М. Бусловым, А. А. Бухаровым, В. А. Бушем, А. Г. Владимировым, А. С. Гибшером, С. М. Жмодиком, Ю. И. Захаровым, В. В. Золотухиным, А. Э. Изохом, Э. Г. Конниковым, А. Б. Кузьмичевым, Л. В. Кунгурцевым, Г. Г. Лепезиным, В. А. Макрыгиной, Л. В. Махлаевым, А. Г. Мироновым, Н. Н. Нагайцевой, Л. М. Натаповым, А. Д. Ножкиным, Л. М. Парфеновым, Н. В. Поповым, О. М. Розеном, В. А. Симоновым, Е. В. Скляровым, В. С. Старосельцевым, Е. В. Хаиным, В. В. Хоментовским, Б. М. Чиковым и Н. К. Шануренко. Всем вышеназванным коллегам автор глубоко признателен.

*Исследования по рифейским офиолитовым комплексам являются частью проекта 1.1.3 “Крупнейшие перестройки в рифее” ГНТП “Глобальные изменения природной среды и климата”. Петролого-геохимические и геохронологические исследования также получили финансовую поддержку Российского фонда фундаментальных исследований (проект 95—05—14602) и Международного научного фонда (проект RPG000).*

## 1.1. Обзор представлений о структуре и тектоническом развитии Таймырской складчатой области

Труднодоступность региона и сложность географо-климатических условий проведения полевых работ продолжают оставаться определяющими факторами все еще недостаточной изученности Таймырской складчатой области. На протяжении ста лет (между сороковыми годами прошлого и нынешнего столетий) геологические исследования в регионе носили характер единичных маршрутов, связанных либо с экспедициями полярных исследователей, либо с поисково-разведочными экспедициями Главсевморпути или Главного геолого-разведочного управления. Они начались маршрутами А. Ф. Миддендорфа (1843 г.) по рекам Верхняя и Нижняя Таймыра, продолжились сбором геологической коллекции с Берега Харитона Лаптева Э. В. Толлем (1900—1901 гг.) и ее обработкой и описанием О. О. Баклундом (1929 г.). Последним было впервые высказано предположение о существовании в пределах Северного Таймыра метаморфической зональности [Баклунд, 1929].

Также в 1929 г. свои первые маршруты на Таймыре совершает Н. Н. Урванцев, научное предвидение которого относительно различных аспектов геологического строения Таймырской складчатой области подтвердилось дальнейшими геолого-съемочными работами и аналитическими (в том числе геохронологическими) исследованиями. Он впервые предположил докембрийский возраст метаморфических образований п-ова Челюскин, позднепалеозойский возраст двуслюдяных гранитов и метаморфитов Берега Харитона Лаптева, а также широкое развитие надвиговых структур в этом регионе [Урванцев, 1931, 1949]. Этим же ученым предложена и первая схема тектонического развития Таймырской складчатой области, согласно которой этот регион представляет собой фрагмент центральной зоны и южного крыла герцинского геосинклинального складчатого сооружения. Установленную им дугообразную форму Таймырских структур он считал показателем надвигания древних формаций на периферическую зону развития палеозоя, прилегающую к Сибирской платформе. Н. Н. Урванцевым также впервые были установлены три основных надвига в пределах Таймыра. Он предполагал, что по северному сместителю (нижнее течение р. Нижняя Таймыра), в современных работах называемому Главным Таймырским надвигом, кристаллические сланцы надвинуты на кембрийско-силурийские породы. Южнее, севернее оз. Энгельгардта, им установлен наиболее крупный сместитель (Пясино-Фаддеевский надвиг), по которому кембрийско-силурийские известняки надвинуты на пермские отложения, а у южного побережья этого же озера — меньший по амплитуде надвиг (Пограничный), по которому сильно дислоцированные пермские сланцевые отложения надвинуты на угленосные.

В конце сороковых годов нынешнего столетия начинается новый этап геологических исследований на Северном Таймыре, связанный с геолого-съемочными работами, проводимыми трестом Арктикразведка и Научно-исследовательским институтом геологии Арктики. Главными результатами этих геолого-съемочных работ, которые продолжались

в 50–60-е годы, охватывая новые площади, явились первая геологическая карта Таймырского п-ова масштаба 1 : 1 000 000 (рис. 1.1), первые стратиграфические схемы [Равич, 1954; Злобин, 1958], сводки по стратиграфии и литологии отложений верхнего докембрия и кембрия [Соболевская, Мильштейн, 1961], по магматизму [Равич, Чайка, 1962] и особенностям метаморфической зональности [Даминова, 1957, 1958]. А. М. Даминова подтвердила предположения О. О. Баклунда [1929], П. В. Виттенбурга [Аникеев и др., 1941] и Н. Н. Урванцева [1949] о постепенных переходах между породами, метаморфизованными в разной степени, и указала на одновозрастность филлитов и гнейсов побережья Карского моря.

Обобщив результаты геолого-съемочных работ, В. А. Вакар с соавторами [1958] предложили тектоническую схему, согласно которой структура Таймыра сформировалась в результате проявления позднепротерозойского, каледонского и герцинского геосинклинального тектогенеза с последовательным разрастанием складчатого сооружения с севера, от зоны, сложенной метаморфическими породами и гранитоидами, на юг (рис. 1.2). Другой взгляд на тектоническую природу Таймырской складчатой области изложен Ю. Е. Погребницким [1963, 1971]. Он пришел к выводу о резком несоответствии внутренней структуры докембрийского массива (Карское сводовое поднятие) структуре палеозойского (и верхнерифейско-вендского) обрамления и указал на то, что ниже-среднепалеозойские отложения несут, скорее, платформенный, чем геосинклинальный характер, а также на отсутствие какого-либо каледонского несогласия (рис. 1.3). При этом им обосновывалось существование в Центральной части Таймыра ордовикско-девонского узкого линейного прогиба, испытавшего некомпенсированное погружение и заполнявшегося черными граптолитовыми сланцами. Этот узкий прогиб, или желоб, В. Е. Халин [1971] в редакторском предисловии к книге Ю. Е. Погребницкого “Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы” сопоставил с подобным Омуревским прогибом в Верхояно-Чукотской области, описанным Н. А. Богдановым, и высказал предположение о их возможном соединении. По мнению Ю. Е. Погребницкого, Таймырская складчатая область сформировалась на платформенном основании в результате складчатых движений и деформаций в карбоне–триасе в связи с развитием Верхоянской геосинклинали и Тихоокеанского пояса в целом.

Значительный вклад в изучение геологии Северного Таймыра внесли тематические научно-исследовательские работы, проводимые, начиная с 60-х годов, Красноярским отделением СНИИГГиМС. Результаты этих исследований осадочных, метаморфических, магматических и рудных формаций освещены в многочисленных научно-исследовательских отчетах и ряде монографий [Махлаев, Коробова, 1972; Забияка, 1974; Забияка и др., 1986]. Анализируя тектоническое развитие Таймырской складчатой области (рис. 1.4), А. И. Забияка рассматривал докембрийские образования как фрагмент крупной древней полициклической геосинклинали, формирование которой происходило в палеопротозое, мезопротозое и неопротозое [Забияка, 1974] или в течение докарельского, карельского и байкальского тектоноплутонических циклов [Забияка и др., 1986]. В более ранних работах он отмечал профиль докембрийской Таймырской геосинклинали как элементарную пару: Мининско-Вальтеровскую миогеосинклиналь (внешний пояс) и Чукчинско-Челюскинскую эвгеосинклиналь (внутренний пояс), а на основании их взаимного расположе-



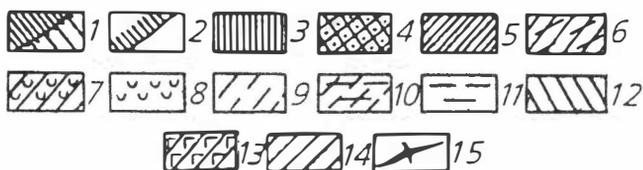


Рис. 1.2. Схема тектоники Таймыро-Североземельской складчатой области [Вакар и др., 1958]:

1 — архейская складчатая структура ядра Анабарской антеклизы; 2 — предполагаемая архейская глыба Карской платформы; 3 — протерозойская складчатость; 4 — протерозойские структуры, переработанные каледонской складчатостью; 5 — районы каледонской складчатости; 6 — каледонские структуры, переработанные герцинской складчатостью; 7 — каледонские складчатые структуры в основании последовонских структур промежуточного типа; 8 — последовонские структуры промежуточного типа; 9 — район герцинской складчатости; 10 — герцинские структуры, погруженные под чехол мезозойско-кайнозойских отложений; 11 — зоны мезозойско-кайнозойских структур промежуточного типа; 12 — анабарская антеклиза; 13 — северная краевая часть Сибирской платформы (краевое валообразное поднятие); 14 — региональные дизъюнктивные зоны; 15 — оси главных антиклиналей.

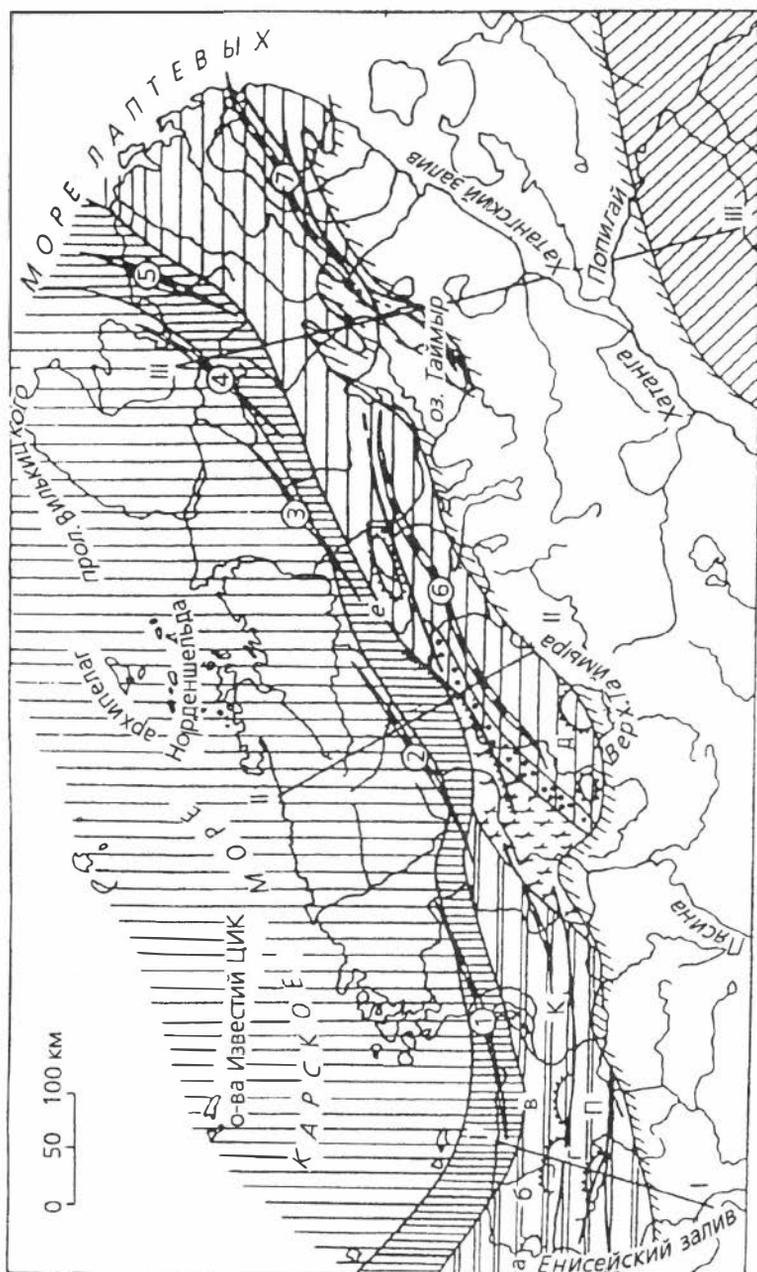
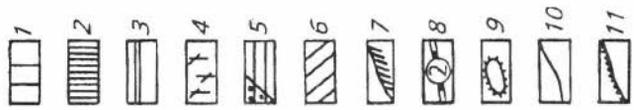
ния предполагал принадлежность этой крупной структуры земной коры к обрамлению Карской (Баренцево-Карской) платформы [Забияка, 1974]. В дальнейшем первую из вышеназванных структур он отнес к байкалидам, а вторую — к карелидам обрамления Сибирской платформы [Забияка и др., 1986].

По мнению Л. В. Махлаева [1978], среди докембрийских образований Таймыра присутствуют лишь два комплекса — интенсивно дислоцированный гнейсово-сланцевый геосинклинальный, вмещающий соскладчатые и послескладчатые граниты, и умеренно дислоцированный слабо метаморфизованный, орогенный. Первый из них он считает ранне- или среднерифейским, а второй — позднерифейским. Безусловно, заслуживает внимания идея Л. В. Махлаева [1988] о шарьяжной природе Мамонто-Шренковского и Фаддеевского блоков, развивающая представления Н. Н. Урванцева о широком развитии надвигов в пределах Северного Таймыра.

Большой вклад в изучение Таймыра внесли многолетние работы геологов 70—80 гг. Красноярской геолого-съемочной экспедиции, завершившиеся составлением геологической карты Таймыра 1 : 500 000 [Беззубцев и др., 1983, 1986]. Согласно их объяснительной записке к карте, основными структурными элементами Таймыра являются крупные блоки (структурно-фациальные зоны) краевой части Сибирской платформы, разделенные региональными разломами надвиговой природы. При этом поддерживаются и дополняются выводы Ю. Е. Погребницкого [1971] о том, что Таймырский складчатый пояс — “тектонически активизированная область Сибирской платформы” или “омоложенная” платформа. Среди докембрийских образований В. В. Беззубцев с соавторами рассматривают только два структурных яруса — архейско-нижнепротерозойский (Мамонто-Шренковский и Фаддеевский выступы) и верхнерифейский.

Перечисленные представления о тектонической природе Таймырской складчатой области, несмотря на разнообразие мнений по стратиграфическому расчленению, этапности формирования тех или иных комплексов, объединяются либо на основе выделения нескольких геосинклинальных комплексов в составе складчатого обрамления Сибирской платформы, либо отнесения рассматриваемого региона к ее тектонически активизированной части, что в той или иной степени связано со стремлением объяснить тектоническое развитие региона на основе геосинклинальной концепции.

Несомненно, интересен взгляд на тектонику Таймыро-Североземельской складчатой области В. Е. Хаина [1979], который предполагал первоначальное единство Таймыро-Североземельского региона с Сибирским кратоном, рассматривая наличие в фундаменте Таймыра раннедокембрийских глыб — Карской и Челюскинской. В раннем или среднем рифее Таймыр и Северная Земля, по мнению этого ученого, подобно остальной части обрамления Сибирской платформы подверглись процессу деструкции континентальной коры и вошли в состав геосинклинального пояса, окружающего Сибирский кратон. Вместе с тем, он также отмечает, что наличие офиолитовой ассоциации на Таймыре указывает на появление океанской коры, а вулканитов верхнерифейского возраста — на существование в позднем рифее островной дуги, к концу рифея примкнувшей к континенту. К югу от выходов докембрия Северного Таймыра в кембрии существовало эпиконтинентальное море, которое в



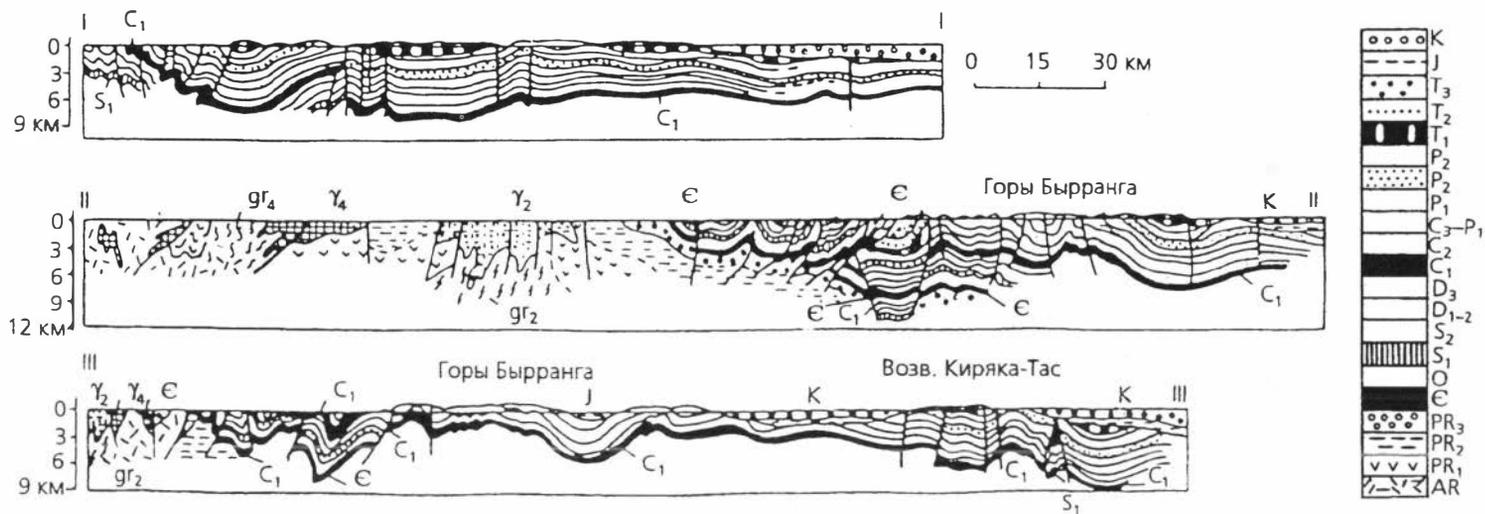


Рис. 1.3. Схема тектонического районирования Таймырской складчатой системы и геологические разрезы [Погребницкий, 1971]:

1 — Карское сводовое поднятие; 2 — пограничная флексура; Таймырский инверсированный прогиб: 3 — Западно-Таймырская мульда, 4 — Тарейский вал; 5 — Восточно-Таймырский бассейн (краспом выделена Фадью-Кудинская грабен-синклинали); 6 — северный склон Анабарской антеклизы; 7 — граница Лено-Енисейского мезозойско-кайнозойского прогиба; 8 — оси крупных антиклиналей (цифры в кружках: 1 — Карской, 2 — Ленивенской, 3 — Траутфеттерской, 4 — Преградененской, 5 — Ключевской, 6 — Быррангской, 7 — Кульдимской); 9 — брахиформные структуры (а — Ефремовская, б — Убойнинская, в — Пясинская, г — Сырадасайская горст-антиклиналь, д — Таксогербейский купол, е — антиклиналь р.Угольная); 10 — главные разломы в области прогиба (в том числе: К — Красносопочнинский и П — Пурьинский); 11 — зона верхнетаймырских чешуйчатых надвигов. γ<sub>2</sub> — дорифейские граниты, g<sub>γ</sub><sub>2</sub> — зоны дорифейской гранитизации, γ<sub>4</sub> — позднепалеозойские граниты, g<sub>γ</sub><sub>4</sub> — зоны позднепалеозойской гранитизации.

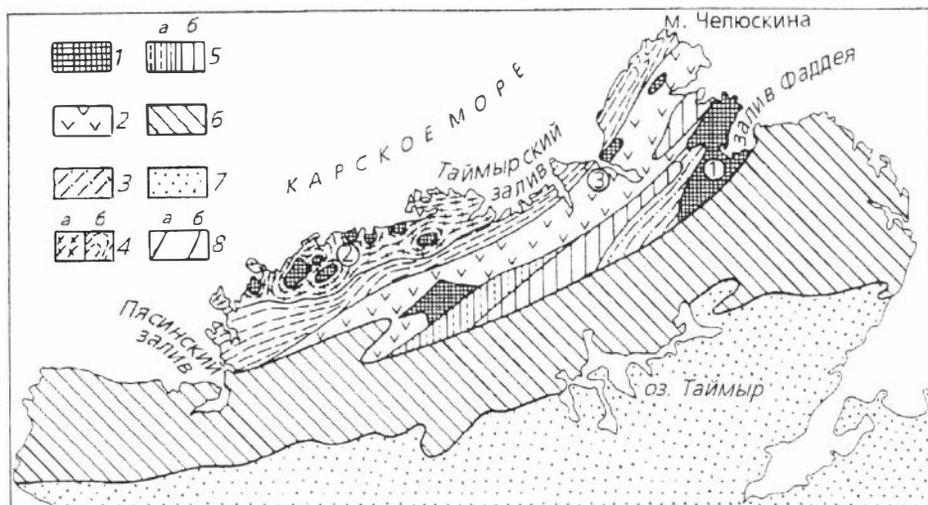


Рис. 1.4. Тектоническое районирование Таймырской складчатой области [Забяка и др., 1986]:

1—5 — докембрийские структуры в пределах Таймыро-Североземельского мегаантиклинария: 1 — выходы архейского(?) фундамента, 2, 3 — карелиды (2 — Чукчинско-Челюскинская эвгеосинклиналь, 3 — Фаддеевская миогеосинклиналь), 4, 5 — байкалиды (4 — Мининско-Вальтеровская миогеосинклиналь: а — внутренняя и б — внешняя зоны, 5 — Шренковский орогенный прогиб: а — Шренковская и б — Ленинградская зоны); 6 — палеозойско-мезозойский Быррангский мегасинклинорий; 7 — мезозойско-кайнозойский Висей-Хатангский прогиб; 8 — границы между основными тектоническими структурами региона (а) и между докембрийскими (б). Цифры в кружках — антиклинории: 1 — Фаддеевский, 2 — Карский, 3 — Челюскинский.

ордовике стало представлять собой широкий шельф (со стороны Сибирского кратона) и глубоководный бассейн, смыкающийся, по мнению В. Е. Хаина, на востоке с аналогичным бассейном внутренних районов Верхояно-Колымской системы. В качестве серьезной проблемы он отмечает, что в этом глубоководном трое среди отложений ордовика—девона нет никаких признаков сноса с Карского массива. И только в раннем карбоне карбонатакопление на Таймырском шельфе постепенно вытеснялось терригенными осадками, свидетельствуя о расширении и воздымании Карской суши. Со среднего карбона зона максимального погружения смещается к югу, Карский массив воздымается и с него в течение позднего палеозоя в Южно-Таймырский прогиб поступил значительный объем обломочного материала, а сам массив испытал тектоническую активизацию с ремобилизацией докембрийского фундамента и образованием лакколитов субщелочных гранитов. В конце перми Таймыр впервые после длительного (начиная с венда) периода спокойного развития был охвачен интенсивным трапповым магматизмом и подвергся складчато-надвиговым деформациям, в результате которых в основном сформировалась Таймырская складчатая система. В. Е. Хаин не рассматривает возможные причины складчато-надвиговых деформаций в позднем палеозое—раннем мезозое, но его внимание к горизонтальным надвиго-покровным перемещениям на Таймыре, вслед за работами Н. Н. Урванцева, было поддержано геологами 70—80 гг. и отражено в

публикациях [Махлаев, 1978, 1988; Мальцев, Беззубцев, 1979; Зоненшайн, Натапов, 1987; Зоненшайн п др., 1990; Уфлянд и др., 1991]. Работы последних из указанных авторов основаны на результатах космофото-геологического картирования Таймырской складчатой области масштаба 1 : 500 000, проведенного объединением “Аэрогеология” в 80-е годы и анализа тектонической истории главных геологических структур Арктики.

Согласно построениям Л. П. Зоненшайна, Л. М. Натапова, А. К. Уфлянда и их коллег, северная, существенно докембрийская, часть Таймыра представляет собой микроконтинент или блок, который вместе с подобными структурами Новосибирских островов, Чукотки, п-ова Сьюард, Канадского архипелага и Северной Гренландии составлял палеоконтинент Арктида (рис. 1.5). По мнению этих исследователей, объединение Центрально-Таймырского аккреционного и Северо-Таймырского, собственно Карского, блоков произошло в позднем палеозое, а затем в мезозое эта часть Арктиды столкнулась с Палео-Сибирью. В результате последней коллизии сформировалась складчато-надвиговая структура Южного Таймыра и завершилось образование структурного плана всего Таймыра в его современном виде. Изложенный сценарий тектонической эволюции Таймыра, по мнению самих авторов, требует дальнейшего изучения и детализации. Тем не менее, работы этих ученых открыли новый этап исследований формирования Таймырской складчатой области — с позиций тектоники литосферных плит.

Таким образом, сложность геологического строения региона и различия в концептуальных основах исследователей привели к широкому спектру взглядов на тектоническую природу Таймыра — от схем, в основу которых были положены представления об эволюции древней геосинклинали от архея до палеозоя, до тектонических схем движения литосферных плит и рассмотрения Северного Таймыра в качестве чужеродного блока по отношению к Сибирской платформе. Почти полное отсутствие изотопно-радиологических данных привело к тому, что одни и те же метаморфические и магматические образования были отнесены разными исследователями к разновозрастным комплексам — от раннедокембрийских до позднепалеозойских. Это существенно осложнило решение вопросов о возрасте тех или иных тектонических событий, сопровождавшихся магматизмом и метаморфизмом. При этом отсутствие должного внимания к значительным горизонтальным перемещениям блоков и широкому развитию надвиговых структур привело к завышению объемов свит и серий в связи с тем, что вышележащие образования, обычно, рассматривались в качестве более молодых, а тектонические контакты между ними не позволяли однозначно решить вопрос о их соотношении. Наиболее отчетливо это проявлено в объеме и положении вулканогенных, карбонатных и молассовых формаций на стратиграфических схемах Таймыра, составленных разными авторами (табл. 1.1). Так, например, один и тот же объем вулканитов рассматривается в составе прончищевской и лаптевской свит [Забияка и др., 1986] или дорожнинской, борзовской, лаптевской и октябрьской [Беззубцев, 1981; Беззубцев и др., 1986]. Подобные разночтения характерны для положения в разрезе позднерифейских карбонатных (колосовская или колосовская и клязьменская свиты) и молассовых формаций (октябрьская, каньонская, краснореченская, посадочная или октябрьская и становская свиты).



Рис. 1.5. Главные структуры Арктики [Зоненшайн, Натапов, 1987]:

1 — океанские бассейны глубже 2000 м; 2 — изобаты 2000 и 3000 м; 3 — активный спрединговый центр (а — уверенный, б — диффузивный или неуверенный); 4 — щиты; 5 — платформы; 6 — орогенические пояса; 7 — древние массивы — остатки континента Арктида; 8 — мезозойские и кайнозойские осадочные бассейны; 9 — фронты складчатости; 10 — отмершая ось спрединга.



## 1.2. Тектоническое районирование Таймыра и соотношение основных структур и комплексов

В настоящей работе принята схема тектонического районирования Таймыра, близкая схемам Л. П. Зоненшайна, Л. М. Натапова и А. К. Уфлянда [Зоненшайн и др., 1990; Уфлянд и др., 1991], согласно которой рассматриваемая складчато-надвиговая область подразделяется на три структурные зоны первого порядка — Южно-, Центрально- и Северо-Таймырскую, разделенные крупнейшими структурами региона — Пясино-Фаддеевским и Главным Таймырским надвигами (рис. 1.6). Судя по вскрытой части Таймырской складчатой области протяженность рассматриваемых зон составляет не менее 1000 км, а общая ширина — более 300 км. Южная граница Южно-Таймырской зоны скрыта под мезозойско-кайнозойскими отложениями Енисей-Хатангского прогиба, а Северо-Таймырская — в северной части перекрывается водами Карского моря.

**Южно-Таймырская зона** представляет собой глубокий прогиб, выполненный мощной толщей осадков от ордовика до перми и вулканогенно-осадочными образованиями верхов перми и триаса. Более древние ранне-среднепалеозойские отложения северной части прогиба к югу сменяются позднепалеозойско-раннетриасовыми. Все отложения, в той или иной степени, дислоцированы, причем в южном направлении значительно снижена интенсивность как разрывных, так и пликативных дислокаций.

Рассматриваемая зона может быть подразделена на две подзоны — карбонатную и осадочно-вулканогенную. Первая из них ограничена Пясино-Фаддеевским и Пограничным надвигами. Видимая ширина выхода ее составляет 20—60 км при более узких северо-восточной и центральной частях и расширении к юго-западу. Сложена она существенно карбонатными, в том числе рифогенными, породами видимой мощностью до 6000 м. Вторая подзона — это большей частью прибрежно-морские терригенные среднекаменноугольно-пермские (до 7000 м) и осадочно-вулканогенные образования перми и триаса (до 4000—6000 м). Последние выполняют грабен-синклинальные структуры субширотного простирания (рис. 1.7), нижние части разрезов которых представлены либо пестроцветными терригенно-вулканогенными осадками, либо базальтами (миндалекаменными и шаровыми), сменяющимися вулканогенно-осадочными морскими и континентальными образованиями [Беззубцев и др., 1986; Уфлянд и др., 1991; Владимиров, Никулов, 1991]. Отложения описываемой подзоны, особенно верхнего карбона-перми, насыщены силлами и дайками нижнетриасовых долеритов трапповой формации, разнообразных по составу, часто с субщелочным и щелочным уклоном. В этой же зоне присутствуют мелкие штоки, небольшие массивы, обычно до первых десятков квадратных километров, а также дайки и жилы габброидов, гранодиоритов, гранитоидов, сиенитов субщелочного и щелочного ряда, а также нефелиновых сиенитов [Равич, Чайка, 1959; Вакар, 1962; Беззубцев и др., 1986]. Радиологических определений возраста этих интрузивов пока нет, но установлено, что они прорывают базальты нижнего триаса, а их галька встречена в конгломератах верхнего мела.

В целом состав вулканогенно-осадочных и интрузивных образований Южно-Таймырской зоны, а также их структурное положение свиде-

тельствуют о формировании в раннем триасе внутриконтинентальных рифтовых зон.

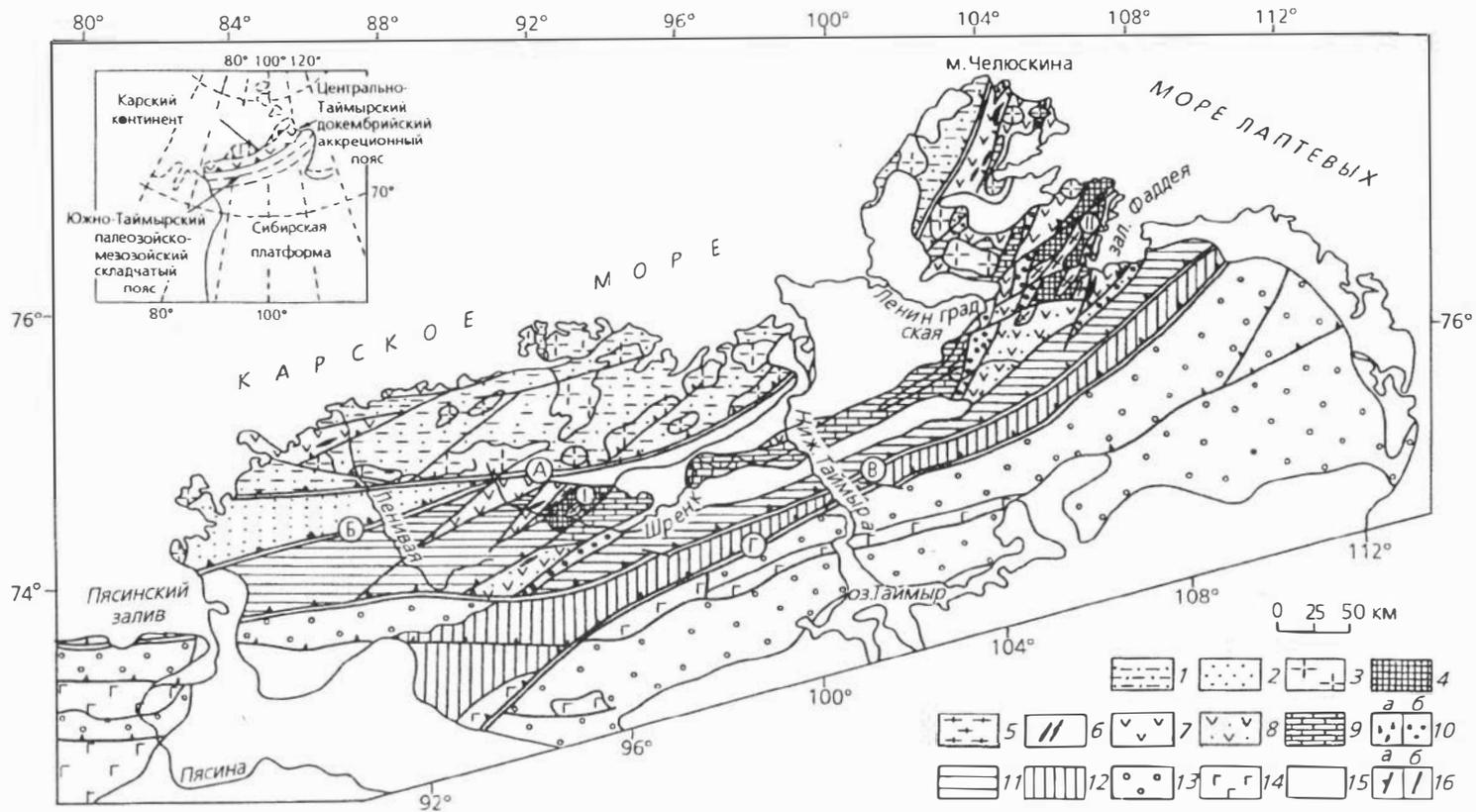
**Центрально-Таймырская зона**, вероятно, наиболее сложная по своему строению относительно двух других в связи с тем, что в ее составе присутствуют разновозрастные дорифейские(?) и рифейские осадочные, вулканогенные и интрузивные образования, претерпевшие метаморфические и гидротермально-метасоматические изменения разных фаций и типов. Эти метаморфические образования собраны в аккреционный пояс и перекрыты вендско-раннекаменноугольным чехлом. Сложность строения зоны обусловлена также широким развитием надвиговых структур, подобно Южно-Таймырской зоне, но в отличие от последней, где достаточно хорошо фаунистически охарактеризованы палеозойские отложения, установление соотношений между “немыми” докембрийскими метаморфизованными комплексами чрезвычайно затруднено. Кроме того, границы между блоками и пластинами часто осложнены зонами катаклаза, милонитизации, меланжа или хаотических образований.

В пределах Центрально-Таймырской зоны отчетливо выделяются два террейна — Мамонто-Шренковский и Фаддеевский, сложенные высокометаморфизованными терригенными и карбонатными породами, а также метабазитами и базитами, которые большинство исследователей считают “выступами” древнейших пород фундамента. Более детальное изучение структурных взаимоотношений этих высокометаморфизованных пород с окружающими их комплексами позволило говорить об аллохтонном залегании названных террейнов [Махлаев, 1978; Уфлянд и др., 1991]. Установлены либо их тектонические контакты с рифейскими метаморфическими образованиями, либо перекрытие кристаллических пород венд-палеозойскими отложениями чехла. Новые данные, позволяющие судить о возрасте кристаллических пород рассматриваемых террейнов, будут представлены ниже.

Если мысленно снять с Центрально-Таймырской зоны чехол венд-среднепалеозойских отложений, то окажется, что террейны высокометаморфизованных зрелых сиалических пород со всех сторон окружены либо вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, которые можно сопоставить с островодужными и задуговыми образованиями, либо офиолитовыми комплексами. Последние формируют два пояса — Челюскинский (к юго-востоку от одноименного мыса) и Становской (побережье залива Фаддея). Фрагменты этих поясов отмечены в юго-западной части зоны — в верхнем течении рек Ленивая и Шренк, а также в левобережье р. Чукча и нижнего течения р. Ленивая, где блоки аккреционного пояса выходят на поверхность в тектонических окнах среди пластин Северо-Таймырской зоны.

Вулканогенные образования Центрально-Таймырской зоны наиболее хорошо обнажены в северо-восточной и восточной частях и представлены толеитовыми метабазальтами океанской серии и метариолит-андезит-базальтовой формацией известково-щелочной серии островной дуги. Нередко здесь вулканогенные островодужные формации переходят в вулканогенно-осадочные, характерные для задуговых бассейнов с большим количеством туфов и туффитов, а также пачек известняков, доломитов и турбидитов.

В центральной части представленной зоны размещаются существенно карбонатные образования, определяемые по строматолитам и микрофитолитам как позднерифейские [Беззубцев и др., 1978; Якшин, 1980;



*Рис. 1.6.* Схема тектонического районирования Таймырской складчатой области.

Северо-Таймырская зона: 1, 2 — флишеидные отложения континентального склона Карского континента: 1 — позднерифейские, зонально-метаморфизованные и гранитизированные (PZ<sub>3</sub>), 2 — венд-кембрийские (непереработанные); 3 — позднепалеозойские коллизийные гранитоиды.

Центрально-Таймырская зона: 4 — дорифейские(?) кристаллические комплексы Мамонто-Шренковского (I) и Фаддеевского (II) террейнов, переработанные (R<sub>3</sub>); 5 — коллизийные граниты (R<sub>3</sub>-V); 6 — офиолитовый комплекс (R<sub>3</sub>); 7 — вулканогенные образования островодужного комплекса (R<sub>3</sub>); 8 — вулканогенно-осадочные островодужные и задуговые отложения, нерасчлененные (R<sub>3</sub>); 9 — террейны, сложенные позднерифейскими карбонатными отложениями; 10 — олистостромы (а) и молассы коллизийные (б); 11 — терригенно-осадочные отложения чехла аккреционного блока (V—C<sub>1</sub>).

Южно-Таймырская зона: 12, 13 — ордоникско-среднекаменноугольные карбонатные (12), позднекаменноугольно-пермские терригенные (13) отложения пассивной окраины Сибирского кратона; 14 — верхнепермско-триасовые терригенно-вулканогенные образования рифтов; 15 — юрско-кайнозойские отложения; 16 — надвиги (а) и прочие разрывные нарушения (б). Надвиги: А — Главный Таймырский, Б — Дабазовый, В — Пясино-Фаддеевский, Г — Пограничный.

Мальцев и др., 1982]. Эти существенно доломитовые отложения большинство авторов относят к рангу колосовской свиты, но взаимоотношения ее с вулканогенно-осадочными и кристаллическими образованиями Центрально-Таймырской зоны остаются проблематичными, так как достоверные наблюдения о их соотношении отсутствуют. Как правило, устанавливаются либо тектонические контакты, либо карбонатные породы отделены от других комплексов необнаженными участками. В связи с этим блоки, сложенные колосовскими породами, рассматриваются как чужеродные террейны. Впервые такое предположение высказали В. Я. Кабаньков с соавторами [1978, с. 7], считая, что данные образования “являются осколками Сибирской палеоплатформы и ее фундамента, подвергшимися неоднократному дроблению и спаянными терригенно-вулканогенными образованиями”. Позднее идея о “чужеродности” блока карбонатных пород нашла отражение в тектонической схеме А. К. Уфлянда с соавторами [1991], которые рассматривали его в качестве “обломка” какого-то континента, спаявшегося в позднерифейское время со Шренковским, Фаддеевским и другими террейнами аккреционного блока. По мнению В. А. Шипицына [Безубцев и др., 1986], колосовские доломиты уверенно сопоставляются с каланчевским комплексом верхнего рифея р. Лена, Прибайкалья, Манского прогиба [Хоментовский и др., 1972, 1985; Якшин, 1975].

Эти позднерифейские карбонатные отложения перекрываются породами молассоидной формации, которые в бассейнах рек Ленинградская и Траутфеттер представлены в составе каньонской свиты [Безубцев и др., 1978]. Подобные молассоидные образования прослеживаются в виде прерывистой полосы от среднего течения р. Ленинградская на север-северо-восток через район оз. Трех Сестер, верховья р. Гольцовая к району горы Забор. Кроме того, они описаны в составе становской свиты шренковской серии в бассейнах рек Городкова и Становая, на границе Центрально- и Южно-Таймырской зон [Забяка и др., 1986]. В последнем случае эти отложения со структурным несогласием залегают на позднерифейских вулканогенных и вулканогенно-осадочных образованиях островодужного, задугового и океанского комплексов. В составе моласс присутствуют обломочные, в том числе грубообломочные породы, алевропелиты и горизонты известняков.

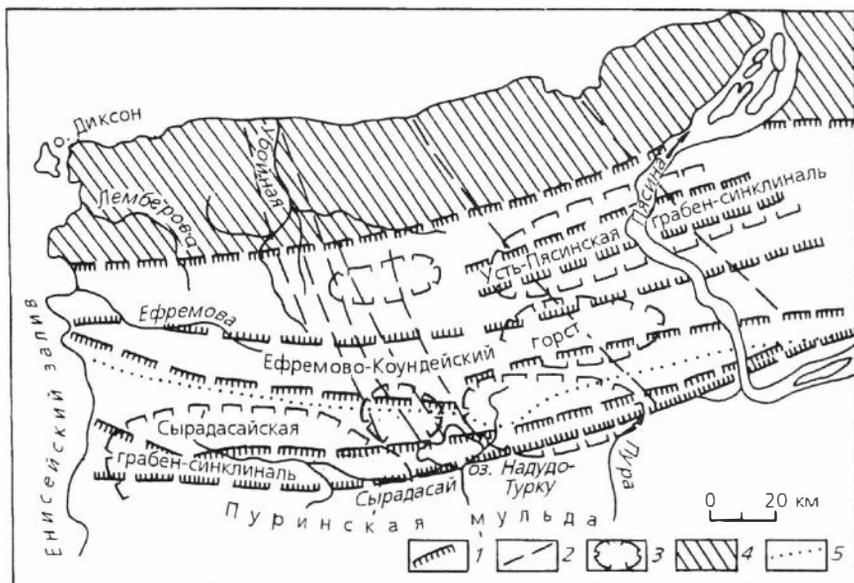


Рис. 1.7. Палеотектоническая схема вулканизма Западного Таймыра [Владимиров, Никулов, 1991]:

1 — зоны надвигов и региональных разломов; 2 — зоны крупных глубинных разломов; 3 — вулканотектонические депрессии; 4 — области поднятия в позднепермское—раннетриасовое время; 5 — границы поступления крупнообломочного терригенного материала в сырадасайское время.

Все вышеперечисленные комплексы Центрально-Таймырской зоны с угловым несогласием перекрыты венд-раннекаменноугольным осадочным чехлом. Более широко эти отложения представлены в западной части зоны и вдоль ее южной границы, в меньшей степени на Северо-Восточном Таймыре, где наиболее полный разрез их описан по р. Широкая А. И. Забиякой и Р. Ф. Соболевой [Забияка и др., 1986]. Здесь вендские отложения, несогласно залегающие на колосовских известняках, начинаются кварцитопесчаниками, содержащими угловатые обломки (до 5—30 см) известняков, которые сменяются гравелитами и среднегалечными конгломератами. Эта базальная пачка (до 30 м) сменяется тонкополосчатыми известняками с подчиненными прослоями гравелитов и песчаников и доломитами. Суммарная мощность вендской толщи — 185—200 м. Эти породы согласно перекрываются аргиллитами, алевролитами и черными глинистыми граптолитовыми сланцами с прослоями известняков и доломитов от кембрия до среднего девона с суммарной мощностью до 1000 м. В западной части зоны описанные отложения чехла вскрыты на значительно больших площадях. Их суммарная мощность возрастает до 2500 м, а завершается разрез этого комплекса нижнекаменноугольными отложениями [Соловьева и др., 1978].

Граничной структурой между Центрально- и Южно-Таймырской зонами, как отмечалось выше, является Пясино-Фаддеевский надвиг (см. рис. 1.6). Эта самая протяженная шовная зона Таймыра (около 1000 км в длину и 30—40 км в ширину) состоит из более мелких кулисообразно

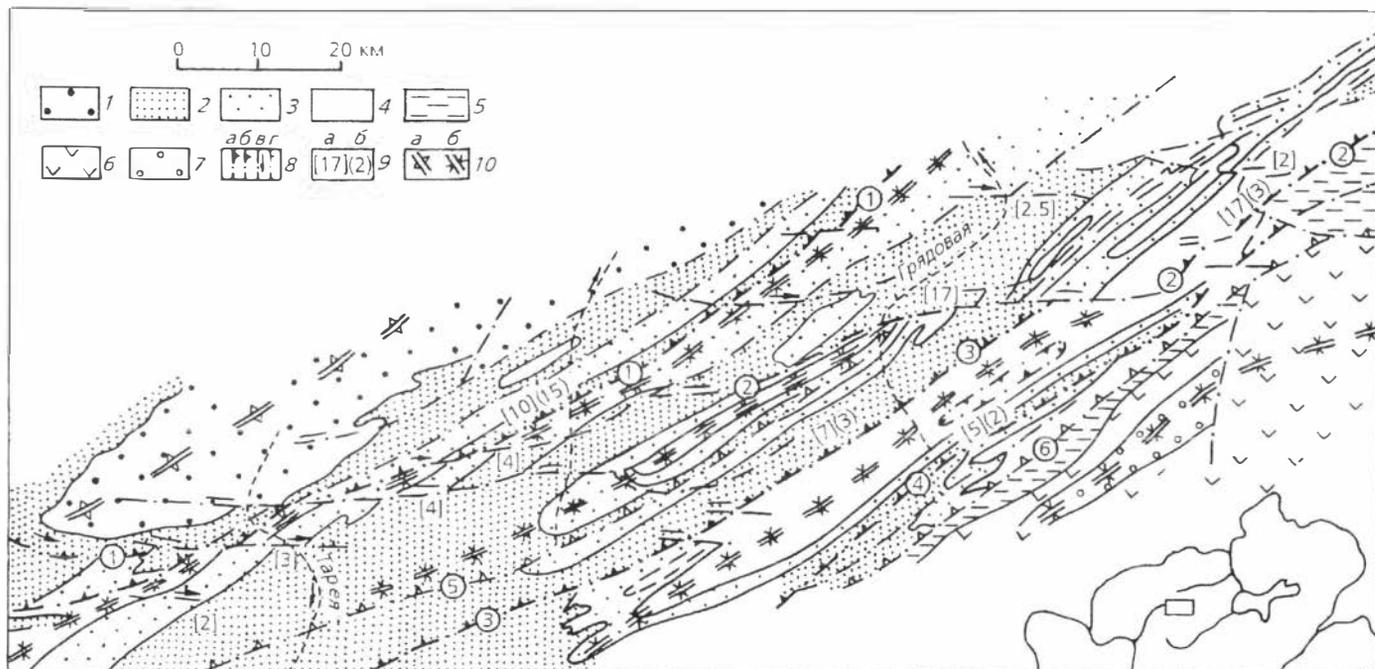


Рис. 1.8. Геологическая схема истоков рек Тарей–Грядовой (Центральный Таймыр) [Мальцев, Беззубцев, 1979]: 1 — докембрийские образования; 2 — отложения нижнего и 3 — среднего палеозоя; образования верхнего палеозоя—нижнего мезозоя: 4 — макаровская, турузовская, быррангская, 5 — соколинская, байкурская, чернойрская, 6 — зверинская, бетлинская, 7 — фадьюкудинская и мамонова свиты; 8 — разрывные нарушения: надвиги (а), взбросы (б), свдиги (в) и сбросы (г), жирной линией выделены основные нарушения; 9 — горизонтальная (а) и вертикальная (б) амплитуды смещения по разломам; 10 — оси антиклинальных (а) и синклинальных (б) складок (двойная линия — оси основных структур). Цифры в кружках — номера основных разломов.

расположенных разноамплитудных надвигов [Беззубцев и др., 1986] или представляет собой сложную систему чередования пластин, чешуй и тектонических клиньев, вдоль которой существенно терригенные относительно глубоководные отложения осадочного чехла аккреционного блока (Центрально-Таймырская зона) тектонически сближены и надвинуты на палеозойские карбонатные отложения пассивной окраины Сибири [Уфлянд и др., 1991]. Контрастность по составу разграничиваемых пород позволила многим исследователям рассматривать разновозрастные отложения в составе разных фациальных подзон [Погребницкий, 1971; Хаин, 1979; Беззубцев и др., 1986]. Северная подзона с черными граптолитовыми сланцами рассматривалась Ю. Е. Погребницким в качестве отложенный глубоководного желоба. Южная — сложена существенно карбонатными отложениями шельфа ордовикско-среднекаменноугольного возраста. Их сочленение описано этим же автором как крупнейшая флексура с “профилем трамплина”. Основными особенностями этой зоны он считает исключительную линейность складок с падением осевых поверхностей к северу под углом  $60^\circ$ . Такой же угол падения и ориентировку имеют и сопутствующие им взбросы с вертикальной амплитудой 1000—2000 м. При этом “количество разрывов и складок волочения здесь столь велико, что в целом рассматриваемая зона напоминает приразломную зону смятия, но гигантских масштабов” [Погребницкий, 1971, с. 17]. Небольшой фрагмент в пределах пограничной “флексуры”, описанной Ю. Е. Погребницким, показан на рис. 1.8. Здесь, в районе истоков рек Тарей и Грядовая, дано соотношение отложений от позднего докембрия до нижнего мезозоя и приведены характеристики пликативных и дизъюнктивных структур [Мальцев, Беззубцев, 1979]. Отложения собраны в серию узких вытянутых синклинальных и антиклинальных складок, имеющих асимметричное строение: северо-западные крылья антиклиналей падают под углом  $30\text{—}40^\circ$ , юго-восточные —  $60\text{—}70^\circ$  до запрокидывания на юго-восток. Авторами представленной схемы подмечена очень важная особенность складчато-разрывной структуры, характерная и для многих других районов Таймыра, — складки сопрягаются по субсогласным взбросам и надвигам, в результате чего у многих антиклиналей отсутствуют юго-восточные, а у синклиналей — северо-западные крылья. Кроме того, обращает на себя внимание то, что структуры разорваны и смещены серией субширотных кососекущих правосторонних сдвигов, образующих с надвигами единую систему. Горизонтальные амплитуды перемещения по надвигам на этом участке оцениваются от 10—12 до 20—25 км, вертикальные — до 2.5—3.0 км, а смещения по сдвигам — от 2.5 до 17 км.

Северо-Таймырская зона отделена от Центрально-Таймырской Главным Таймырским надвигом, протяженность которого превышает 600 км. Значительная часть зоны сложена флишоидными отложениями — ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами и пелитами, которые могут интерпретироваться как осадки континентального склона и подножия. Зональный метаморфизм этих отложений от зеленосланцевой фации до амфиболитовой с формированием зон послышной мигматизации и гранитизации значительно осложнил установление возраста как самих отложений, так и возраст метаморфических преобразований и гранитоидов. В литературе эта часть Северного Таймыра описывалась как Карское сводовое поднятие или как одноименные массив, глыба, палеоконтинент или микроконтинент. В настоящей работе эта

структура рассматривается в качестве окраины Карского континента, переработанной (гранитизация и зональный региональный метаморфизм) в течение позднепалеозойской коллизии последнего с Сибирским континентом. Большая часть Карского континента перекрыта водами Карского и, вероятно, Баренцева морей. С востока и севера эта крупная структура ограничена зоной континентального склона, развитие которого связано с раскрытием Евразийского бассейна. Ее границы подчеркиваются более поднятыми окраинами — архипелагами о-вов Северная Земля, Земля Франца-Иосифа и Шпицберген. На упомянутых островах, а также на о-вах Новой Земли, разделяющих Карское и Баренцево моря, установлен докембрийский фундамент, перекрытый палеозойско-мезозойским чехлом. Наличие коры континентального типа под водами Карского моря подтверждается комплексом геолого-геофизических (сейсмических и гравимагнитных) данных, полученных в Мурманском научно-исследовательском институте морской геофизики [Сенин и др., 1989; Боголепов и др., 1990]. В частности, согласно данным Б. В. Сенина с соавторами [1989], поверхность Мохо с граничными скоростями 8.0—8.2 км/с фиксируется в пределах площади Карского моря на глубинах от 25 до 47 км, что соответствует нормальной мощности континентальной коры.

Оценки возраста формирования магматических и метаморфических пород Северо-Таймырской зоны варьируют от архея до позднего палеозоя [Равич, 1954; Равич, Погребницкий, 1965; Даминова, 1957; Погребницкий, 1971; Махлаев, Коробова, 1972; Забияка, 1974; Беззубцев и др., 1986; и др.]. Сторонники раннедокембрийского возраста образования Карского блока (М. Г. Равич и Ю. Е. Погребницкий) обычно подразделяли его на два комплекса — архейско-раннепротерозойский гнейсовый и позднепротерозойский сланцевый. Граница при этом соответствовала метаморфической ступени перехода от эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой к зеленосланцевой фации. Таким образом, к архейским образованиям были отнесены плагиогнейсы и амфиболиты, выделенные указанными авторами в составе карской серии и слагающие центральную и северо-западную части Северо-Таймырской зоны. Другие исследователи не считали границу между метаморфическими фациями возрастной, рассматривали флишвидный комплекс в качестве одновозрастного (от позднего протерозоя до кембрия по разным схемам) и зонально-метаморфизованного, по мнению В. А. Обручева, Л. В. Махлаева, Н. И. Коробовой, А. И. Забияки — в докембрии, а Н. Н. Урванцева, А. М. Даминовой, В. В. Беззубцева и других — в позднем палеозое. Далее этой проблеме будет уделено особое внимание, как имеющей принципиальное значение. До сих пор, в крупных региональных обобщениях, без существенных на то оснований используются выводы М. Г. Равича и Ю. Е. Погребницкого об архейском возрасте образований побережья Карского моря. Одной из последних таких карт является “Генерализованная геологическая карта мира”, составленная Геологической службой Канады [Kirkham et al., 1994].

Внутренняя структура Карского континента (кроме метаморфической зональности) осложняется развитием разноранговых надвигов, других разрывных и складчатых структур, включающих изоклинальные или запрокинутые на юго-восток складки, а также широким развитием автохтонных, параавтохтонных и аллохтонных гранитоидов. Характеризуя основные особенности структуры Северо-Таймырской зоны, нельзя не остановиться на присутствии среди метаморфических флишвидных образований чуждых им амфиболитов и биотит-амфиболовых кристалли-

ческих сланцев, отмеченных в бассейне р. Ленивая (среднее течение), левобережье р. Гранатовая, на побережье Карского моря в качестве выходов раннедокембрийского фундамента, в ядрах гранито-гнейсовых куполов [Погребницкий, 1963; Забияка, 1974]. Рассматривая этот вопрос, Л. В. Махлаев указал на некоторые несоответствия Таймырских “куполов” классическим структурам окаймленных гнейсовых куполов, описанных П. Эскола и Л. И. Салопом [Махлаев, 1978]. В частности, Ленивский купол, крупнейший из выделенных, сечется изоградами метаморфизма, а не окаймляется ими; в “межкупольном” пространстве между Ленивским и Аттовским куполами уровень метаморфизма не падает, а так же как и в пределах этих куполов соответствует амфиболитовой фации и т. д. Изучение этих образований автором настоящей работы на побережье Карского моря от мыса Пацынко до мыса Каминского, а также анализ геологических материалов и литературных данных по другим объектам позволяют согласиться с идеей о том, что рассматриваемые выходы метабазитов являются блоками Центрально-Таймырского аккреционного пояса, вскрытыми в эрозионных и тектонических “окнах”. Любопытно, что именно для этих участков Северо-Таймырской зоны многие исследователи отмечали складки северо-западного простирания (на фоне генерального для Северного Таймыра северо-восточного простирания складок), объясняя их реликтами более древнего тектогенеза [Дампнова, 1958; Погребницкий, 1971; Захаров и др., 1977].

Перечисленные образования, как отмечалось выше, с юга и юго-востока ограничены Главным Таймырским надвигом (см. рис. 1.6). Эта структура проявляется зоной шириной до первых километров измененных и перетертых до бластомилонитов пород. Почти на всем протяжении надвига, за исключением, может быть, только самой северо-восточной его части в районе мыса Челюскина, более высокометаморфизованные породы или граниты Карского континента надвинуты на слабометаморфизованные (низы зеленосланцевой фации) породы Центрально-Таймырской зоны. В рельефе на многих участках Главный Таймырский надвиг выражен уступом высотой до нескольких десятков метров. Предполагается, что угол падения плоскости надвига на разных участках составляет 20—25, 30—50 и 40—60° [Махлаев, 1978; Мальцев, Беззубцев, 1979; Беззубцев и др., 1986]. Примеры отдельных фрагментов Главного Таймырского надвига показаны на рис. 1.9, 1.10.

Между Главным Таймырским и Диабазовым надвигами (см. рис. 1.6) размещается Хутудинский блок, терригенные отложения которого (мининская и хутудинская свиты) на ряде карт и схем показаны так же, как флишоидные отложения, размещенные к северу от Главного Таймырского надвига [Беззубцев и др., 1983; Уфлянд и др., 1991]. Однако по ряду признаков отнесение Хутудинского террейна к Северо-Таймырской зоне, а значит, и к Карскому континенту — проблематично. Сравнивая вещественный состав мининской и хутудинской свит Пясинского залива и бассейна р. Пясины с флишоидными отложениями прпрусской части рек Тревожная и Ленивая, В. Я. Кабаньков с соавторами [1978] установили различия в их вещественном составе и выделили, соответственно, южную и северную подзоны. В последних минералогический состав терригенной части характеризуется высоким содержанием обломков гранитоидов, калиевого полевого шпата и почти полным отсутствием эффузивов. Обломочный материал в грубозернистых разностях мининской и хутудинской свит свидетельствует об их вулканомик-

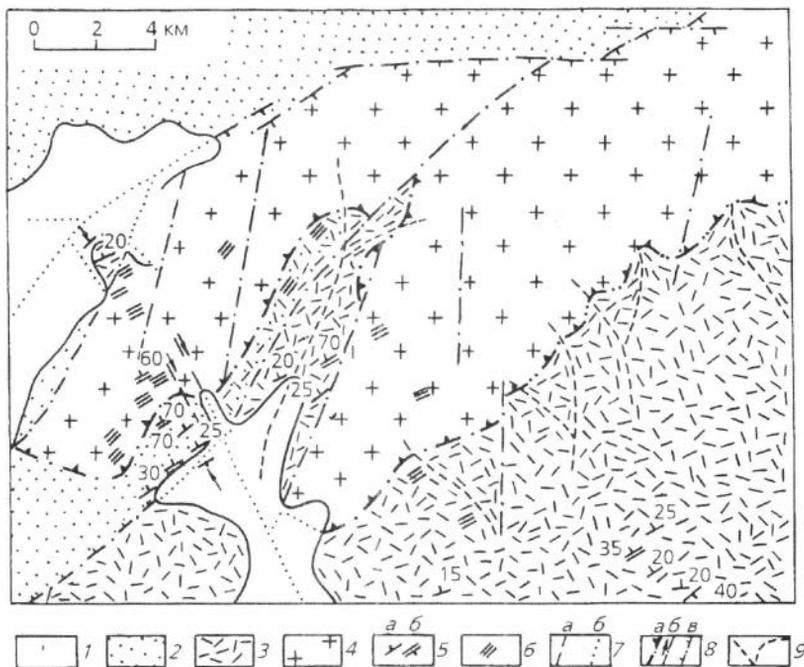


Рис. 1.9. Фрагмент геологической карты района Верхнешренковского на-  
двиг (истоки р. Шренк) [Мальцев, Беззубцев, 1979]:

1 — четвертичные отложения; 2 — терригенные отложения нижнего палеозоя(?); 3 — вул-  
каниты кислого состава верхнего протерозоя; 4 — гранитоиды верхнего палеозоя; 5 — эле-  
менты залегания слоистости (а) и расслаивки (б); 6 — зоны милонитизации; 7 — разрыв-  
ные нарушения, наблюдаемые или уверенно дешифрируемые (а) и под четвертичными от-  
ложениями (б); 8 — надвиги (а), сдвиги (б) и сбросы (в); 9 — тальвеги водотоков.

товой природе и вероятном размыве в этот отрезок времени (венд—  
кембрий) вулканогенных отложений Центрально-Таймырской зоны. Су-  
щественным аргументом в пользу такого суждения также является зна-  
чительное отличие уровня метаморфизма рассматриваемых блоков — по  
Главному Таймырскому надвигу породы, метаморфизованные на уровне  
амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, надви-  
нуты на отложения Хутудинского террейна, уровень метаморфизма ко-  
торых в лучшем случае достигает низов зеленосланцевой фации.

Таким образом, даже общий анализ основных структурных зон  
Таймырской складчатой области показывает существенные различия в  
их строении и условиях формирования. Состав отложений Южно-  
Таймырской зоны отражает обстановку пассивной окраины Сибирского  
континента, Центрально-Таймырская зона имеет аккреционную природу,  
а Северо-Таймырская — представляет собой склон и подножие Карского  
континентального блока. Тектоническое совмещение рассматриваемых  
структур первого порядка происходило по многочисленным надвигам,  
горизонтальные перемещения по крупнейшим из которых оцениваются в  
десятки [Урванцев, 1949; Уфлянд и др., 1991] или первые сотни кило-  
метров [Беззубцев и др., 1986], и сопровождалось различными типами  
магматизма и метаморфизма.

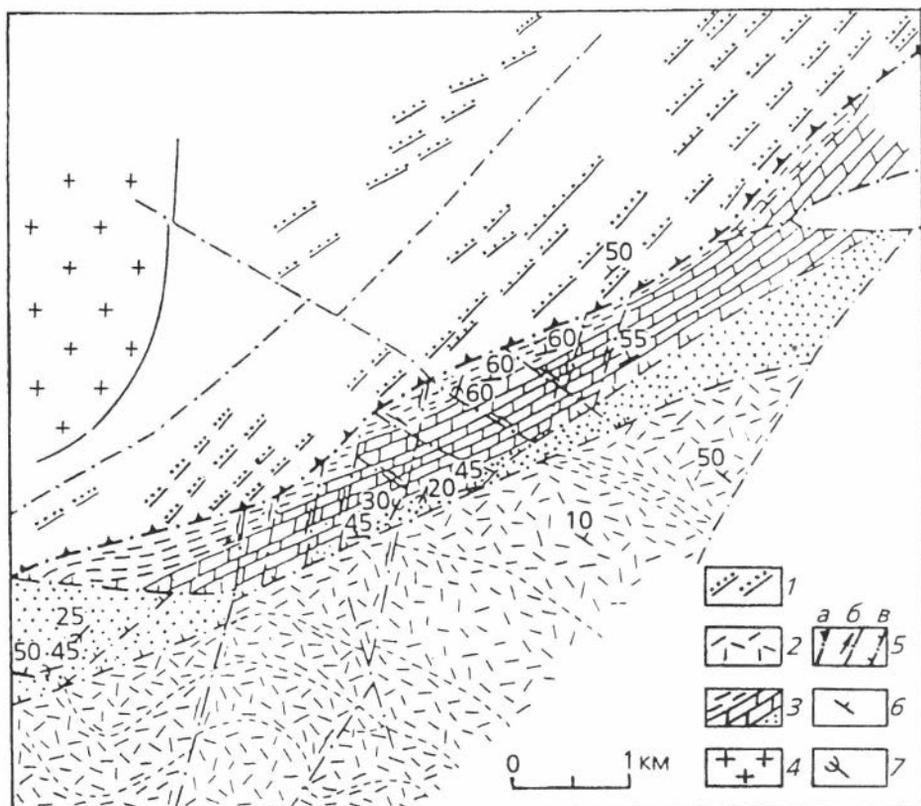


Рис. 1.10. Фрагмент геологической карты района Продольнинского на-  
двиг (истоки р. Продольная) [Мальцев, Беззубцев, 1979]:

1 — терригенные флишевые отложения; 2 — вулканогенные образования кислого состава;  
3 — терригенно-карбонатные отложения; 4 — гранитоиды верхнего палеозоя; 5 — надви-  
ги (а), сдвиги (б), сбросы (в); 6 — элементы залегания слоистости; 7 — шарниры складок и  
их падение.

Мной на основе обобщения геологических материалов предшествен-  
ников, а также собственных данных, включая результаты последних лет,  
сделана попытка увязать магматические и метаморфические процессы с  
тектоническими и показать основные этапы формирования Таймырской  
складчатой области. Очевидно, что реконструкция формирования таких  
покровно-складчатых систем, к которым относится Таймыр, не возмож-  
на только на основании геологических и литолого-стратиграфических  
наблюдений. Они должны быть использованы в комплексе с петролого-  
геохимическими исследованиями, позволяющими сопоставление разно-  
образных метаморфических и магматических комплексов складчатых  
областей с подобными образованиями современных геодинамических об-  
становок.

Центрально-Таймырская структурная зона, представленная одноименным докембрийским аккреционным поясом, ограничена с севера и юга крупнейшими в регионе Главным Таймырским и Пясино-Фаддеевским надвигами, а с запада и северо-востока перекрыта водами, соответственно, Пясинского залива и моря Лаптевых. Она имеет протяженность более 650 км при ширине выхода на поверхность от 60 км в бассейне р. Нижняя Таймыра до 150 км на п-ове Челюскин (см. рис. 1.6). Кроме того, значительная часть аккреционного блока перекрыта по Главному Таймырскому надвигу метаморфизованными и гранитизированными образованиями Карского континента. По мнению В. В. Беззубцева с соавторами [1986], масштабы этого перекрытия могли достигать 150 км.

Как уже отмечено выше, сложность строения рассматриваемого блока связана с тем, что он собран аккреционным путем из различных по составу и геодинамическим условиям формирования террейнов — от континентальных масс до чешуй океанской коры, также и с широким развитием метаморфических и дислокационных преобразований разных типов слагающих его пород.

В пределах аккреционного пояса отчетливо выделяются два террейна высокометаморфизованных и гранитизированных пород (Мамонто-Шренковский и Фаддеевский), ряд террейнов и пластин, слагающих Челюскинский и Становской офиолитовые пояса, а также существенно карбонатные блоки. Первые два во многом подобны между собой и отличаются от других по составу и уровню метаморфических преобразований. Контакты между террейнами тектонические, по надвигам. Границы между блоками и пластинами часто трассируются зонами катаклаза, милонитизации, автокластического меланжа или хаотических образований. Покровно-надвиговые структуры устанавливаются и внутри террейнов. Наибольшее внимание в этой главе будет уделено метаморфическим и магматическим комплексам, играющим ведущую роль в расшифровке условий образования как самого аккреционного пояса, так и слагающих его частей.

### 2.1. Мамонто-Шренковский и Фаддеевский гранито-гнейсовые террейны

#### 2.1.1. Структурное положение и строение

Мамонто-Шренковский и Фаддеевский террейны расположены на значительном удалении друг от друга (более 200 км): первый в междуречье Шренка и Мамонта, а второй в районе залива Фаддея на Северо-Восточном Таймыре (см. рис. 1.6). Большинство исследователей эти структуры рассматривались либо в качестве крупных интрузивных массивов, либо в качестве “выступов” древнейших (архейских или раннепротерозойских) пород региона [Беззубцев, 1981; Беззубцев и др., 1986; Забияка и др., 1986]. Так, по мнению геологов Красноярской геологосъемочной экспедиции, Шренковский выступ (AR—PR<sub>1</sub>) резко погружа-

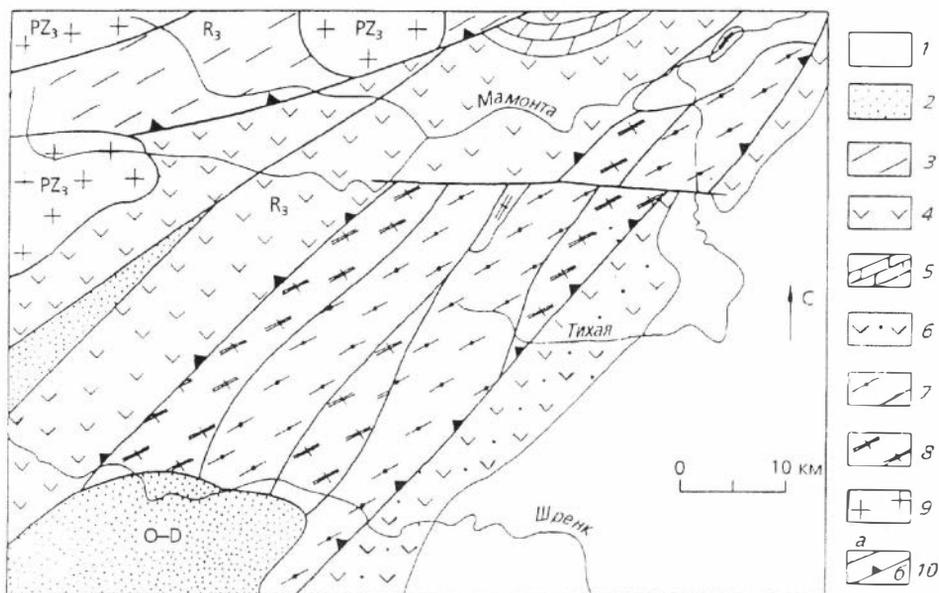


Рис. 2.1. Схема геологического строения Мамонто-Шренковского террейна. Составлена автором с использованием данных В. В. Беззубцева и др. [1986], Л. И. Махлаева [1988], Ю. И. Захарова и др. [1993]:

1 — четвертичные отложения; 2 — карбонатно-терригенные отложения (O—D); 3 — филлиты и кристаллические сланцы (R<sub>3</sub>); 4 — вулканогенный комплекс (R<sub>3</sub>); 5 — доломиты; 6 — вулканогенно-карбонатно-терригенный комплекс (R<sub>3</sub>); 7 — амфиболит-кристаллосланцевый комплекс; 8 — катаклазированные граниты и гнейсо-граниты (R<sup>?</sup>); 9 — субщелочные граниты (PZ<sub>3</sub>); 10 — разломы (a) и надвиги (б).

ется на восток и юго-восток, а в западном направлении “...плавно и, вероятно, идет на соединение с фундаментом Пур-Тазовского поднятия” [Беззубцев и др., 1986, с. 146]. В отношении Фаддеевского “выступа” указанные авторы имеют другое мнение — Фаддеевский выступ “вписывается” в структуры верхнего протерозоя, что, наряду с другими косвенными признаками, позволило им предположить, что как такового выступа в этой части Таймыра не существует. По мнению А. И. Забияки, в Фаддеевском антиклинории обнажаются древнейшие породы региона — блоки фундамента архейского возраста [Забияка и др., 1986]. В последние годы, после появления работы Л. В. Махлаева, растет число сторонников, рассматривающих эти структуры в качестве покровных чешуй [Махлаев, 1978; Хаин, 1979; Уфлянд и др., 1991].

На схематических картах описываемые структуры изображаются многоугольными фигурами, ограниченными обычно прямолинейными разрывными нарушениями или надвигами. Результаты среднемасштабной аэромагнитной и мелкомасштабной гравиметрической съемок интерпретируются неоднозначно. В частности, Л. В. Махлаевым [1988] показано, что Мамонто-Шренковский блок не улавливается ни на карте изолиний ΔТ, ни с помощью гравиметрической съемки, а другими исследователями на основании геофизических данных сделан вывод, что оба блока имеют большие размеры на глубине, чем на современной поверхности [Беззубцев и др., 1986].

Мамонто-Шренковский террейн на севере и северо-западе имеет тектонический контакт (зоны катаклаза и милонитизации) с вулканогенным комплексом позднего рифея, в юго-восточном направлении надвинут на позднерифейский вулканогенно-карбонатно-терригенный комплекс, а на юго-западе перекрыт палеозойскими терригенно-карбонатными отложениями чехла (рис. 2.1). В пределах блока выделяется несколько пластин, полого погружающихся к северо-западу [Махлаев, 1988], в основании каждой из них присутствуют милониты.

Фаддеевский террейн также всюду имеет тектонические контакты — на востоке и юго-востоке с метаморфизованными вулканитами, габброидами и серпентинитами Становского офиолитового пояса, а на севере и западе с рифейским вулканогенно-терригенным комплексом.

### 2.1.2. Состав метаморфитов и РТ-условия метаморфизма

В строении описываемых террейнов участвуют высокометаморфизованные (эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации) метатерригенные породы — плагиогнейсы и кристаллические сланцы, а также метабазиты, преобразованные в биотит-амфиболовые кристаллические сланцы, амфиболиты и гранатовые амфиболиты (см. рис. 2.1, 2.2). Среди них отмечаются дайки амфиболитизированных габброидов, тела гранитов, гранито-гнейсов и мигматитов. В меньшей степени представлены кварциты, мраморы и кальцифиры. Породы часто интенсивно катаклазированы, милонитизированы и диафторированы, особенно сильно в краевых частях блоков и пластин.

Метапелиты Мамонто-Шренковского и Фаддеевского террейнов, как правило, сложены биотит-силлиманитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Химические составы метапелитов обоих террейнов сходны по многим компонентам (табл. 2.1), различаясь лишь несколько меньшим содержанием СаО, Na<sub>2</sub>O и более ровным распределением К<sub>2</sub>O в метапелитах Мамонто-Шренковского террейна, что нашло отражение на диаграмме Б. Росера и Р. Корша [Roser, Korsch, 1986] (рис. 2.3а). На этой диаграмме, по частичному перекрытию полей составов метапелитов двух террейнов, отчетливо видна как близость состава, так и достаточно высокая зрелость осадков, занимающих поле пассивной континентальной окраины (Мамонто-Шренковский террейн) и пограничную зону между полями пассивной и активной континентальных окраин (Фаддеевский террейн). Они также сходны по содержанию Rb, Sr, Y, Nb, U, Ta, но метапелиты Мамонто-Шренковского террейна отличаются повышенными в 2—6 раз содержаниями Zr и Hf [Верниковский, 1995]. Некоторые отличия выявляются и при анализе содержаний и распределений РЗЭ (рис. 2.3б). При близких содержаниях тяжелых лантаноидов метапелиты Мамонто-Шренковского террейна значительно обогащены легкими и в них отчетливо выражен Eu-минимум.

В минеральном составе описываемых метапелитов характерны силлиманит (фибrolитовые скопления и кристаллы до 8—10 см), биотит с железистостью от 45 до 63 % и гранат. Реже наблюдается кордиерит, образующий мелкие буроватые зерна, замещенные серицитом, и микроклин. В эпидот-амфиболитовой фации широко представлены ставролит и мусковит, иногда отмечается хлоритоид. По железо-магниевым минералам часто развивается хлорит. Гранат разбит трещинами, растащен, час-

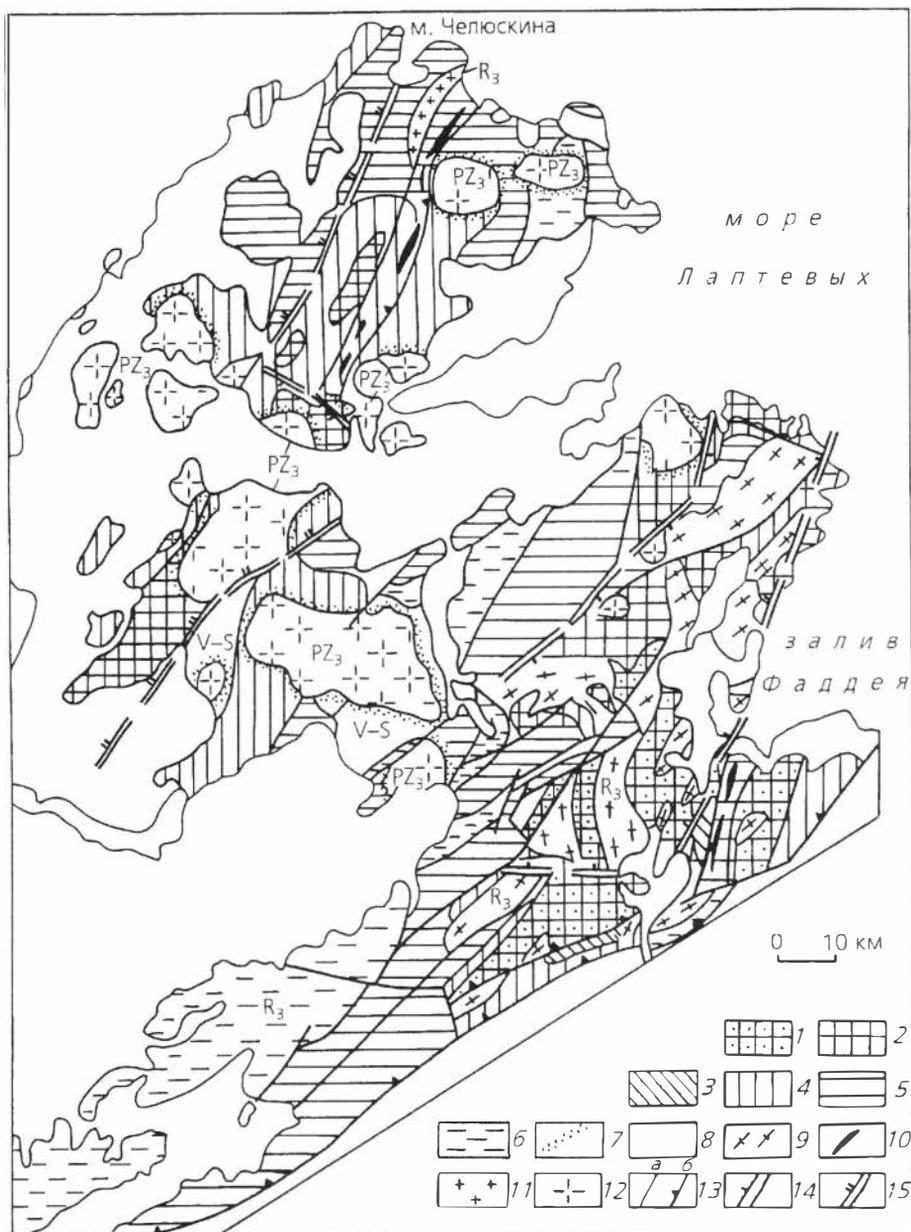


Рис. 2.2. Карта метаморфических фаций Северо-Восточного Таймыра [Верниковский, Забияка, 1985, с дополнениями]:

1—6 — фация: 1 — амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая (нерасчлененные), 2 — эпидот-амфиболитовая, 3 — дистеновых сланцев и гнейсов, 4, 5 — зеленых сланцев (4 — зона биотита, 5 — хлорита), 6 — низкотемпературная зеленосланцевая и пренит-пумпеллиновая (нерасчлененные); 7 — роговиковые ореолы; 8 — неметаморфизованные отложения; 9 — позднерифейские мигматит-граниты и гнейсо-граниты; 10, 11 — позднерифейские офиолиты (10) и трондjemиты-тоналиты (11); 12 — позднепалеозойские субщелочные граниты; 13 — разломы (а) и надвиги (б); 14, 15 — граница: 14 — Фаддеевского террейна, 15 — между Карским континентом и аккреционным поясом.

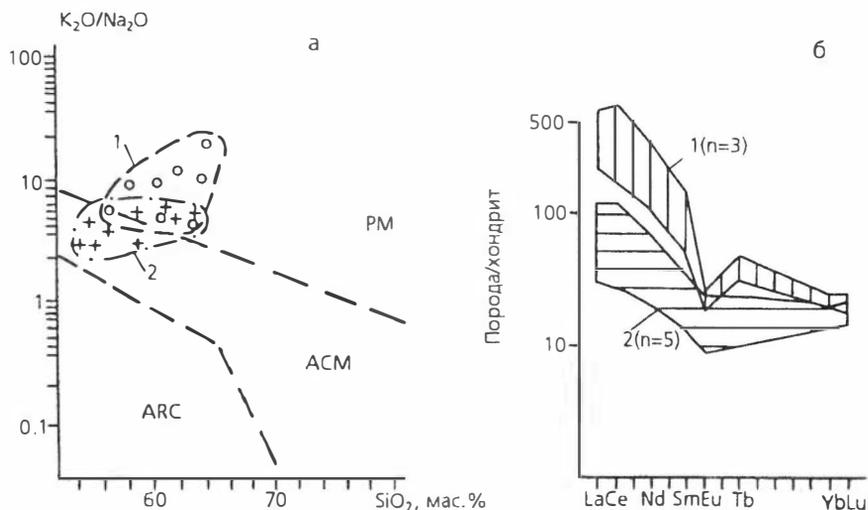


Рис. 2.3. Диаграмма  $K_2O/Na_2O-SiO_2$  (а) и распределение редкоземельных элементов (б) в метапелитах Мамонто-Шренковского (1) и Фаддеевского (2) террейнов.

Дискриминационные линии и поля, по [Roser, Korsch, 1986]: PM — пассивная континентальная окраина; ACM — активная континентальная окраина; ARC — океанская островная дуга. Нормирование РЗЭ, по [Evensen et al., 1978]. n — количество проб.

то формирует крупные порфиробласты от 3—4 мм до 1.0—1.5 см, с обилием пойкилитовых включений минералов основной ткани породы. Характерно развитие структур “снежного кома”, впервые отмеченных М. Г. Равичем [1954], которые могут свидетельствовать о дифференциальных движениях зерен во время их роста [Половинкина, 1966]. Включения, захваченные во время роста, в таких зернах располагаются по спиральным линиям. Изучение составов гранатов из метапелитов северной части Мамонто-Шренковского террейна (правобережье р. Мамонта) и центральной части Фаддеевского террейна (верховья р. Фаддея) позволило установить особенности изменения их состава, присущие только этим образованиям (табл. 2.2, 2.3, рис. 2.4, 2.5). Зональность гранатов сложная, но отчетлива ее направленность — при незначительном обеднении краевых частей зерен относительно центра  $MnO$ ,  $MgO$  и  $FeO$  отмечается значительное их обогащение  $CaO$  [Верниковский, 1983, 1986, 1988]. Содержание гроссулярового минала меняется от 3—4 до 13—17, а в отдельных случаях до 20—24 мол.%. По данным многих исследователей [Добрецов и др., 1972, 1974; Miyashiro, 1973], подобный рост гроссулярового минала в гранате из метапелитов указывает на повышение давления при минералообразовании и (или) изменение состава флюида. Учитывая неравномерность изменения составов гранатов, можно предположить колебания давления (в сторону увеличения) или состава флюида в период роста минерала.

Метабазиты, ассоциирующиеся с описываемыми гнейсами и кристаллическими сланцами, характеризуются зеленовато-бурыми и зелеными роговыми обманками с содержанием  $Na_2O$  до 0.7—1.0 мас.%. По ним часто развиваются бледно окрашенные зеленоватые актинолиты.

Таблица 2.1. Химический состав метapelитов и амфиболитов Мамонто-Шренковского и Фаддеевского террейнов

Компонент	216	216-1	216-2	216-3	2267	2269-5	2272	2543-2	2546-1	2550	218-1	221	2274-4
SiO <sub>2</sub> , мас. %	58.98	61.8	64.93	60.6	57.73	60.59	52.88	56.01	65.37	57.07	51.17	47.49	49.66
TiO <sub>2</sub>	1.28	1.67	1.13	1.37	1.4	1.34	1.1	1.15	1.37	1.0	1.33	0.95	1.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.44	17.2	17.25	19.58	20.26	17.96	28.72	21.92	14.38	20.38	13.61	15.72	14.08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.48	11.3	8.93	10.06	11.37	12.37	3.77	11.54	11.37	13.09	11.08	10.34	13.24
MnO	0.11	0.19	0.09	0.13	0.07	0.13	0.02	0.52	0.3	0.32	0.19	0.15	0.21
MgO	1.43	1.94	1.41	1.7	2.15	2.53	0.93	1.64	1.91	1.48	8.18	8.93	7.03
CaO	0.16	0.18	0.1	0.02	0.4	0.31	0.27	0.21	0.33	0.18	10.06	12.32	9.13
Na <sub>2</sub> O	0.6	0.3	0.54	0.3	0.73	1.5	1.18	1.01	0.31	1.02	2.35	1.3	2.56
K <sub>2</sub> O	3.82	2.97	2.37	3.43	2.52	1.38	5.9	2.42	1.76	2.46	1.02	0.95	0.66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.05	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.07	0.13	0.08	0.13
П.п.п.	2.77	2.62	2.31	3.02	3.06	1.66	4.96	2.92	2.42	2.48	0.14	1.53	1.24
Сумма	100.12	100.0	99.1	100.2	61.4	64.59	54.91	96.96	99.56	99.55	99.8	99.76	99.4
Rb, г/т	136	105	92	156	120	61	340	125	84	120	40	37	20
Sr	74	60	77	48	64	71	110	72	27	65	343	292	190
Y	37	36	36	35	29	27	22	26	34	28	12	8.44	26
Zr	287	621	308	314	140	180	170	120	210	98	74	45	91
Nb	15	17	14	15	14	12	14	14	15	12	3.8	0.5	7.8
U	2.8	3.7	—	2.4	3.8	2.8	3.6	2.3	3.2	3	<1	<1	1
Th	21	96	—	17	14	12	15	12	15	11	2	<1	2
Ba	424	335	402	357	450	380	820	680	540	600	318	294	190
Cr	125	116	101	127	390	190	170	150	240	200	314	577	85
Ni	60	—	29	45	70	64	29	62	65	70	75	130	45
V	157	150	128	161	310	260	160	300	240	190	322	268	250
Co	19	—	23	27	40	38	9.4	56	31	73	62	91	22
Ta	1.1	1.5	—	1.4	1.4	0.9	1	1.2	1.3	1	0.32	0.26	0.52
Hf	6.2	18	—	7.9	4.1	3.9	5.1	3.1	7.8	3.2	2.3	1.3	3
La	80	150	—	53	31	26	19	8.5	30	—	12	8.7	13
Ce	180	440	—	120	65	56	38	19	79	—	25	20	27
Nd	78	170	—	50	30	25	17	9.6	34	—	15	12	16
Sm	13	21	—	8.5	5.5	4.8	2.9	2.2	6.4	—	3.9	3	4.4
Gd	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Eu	1.7	1.4	—	0.98	1.3	1.1	0.58	0.52	1.6	—	1.3	1	1.3
Tb	1.5	2	—	1.3	0.85	0.76	0.27	0.57	1.1	—	0.64	0.48	0.85
Yb	3.6	4.1	—	4.2	2.6	2.6	2.5	3.6	3.6	—	2.4	1.8	3
Lu	0.49	0.62	—	0.7	0.41	0.42	0.43	0.57	0.58	—	0.36	0.29	0.5

*Примечание.* Метаципелиты: 216, 216-1, 216-2, 216-3 (междуречье Мамонта и Тихой); 2267, 2269-5 (р. Фаддея); 2272 (р. Аэросъемки); 2543-2, 2546-1, 2550 (междуречье Фаддея и Жданова); амфиболиты: 218-1, 221 (междуречье Мамонта и Тихой); 2374-4 (р. Аэросъемки).  
Определение оксидов выполнено А. Д. Киреевым и Н. М. Глуховой, Rb, Sr, Y, Zr, Nb — М. С. Мельгуновым рентгенофлуоресцентным анализом (ОИГТМ СО РАН, г. Новосибирск); U, Th, Ва — рентгенофлуоресцентным анализом; Cr, Ni, V, Co — атомно-эмиссионным количественным анализом; Ta, Hf, TR — нейтронно-активационным методом С. М. Лягуновым (ГУИН, г. Москва). Прочерк — отсутствие анализа.

Основные плагиоклазы замещаются более кислыми и агрегатом минералов группы эпидота—цоизита. Довольно часто описываемые метаморфиты мигматизируются. По данным Л. В. Махлаева [1988], в пределах Мамонто-Шренковского террейна интенсивность мигматизации и гранитизации возрастает к северо-западу. В пределах Фаддеевского террейна, вероятно, наблюдается подобная ситуация — в юго-восточной части развиты зоны мигматизации и небольшие по размерам тела автохтонных гранитов, сменяющиеся в центральной и северной частях террейна более крупными массивами.

Кроме зон катаклаза и милонитизации в краевых частях блоков высокометаморфизованных пород проявились интенсивные диафторические изменения. Эта закономерность, впервые отмеченная М. Г. Равичем [1954] на п-ове Челюскин, устанавливается и в других регионах [Добрецов и др., 1972; Лепезин, 1978]. При этом получается видимость постепенных переходов от высокотемпературных пород к низкотемпературным, отчетливо проявленная, например, в заливе Симса [Махлаев, Забияка, 1968]. Однако не всегда такие переходы бывают постепенными. Смена высокотемпературных ассоциаций низкотемпературными может происходить достаточно резко. Это хорошо выражено на левобережье р. Дорожная, где силлиманит-биотитовые гнейсы со ставролитом, гранатом и андалузитом в интервале протяженностью 900 м превращаются в биотит-хлорит-кварцевые и мусковит-альбит-хлорит-кварцевые сланцы, иногда с хлоритоидом. В промежуточной зоне происходит последовательное замещение низкотемпературными минералами силлиманита, затем ставролита и граната. Последним исчезает андалузит.

Наиболее значительные выходы диафторитов зеленосланцевой фации находятся в северной части Фаддеевского террейна, где они имеют площадное развитие в полосе, прослеживающейся в северо-восточном направлении от среднего течения р. Дорожная до приустьевой части р. Карпинского.

Особый интерес вызывают особенности метаморфизма, установленные многими исследователями при изучении юго-восточных приграничных частей описываемых блоков. Здесь выявлена отчетливая закономерность: парагенезисы и состав минералов свидетельствуют о том, что минералообразование происходило в условиях повышенных давлений. Для Мамонто-Шренковского террейна об этом говорит рост пиропового компонента в гранате высокоглиноземистых гнейсов (до 20—22 %), единичные находки гиперстена в гранат-биотитовых гнейсах, появление в катаклазитах по диопсидсодержащим породам натровых амфиболов и пироксенов, близких глаукофану и омфациту [Махлаев, 1988]. По данным геолого-съёмочных работ [Беззубцев и др., 1986], в левобережье р. Шренк установлены эклогитоподобные породы. Изучая эти высокометаморфизованные породы, Л. И. Демина [1984] пришла к выводу, что их метаморфические изменения соответствуют гранулитовой фации. Приведенные

Таблица 2.2. Химический и компонентный составы гранатов из метapelитов Мамонто-Шренковского террейна (междуречье Мамонта и Тихой)

Компонет	216				216-1				216-3	220	
	Grt—Bt—Ms—Chl—Pl—Qtz				Sil—Grt—Ms—Chl—Pl—Qtz						
	Grt <sub>1</sub> центр	Grt <sub>2</sub>	Grt <sub>3</sub>	Grt <sub>4</sub> край	Grt <sub>1</sub> центр	Grt <sub>2</sub>	Grt <sub>3</sub>	Grt <sub>4</sub> край	центр	центр	край
SiO <sub>2</sub> , мас. %	37.79	38.14	38.23	38.16	37.78	37.68	37.84	37.10	37.52	38.53	38.74
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.21	0.08	0.03	0.01	0.03	0.00	0.05	0.01	0.02	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.20	21.05	21.12	21.17	21.16	21.16	21.30	20.84	20.97	21.28	21.20
FeO	36.50	34.53	36.14	35.94	36.86	36.35	36.27	35.71	36.89	29.16	29.29
MnO	1.09	0.65	0.21	0.25	2.15	0.85	1.85	0.76	1.94	2.04	2.04
MgO	3.05	2.10	2.61	2.52	2.16	2.51	2.53	2.35	2.28	3.38	3.22
CaO	1.15	4.60	3.03	3.53	1.52	2.37	1.42	2.50	1.04	6.38	6.40
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.05	0.04	0.04	0.06	0.00	0.05	0.06	0.05	0.06	0.04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.03	0.03	0.02	0.00	0.00	0.03	0.04	0.03	0.01	0.00
Сумма	100.92	100.37	100.50	101.66	101.70	100.95	101.30	99.41	100.73	100.86	100.96
Si, ф. е.	3.01	3.02	3.03	3.02	3.01	3.01	3.02	3.01	3.01	3.02	3.03
Ti	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.99	1.97	1.97	1.97	2.00	1.99	2.00	1.99	1.99	1.97	1.96
Fe	2.44	2.30	2.39	2.39	2.46	2.43	2.42	2.42	2.48	1.92	1.92
Mn	0.07	0.04	0.01	0.02	0.15	0.06	0.13	0.05	0.13	0.14	0.14
Mg	0.36	0.25	0.31	0.30	0.26	0.30	0.30	0.28	0.27	0.40	0.38
Ca	0.10	0.39	0.26	0.30	0.13	0.20	0.12	0.22	0.09	0.54	0.54
Prp, %	12.22	8.34	10.36	9.93	8.60	10.01	10.16	9.54	9.18	13.26	12.67
Alm	81.99	77.02	80.52	79.51	82.20	81.29	81.55	81.42	83.37	64.20	64.67
Spr	2.49	1.47	0.47	0.57	4.85	1.91	4.22	1.75	4.44	4.55	4.56
Grs	3.00	13.16	8.65	10.00	4.34	6.79	4.08	7.29	3.01	18.00	18.10
f, %	87.00	90.20	88.70	88.90	90.50	89.10	88.90	89.50	90.20	82.80	83.50

Примечание. Исследования проводились на микроанализаторе JXA-5A в ОИГТМ СО РАН (оператор О. С. Хмельникова),  $f = (\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})) \times 100$ .

Здесь и далее в таблицах — символы минералов: Act — актинолит, Ab — альбит, Alm — алмадин, Am — амфибол, An — анортит, And — андалузит, Ank — анкерит, Bt — биотит, Crx — клинопироксен, Cal — кальцит, Chl — хлорит, Cld — хлоритоид, Crd — кордиерит, Ep — эпидот, Grt — гранат, Gln — глаукофан, Grs — гроссуляр, Hbl — роговая обманка, Kfs — калиевый полевой шпат, Ilm — ильменит, Ky — кианит, Mag — магнетит, Mc — микроклин, Ms — мусковит, Ompr — омфацит, Pl — плагиоклаз, Py — пирит, Prp — пироп, Prl — пирофиллит, Qtz — кварц, Ser — серицит, Spr — сапфирин, Sil — силлиманит, Sps — спессартин, St — ставролит, Tr — тремолит, Zo — цоизит.

Таблица 2.3. Химический и компонентный составы гранатов из метapelитов Фадеевского террейна

Компонент	2267				2273-3	2273-4	2262-4		2262-5	
	Sil—St—Grt—Bt—Cld—Chl—Ms—Qtz				Sil—Grt—Bt—Pl—Qtz		Grt—Bt—Ms—Chl—Qtz			
	Grt <sub>1</sub> центр	Grt <sub>2</sub>	Grt <sub>3</sub>	Grt <sub>4</sub> край	центр	центр	центр	край	центр	край
SiO <sub>2</sub> , мас. %	33.82	35.38	36.90	36.42	36.88	36.47	37.76	34.73	33.83	33.58
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.00	0.00	0.26	0.12	0.18	0.05	0.05	0.10	0.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.39	19.72	20.81	20.52	20.41	20.52	20.91	21.24	21.15	20.79
FeO	39.15	38.50	38.34	34.01	36.84	36.70	35.09	33.71	36.28	34.68
MnO	0.78	0.76	0.58	0.24	0.60	0.41	0.22	0.87	0.55	1.22
MgO	3.54	2.71	2.94	2.76	3.16	3.46	1.38	0.80	1.06	0.92
CaO	1.81	1.58	1.33	6.12	1.27	1.10	6.53	8.34	7.35	9.73
Na <sub>2</sub> O	0.57	0.32	0.46	0.43	—	—	0.23	0.24	0.57	0.33
Сумма	99.19	98.97	101.36	100.76	99.28	98.84	102.17	99.98	100.89	101.35
Si, ф. е.	2.81	2.92	2.95	2.92	2.99	2.97	2.98	2.84	2.77	2.74
Ti	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Al	1.91	1.93	1.97	1.95	1.96	1.98	1.95	2.05	2.05	2.01
Fe	2.73	2.67	2.57	2.29	2.51	2.51	2.33	2.31	2.49	2.38
Mn	0.06	0.05	0.04	0.02	0.04	0.03	0.01	0.06	0.04	0.08
Mg	0.44	0.34	0.35	0.33	0.38	0.42	0.16	0.10	0.13	0.11
Ca	0.16	0.14	0.11	0.53	0.11	0.10	0.55	0.73	0.65	0.85
Prp, %	12.80	10.48	11.44	10.47	12.60	13.80	5.33	3.05	3.92	3.28
Alm	80.62	83.49	83.59	72.35	82.40	82.12	76.05	72.18	75.36	69.33
Spr	1.62	1.66	1.27	0.51	1.36	0.93	0.48	1.89	1.16	2.47
Grs	4.78	4.38	3.70	16.67	3.64	3.15	18.13	22.88	19.56	24.92
f, %	91.70	93.40	92.90	92.50	86.85	85.66	93.57	99.57	95.04	95.58

Примечание. Исследования проводились на микроанализаторе JXA-5A в ОИГГМ СО РАН (оператор О. С. Хмельникова),  $f = (\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})) \times 100$ . Образцы 2267, 2262-4, 2262-5 отобраны на р. Фаддея; 2273-3, 2273-4 — на р. Аэросъемки.

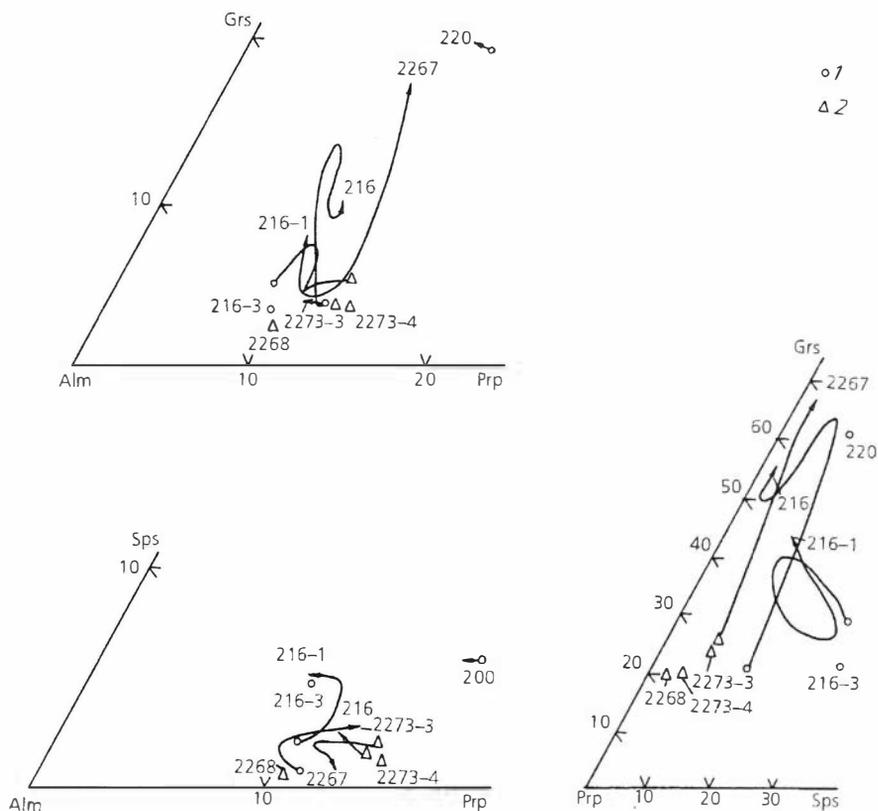


Рис. 2.4. Изменение составов гранатов от центра к краю (конец стрелки) из метapelитов Мамонто-Шренковского (1) и Фаддеевского (2) террейнов. Номера образцов и символы минералов см. в табл. 2.2, 2.3.

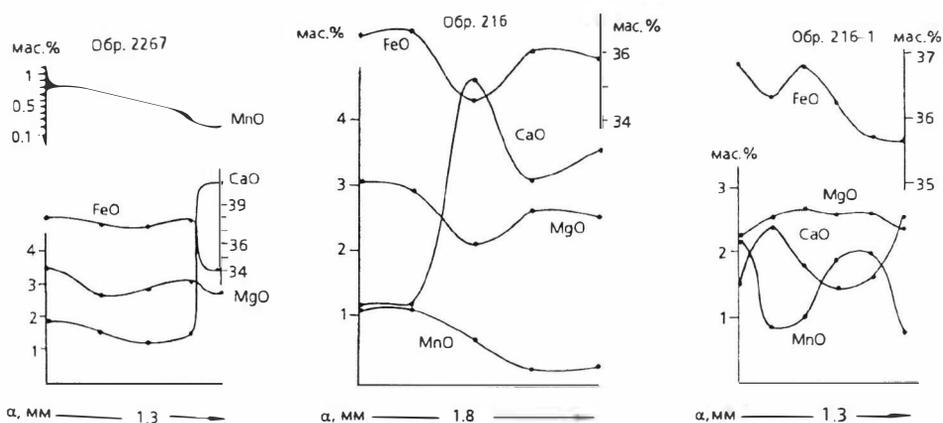


Рис. 2.5. Зональность гранатов из метapelитов Фаддеевского (обр. 2267) и Мамонто-Шренковского (обр. 216, 216—1) террейнов.

оценки РТ-параметров метаморфизма ( $T = 625\text{—}700\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 8.8\text{—}9.0$  кбар) и химические составы некоторых минералов (единичные анализы амфиболов, клинопироксена, биотита и граната), по мнению автора настоящей работы, недостаточны для отнесения описываемых пород к гранулитам, но позволяют предполагать их формирование в области высоких давлений амфиболитовой фации [Добрецов и др., 1972, 1974].

В блоках и пластинах юго-восточной и южной частей Фаддеевского террейна также установлены минеральные парагенезисы, формирование которых проходило в условиях фаций высоких давлений (см. рис. 2.2). Примером может быть узкая зона с кианитсодержащими парагенезисами. Нами в левобережье р. Жданова закартирована зона фации дистеновых сланцев, где, наряду с кианитом, мусковитом и кварцем, иногда отмечаются силлиманит и сапфирин [Верниковский, Забияка, 1985]. Еще раньше, на продолжении этой узкой зоны к северо-востоку, Г. И. Степановым в 1965 г., а затем В. П. Беловым и Л. И. Деминой [1980] описаны кристаллические сланцы, в которых совместно с кианитом присутствуют гранат, биотит, амфибол, альбит, кварц и минералы эпидот-цоизитовой группы. Особый интерес вызывает тот факт, что описываемые породы представлены в блоке, непосредственно примыкающем к офиолитам р. Становая. Оценка РТ-условий метаморфизма по разным геотермобарометрам [Перчук, 1970, 1986; Аранович, Подлесский, 1980; Федыкин, 1986] показывает относительно низкие температуры ( $500\text{—}650\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) и повышенные давления ( $5.5\text{—}8.0$  кбар) при минералообразовании в этой зоне [Белов, Демина, 1980; Верниковский, 1988].

Таким образом, данные свидетельствуют о том, что метаморфические преобразования пород Мамонто-Шренковского и Фаддеевского террейнов проявились неоднократно в условиях изменений РТ-параметров, связанных с тектоническими движениями. Ассоциация этих пород с островодужными террейнами (см. ниже) и минеральные парагенезисы позволяют предположить, что они фиксируют метаморфические преобразования в зоне субдукции.

### 2.1.3. Петрология и геохимия гранитоидов

В пределах рассматриваемых террейнов гранитоиды занимают около 50 % объема Мамонто-Шренковского [Махлаев, 1988] и более половины Фаддеевского блоков. Эти породы впервые описаны М. Г. Равичем [1954] в качестве “формации катакластических порфировидных гранитоидов” [Равич, Чайка, 1962]. Отличительная особенность их от других гранитоидов Таймыра — широкое проявление зон катаклаза и милонитизации, особенно в краевых частях блоков и пластин.

Как правило, эти гранитоиды слагают вытянутые согласно с простиранием складчатых структур линзы, пластины и массивы площадью от нескольких до сотен квадратных километров. Более мелкие тела автохтонных гранитоидов часто вкрест простирания переходят в зоны мигматитов, а более крупные формируют параавтохтонные массивы. И те и другие присутствуют как в пределах Мамонто-Шренковского (правобережье р. Мамонта, бассейн р. Тихая и левобережье р. Шренк), так и среди метаморфитов Фаддеевского (междуречье Жданова и Бырранга, бассейны рек Становая, Фаддея, Аэросъемки, Пека и Карпинского) террейнов. Для последних нередки купольные формы строения массивов,

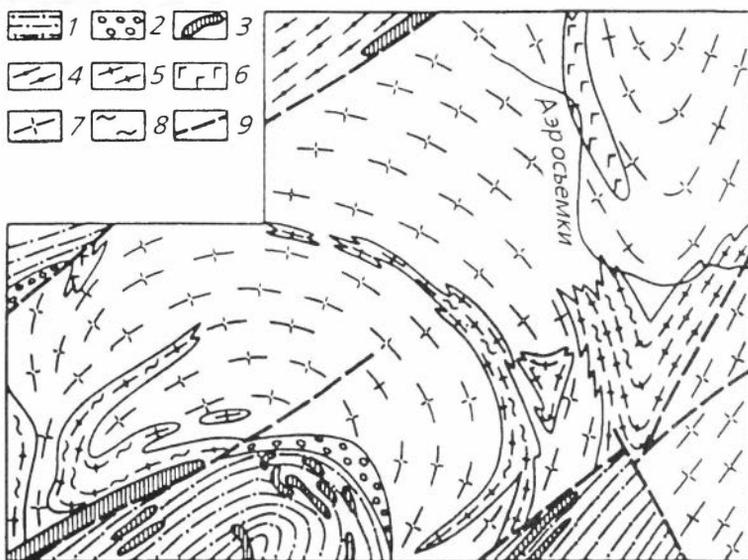


Рис. 2.6. Строение массива гранитоидов верховьев р. Аэросъемки [Забяка и др., 1986]:

1 — метаалевролиты и филлиты; 2 — конгломераты и гравелиты; 3 — метадиабазы; 4 — кристаллические сланцы и гнейсы; 5 — амфиболиты; 6 — метагабброиды; 7 — гранитоиды; 8 — мигматиты; 9 — разрывные нарушения.

подчеркиваемые конформным расположением в них линз гнейсов, амфиболитов и мигматитов. Наиболее яркой иллюстрацией этому служит массив междуречья Дорожной и Аэросъемки (рис. 2.6).

По составу рассматриваемые гранитоиды отвечают порфиоровидным биотитовым, биотит-амфиболитовым, двуслюдяным и мусковитовым гранитам и лейкогранитам нормального и субщелочного ряда калиево-натриевой серии [Равич, Чайка, 1962; Махлаев, 1988; Захаров и др., 1993]. Причем биотитовые и биотит-амфиболитовые разности в большей степени характерны для Мамонто-Шренковского блока, а двуслюдяные и мусковитовые — для Фаддеевского. Кроме первичных порфиоровидной и гипидиоморфно-зернистой структур, устанавливающихся в наименее измененных разностях, проявлены кластические и милонитовые структуры. Текстуры — гнейсовидные, линейные и полосчатые — обусловлены обособлением и директивным развитием чешуйчатых минералов, с одной стороны, и вытянутостью обломков полевых шпатов и кварца, обтекаемых микрозернистой основной массой, с другой.

Порфиоровые вкрапленники обычно сложены интенсивно пертитизированным калишпатом и альбитизированным плагиоклазом. Характерно, что в гранитоидах обоих террейнов исключительно широко развиты новообразования порфиробластов альбита, а иногда и микроклина [Забяка и др., 1986; Махлаев и др., 1992]. Как показано Л. В. Махлаевым с соавторами [1992], формирование таких бластических структур отмечено в массивных, обычно среднезернистых лейкократовых кварц-микроклин-альбитовых и кварц-альбитовых породах, встречающихся в пределах зон

динамокластитов. Эти породы представляют собой посткатакластические новообразования типа приразломных кварц-альбитовых и кварц-альбит-микроклиновых гранитоидных метасоматитов.

Сравнение гранитоидов обоих террейнов по петрохимическим признакам показывает близость содержаний в тех и других большинства петрогенных компонентов (табл. 2.4). Отличием является то, что во всех изученных образцах гранитоидов Мамонто-Шренковского террейна  $\text{Na}_2\text{O}$  незначительно, но преобладает над  $\text{K}_2\text{O}$ , а в гранитах Фаддеевского — наоборот. При анализе редких и редкоземельных элементов в рассматриваемых породах выявлены существенные особенности: 1) относительно более низкий уровень (в 2—3 раза) содержаний Rb в шренковских гранитах, за счет чего их поля составов на диаграммах с Rb разделились с фаддеевскими гранитами, тогда как на диаграмме Nb—Y пробы тех и других присутствуют в одном поле (рис. 2.7); 2) значительно более низкий уровень Zr в фаддеевских гранитах относительно шренковских (в 2—10 раз); 3) для тех и других гранитоидов низкие содержания Sr, обычно десятки граммов на тонну, что не является типичным как для известково-щелочных, так и для гранитоидов андезитового ряда, в которых содержание Sr обычно варьирует от 150 до 700 г/т [Кузьмин, 1985]; 4) при близких содержаниях тяжелых лантаноидов в гранитоидах разных террейнов породы Мамонто-Шренковского блока более обогащены легкими редкими землями (рис. 2.8), причем распределения РЗЭ в тех и других гранитоидах близки таковым во вмещающих их метапелитах (гнейсах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций).

Малое количество приведенных анализов затрудняет однозначное решение вопроса о типе этих гранитов. Однако их преимущественно автохтонное залегание, соотношение петрогенных компонентов, унаследованность в значительной степени редкоэлементного, включая РЗЭ, состава субстрата (см. табл. 2.1, 2.4), а также частое присутствие граната позволяют рассматривать граниты Мамонто-Шренковского и Фаддеевского террейнов в качестве гранитов S-типа.

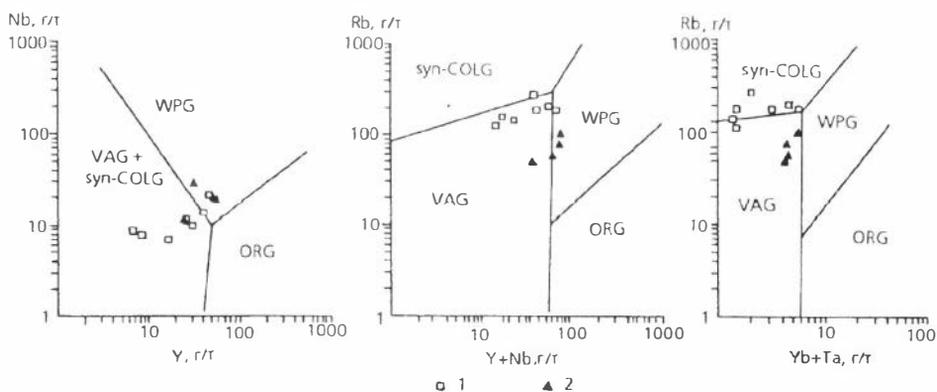


Рис. 2.7. Диаграммы Nb—Y, Rb—(Y+Nb) и Rb—(Yb+Ta) для гранитоидов Фаддеевского (1) и Мамонто-Шренковского (2) террейнов.

Поля составов гранитов, по [Pearce et al., 1984b]: syn-COLG — синколлизионные, VAG — вулканических дуг, WPG — внутриплитные, ORG — океанских хребтов.

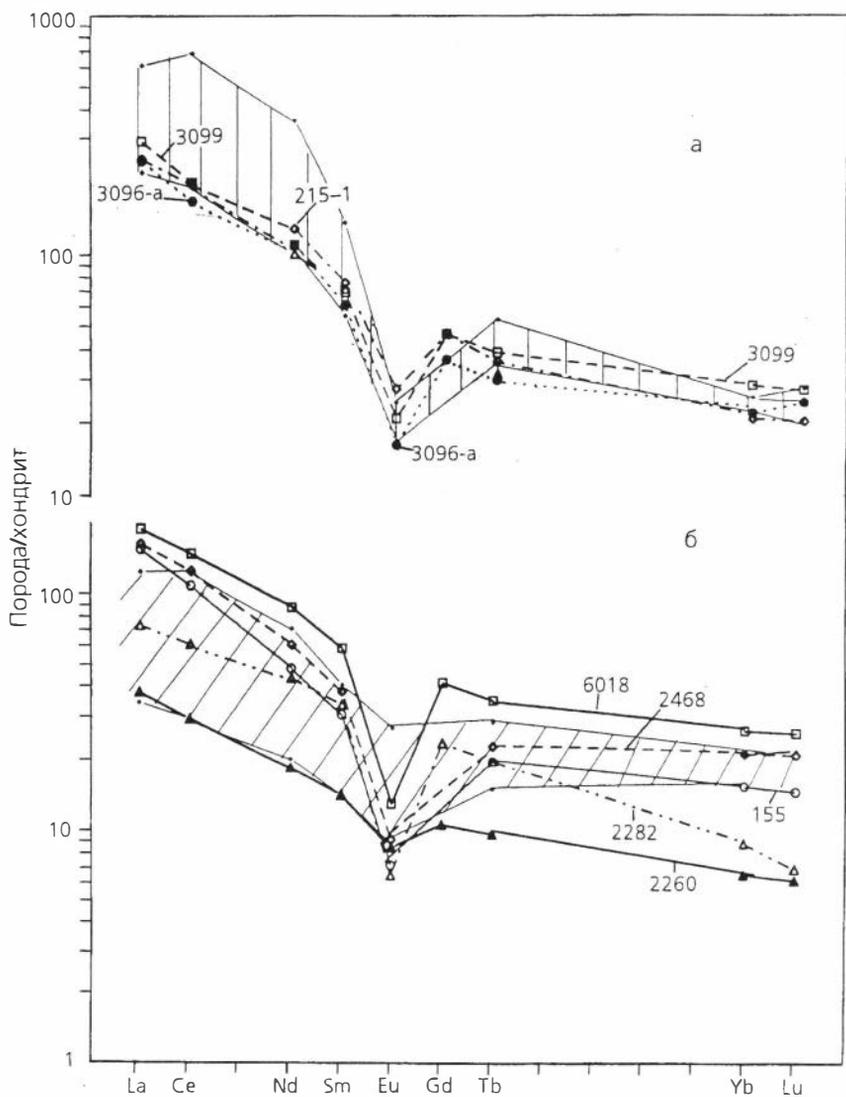


Рис. 2.8. Распределение РЗЭ в гранитоидах Мамонто-Шренковского (а) и Фаддеевского (б) террейнов.

Заштрихованные поля — распределения РЗЭ во вмещающих метапелитах. Номера образцов см. в табл. 2.4.

Таблица 2.4. Химический состав гранитоидов Мамонто-Шренковского и Фаддеевского террейнов

Компонент	Мамонто-Шренковский террейн			Фаддеевский террейн				
	215-1	3099	3096-а	155	6018	2468	2282	2260
SiO <sub>2</sub> , мас. %	75.11	73.02	73.2	75.09	75.56	73.16	72.27	75.92
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.3	0.29	0.17	0.16	0.21	0.1	0.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.56	13.01	13.33	12.74	12.63	13.74	14.78	12.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.44	2.55	2.72	1.81	1.86	2.15	1.7	1.68
MnO	0.07	0.07	0.03	<0.03	<0.03	0.04	<0.03	<0.03
MgO	<0.1	0.19	0.15	0.29	0.19	0.28	0.17	0.19
CaO	0.42	0.64	0.88	0.38	0.31	0.93	0.86	0.86
Na <sub>2</sub> O	4.62	5.34	5.06	3.12	3.77	3.39	3.43	2.67
K <sub>2</sub> O	4.17	3.72	3.22	5.48	4.91	4.85	5.67	5.56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0.03	0.05	0.05	<0.03	<0.03	0.04	0.07	0.06
П.п.п.	0.2	1.02	1.1	0.66	0.4	0.76	0.92	0.5
Сумма	99.77	99.91	100.0	99.8	99.85	99.55	100.0	100.04
Rb, г/т	49	100	76	180	180	200	270	140
Sr	14	41	83	31	28	72	60	34
Y	25	54	53	31	47	41	27	17
Zr	550	330	270	84	140	93	53	40
Nb	11	19	19	9.4	20	13	11	6.6
U	2.3	2.2	1.7	2	2.5	4	7.2	1.8
Th	1.5	16	18	20	16	18	18	5.5
Ba	330	820	760	630	612	390	276	336
Cr	20	16	7	25	9.2	130	13	5.8
Ni	5	4.3	3.3	13	4	14	2.8	2.5
V	<2	10	10	10	6	15	<2	8
Co	0.56	1.29	1.42	5	0.98	5	0.59	1.48
Ta	0.85	0.96	0.79	0.67	1.33	1.1	0.59	0.28
Hf	16.5	10.2	8.1	2.4	6.9	2.8	2.44	1.67
La	60	71	59	37	45	39	18	9.4
Ce	123	126	106	69	93	79	39	19
Nd	61	52	52	23	42	29	21	9
Sm	11.7	10.6	9.4	4.8	9.1	6	5.3	2.2
Gd	9.6	9.5	7.5	—	8.7	—	4.9	2.2
Eu	1.6	1.2	0.94	0.42	0.76	0.54	0.38	0.5
Tb	1.35	1.47	1.13	0.75	1.35	0.87	0.75	0.37
Yb	3.4	4.7	3.6	2.6	4.5	3.6	1.5	1.1
Lu	0.51	0.69	0.61	0.38	0.68	0.55	0.18	0.16

Примечание. Пробы 215-1, 3099, 3096-а отобраны в междуречье Тихой и Мамонта; 155, 6018 — р. Жданова; 2468 — р. Карпинского; 2282 — р. Пека; 2260 — р. Фаддея.

#### 2.1.4. Изотопно-геохимические исследования и обоснование возраста

Относительно возраста рассматриваемых гранитоидов у исследователей-геологов много суждений. Основываясь только на геологических данных, одни из них относили эти гранитоиды к архейским или раннепротерозойским образованиям [Беззубцев и др., 1986; Забияка и др., 1986] выступов фундамента, другие — к позднепротерозойским [Равич, Чайка, 1962]. Единичные изотопные данные датирования (Pb-Pb, U-Pb-Th методы) соответствовали интервалу 800—1150 млн лет [Хаин, 1979; Беззубцев и др., 1986], но публиковались без каких-либо расчетных данных и графических построений, что не свидетельствовало об их достоверности.

Нами с сотрудниками ИГГД РАН (Л. А. Неймарком, А. Б. Котовым, Е. Б. Сальниковой, В. П. Ковачем и С. З. Яковлевой) в последние годы проведено изотопное датирование гранитоидов Ждановского массива (пробы 155 и 155ж, Фаддеевский террейн, Северо-Восточный Таймыр) U-Pb методом по цирконам, а также Sm-Nd и Rb-Sr методами по породе в целом. Исследования Rb-Sr методом выполнены в ОИГГМ СО РАН В. А. Пономарчуком.

Выделение акцессорных цирконов из проб проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Химическое разложение цирконов и выделение U и Pb осуществлялись по модифицированной методике Т. Е. Кроу [Krogh, 1973]. Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре MAT-261 фирмы "Finnigan". Точность определения содержаний U и Pb составила 0.5 %. Холостое загрязнение не превышало 0.2 нг Pb и 0.01 нг U. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам "PbDAT" и "ISOPLOT" [Ludwig, 1991a,b]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [Steiger, Jager, 1976]. Поправка на обычный свинец введена в соответствии с модельными величинами [Stasey, Kramers, 1975]. Все ошибки приведены на  $2\sigma$  уровне.

В первой пробе (155) проанализированы четыре размерные фракции. Все результаты характеризуются дискордантными значениями возраста, вычисленными по разным U-Pb изотопным отношениям, и значения кажущегося возраста по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  варьируют от 798 до 912 млн лет (табл. 2.5). На диаграмме с конкордией (рис. 2.9а) экспериментальные точки образуют эррохрону (СКВО— средний квадрат взвешенных отклонений = 11), пересекающую конкордию в двух точках, соответствующих возрастам  $1397 \pm 398$  и  $566 \pm 94$  млн лет. Поскольку все фигуративные точки группируются вблизи нижнего пересечения, именно второе значение можно рассматривать как оценку возраста изученных гранитов, а верхнее пересечение должно определять возраст древнего, унаследованного компонента радиогенного Pb. В пользу такой интерпретации свидетельствует и то, что фракция циркона с минимальной концентрацией U расположена ближе всего к нижнему пересечению (см. рис. 2.9а), чего не должно быть в случае реализации модели эпизодических потерь радиогенного Pb метамиктными фазами цирконов. Избыточный разброс экспериментальных точек относительно аппроксимирующей прямой может быть обусловлен разновозрастностью унаследованных древних компонентов минерала и (или) влиянием гипергенных потерь радиогенного Pb. Последнее представляется также вероятным ввиду довольно высоких концентраций U в изученных цирконах (575—

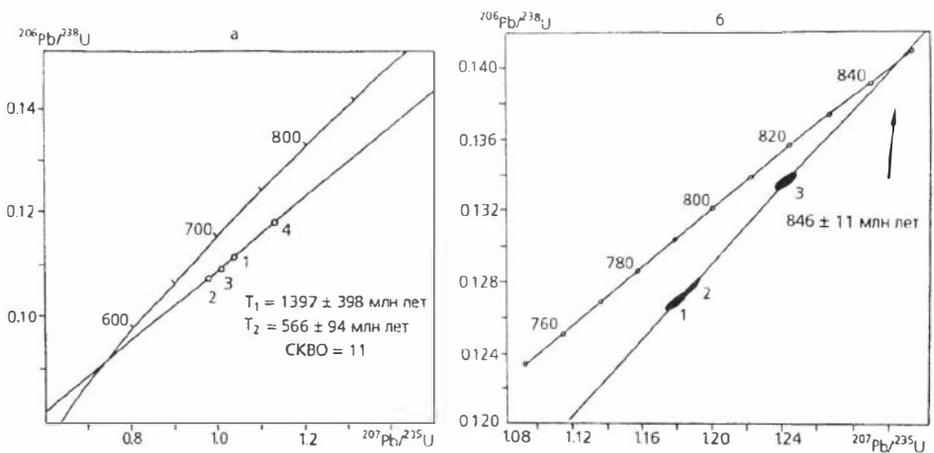


Рис. 2.9. Диаграммы с конкордией для цирконов из гранитов массива р. Жданова пробы 155 (а) и 155ж (б).

Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 2.5.

785 мкг/г, см. табл. 2.5). В таком случае полученная оценка ( $566 \pm 94$  млн лет) может характеризовать минимальный возраст исследованных гранитов. Максимально же возможный их возраст (в рамках принятой модели) интерпретации данных должен определяться наименьшей оценкой кажущегося возраста по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , которая равна  $798 \pm 8$  млн лет.

Результаты по первой пробе позволили нам считать, что возраст формирования гранитоидов позднерифейско-вендский и что в них присутствует более древний, унаследованный компонент радиогенного Pb с усредненным возрастом  $1397 \pm 398$  млн лет.

Для получения более точных результатов датирования из этого же массива проанализирована еще одна проба (155ж) [Верниковский и др., 1997б]. В ней циркон представлен прозрачными и полупрозрачными идиоморфными короткопризматическими кристаллами цирконового габитуса розово-вишневого цвета, принадлежащими к одному морфологическому типу. Для внутреннего строения зерен циркона характерно наличие тонкой магматической зональности в краевых частях и присутствие большого количества твердофазных и газовой-жидких включений в центральных частях кристаллов. Размеры зерен циркона варьируют от 45 до 150 мкм,  $K_{\text{удл.}} = 1.5-2.5$ .

Первоначально для проведения U-Pb изотопных исследований использовали наиболее прозрачные и идиоморфные кристаллы циркона, отобранные из фракций 0.045—0.06 и 0.06—0.08 мм, которые оказались дискордантными (см. табл. 2.5, рис. 2.9б). Для уменьшения степени дискордантности проводили аэроабразивную обработку циркона [Krogh, 1982]. Как видно из рис. 2.9б, точка, отвечающая изотопному составу остатка после аэроабразивной обработки циркона размерной фракции  $>0.085$  мм, сместилась вверх по направлению к конкордии относительно точек проанализированных размерных фракций циркона. Верхнее пересечение с конкордией дискордии, построенной для трех точек, соответствует  $846 \pm 11$  млн лет, а нижнее — близко к нулю (SKBO = 0.96).

Таблица 2.5. U-Pb изотопные данные для цирконов из гранитного массива р. Жданова

№ п/п	Фракция минерала, навеска	Содержание, мкг/г		Измеренные изотопные отношения			Рассчитанные изотопные отношения		Возраст по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , млн лет
		U	Pb	$^{206}\text{Pb}/^{201}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	
Проба 155									
1	<0.045 мм, 3.0 мг	682	97.7	571.4	0.0922	0.3545	0.1115	1.0337	845±21
2	0.045—0.06 мм, 1.95 мг	575	75.8	501.7	0.0942	0.2798	0.1076	0.9747	798±8
3	0.06—0.085 мм, 1.88 мг	785	101.8	659.3	0.0886	0.2557	0.1090	1.0068	837±4
4	>0.085 мм, 1.08 мг	765	108.5	548.9	0.0953	0.2621	0.1175	1.1252	912±3
Проба 155ж									
1	0.045—0.06 мм, 0.87 мг	657	123.2	178.4	0.1476	0.3925	0.1269	1.1785	848±6
2	0.06—0.08 мм, 0.09 мг	687	126.8	191.5	0.1422	0.3754	0.1277	1.1871	851±3
3	>0.085 мм АО 50 %, 1.08 мг	0.003*	0.006*	329.5	0.1107	0.3024	0.1337	1.2409	848±6

Примечание. АО 50 % — количество вещества, удаленного в процессе аэробразивной обработки.

\* При расчете содержаний вес исходной навески условно принят 1 г.

Таблица 2.6. Sm-Nd изотопные данные для валовых проб гранитов Фадеевского и Мамонто-Шренковского террейнов

Номер образца	Возраст, млн лет	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	T(DM)	T(DM-2)
155	846	4.23	23.35	0.1095	0.511921	-14.0	-4.5	1796	1902
2468	846*	5.54	28.01	0.11987	0.512242	-7.7	0.6	1476	1477
2282	846*	4.82	17.94	0.16286	0.512042	-11.6	-8.0	2309	2187
215-1	846*	10.46	53.82	0.11786	0.512175	-9.0	-0.5	1551	1567

Примечание. Общий холостой опыт 0.03—0.1 нг для Sm и 0.1—0.2 нг для Nd. Изотопные составы нормализованы по  $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.24157$ . Значения  $\epsilon_{\text{Nd}}$  рассчитаны с использованием  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1966$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(0) = 0.51264$  для хондритового резервуара [Jacobsen, Wasserburg, 1984]. Модельные возрасты T(DM) и T(DM-2) вычислены по линейной модели для деплетированной мантии с параметрами:  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(0) = 0.513149$  [Goldstein, Jacobsen, 1988]. T(DM-2) — двухстадийный модельный возраст, предполагающий на первой стадии эволюцию изотопного состава Nd в источнике со среднекоровым  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$ , а на второй стадии — в исследованной породе с измеренным Sm/Nd отношением [Taylor, McLennan, 1985; Jacobsen, 1988; Liew, Hofmann, 1988].

\* Возраст принят по U-Pb определению в пробе 155. Местонахождение образцов см. в табл. 2.4.

Морфологические особенности цирконов из гранитов пробы 155ж свидетельствуют об их магматическом происхождении, что позволяет интерпретировать значение  $846 \pm 11$  млн лет как возраст кристаллизации родоначальных для этих гранитоидов расплавов.

Для Sm-Nd исследований истерты в пудру навески валовых проб разлагались в течение суток в герметичных тefлоновых бомбах в смеси HF + HNO<sub>3</sub>. Перед разложением в образцы добавляли смешанный изотопный индикатор <sup>149</sup>Sm—<sup>146</sup>Nd, Sm и Nd разделяли с помощью двухступенчатой хроматографии: обычная ионообменная хроматография для выделения суммы REE, а затем — экстракционная хроматография на носителе из тefлонового порошка по методике Ричарда [Richard et al., 1976]. Среднее значение <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в стандарте La Jolla в ходе настоящей работы по результатам 11-ти параллельных анализов составляло  $0.511870 \pm 15(2\sigma)$ . Некоторые дополнительные детали методики приведены в примечании к табл. 2.6.

Модельный возраст исследуемых пород, рассчитанный по Sm-Nd данным (1800—1900 млн лет), а также наличие унаследованного компонента свинца в исследованных цирконах (проба 155) указывают на то, что характеризуемые гранитоиды сформировались в позднем рифее на континентальной коре раннепротерозойского возраста. Модельные возрасты, полученные по Sm-Nd данным для гранитов других массивов Фаддеевского террейна, подтверждают сказанное (см. табл. 2.6).

Содержания Rb и Sr для установления возраста исследуемых гранитов определяли методом изотопного разбавления. Образцы разлагали вместе с трассерами в смеси кислот (HCl + HClO<sub>4</sub>) в стаканчиках с одноразовыми тefлоновыми вкладышами. После выделения на хроматографической колонке препараты в азотно-кислой форме наносили на рениевую ленточку. Бланк по рубидию составил  $2 \cdot 10^{-9}$  г, по стронцию —  $10^9$  г. Все измерения твердофазных препаратов выполняли в двухленточном режиме на масс-спектрометре МИ-1201Т. Контроль за систематической погрешностью при определении изотопного состава стронция осуществляли по стандарту NBS-987 —  $0.71019 \pm 7$ . Возраст рассчитывали с использованием констант распада, рекомендованных в работе [Steiger, Jager, 1977].

По результатам анализов отстроена изохронная диаграмма по трем точкам (табл. 2.7; рис. 2.10, пробы 5562-2; 2260; 2282), свидетельствующая о возрасте формирования гранитов  $840 \pm 170$  млн лет, при СКВО = 2.57, что вполне сопоставимо с U-Pb данными по цирконам для пробы 155ж ( $846 \pm 11$  млн лет, см. выше).

Таблица 2.7. Содержание и изотопный состав Rb и Sr в валовых пробах гранитов Фаддеевского террейна

Номер обр.	Rb, г/т	Sr, г/т	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr ± (1σ)
2260	143.1	57.6	7.1	0.78988 ± 4
2280	156.1	202	8.16	0.73798 ± 3
2282	278.2	103	15.52	0.89459 ± 4
5562-2	108.8	316	0.997	0.71790 ± 3
6018	185.8	31.3	17.4	0.87725 ± 4

Примечание. В процессе измерения изотопное отношение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в СО ВНИИМ (карбонат) составило  $0.70805 \pm 3$ . Обработку данных проводили по программе К. Людвига [Ludwig, 1991a]. Местонахождение образцов — 2282 (р. Пека), 5562-2 (р. Фаддея), остальные см. в табл. 2.4.

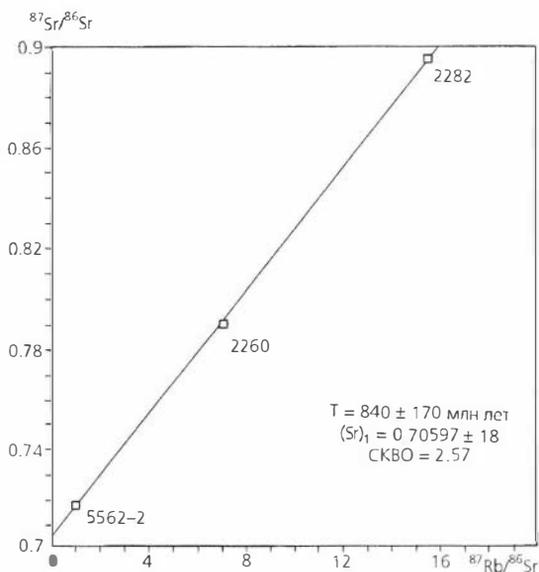


Рис. 2.10. Rb—Sr эволюционная диаграмма для валовых проб гранитов Фаддеевского террейна.

По мнению автора, данные возраста гранитов Ждановского массива находятся в соответствии с результатами датирования гранитов правобережья р. Мамонта (табл. 2.8, рис. 2.11) [Захаров и др., 1993], несмотря на то, что возраст их формирования интерпретируется Ю. И. Захаровым с соавторами как раннепротерозойский. Анализ приведенных графических и табличных материалов позволяет рассматривать возраст формирования гранитов Мамонто-Шренковского блока как позднерифейский, поскольку все фигуративные точки группируются вблизи нижнего пересечения дискордии с конкордией. Верхнее пересечение при этом должно определять возраст древнего унаследованного компонента радиогенного Рb. Необходимо отметить, что теми же авторами в исследуемых гранитах установлен возраст сфена  $817 \pm 30$  млн лет по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , а по мусковиту К-Аг методом получены значения  $803 \pm 23$  и  $813 \pm 26$  млн лет. Данные о позднерифейском времени формирования коллизионных гранитов Мамонто-Шренковского террейна согласуются с возрастом метаморфизма вмещающих их гнейсов —  $763 \pm 12$  млн лет, определенным Rb-Sr методом [Махлаев и др., 1992].

Таблица 2.8. Результаты изотопно-геохронометрического исследования цирконов и сфена из пород Мамонто-Шренковского блока термоэмиссионным и традиционным U-Pb методами [Захаров и др., 1993]

№ п/п	Проба, фракция	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения (измеренные)			Изотопные отношения (расчетные)			Возраст по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , млн лет
		Pb	U	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
1	2682/9*	—	—	0.001	0.0703	0.022	—	—	—	935
2	2682/9	183.4	1645.8	0.00098	0.0825	0.0568	0.1144	1.1029	0.0699	926
3	2778*	—	—	0.001	0.07445	0.085	—	—	—	1055
4	2778	241.0	683.1	0.00714	0.1826	1.066	0.1614	1.8562	0.08344	1280
5	2712*	—	—	0.001	0.0798	0.053	—	—	—	1200
6	2712	253.5	983.9	0.01117	0.2378	0.4694	0.1488	1.7518	0.0854	1325
7	03200*	—	—	0.001	0.0771	0.09	—	—	—	1125
8	03200 (кр. фр.)	101.7	836.7	0.000864	0.08815	0.1004	0.1211	1.2723	0.07621	1100
9	03200(мелк. фр.)	105.2	805.3	0.00049	0.08006	0.1020	0.1277	1.2906	0.07327	1021
10	03200 (тяж. фр.)	21.41	49.13	0.02569	0.4034	0.9265	0.2309	3.2014	0.10054	1635
11	03200 (сфен)	8.01	31.22	0.01717	0.2986	0.6041	0.1351	0.9960	0.05346	

\* Отмеченные определения выполнены методом термоионной эмиссии.

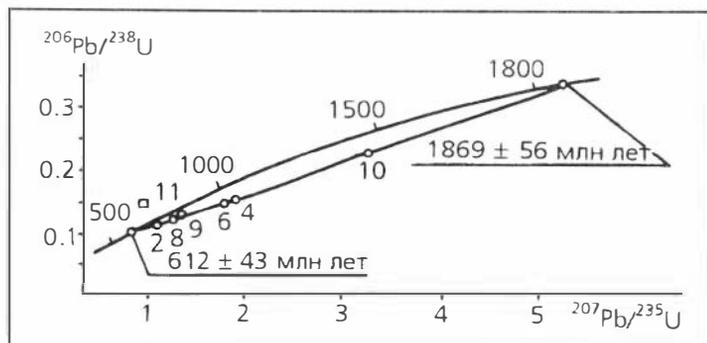


Рис. 2.11. Диаграмма с конкордией для гранитоидов Мамонто-Шренковского блока [Захаров и др., 1993]. Номера проб соответствуют порядковым номерам в табл. 2.8.

## 2.2. Океанские и островодужные комплексы

Эти образования занимают большую часть Центрально-Таймырской зоны (см. рис. 1.6). Островодужные комплексы и офиолиты наиболее широко представлены на Северо-Восточном Таймыре, в меньшей степени в верховьях р. Шренк и в северо-западной части региона. Кроме того, они выведены на поверхность в тектонических и эрозионных “окнах” среди блоков Карского террейна на некоторых участках Берега Харитона Лаптева, в междуречье Толевой и Коломейцева, в верховьях рек Малиновского и Чукча.

В составе описываемых комплексов преобладают вулканиты толеитовой и известково-щелочной серий — лавы основного, среднего и кислого составов, что позволило автору выделить метабазальтовую, метатуфогенно-андезито-базальтовую, метатуфогенно-риолито-дацито-базальтовую формации [Верниковский, 1992]. Среди вулканитов часто присутствуют клинья карбонатных пород и турбидитов. Широко развиты в пределах аккреционного блока серпентинизированные гипербазиты, метагабброиды и габбро-диабазы силло-дайкового комплекса. Присутствие гипербазитов на Северном Таймыре установили сначала А. С. Потебня, Ф. И. Иванов и Г. И. Степанов в районе р. Становая в 1949 г., а затем в северной части п-ова Челюскин Р. Ш. Залялеев и В. В. Беззубцев в 1973 г. [Залялеев, Беззубцев, 1975]. Позднее гипербазиты и ассоциирующиеся с ними образования изучались при геолого-съёмочных и научно-исследовательских работах [Беззубцев и др., 1986; Забияка и др., 1986], но в качестве офиолитовой ассоциации они стали рассматриваться лишь в начале 90-х гг. с весьма краткой характеристикой [Зоненшайн и др., 1990; Уфлянд и др., 1991; Верниковский, 1992, 1995; Хаин и др., 1993].

Офиолиты Таймыра представляют значительный интерес. Во-первых, эти образования Центрально-Таймырского аккреционного пояса, разделяющего пассивную окраину Сибирского кратона и Карский континент, являются одним из основных индикаторов формирования всей Таймырской складчатой области. Во-вторых, докембрийские офиолиты Таймыра интересны в плане корреляции с подобными образованиями западного и южного обрамления Сибирского кратона (рифейские офиолитовые пояса Енисейского кряжа, Восточного Саяна, Байкальской горной области), фиксирующими начало развития Палео-Азиатского океана и Палео-Пацифики [Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты., 1985; Добрецов, 1990; Dobretsov et al., 1992; Берзин и др., 1994]. В-третьих, петролого-геохимическое изучение и датирование таймырских офиолитов будет способствовать выявлению особенностей состава древних офиолитовых поясов и уточнению главных рубежей перестройки тектоносферы в рифее.

### 2.2.1. Строение Челюскинского и Становского офиолитовых поясов

В пределах аккреционного блока Центрально-Таймырской зоны офиолиты формируют два пояса — Челюскинский и Становской. Они прослеживаются более чем на 70 км каждый на Северо-Восточном Таймыре: первый от верховьев р. Клязьма до побережья бухты Мод субпараллельно Главному Таймырскому надвигу, а второй от верховьев

р. Становая вдоль западного берега залива Фаддея до бухты Зимовочной, под острым углом к Пясино-Фаддеевскому надвигу (см. рис. 1.6, 2.12). Их продолжение фрагментарно обнаруживается в западной части региона: в верховьях р. Шренк, в бассейнах рек Гусиная, Тревожная и Ленивая [Беззубцев и др., 1986], что свидетельствует о значительной протяженности поясов в пределах аккреционного блока (сотни километров).

Внутреннее строение и состав обоих поясов имеют и общие черты, и различия [Верниковский и др., 1996а]. Так, метаперидотиты в обоих поясах образуют относительно небольшие по размерам сближенные тела (от десятков метров до 2 км в длину и до десятков метров в ширину), линейно вытянутые в северо-восточном направлении. Обычно они разобцены метаморфизованными габброидами, узкими зонами серпентинитового меланжа, перетертыми зелеными сланцами или метасоматитами, близкими к лиственитам.

Тесная пространственная ассоциация метаперидотитов с массивными и полосчатыми метагабброидами наиболее отчетлива в северо-восточной части Челюскинского пояса (рис. 2.13). Здесь они формируют относительно узкую пластину (мощностью до 2.0—2.5 км), ограниченную с северо-запада и юго-востока надвигами. Кроме преобладающих метаперидотитов и метагабброидов, в ее строении участвуют небольшие клинья метаморфизованных и тектонизированных толеитовых базальтов,

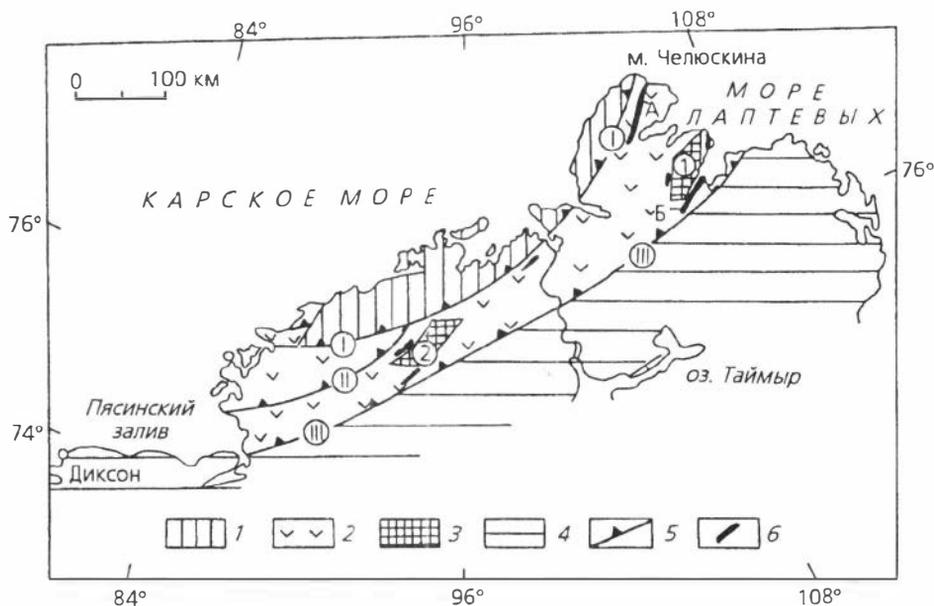


Рис. 2.12. Схема основных структур Таймырской складчатой области и офиолитовых поясов (А — Челюскинский, Б — Становской):

1 — Карский континент; 2 — Центрально-Таймырская зона (докембрический аккреционный пояс); 3 — Фаддеевский (1) и Шренковский (2) террейны; 4 — Южно-Таймырский палеозойско-мезозойский складчатый пояс; 5 — надвиги: I — Главный Таймырский, II — Диабазовый, III — Пясино-Фаддеевский; 6 — офиолиты.

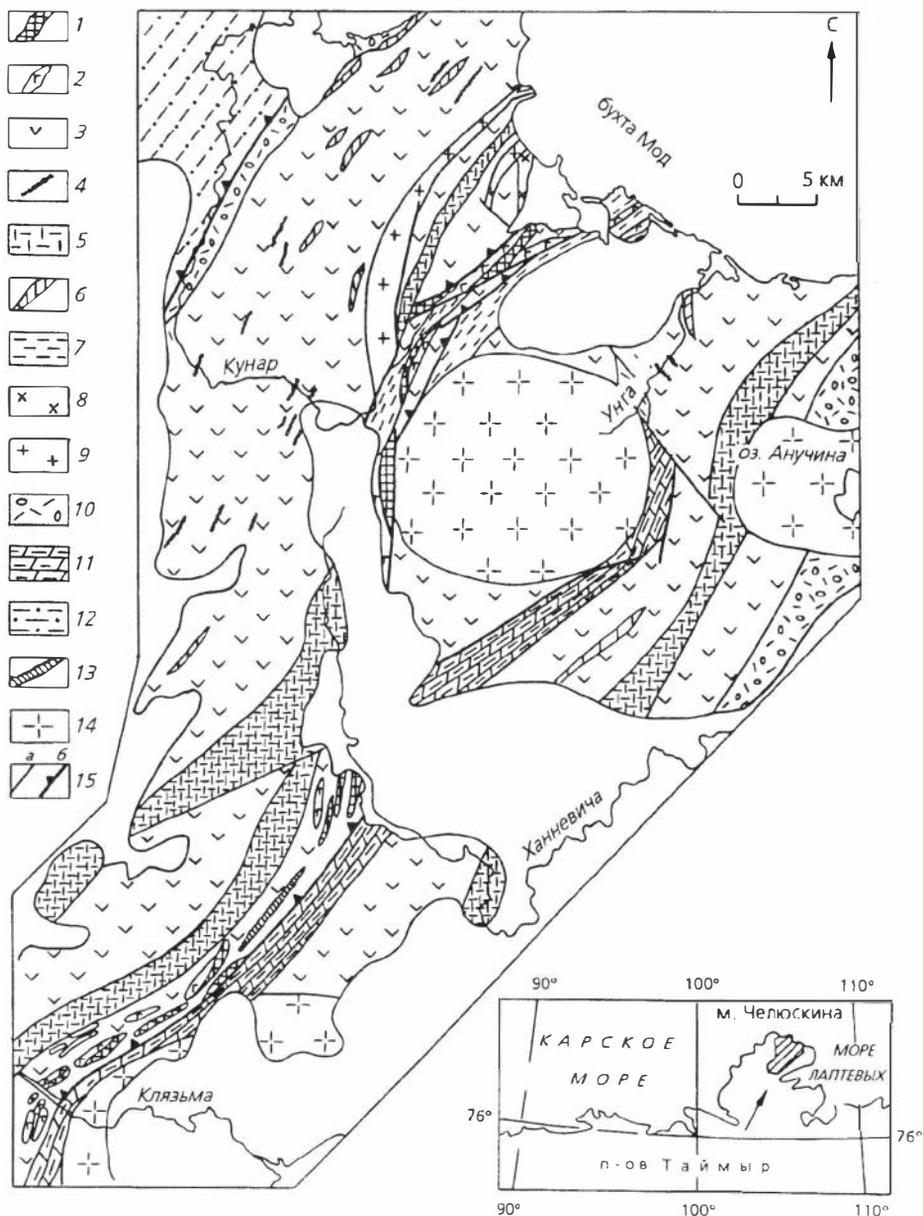


Рис. 2.13. Геологическая карта северо-восточной части Челюскинского офиолитового пояса:

1—10 — позднерифейские образования: 1 — метаперидотиты, 2 — метагабброиды, 3 — толеитовые и известково-щелочные метабазальты и андезито-базальты (нерасчлененные), 4 — дайки и силлы метадиабазов, 5 — метадациты-риолиты (нерасчлененные), 6 — доломиты, 7 — кварц-хлорит-слюдистые сланцы и углеродистые филлиты, 8 — диориты, 9 — плагиограниты тоналит-трондьемитовой серии, 10 — олистостромы; 11 — мергелистые доломиты, известняки, черные филлиты (V); 12 — флишоподные отложения Карского континента (R<sub>3</sub>); 13 — дайки долеритов (T<sub>1</sub>); 14 — субщелочные гранитоиды (P<sub>2</sub>); 15 — разломы (а) и надвиги (б).

турбидитов и карбонатных пород. С северо-запада на нее надвинут покров вулканитов Мод-Кунарской зоны, преимущественно базальтового и андезито-базальтового состава при подчиненном значении дацитов и риолитов, вмещающих дайки и силлы габбро-диабазов и диабазов. В свою очередь ультрабазит-габброидная пластина надвинута в восток-юго-восточном направлении на вулканиты основного состава и вулканогенно-осадочные образования Унгинской зоны. Близкие соотношения указанных пород описаны В. В. Беззубцевым с соавторами [1986] в междуречье Серебрянки и Ханневича и наблюдались автором в левобережье р. Клязьма (в 25—30 и в 50—60 км на юго-запад от участка района бухты Мод).

В ряде случаев как ультрабазиты, так и тела габброидов устанавливаются вне связи друг с другом. Примером может служить южная часть Становского пояса (рис. 2.14), где тела серпентинитов (в основном по гарцбургитам) обычно ассоциируют с зелеными хлорит-актинолитовыми сланцами и мраморизованными карбонатными породами (часто с офикальцитом), а метагабброиды присутствуют среди метабазальтов, представленных гранатовыми амфиболитами. В северо-восточном продолжении этого пояса (северо-западное побережье залива Фаддея) объем метаперидотитов, выведенных на поверхность, снижается (отмечены лишь небольшие развалы серпентинитов и зоны серпентинитового меланжа), но повышается роль габброидов и пироксенитов (в том числе пироксенит-пегматитов). Размеры ассоциирующихся с метаперидотитами массивов габброидов соизмеримы с телами метаперидотитов, нередко превышая их.

Важной особенностью строения офиолитовых поясов является развитие даек и силлов метадиабазов, выделенных М. Г. Равичем и Л. А. Чайкой [1962] в качестве “формации ортоамфиболитов”. Они образуют крупные дайко-силловые пояса, прослеживающиеся на 70 км от бухты Мод до верховьев р. Клязьма и почти на 150 км от среднего течения р. Ленинградская до верховьев р. Гольцовая [Забияка и др., 1986], располагаясь среди метавулканитов параллельно габбро-перидотитовым пластинам Челюскинского офиолитового пояса и среди вулканогенно-осадочных и осадочных пород субпараллельно Становскому. Количество тел на отдельных участках (район рек Ленинградская, Жданова и др.) столь велико, что их суммарная мощность превышает мощность вмещающих их отложений. Размеры отдельных тел варьируют от нескольких десятков метров до первых километров в длину при мощности от десятков сантиметров до первых сотен метров. В основном это темно-зеленые мелко- и среднезернистые породы с массивной текстурой. Реликтовые офитовая и пойкилоофитовая структуры устанавливаются не всегда из-за метаморфических преобразований. Первичный плагиоклаз альбитизируется и сосюртитизируется, а моноклинный пироксен замещается актинолитом, хлоритом, эпидотом и цоизитом. В породе также присутствуют кварц и карбонат.

В пределах Челюскинского пояса среди базальтов и габброидов также присутствуют пластинообразные тела плагиогранитов тоналит-трондьемитовой серии [Верниковский и др., 1993, 1996a; Vernikovskiy et al., 1994], по составу соответствующие океанским плагиогранитам, установленным во многих офиолитовых комплексах [Coleman, Peterman, 1975]. Состоят они преимущественно из плагиоклаза и кварца с небольшой примесью темноцветных минералов (амфибол и биотит), которые

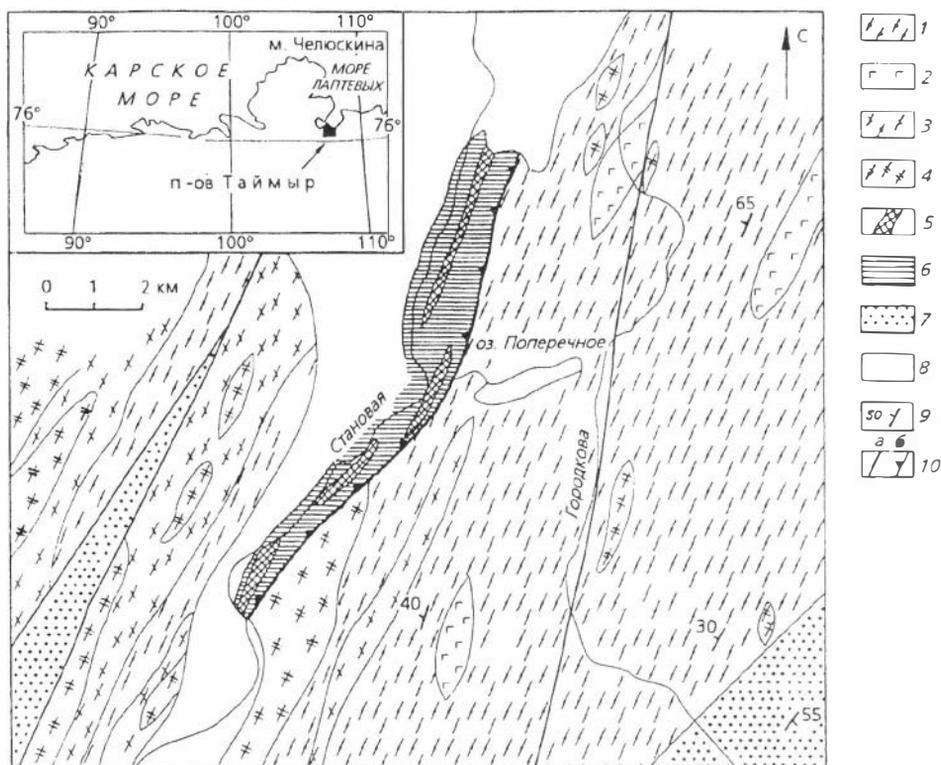


Рис. 2.14. Схема геологического строения нижнего течения рек Становая и Городкова. Составлена В. А. Верниковским с использованием материалов В. П. Белова, Л. И. Деминой [1980], А. И. Забияки и др. [1986]:

1 — амфиболиты с прослоями мраморов, гранатые амфиболиты, в том числе мигматизированные; 2 — метагабброиды; 3 — гранат-слюдистые кристаллические сланцы, в том числе мигматизированные; 4 — гранито-гнейсы; 5 — метаперидотиты; 6 — хлорит-слюдистые, хлорит-актинолитовые сланцы, мраморы, зоны серпентинитового меланжа; 7 — конгломераты, гравелиты, песчаники, филлиты; 8 — рыхлые четвертичные отложения; 9 — элементы залегания; 10 — разломы (а) и надвиги (б).

обычно не сохраняются, а замещаются хлоритом и минералами группы эпидота. Описываемые плагиограниты интенсивно катаклазированы и милонитизированы. Кроме бухты Мод, они описаны в ассоциации с ультрабазитами и габброидами в приустьевой части р. Нижняя Таймыра и междуречье Малиновского и Чукчи [Проскурнин, 1991], а также в западной части Северного Таймыра в левобережье р. Ленивая [Беззубцев и др., 1986].

### 2.2.2. Петрография и метаморфизм

Все островодужные вулканиты и офиолиты претерпели метаморфические преобразования. Наиболее широко проявлен метаморфизм зеленосланцевой фации. В отдельных зонах метаморфические парагенезисы свидетельствуют о преобразованиях в условиях амфиболитовой фации.

Серпентинизированные ультрабазиты — это породы от темно-зеленых до фисташково-зеленых, массивные или рассланцованные. В обоих поясах серпентинизация проявилась настолько значительно, что лишь в редких случаях устанавливаются реликты оливина и пироксенов. В основном объеме породы сложены антигоритом и хризотилом, в подчиненном количестве присутствуют карбонат, тальк, хлорит, актинолит. Рудные минералы представлены магнетитом и хромитом, причем содержание последнего в отдельных образцах из гипербазитов Становского пояса достигает десятков процентов [Беззубцев и др., 1986; Забияка и др., 1986]. Наряду с серпентинитами широко развиты лиственитизированные породы, в которых главными минералами становятся магнезиально-железистые карбонаты, тальк, хлорит и кварц.

Породы габброидного ряда метаморфизованы в разной степени. В одних случаях они имеют массивную текстуру, в них, наряду с вторичными минералами, актинолитом, роговой обманкой, хлоритом, минералами группы эпидота, устанавливаются реликты оливина, клинопироксена и основного плагиоклаза, в других — полосчатую и даже сланцеватую. В последнем случае они представляют собой ортоамфиболиты с нематогранобластовой структурой. Минеральный состав таких пород сильно варьирует. Обычно преобладает актинолит. Плагиоклаз интенсивно альбитизирован и замещен цоизитом, эпидотом, карбонатом. Присутствует также биотит, хлорит, серицит и кварц. Кроме того, и ультраосновные, и основные разности в зонах дробления и милонитизации интенсивно перетерты и нередко перекристаллизованы. Они формируют серпентинитовый меланж с включениями бластомилонитов по габброидам.

Присутствующие в пределах пояса метавулканиты толеитовой и известково-щелочной серий макроскопически трудно различимы в связи с сильным рассланцеванием и наложенным региональным метаморфизмом. Кроме того, различные по составу метабазалты (как будет показано ниже), нередко тектонически сближены по надвигам. Обычно, они представляют собой зеленые сланцы, состоящие из переменных количеств альбитизированного плагиоклаза, кварца, актинолита, эпидота, кальцита, иногда биотита и серицита. Зеленосланцевые изменения привели к формированию сланцеватой структуры с реликтами миндалекаменной и порфировой. Изменения вулканитов кислого состава выражены менее заметно и крайне неравномерно. Присутствуют как кварц-серицитовые сланцы, в которых первичная вулканогенная природа устанавливается с трудом, так и почти неизменные вулканиты. Описываемые метавулканиты в пределах зон разломов и надвиговых структур северо-восточного простирания нередко метасоматически преобразованы в березитоподобные кварц-альбитовые метасоматиты и вторичные кварциты, характеризующиеся повышенным содержанием золота. Такие породы прослеживаются на протяжении нескольких километров, при ширине зон от сотни метров до 2 км [Верниковский, 1984].

Вулканиты, измененные в условиях фации зеленых сланцев, наиболее широко проявлены в Челюскинском поясе. Для южной части Становского пояса характерно присутствие метабазалтов, представленных биотит-роговообманковыми и гранатовыми амфиболитами, в состав которых входит роговая обманка, плеохроирующая от бледно-зеленовато-желтого по  $Np$  до темно-зеленого с синим оттенком по  $Ng$ , плагиоклаз, чаще соответствующий андезину-лабрадору ( $N$ : 40—50), высокожелезис-

Таблица 2.9. Химический и компонентный составы минералов из амфиболитов Центрально-Таймырского аккреционного блока

Компонент	293			321					2273	2309	
	Hbl	Grt центр	Grt край	Hbl	Grt центр	Grt край	Bt	Pl	Hbl	Hbl	Bt
SiO <sub>2</sub> , мас. %	41.30	34.76	37.05	45.15	37.97	38.04	36.64	63.21	41.65	41.52	36.38
TiO <sub>2</sub>	0.28	0.38	0.28	0.63	0.37	0.43	2.61	—	1.29	0.71	2.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.68	19.49	19.79	12.07	20.53	20.57	17.49	22.66	11.91	12.56	16.12
FeO	23.29	30.82	28.76	16.26	28.01	25.28	19.22	—	25.75	17.27	16.07
MnO	0.30	4.58	0.87	0.12	1.31	0.94	0.11	—	0.60	1.17	0.23
MgO	6.75	0.47	0.91	10.20	1.15	1.27	11.05	—	6.84	10.55	14.74
CaO	9.11	11.00	10.54	10.84	11.56	14.12	0.07	3.48	10.94	11.10	0.21
Na <sub>2</sub> O	2.01	0.23	0.27	1.36	—	—	0.12	9.42	1.81	1.97	0.30
K <sub>2</sub> O	0.48	—	—	—	—	—	9.07	0.07	0.71	0.36	10.27
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.19	0.06	—	—	—	—	—	—	0.24	0.14	0.40
H <sub>2</sub> O	2.00	—	—	2.00	—	—	4.50	—	2.00	2.00	4.50
Сумма	100.39	101.8	98.47	98.6	100.9	100.7	100.9	98.8	103.7	99.35	101.4
Si, ф. е.	6.29	2.83	3.01	6.72	3.01	3.01	2.75	2.83	3.82	6.3	2.71
Ti	0.03	0.02	0.02	0.07	0.02	0.03	0.15	—	0.09	0.08	0.12
Al	2.63	1.88	1.9	2.12	1.92	1.91	1.55	1.18	1.29	2.24	1.42
Fe	2.96	2.1	1.96	2.02	1.86	1.67	1.21	—	1.97	2.19	1.01
Mn	0.04	0.32	0.06	0.02	0.09	0.06	0.01	—	0.05	0.15	0.01
Mg	1.53	0.06	0.11	2.27	0.14	0.15	1.24	—	0.94	2.39	1.64
Ca	1.49	0.96	0.92	1.73	0.98	1.19	0.01	0.17	1.07	1.8	0.02
Na	0.6	0.04	0.04	0.39	—	—	0.02	0.81	0.32	0.58	0.04
K	0.09	—	—	—	—	—	0.87	—	0.08	0.07	0.98
Cr	0.02	—	—	—	—	—	—	—	0.02	0.02	0.02
Сумма	15.68	8.21	8.02	15.3	8.02	8.02	7.81	4.99	9.65	15.82	7.97
f, %	77.5	97.2	95	47.2	93	92	50	—	68	47.8	37.9
Prp, %	—	1.7	3.6	—	4.5	4.8	—	—	—	—	—
Alm	—	61.1	64.3	—	61	54.3	—	—	—	—	—
Spr	—	9.2	3	—	2.2	2	—	—	—	—	—
Grs	—	30	30.2	—	32.3	38.9	—	—	—	—	—

Примечание. Исследования проводились на микроанализаторе JAX-5A в ОИГГМ СО РАН (оператор Л. В. Усова) и MS-46 в Геологическом институте Бурятского филиала СО РАН (оператор Г. Н. Загужин). Обр. 293, 321 — междуречье Становой и Городкова, 2273 — р. Аэросъемки, 2309 — р. Клязьма.

тый гранат с содержанием гроссуляра до 30—39 мол.%, а также биотит, кварц и сфен. Составы главных породообразующих минералов амфиболитов приведены в табл. 2.9. Обращает на себя внимание изменение состава гранатов от центральных зон к краевым частям зерен. Достаточно отчетливо уменьшается содержание спессартина, но увеличивается — гроссуляра и пироба, что может указывать на повышение давления при минералообразовании [Добрецов и др., 1974]. Это не противоречит утверждению автора [Верниковский, 1995], что уровень метаморфических изменений в Становской зоне соответствует низкотемпературной субфации амфиболитовой фации повышенных давлений. Наряду с гранатовыми амфиболитами в пределах пояса установлены узкие зоны с кианитсодержащими парагенезисами. По оценкам РТ-условий метаморфизма (по разным минеральным геотермобарометрам) видим, что здесь относительно низкие температуры (до 600—650 °С) и повышенные давления (5.5—8.5 кбар) [Белов, Демина, 1980; Верниковский, Забияка, 1985]. Особый интерес представляет тот факт, что блоки гранатовых амфиболитов, а также кианитовых гнейсов и сланцев прослеживаются на десятки километров от р. Становая вдоль зоны сочленения аккреционного пояса с Южно-Таймырской зоной, что при наличии офиолитов позволяет рассматривать эти метаморфические породы в качестве реликтов зоны субдукции.

Завершая краткую характеристику метаморфических преобразований островодужных и океанских комплексов аккреционного блока, следует подчеркнуть, что различные условия метаморфизма вулканитов среднего—основного состава (от зеленосланцевой до амфиболитовой фации) привели многих исследователей к возрастному расчленению одних и тех же толщ. Так, наиболее измененные базальты, представленные гранатовыми амфиболитами, рассматривались в качестве древнейших пород региона (карская или тревожнинская серии) архейского [Равич, Погребницкий, 1965; Забияка и др., 1986] или раннепротерозойского [Беззубцев и др., 1986] возраста. Были и другие суждения, согласно которым тревожнинские метабазиты, приметнинские метаандезиты и чукчинские кислые эффузивы рассматривались как единая серия рифейского возраста [Махлаев, 1978]. Последняя точка зрения подтверждается многочисленными геологическими и геохимическими данными (см. ниже), полученными в настоящее время.

### **2.2.3. Петрохимия и геохимия офиолитов и островодужных вулканитов**

В связи со значительной серпентинизацией ультрабазитов и присутствием лишь редких реликтов первичных минералов (оливина, пироксенов, хромита) при установлении первичного состава пород использовались главным образом петрохимические признаки. Содержание основных петрогенных компонентов показывает, что серпентиниты в основном развиты по гарцбургитам, иногда близким к дунитам, в меньшей степени по лерцолитам и переходным разностям от верлитов до клинопироксенитов (табл. 2.10). Последние отмечены в обоих поясах и представляют собой ультраосновные кумуляты. Приведенные составы пород близки составам метаперидотитов и ультраосновных кумулятов многих офиолитовых комплексов [Coleman, 1977]. Средняя величина отношения  $MgO/(MgO+FeO^*)$  в офиолитах Северного Таймыра для гарцбургитов сос-

Таблица 2.10. Химический состав метаперидотитов, ультраосновных и основных кумулятов Челюскинского и Становского офиолитовых поясов

Компонент	285	1835-1	1835-2	527-1	515	512	409	406	407-2	410	486	486-2	512-3
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub> , мас. %	38.05	38.5	35.78	41.35	37.39	48.17	46.43	49.52	47.6	49.11	51.17	49.11	51.24
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.24	0.03	0.07	0.03	0.06	0.29	0.84	0.67	0.96	1.73	1.14	0.85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.52	3.89	0.79	1.83	0.43	1.35	20.67	16.59	17.04	17.34	16.9	16.88	15.84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	9.65	4.77	6.74	9.31	7.83	6.92	8.75	9.37	8.66	10.65	8.35	9.2	11.18
MnO	0.09	0.2	0.08	0.54	0.12	0.13	0.16	0.18	0.16	0.19	0.17	0.23	0.23
MgO	37.82	38.85	41.48	34.78	36.52	21.15	7.54	6.83	8.54	5.57	5.68	8.18	5.45
CaO	0.07	0.09	0.4	0.3	6.01	14.84	7.98	10.26	11.45	9.35	9.42	8.76	7.89
Na <sub>2</sub> O	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	3.54	3.73	2.41	3.86	3.77	2.95	5.63
K <sub>2</sub> O	0.04	0.04	0.03	0.06	0.05	0.06	0.05	0.16	0.4	0.36	0.11	0.12	0.35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.11	0.09	0.12	0.21	0.14	0.16
П. п. п.	12.5	13.43	14.53	11.1	10.98	6.8	4.56	2.3	2.44	2.3	2.1	3.0	0.68
Сумма	100.12	100.34	100.19	99.67	99.69	99.81	100.0	99.89	99.46	99.81	99.61	99.71	99.5
MgO/(MgO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *)	0.8	0.89	0.86	0.78	0.81	0.75	0.46	0.42	0.5	0.34	0.4	0.47	0.32
Rb, r/г	0.5	0.9	0.5	2	2.1	2.6	1	2.2	6.1	4.4	1.6	2.3	2
Sr	1	0.4	19	2	53	75	350	280	490	500	270	230	510
Ba	47	5	5	14	19	10	15	—	200	140	0.5	—	46
Y	1.3	6.1	1	2	2	2	4.4	14	15	15	36	20	20
Zr	1	5	1	9	8.9	10	7.5	43	41	41	130	83	73
Nb	0.6	0.8	0.5	2.3	2.6	4	0.6	2.1	1.6	1.2	5.6	3.3	2
Ni	1686	782	1564	690	630	260	190	120	120	75	38	82	59
Cr	7200	700	5500	2800	3400	1400	100	141	290	150	150	366	41
Co	140	79	115	86	120	58	47	34	42	35	26	37	34
Sc	15	62	5.5	46	7.1	62	29	39.7	44	36	38	40.1	37
Hf	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	1	1	1.2	3.8	2.1	2.3
Ta	0.03	0.07	0.03	0.03	0.06	0.03	0.05	0.09	0.09	0.08	0.35	0.18	0.12
Th	1	1	1	0.5	0.42	0.33	2.2	0.4	1.7	1	2.9	0.9	0.39
La	0.09	0.17	0.3	0.23	0.51	0.28	1.3	4.4	4.4	7.5	12	6.9	11
Ce	0.3	0.69	0.49	0.52	1.1	0.49	3.4	11.3	10	16	26	16.5	23
Nd	0.5	0.8	0.5	0.35	0.6	0.5	2.5	8.3	7.8	11	17	11.2	16
Sm	0.69	0.54	0.05	0.11	0.14	0.18	0.78	2.68	2.3	2.8	4.5	3.4	4.6
Eu	0.02	0.02	0.02	0.04	0.05	0.11	0.38	0.76	0.78	1.1	1.7	1.12	1.4
Tb	0.04	0.16	0.01	0.03	0.03	0.04	0.16	0.52	0.45	0.57	0.93	0.76	0.82
Yb	0.12	0.78	0.03	0.1	0.06	0.12	0.61	1.71	1.5	1.7	3	2.3	2.9
Lu	0.02	0.12	0.01	0.02	0.04	0.02	0.09	0.25	0.22	0.29	0.45	0.34	0.43
(La/Yb) <sub>N</sub>	0.51	0.15	6.75	1.55	5.73	1.57	1.44	1.74	1.98	2.98	2.7	2.02	2.56

*Примечание.* Образцы: 1 — из коллекции А. И. Забияки, 2, 3 — С. С. Сердюка, остальные — В. А. Верниковского. 1—4 — гарцбургиты; 1—3 — р. Становая, 4 — верховья р. Кунар; 5 — дерцолит, оз. Простое; 6 — клинопироксенит, оз. Простое; 7—13 — габброиды; 7—10 — бухта Мод, 11—13 — оз. Простое. Здесь и в табл. 2.11—2.15 определения оксидов выполнены А. Д. Киреевым и Н. М. Глуховой рентгенофлуоресцентным анализом в ОИГГМ СО РАН (г. Новосибирск); TR, U, Ta, Hf, Sc определены нейтронно-активационным анализом в ГИН РАН (г. Москва) и В. С. Пархоменко в ОИГГМ СО РАН; остальные элементы — М. С. Мельгуновым и Н. А. Яковлевой в ОИГГМ СО РАН, С. М. Ляпуновым в ГИН РАН рентгенофлуоресцентным, атомно-эмиссионным и спектральным количественными анализами.

\*  $Fe_2O_3$  выражено как общее железо. Прочерк — отсутствие анализа;  $(La/Yb)_N$  — отношение, нормированное по хондриту [Evensen et al., 1978].

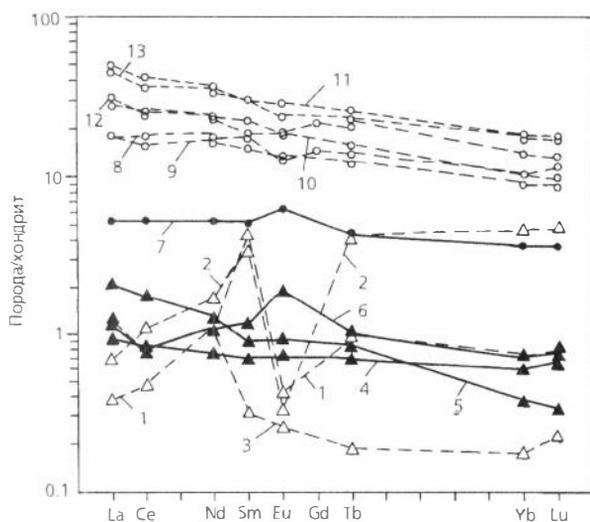


Рис. 2.15. Распределение РЗЭ в метаперидотитах, ультраосновных и основных кумулятах офиолитов Северного Таймыра.

Цифрами обозначены пробы, см. их в табл. 2.10. Здесь и далее нормирование по хондриту [Evensen et al., 1978].

тавляет 0.83, для лерцолитов — 0.81, а для вебстеритов-клинопироксенитов — 0.75. При сравнении составов ультрабазитов Челюскинского и Становского поясов основные отличия наблюдаются в содержаниях Ni и Cr, а также в распределении РЗЭ. Для ультрабазитов Становского пояса характерны более широкие вариации и уровень содержаний как Ni (782—1686 г/т), так и Cr (700—7200 г/т), по сравнению с Челюскинским — Ni (260—690 г/т), Cr — (1400—3400 г/т). Распределение РЗЭ в гарцбургитах Становского пояса более дифференцировано, чем в ультрабазитах Челюскинского (рис. 2.15). По уровню содержаний и характеру распределений РЗЭ в последних они близки лерцолитам и гарцбургитам офиолитов Отриса, Греция [Menzies, 1976]. Обращает на себя внимание подобное распределение РЗЭ ультраосновных и основных кумулятов Челюскинского пояса (см. рис. 2.15, обр. 6 и 7), представленных клинопироксенитом и метагаббро. При относительно недифференцированном распределении РЗЭ  $(La/Yb)_N = 1.44—1.57$  достаточно отчетливо проявлена положительная Eu-аномалия. В верхних габброидах (обр. 8—13) Eu-аномалия либо отсутствует, либо является отрицательной. Как будет показано ниже, еще более резкая отрицательная Eu-аномалия характеризует рас-

Таблица 2.11. Химический состав метаэффузивов и диабазов дайко-силлового

Компонент	403	444	409-2	409-3	409-4	2152	443-1	471
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub> , мас. %	45.4	45.9	51.23	52.49	50.02	50.42	49.94	49.47
TiO <sub>2</sub>	1.05	0.57	1.28	0.36	1.06	0.92	1.38	1.2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.2	15.8	16.61	17.27	16.27	16.01	15.0	16.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.1	10.6	11.18	9.48	10.6	10.72	8.91	12.32
MnO	0.19	0.33	0.18	0.17	0.19	0.19	0.17	0.12
MgO	12.8	10.0	4.98	5.42	4.34	6.57	3.99	6.66
CaO	7.19	12.2	5.77	6.86	9.6	7.41	8.31	6.97
Na <sub>2</sub> O	2.14	1.11	5.86	5.28	4.93	4.28	1.87	3.37
K <sub>2</sub> O	0.02	0.13	0.04	0.35	0.16	0.16	0.34	0.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.06	0.15	0.07	0.16	0.2	0.24	0.16
П.п.п.	5.54	3.1	2.52	2.24	2.64	2.7	9.98	3.42
Сумма	99.8	99.8	99.8	99.99	99.97	99.58	100.13	99.76
Rb, г/т	1.4	1	1	7.1	2.7	2.6	8.1	1
Sr	170	230	200	200	250	180	270	320
Ba	31	78	41	81	45	67	120	10
Y	19	11	27	10	22	21	29	21
Zr	87	19	75	22	51	53	140	69
Nb	2.9	0.9	1.3	0.5	0.9	0.5	3.1	2.7
Ni	380	200	47	60	66	31	52	56
Cr	710	450	28	74	49	110	30	32
Co	100	46	34	30	28	35	21	41
V	190	210	260	300	240	150	180	220
Cu	62	76	84	86	85	100	15	86
Sc	29	45	44	36.9	37.9	39	30.7	46
Hf	2.2	0.6	2.1	0.9	1.6	1.8	3.8	1.9
Ta	0.2	0.06	0.08	0.11	0.24	0.09	0.09	0.17
Th	1.4	2	1.2	0.3	0.8	1.5	1.5	1.3
U	1	1.5	1	0.2	0.3	1	0.5	1.1
La	7.3	2.9	5.5	2.6	7.8	14	12.4	9.8
Ce	17	6.8	14	6.9	18.3	30	29.1	22
Nd	12	5.3	11	5.1	12.1	18	19.2	15
Sm	3.4	1.6	3.8	1.7	3.6	4.3	5.7	3.7
Eu	1	0.66	1.1	0.5	1.22	1.3	1.54	1.2
Gd	—	—	—	1.8	3.7	—	5.5	—
Tb	0.74	0.28	0.84	0.31	0.65	0.75	0.94	0.7
Yb	2.1	1.2	3	1.14	2.32	2.2	3	2.4
Lu	0.32	0.18	0.44	0.17	0.34	0.35	0.43	0.35
(La/Yb) <sub>N</sub>	2.34	1.63	1.24	1.54	2.27	4.3	2.79	2.75

Примечание: 1—9 — метабазалты; 10 — метаандезит; 11, 12 — мета-17 — междуречье р. Кунар и руч. Мод; 3—5 — руч. Мод; 7 — бухта Восточная;

пределение РЗЭ в плагиогранитах, что связано с экстракцией Eu из расплава при фракционировании относительно богатого кальцием плагиоклаза [Coleman, 1977].

Химический состав верхних габброидов достаточно выдержанный как в мелких телах, так и в более крупных массивах разных участков Челюскинского пояса. Они характеризуются умеренными содержаниями титана (0.5—1.7 %) и повышенной, относительно пород ультраосновного ряда, железистостью. Величина отношения MgO/(MgO+FeO\*) колеблется от 0.3 до 0.5, что соответствует верхним габброидам многих офиолитовых комплексов.

комплекса Мод-Кунарской зоны Челюскинского пояса

486-5	411-1	403-1	411	404-1	492	493	494	444-2
9	10	11	12	13	14	15	16	17
47.05	59.81	69.7	74.43	81.42	47.41	50.37	51.5	44.85
1.5	1.05	0.72	0.25	0.27	0.13	1.09	1.16	1.48
17.07	15.15	13.73	12.26	9.52	19.11	16.75	17.19	19.81
9.7	8.45	4.61	3.46	1.3	8.95	8.71	9.21	13.33
0.16	0.16	0.07	0.05	0.1	0.16	0.15	0.14	0.27
6.41	2.75	1.14	1.13	1.11	6.19	5.92	5.93	7.68
6.68	7.38	1.58	1.9	1.08	9.84	9.97	6.5	3.01
4.8	3.01	6.47	5.49	4.56	2.98	3.51	4.26	3.99
0.02	0.04	0.04	0.04	0.26	0.6	0.1	1.19	0.52
0.23	0.12	0.12	0.04	0.05	0.17	0.15	0.23	0.18
6.36	2.44	2.08	1.14	0.42	3.14	3.18	2.78	4.56
99.98	100.4	100.26	100.2	100.1	98.68	99.9	100.0	99.68
1	0.8	1	1	1.8	14	1.7	24	7.1
480	350	61	64	13	380	270	290	280
16	33	26	89	—	—	58	—	300
26	20	49	57	29	22	21	26	25
120	88	160	200	140	64	63	120	69
6.6	0.7	2.7	2.6	1.8	1.6	2.4	5.3	3.2
100	27	16	12	11	94	82	90	84
210	22	16	12	—	240	240	161	100
35	21	5.3	6	3.7	31	31	34	40
120	140	17	16	24	150	160	90	280
18	45	56	10	12	25	50	35	96
34	14	20	15	10	39.7	41	28.5	42
2.7	3.2	5.5	7.3	3.7	1.7	1.5	2.9	1.7
0.38	0.05	0.17	0.14	0.14	0.08	0.15	0.3	0.19
2.3	1.6	1.6	1.8	1.1	0.3	2.8	1.9	2.0
1	1	1	1	0.2	0.3	1	0.6	1
13	5.2	12	7.8	7.5	5.8	5.9	12.4	11
26	12	29	22	17.6	15	14	27.4	22
18	9.6	21	18	11.6	11.2	11	16.8	15
4.5	3	6.3	6	3.45	3.6	3.4	4.7	3.8
1.4	0.97	1.7	1.6	0.86	1.25	1.1	1.37	1.4
—	—	—	—	3.5	4.36	—	4.9	—
0.94	0.65	1.4	1.5	0.69	0.74	0.65	0.8	0.72
2.8	2.5	5.3	6.1	3.74	2.24	2.0	2.61	2.2
0.41	0.37	0.85	0.92	0.6	0.32	0.31	0.38	0.36
3.13	1.4	1.53	0.86	1.35	1.75	1.99	3.2	3.37

риолиты; 13 — вторичный кварцит, 14—17 — метадиабазы. 1, 2, 6, 10—13, 8, 9 — оз. Путевое; 14—16 — р. Кунар.

Составы метабазальтов офиолитовых поясов Северного Таймыра варьируют в широких пределах (табл. 2.11—2.13). Особенно это характерно для Челюскинского пояса. Здесь присутствуют различия от пикрито-базальтов и оливиновых базальтов, содержащих 45 мас.% SiO<sub>2</sub> и более 10 мас.% MgO (табл. 2.11, обр. 1, 2), до лейкобазальтов и андезитобазальтов, в которых растет содержание SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и, соответственно, снижается содержание MgO. Первые из них близки по составу базальтовым коматитам, а последние нередко переходят в андезиты и риолиты. При этом метабазальты Челюскинского пояса почти всегда характеризуются низкими содержаниями K<sub>2</sub>O (десятые и сотые доли процента) и относятся к низкокалиевым толеитам натриевой серии. По содержанию TiO<sub>2</sub> метабазальты Мод-Кунарской зоны можно отнести к низко- и умереннотитанистому типам, а метабазальты бассейна р. Унга — к высо-

Таблица 2.12. Химический состав метаэффузивов и дайко-силлового комплекса Унгинской зоны Челюскинского пояса

Компонент	420	436	437	420-1	2154	2156	426-3	419	427	423-1	438	438-1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub> , мас. %	47.78	50.07	49.59	60.46	45.44	47.88	48.73	47.98	46.48	46.57	74.24	75.05
TiO <sub>2</sub>	1.73	1.78	2.25	1.73	1.87	2.03	2.72	3.07	2.52	3.83	0.21	0.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.03	12.99	14.43	12.48	15.95	14.94	14.2	13.37	14.89	16.13	12.46	13.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.83	12.76	12.22	13.76	12.92	13.19	14.08	14.66	13.43	14.26	3.42	2.99
MnO	0.17	0.2	0.26	0.06	0.19	0.23	0.22	0.25	0.23	0.15	0.07	0.03
MgO	6.06	5.12	6.1	0.66	7.47	7.47	6.86	4.73	6.2	3.93	0.37	0.2
CaO	7.97	13.36	7.0	2.46	8.58	5.94	7.29	8.26	8.53	3.51	0.54	0.51
Na <sub>2</sub> O	4.24	0.61	5.44	7.32	2.88	4.38	3.58	3.81	4.08	5.23	5.84	4.92
K <sub>2</sub> O	0.18	0.05	0.29	0.13	0.07	0.38	0.12	0.62	0.5	0.18	2.71	2.33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.2	0.22	0.26	0.74	0.17	0.23	0.33	0.47	0.33	0.15	0.04	0.03
П. п. п.	3.4	2.98	2.38	0.08	3.68	3.26	1.6	2.98	2.46	4.92	0.24	0.2
Сумма	99.69	100.1	100.2	99.88	99.22	99.93	99.73	100.2	99.65	98.86	100.1	99.49
Rb, г/т	2.9	0.9	4.9	3	1	9.8	1	8.1	6.9	3.4	44	38
Sr	910	680	320	140	840	210	1900	600	590	280	98	110
Ba	380	19	280	50	36	150	46	920	180	200	540	—
Y	21	22	27	46	30	29	30	52	33	95	110	100
Zr	120	120	130	270	110	100	160	290	170	310	680	730
Nb	7.1	4.5	6.8	11	1.9	3.7	7.6	12	7.5	16	33	34
Ni	100	120	120	10	86	59	100	35	100	16	14	12
Cr	98	127	160	4.5	94	210	140	22	180	7	29	18
Co	49	34	49	6.7	48	41	56	37	47	24	0.9	0.6
V	230	110	160	42	240	250	190	160	200	130	12	10
Cu	80	78	93	11	55	55	99	56	60	37	23	18
Sc	38	31.9	42	25	41	47	49.5	39	41	43	1.1	0.81
Hf	3.2	3.2	3.7	6.7	3.2	2.1	4.2	6.6	4.1	7.2	21	19
Ta	0.44	0.36	0.49	0.84	0.16	0.23	0.6	0.86	0.54	0.89	2.6	2.4
Th	1.2	0.7	1.5	3.4	1	1.3	0.7	2.1	0	2.7	11	8
U	1	0.3	1	1.3	1	1.1	0.4	1.1	1	1	2.1	1.6
La	10	8	10	21	4.7	6.9	10.8	20	13	24	57	49.7
Ce	25	20	25	54	13	19	27.9	50	32	65	140	107.3
Nd	15	14.3	17	35	11	14	20.5	31	23	40	81	64.6
Sm	4.1	4.5	4.8	9.2	3.8	4.2	6.6	8.5	6.1	11	14	17.8
Eu	1.5	1.5	1.8	2.6	1.3	1.4	2.2	2.8	2.1	4.2	2.7	2.5

Gd	—	4.7	—	—	—	6.3	—	—	—	—	—	15.9
Tb	0.81	0.8	—	0.9	—	1.08	1.7	1.1	—	2.7	—	2.8
Yb	2.3	2.41	4.2	3	3	3.48	4.5	3.2	—	7.1	—	11.3
Lu	0.37	0.35	0.62	0.47	0.45	0.45	0.69	0.49	—	1.1	—	1.7
(La/Yb) <sub>N</sub>	2.93	2.24	3.38	1.06	1.6	2.1	2.99	2.74	—	2.28	—	2.96

Примечание. Все образцы отобраны в бассейне р. Унга и на юго-восточной части побережья бухты Мод: 1—3 — метабазаальты, 4 — метаандезит, 5—10 — диабазы и габбро-диабазы, 11, 12 — метариты.

котитанистому (см. табл. 2.12). Отличительной особенностью составов гранатовых амфиболитов Становского пояса являются более высокие (0.5—1.0 мас.%) содержания  $K_2O$ , что, наряду с относительно невысокими содержаниями  $Na_2O$ , позволяет отнести их к метабазаальтам калиево-натриевой серии, от нормального до субщелочного ряда (см. табл. 2.13).

Установленные петрохимические особенности метабазаальтов еще в большей степени подчеркиваются сравнением составов редких, в том числе редкоземельных, элементов (рис. 2.16—2.19). На представленных диаграммах Дж. Пирса, Дж. Канна, Д. Вуда и др. (рис. 2.16), на первый взгляд, составы одних и тех же групп базальтов приурочены к разным полям. При внимательном рассмотрении становится понятно, что составы базальтов представляют в большинстве своем промежуточные типы между базальтами COX и известково-щелочными островных дуг, несущие, по выражению Дж. Пирса с соавторами [Pearce et al., 1984a], как “мантийную”, так и “субдукционную” компоненты. При этом каждая из выделенных групп базальтов занимает различные по компактности и по расположению поля, отражающие удаленность и степень воздействия на них палеозон субдукции. Более компактные области присущи составам унгинских и становских метабазаальтов. На диаграммах Дж. Пирса и Дж. Канна (см. рис. 2.16а,б) те и другие расположены в полях базальтов океанского дна, низкокальциевых толеитов и внутриплитных базальтов. На диаграмме Hf/3—Th—Ta и Ti/Cr—Ni унгинские занимают промежуточное положение между толеитовыми базальтами примитивных островных дуг и базальтами COX (поле MORB, см. рис. 2.16в), смещаясь в сторону последних (см. рис. 2.16г), а тренд становских близок границам островодужных и базальтов COX, причем на диаграмме Д. Вуда (см. рис. 2.16в) становские базальты приурочены к полям как толеитовых базальтов примитивных дуг, так и известково-щелочных. В последнем случае существенное значение имеет содержание Th, повышение которого показывает обогащенность базальтов элементами с крупными ионными радиусами (КИР) — K, Rb, Ba, Th и других над зоной субдукции [Сондерс, Тарни, 1987]. Сравнение составов таймырских базальтов с подобными породами других регионов показало, что унгинские вулканы и некоторые пробы из Мод-Кунарской и Становской зон расположены в полях (или близки к ним) базальтов Марианского трога и преддугового бассейна, а также офиолитов Троодоса, Вуринос и верхней лавовой толщи покрова Семайл [Wood et al., 1982; Pearce et al., 1984a].

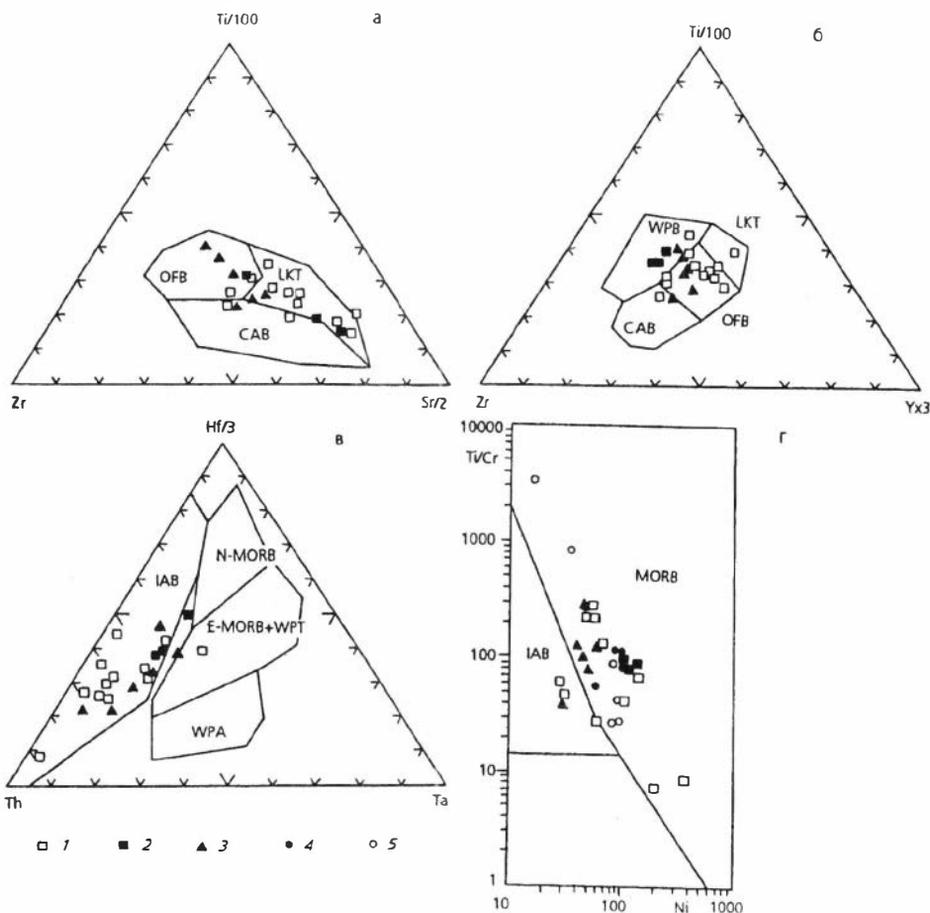
Значительно более широкие поля образуют составы базальтов Мод-Кунарской зоны. При детальном изучении все же удалось выделить среди последних две груп-

пы (рис. 2.17а, б), одна из которых представляет собой метабазальты, в основном ассоциирующиеся с ультрабазитами и габброидами и обедненные литофильными элементами КИР, а также Та и Nb. Они имеют промежуточный тип распределения редких элементов между базальтами Н-типа СОХ, толеитовыми базальтами надсубдукционных зон и океанских островов [Pearce et al., 1984a]. Другая группа, слагающая совместно с андезитами и риолитами покров Кунарской зоны, несколько обогащается, относительно первой, К, Rb, Ba, Th, а также легкими РЗЭ (см. рис. 2.17, 2.18). По характеру распределения редких элементов эти базальты занимают промежуточное положение между толеитовыми и известково-

Таблица 2.13. Химический состав гранатовых амфиболитов Становского офиолитового пояса

Компонент	2435	2440-1	2441-3	2444-2	В-92	2274-4
SiO <sub>2</sub> , мас. %	50.15	48.21	47.84	47.67	49.31	49.66
TiO <sub>2</sub>	1.4	1.3	1.5	0.64	1.69	1.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.12	13.97	18.66	12.38	13.71	14.08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.82	13.77	10.68	16.91	14.74	13.24
MnO	0.18	0.23	0.17	0.25	0.22	0.21
MgO	3.41	6.83	5.54	6.24	6.5	7.03
CaO	9.26	10.98	9.35	9.62	10.53	9.13
Na <sub>2</sub> O	2.74	2.47	3.57	2.04	1.29	2.56
K <sub>2</sub> O	0.62	0.97	0.78	0.54	0.67	0.66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.15	0.17	0.25	0.14	0.13
П. п. п.	1.3	0.76	0.94	0.72	0.88	1.24
Сумма	99.17	99.64	99.2	97.26	99.68	99.4
Rb, г/т	17	13	11	8.8	22	20
Sr	300	270	310	190	160	190
Ba	160	140	100	190	46	190
Y	34	24	37	34	25	26
Zr	140	87	120	140	94	91
Nb	11	5.2	4.8	13	8.7	7.8
Ni	30	40	50	45	60	45
Cr	210	60	110	55	80	85
Co	23	31	20	30	34	22
V	170	250	210	500	320	250
Cu	120	40	40	120	20	100
Hf	3.9	2.80	3.4	4	2.8	3
Ta	0.69	0.27	0.3	0.81	0.48	0.52
Th	2	3	1	4	1	2
U	1	1	1	2	1	1
La	17	15	14	23	13	13
Ce	40	30	36	47	28	27
Nd	24	18	25	27	21	16
Sm	5.3	4.6	6.2	7	5.20	4.4
Eu	1.8	1.20	1.6	1.9	1.40	1.3
Tb	0.97	0.68	1	1	0.64	0.85
Yb	3.1	2.80	3.8	4.1	2.70	3
Lu	0.49	0.46	0.59	0.64	0.40	0.5
(La/Yb) <sub>N</sub>	3.7	3.6	2.5	3.8	3.2	2.9

Примечание. Образцы отобраны в бассейнах рек Становая, Городкова, Быранга (приток р. Ленинградская).



**Рис. 2.16.** Геохимические особенности metabазальтов и диабазов дайкового комплекса офиолитов Северного Таймыра:

1—3 — metabазальты: 1 — Мод-Кунарской, 2 — Унгинской, 3 — Становской зон; 4, 5 — диабазы и габбро-диабазы даек и силлов: 4 — Мод-Кунарской и 5 — Унгинской зон. Поля составов, по [Pearce, Cann, 1973; Wood, 1980; Vessaliva et al., 1979]. Базальты: OFB — океанского дна, LKT — низкокальциевые, CAB — известково-щелочные, IAB — островодужные, MORB — срединно-океанских хребтов (N — нормальный, E — переходный типы), WPT — внутриплитные толеитовые, WPA — внутриплитные щелочные, WPB — внутриплитные.

щелочными типами. На представленных диаграммах (см. рис. 2.16) это промежуточное положение определяется присутствием составов рассматриваемых пород в полях базальтов океанского дна, переходных типов базальтов срединно-океанских хребтов или внутриплитных базальтов, с одной стороны, и базальтов островных дуг, с другой. Отсутствие четкой обособленности тех и других связано, вероятно, с эволюцией составов базальтов, от примитивных, сформировавшихся в спрединговых зонах окраинного моря, до базальтов, в разной степени обогащенных элементами КИР в результате субдукции и формирования островной дуги.

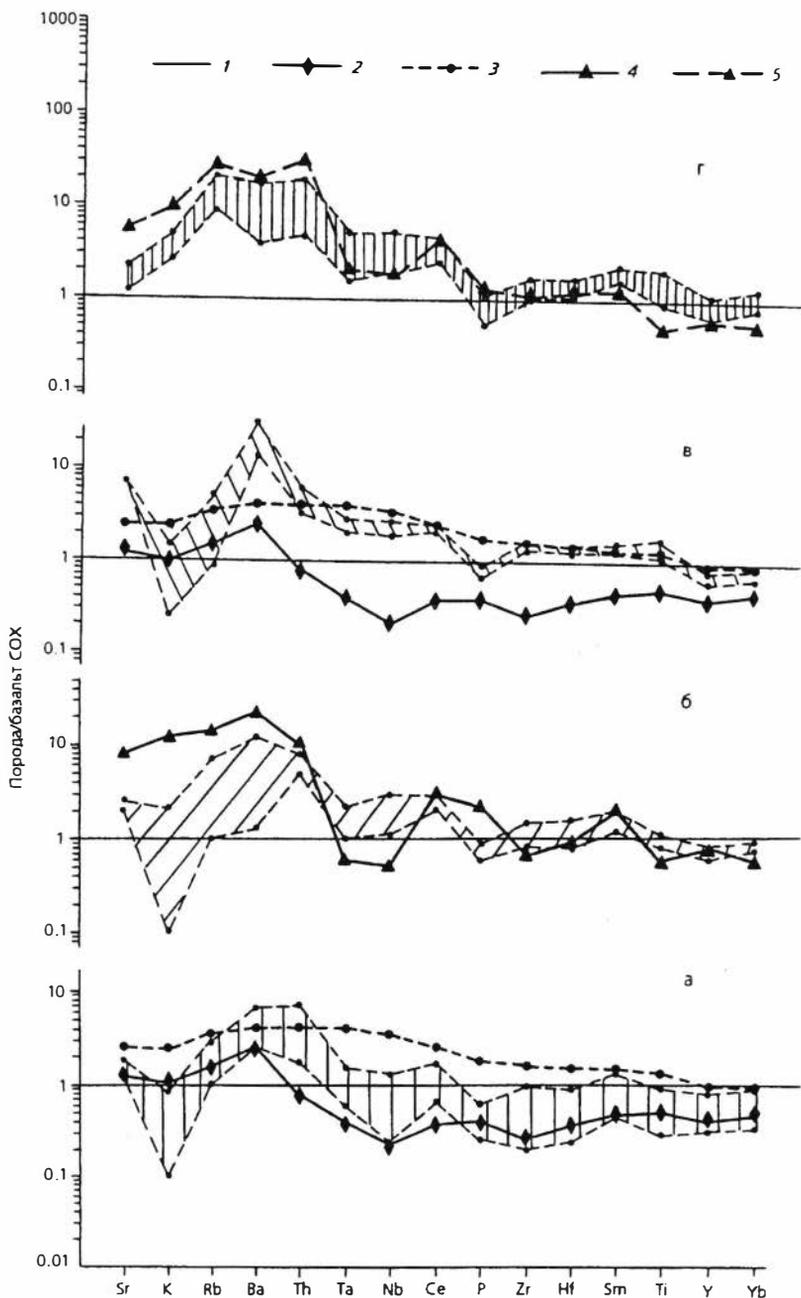


Рис. 2.17. Мультикомпонентные диаграммы для metabазальтов офиолитов Северного Таймыра.

Поля составов metabазальтов: а, б — Мод-Кунарская (а — руч. Мод, б — р. Кунар, оз. Путевое, бухта Восточная), в — Унгинская, г — Становская зоны. Типы базальтов показаны усредненными линиями, по [Pearce et al., 1984a]: 1 — N-тип СОХ, 2 — толеитовый над зоной субдукции, 3 — толеитовый океанских островов, 4 — высококалийный известково-щелочной, 5 — щелочной.

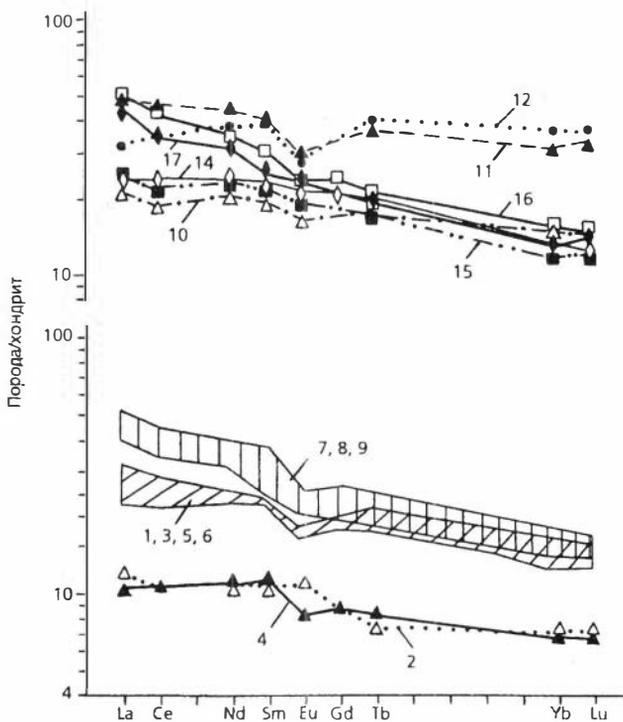


Рис. 2.18. Распределение РЗЭ в метаэффузивах и диабазах дайко-силлового комплекса Мод-Кунарской зоны. Цифрами обозначены пробы, см. в табл. 2.11.

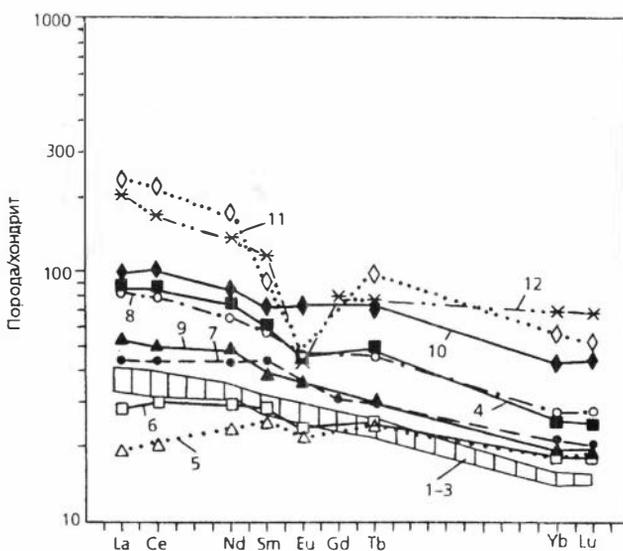


Рис. 2.19. Распределение РЗЭ в метаэффузивах и диабазах дайко-силлового комплекса Унгинской зоны. Цифрами обозначены пробы, см. в табл. 2.12.

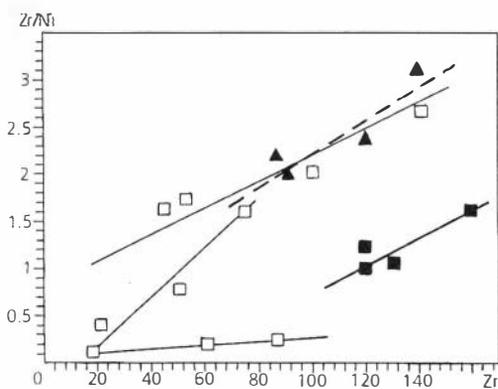


Рис. 2.20. Диаграмма Zr/Ni—Zr для metabазальтов офиолитовых поясов Северного Таймыра. Усл. обозн. см. на рис. 2.16.

Распределение Zr и Ni в базальтах из разных зон показано на рис. 2.20. На диаграмме видно, что точки, принадлежащие к одной зоне, достаточно хорошо аппроксимируются линейными зависимостями, отличными друг от друга. Для базальтов Мод-Кунарской зоны

таких трендов три, причем нижний соответствует базальтам наиболее примитивного состава. Подобное распределение элементов в обособившихся группах проб можно считать подчиняющимся закону равновесной фракционной кристаллизации [Шараськин, 1992]. Изменения соотношения никеля и циркония в базальтах отражают переменные количества оливина и плагиоклаза, которые определяют ход кристаллизационной дифференциации магм.

Как видно из рис. 2.18, эволюция состава базальтов Мод-Кунарской зоны отражается и на диаграмме распределения РЗЭ последовательным обогащением легкими лантаноидами, по сравнению с базальтами, диабазов дайко-силлового комплекса, андезито-базальтов и риолитов. Интересно, что в последних содержания  $K_2O$ , Rb, Ba и др. не отличаются от толеитовых базальтов, чем также подчеркивается единство рассматриваемого ряда вулканитов. Для Унгинской зоны подобие составов и распределение РЗЭ отмечается только для базальтов и диабазов дайко-силлового комплекса (см. табл. 2.12, рис. 2.19). Составы средних и кислых вулканитов здесь и далее на восток (район мыса Харитона Лаптева) имеют субщелочную и щелочную направленность, значительную обогащенность легкими лантаноидами, а в распределении РЗЭ — резкий Еу-минимум. Эти геохимические особенности последних, наряду с их лиловой окраской и широким развитием игнимбритов позволяют согласиться с субаэральным характером вулканизма [Беззубцев и др., 1986] и считать, что их формирование не связано с офиолитами, а происходило на более поздних, постаккреционных этапах развития региона.

#### 2.2.4. Петрология и геохимия плагиогранитов Челюскинского офиолитового пояса

Плагиогранитам офиолитовых комплексов, описанным различными геологами в качестве океанских плагиогранитов [Coleman, Peterman, 1975], гранитов габбро-плагиогранитового [Зоненшайн и др., 1976], толеитового [Таусон, 1977; Кузьмин, 1985] и М-типов [White, 1979], уделяется особое внимание по нескольким причинам. Во-первых, продолжаются исследования, направленные на объяснение происхождения плагиогранитов офиолитовых комплексов. Наиболее распространенными являются модели фракционной кристаллизации толеитовой базальтовой магмы или частичного плавления базитов в водных условиях. Во-

вторых, особенно после работы Дж. Пирса с соавторами [Pearce et al., 1984a], расширился круг работ по реконструкции геодинамических обстановок формирования гранитоидов разных типов, в том числе и офиолитовых комплексов, на основе различия содержаний и соотношений в них редких и редкоземельных элементов. В-третьих, плагиограниты, вероятно, — наиболее приемлемый и надежный объект датирования офиолитов, в связи с использованием U-Pb изотопно-геохимического метода для цирконов.

До недавнего времени об этих плагиогранитах Челюскинского офиолитового пояса были лишь упоминания и краткие сообщения [Беззубцев и др., 1986; Забияка и др., 1986; Проскурнин, 1991; Уфлянд и др., 1991]. Недостаточность геохимических исследований, в том числе полное отсутствие данных по редким и редкоземельным элементам, привели ряд авторов к необоснованному отнесению рассматриваемых плагиогранитов к так называемым ждановским гранитам [Беззубцев и др., 1986; Забияка и др., 1986; Уфлянд и др., 1991]. Последние, описанные выше в качестве гранитоидов Фаддеевского террейна, по своим петрогеохимическим характеристикам относятся к коллизионным гранитам калиево-натриевой серии.

По мнению автора, детальное петролого-геохимическое и изотопно-геохронологическое изучение плагиогранитов Челюскинского офиолитового пояса необходимо как для более полной характеристики пояса, так и для обсуждения возможных геодинамических условий и временных рубежей его формирования. Такие работы проведены в последние годы [Верниковский и др., 1993; Vernikovskiy et al., 1994].

Наиболее широко описываемые плагиограниты представлены в районе верховьев р. Кунар и бухты Мод на Северо-Восточном Таймыре (рис. 2.21). Здесь они слагают два пластинообразных тела, размещающихся среди метабазальтов, андезито-базальтов и метагабброидов и имеющих, как правило, тектонические контакты, подчеркиваемые зонами катаклаза и милонитизации.

Более крупная пластина плагиогранитов (Кунарский массив) в юго-западной части имеет видимую мощность 1.0 км, которая уменьшается в северо-восточном направлении до 0.8—0.6 км, а в районе мыса Папанина до сотен и десятков метров. В последнем случае, правильнее говорить уже о нескольких дайкообразных телах. Такие же морфологические особенности характерны для пластинообразного тела, расположенного в 4—5 км южнее мыса Папанина. По мощности и по простирацию оно значительно уступает первому.

Характеризуемые породы имеют неравномерно-зернистую и средне-зернистую структуры. Основными пороодообразующими минералами являются плагиоклаз и кварц. Первичные темноцветные минералы (биотит и амфибол), как правило, не сохраняются. Их замещают хлорит и минералы группы эпидота. Вторичные минералы дополняются кальцитом и мусковитом. Акцессории представлены цирконом и сфеном. Плагиоклаз, содержание которого в породе составляет 50—65 %, образует главным образом крупные как сдвойникованные, так и несдвойникованные зерна. Среди них присутствуют зональные кристаллы с более основным ядром и альбитизированной краевой частью, а также кристаллы плагиоклаза, образующие сростки с кварцем, что свидетельствует о магматическом генезисе этих пород. Такие прорастания весьма напоминают “графические” и “гранофировые” структуры, которые рассматриваются как ре-

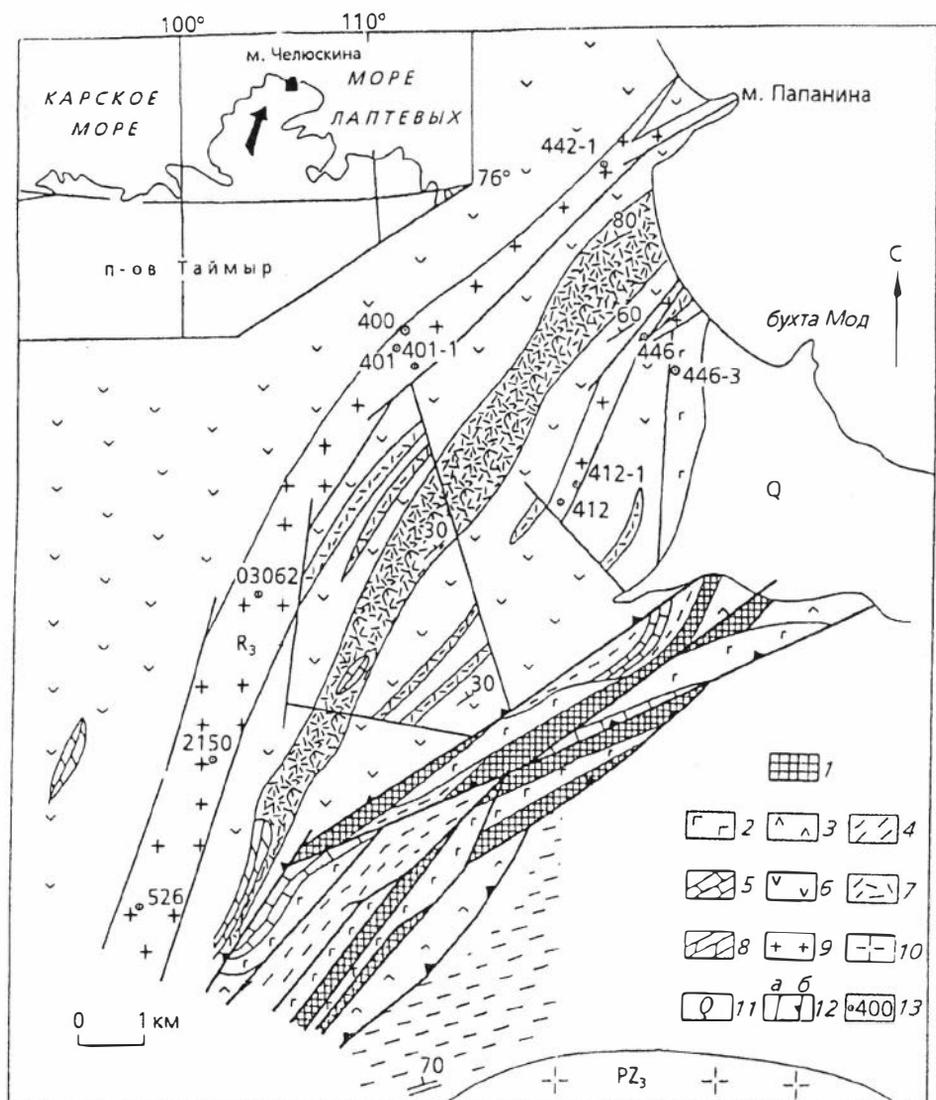


Рис. 2.21. Геологическая карта северо-восточной части Челюскинского офиолитового пояса, составлена В. А. Верниковским с использованием материалов А. И. Забияки, И. Д. Забияка и С. С. Сердюка:

1 — серпентинизированные гарцбургиты, дуниты; 2 — метагаббро; 3 — метабазалты с дайками габбро-диабазов; 4 — углеродистые кварц-хлорит-слюдистые сланцы; 5 — известняки; 6 — метабазалты, метаандезито-базальтовые порфириты, туфы основного состава; 7 — метариолиты, туфы кислого состава; 8 — доломиты; 9 — тоналиты, трондьемиты ( $R_3$ ); 10 — субщелочные граниты ( $PZ_3$ ); 11 — четвертичные отложения; 12 — разломы (а) и навдвиги (б); 13 — точки отбора проб.

зультат одновременной кристаллизации кварца и полевого шпата из расплава [Barker, 1970; Coleman, Donato, 1979]. Самостоятельные более крупные зерна кварца, обычно, катаклазированы и “залечены” тонкозернистым новообразованным кварцевым агрегатом.

Описываемые плагиограниты отмечаются широким спектром содержаний  $\text{SiO}_2$  — от 62 до 76 мас.%, что объединяет весь ряд от диоритов и тоналитов до трондьемитов (табл. 2.14). Содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  увеличиваются от 12 до 14, иногда до 18 мас.% по мере уменьшения  $\text{SiO}_2$ . Низкие содержания  $\text{K}_2\text{O}$  (десятые и сотые доли мас.%) типичны для плагиогранитов офиолитовых комплексов. На диаграмме  $\text{SiO}_2$ — $\text{K}_2\text{O}$  составы рассматриваемых пород почти полностью занимают область океанских плагиогранитов (рис. 2.22). Подобная картина отмечается на диаграммах  $\text{Al}_2\text{O}_3$ — $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ — $\text{SiO}_2$  (рис. 2.23). По петрохимическим характеристикам выделяются две пробы (412 и 412—1) с высоким содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  (более 10 мас.%). Они являются наиболее альбитизированными из представленных разностей. Подобные породы, метаморфические преобразования которых сопровождалось натриевым метасоматозом, описаны и в других офиолитовых комплексах [Coleman, Peterman, 1975; Coleman, Donato, 1979].

Содержания большинства редких элементов также соответствуют типичным офиолитовым ассоциациям. Из них наиболее показательны низкие концентрации Rb, Nb, U, Th, повышенные Y и Zr, а также специфическое распределение РЗЭ. Важным является отношение Rb/Sr; в рассматриваемых плагиогранитах оно варьирует от 0.1 до 0.004. Максимальная величина этого отношения (0.1) связана не столько с содержанием Rb, сколько со снижением содержания Sr (см. табл. 2.14). Низкие содержания Nb и повышенные Y определили положение рассматриваемых плагиогранитов на диаграмме Дж. Пирса [Pearce et al., 1984b] в поле островодужных и океанских гранитов (рис. 2.24). На этой диаграмме близкие поля составов занимают плагиограниты офиолитовых комплексов Омана, Кипра, Ньюфаундленда и др. [Malpas, 1979; Pearce et al., 1984b; Jenner et al., 1991].

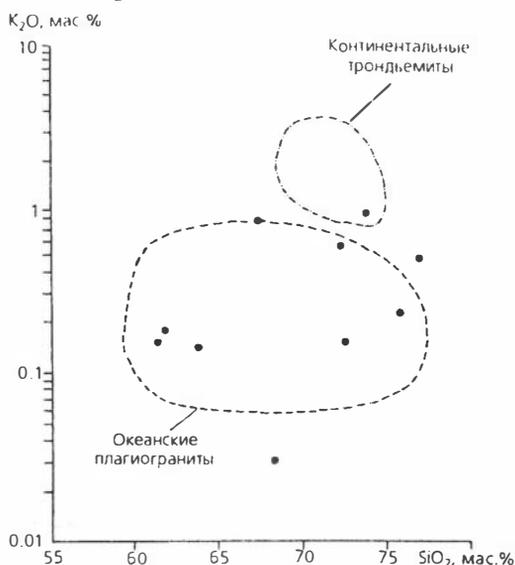


Рис. 2.22. Диаграмма  $\text{K}_2\text{O}$ — $\text{SiO}_2$  для плагиогранитов Челюскинского офиолитового пояса (черные кружки).

Поля составов океанских гранитов и континентальных трондьемитов, по [Coleman, Peterman, 1975].

Таблица 2.14. Химический состав диоритов, тоналитов и трондьемитов Челюскинского офиолитового пояса

Компонент	446-3	401-1	412	412-1	401	400	442-1	446	526	2150	03062
SiO <sub>2</sub> , мас.%	56.52	63.82	61.8	61.36	68.3	72.52	76.96	75.81	73.81	72.25	67.31
TiO <sub>2</sub>	0.93	0.47	0.37	0.41	0.52	0.49	0.27	0.27	0.36	0.55	0.49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.41	14.74	18.1	18.75	13.18	13.81	12.24	11.93	13.09	12.39	14.71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.89	6.48	2.27	4.54	5.8	3.9	2.1	3.4	2.75	4.67	5.39
MnO	0.16	0.14	0.08	0.1	0.13	0.09	0.03	0.06	0.06	0.14	0.12
MgO	4.48	2.43	0.48	0.56	2.12	1.32	0.66	0.49	0.98	0.84	1.64
CaO	6.64	5.04	3.23	1.78	4.26	1.23	0.79	1.07	1.4	1.67	4.07
Na <sub>2</sub> O	3.23	3.86	10.62	10.52	3.26	4.17	5.75	5.35	5.37	5.37	3.44
K <sub>2</sub> O	1.51	0.15	0.19	0.16	0.03	0.16	0.51	0.24	0.94	0.61	0.86
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.13	0.05	0.05	0.11	0.1	0.04	0.03	0.04	0.11	0.12
П. п. п.	1.7	2.68	3.02	2.28	1.98	2.16	0.9	1.3	1.18	1.56	1.56
Сумма	99.58	99.94	100.21	100.51	99.69	99.95	100.25	99.95	99.98	100.16	99.71
Rb, г/т	25.7	2.1	2.5	3	0.9	2.3	6.7	4.9	10.6	9.6	11
Sr	187	220	57	49	220	76	75	49	112	84	450
Y	33	22	99	87	24	47	21	67	40	26	21
Zr	109	44	420	350	60	120	140	242	110	48	37
Nb	38	1	7.3	9.8	1.4	4.1	3.1	5.4	2.9	1.5	1
U	—	1.4	1	—	1	—	0.4	—	—	1	1
Th	—	1.7	2.9	1.6	1.5	0.8	1.6	1.4	1.4	1	1
Ba	—	110	120	62	45	120	—	100	290	130	200
Cr	—	10	17	140	8.9	8.2	7.4	16	15	4.4	15
Ni	—	21	10	66	18	21	11	36	—	2.5	13
V	—	180	18	18	160	110	42	10	—	43	50
Co	—	13	1.5	3.6	10	7	6.4	3.2	4.4	2.48	6
Sc	—	21	13	14	25	9.9	6.1	12	9.9	20.6	—
Ta	—	0.05	0.56	0.65	0.08	0.2	0.21	0.36	0.2	0.07	0.08
Hf	—	1.4	12	10	2.6	4.5	4.9	8	4	3.17	1.1
La	—	5.8	17	17	5.5	6.3	9.6	12	7.2	3.4	5
Ce	—	13	45	48	13	17	21.9	35	20	9.9	15
Nd	—	11	30	34	9.6	11	14	25	13	8	9.6
Sm	—	3.2	9.9	10	2.9	3.2	4	7.8	3.7	3.1	2.5
Eu	—	0.92	2.1	2.2	0.87	0.78	0.48	1.8	0.95	1.23	0.94
Gd	—	—	—	—	—	—	3.2	—	—	4.3	—
Tb	—	0.72	2.5	2.4	0.69	0.89	0.62	2.1	0.85	0.8	0.67
Yb	—	2.7	9.7	8.9	2.8	3.9	3.1	8.2	3.7	2.7	2.2
Lu	—	0.44	1.5	1.4	0.42	0.62	0.49	1.3	0.52	0.35	0.33
Rb/Sr	—	0.009	0.04	0.06	0.004	0.03	0.1	8	0.09	0.11	0.02
(La/Yb) <sub>N</sub>	—	1.4	1.2	1.3	1.3	1.1	2.1	1	1.3	0.8	1.5

Примечание. Точки отбора проб показаны на рис. 2.21.

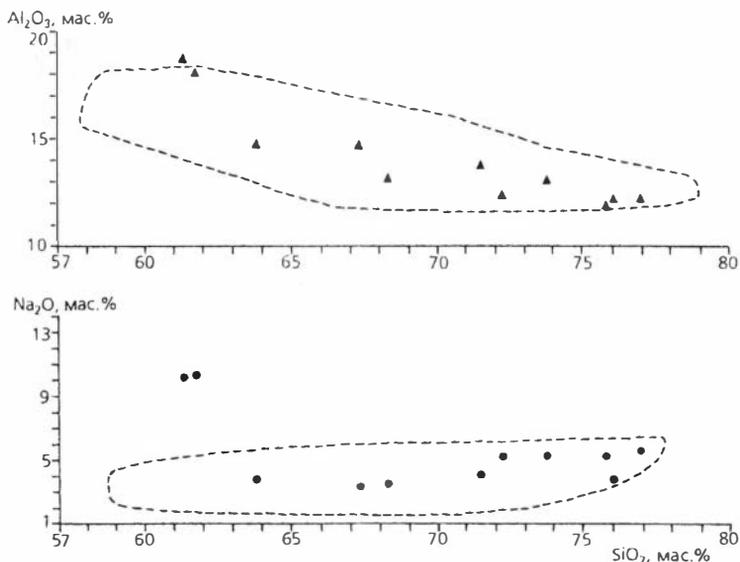
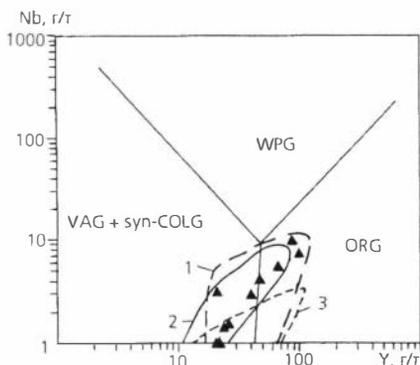


Рис. 2.23. Диаграммы  $\text{Al}_2\text{O}_3$ — $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ — $\text{SiO}_2$  для челяускинских плагиогранитов (черные кружки и черные треугольники). Поля составов плагиогранитов различных офиолитовых комплексов, по [Gerlach et al., 1981].

Рис. 2.24. Диаграмма Nb—Y для плагиогранитов Челябинского офиолитового пояса (черные треугольники). Поля составов трондjemитов Троодоса (1), Ньюфаундленда (2), Омана (3), по [Pearce et al., 1984b; Jenner et al., 1991]. Поля гранитов разных геодинамических обстановок: VAG — вулканических дуг, syn-COLG — синколлизийных, WPG — внутриплитных, ORG — океанских хребтов.



Распределение редкоземельных элементов описываемых пород подобно таковым других офиолитовых плагиогранитов. В большинстве случаев оно близко к распределению РЗЭ для среднего базальта Срединно-Атлантического хребта [Coleman, 1977], а также для габброидов, базальтов и андезитов-базальтов рассматриваемого офиолитового комплекса (рис. 2.25). Так, для четырех представленных образцов (401, 401—1, 2150 и 03062) характерно недифференцированное распределение РЗЭ, а Eu-аномалия либо слабо выражена, либо отсутствует. Модель формирования такой трондjemитовой магмы без Eu-аномалии из диорита была предложена Ф. Баркером и Х. Миллардом [Barker, Millard, 1979]. По их мнению, при фракционировании плагиоклаза, роговой обманки и биотита, плагиоклаз и роговая обманка компенсируют друг друга так, что в остаточной магме Eu-аномалии не возникает. Ее отсутствие в рассматриваемых породах может быть также связано с повышенными концентрациями Sr и Ba [Birk et al., 1979]. Наши данные этому не противоречат (см. табл. 2.14).

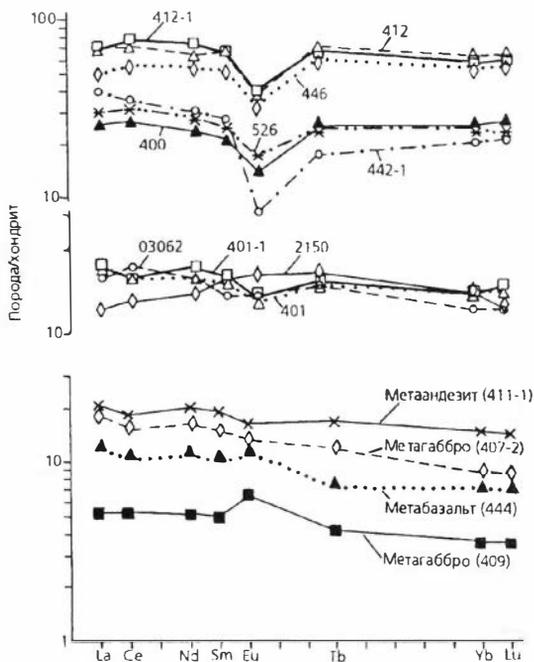


Рис. 2.25. Распределение РЗЭ в плагиогранитах, габброидах, базальтах и андезитах Челюскинского офиолитового пояса, нормализованное по хондриту [Evensen et al., 1978]. Химический состав пород см. в табл. 2.10, 2.11, 2.14.

В остальных пробах из трондьемитов-тоналитов отмечается некоторая обогащенность лантаноидами, четкая отрицательная Eu-аномалия, и нормализованное по хондриту отношение La к Yb в пробе 442—1 возрастает до 2.1. Подобные графики распределения РЗЭ показаны для плагиогранитов нижнего уровня офиолитового комплекса Никойя, Коста-Рика [Wildberg, 1987]. По мнению

ряда исследователей, четкая отрицательная Eu-аномалия отражает раннюю экстракцию Eu из базальтового расплава при удалении из него кальциевого плагиоклаза [Arth et al., 1978; Coleman, Donato, 1979]. При этом ассоциирующиеся с плагиогранитами кумулятивные габброиды часто обнаруживают положительную Eu-аномалию, что наблюдается и в нашем случае (см. рис. 2.25). На мультикомпонентной диаграмме распределения элементов в основных типах плагиогранитов и базитов Челюскинского офиолитового комплекса достаточно отчетливо видно, что при близких, нормализованных по базальтам COX [Saunders, Tarney, 1984], значениях Rb и Ba и более низких концентрациях в плагиогранитах Sr, Ni и Cr распределения для других редких элементов в них последовательно сменяют таковые для базитов (рис. 2.26). Отмеченные особенности свидетельствуют о формировании геохимически единого ряда пород — от базитов до плагиогранитов, что возможно как при фракционной кристаллизации толеитовой магмы, так и при частичном плавлении раннеформированной океанской коры.

Кроме плагиогранитов толеитового ряда, среди островодужных вулканитов (метаандезито-базальтов и метаандезитов) установлены небольшие линзообразные тела гранитоидов андезитового ряда по классификации Л. В. Таусона [1977] и М. И. Кузьмина [1985]. Они обнаружены в разных участках аккреционного блока — на Северо-Восточном Таймыре (район озер Трех Сестер и Омуть), на Центральном Таймыре (бассейн рек Чукча, Мамонта и Шренк) [Проскурнин, 1991] и в западной части Северного Таймыра — в бассейне р. Ленивая. По структурно-текстурным особенностям и минеральному составу они сходны с вышеописанными плагиогранитами. Преобладают порфирированные и катаклазированные разности, часто имеющие зеленовато-серую окраску, за счет развития

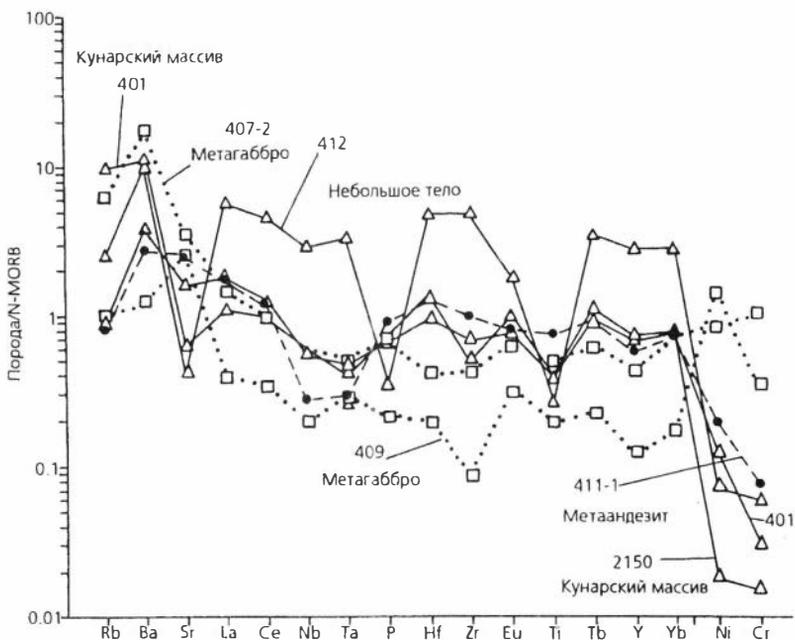


Рис. 2.26. Мультикомпонентная диаграмма распределения элементов в основных типах плагиогранитов и базитов Челюскинского офиолитового комплекса. Нормализовано по N-MORB [Saunders, Tarney, 1984].

вторичных минералов (хлорита, эпидота, цоизита) по амфиболу и плагиоклазу. Кроме амфибола темнокветные минералы представлены хлоритизированным биотом. Из полевых шпатов присутствует плагиоклаз олигоклаз-андезинового состава, часто альбитизированный. Иногда отмечаются редкие пелитизированные зерна калишпата.

Химический состав описываемых гранитоидов варьирует в более широких пределах, чем в вышеописанных плагиогранитах толеитового ряда (табл. 2.15). Так, часть из них относится к натриевой, а часть к калиево-натриевой сериям с вариациями отношения  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  от 1.8 до 14.7. Из редких элементов наиболее показательны Rb, Ba, Ni и Cr. Содержание первых двух значительно возрастает в гранитах островодужного комплекса по сравнению с офиолитовыми плагиогранитами (Rb — в среднем на порядок), а последних — существенно снижается. Отличает-

Рис. 2.27. Распределение РЗЭ в гранитоидах островодужного комплекса, нормализованное по хондриту [Evensen et al., 1978].

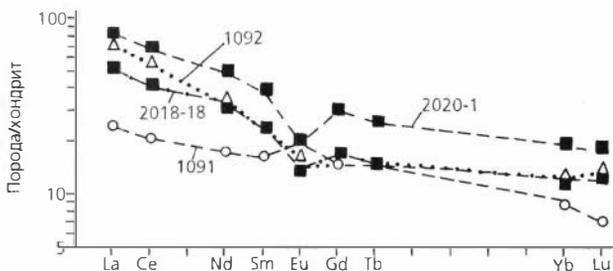


Таблица 2.15. Химический состав гранитоидов островодужного комплекса  
Центрально-Таймырского аккреционного блока

Компонент	1087	1091	1092	2018-18	2020-1	2196
SiO <sub>2</sub> , мас. %	73.88	57.53	72.88	74.28	74.41	74.81
TiO <sub>2</sub>	0.32	0.7	0.4	0.34	0.45	0.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.42	19.42	13.39	12.75	12.09	12.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.43	7	2.81	3.01	3.08	3.19
MnO	0.07	0.15	0.13	0.06	0.07	0.07
MgO	0.72	2.86	0.72	1.16	0.81	0.24
CaO	2.4	7.22	2.1	1.1	1.74	0.99
Na <sub>2</sub> O	4.02	3.99	5.12	4.32	4.63	6.16
K <sub>2</sub> O	2.21	0.27	1.83	1.53	1.34	0.76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.2	0.09	0.06	0.07	0.07
П. п. п.	0.26	0.72	0.5	1.28	0.38	0.88
Сумма	99.8	100.06	99.97	99.89	99.07	99.79
Rb, г/т	26	2.4	24	26	27	22
Sr	160	570	190	160	186	130
Y	13	15	20	25	28	36
Zr	93	55	160	120	110	240
Nb	2.8	0.7	4.4	6.8	8	13
U	0.1	0.2	1.6	0.9	0.9	2
Th	1.23	0.32	2.5	4.1	4.1	9.8
Ba	626	120	710	440	502	300
Cr	8	15	17	30	7	14
Ni	5.4	14	12	4.5	4.3	2
V	93	90	90	88	69	5
Co	3.62	16.7	4.5	8.2	4.4	1.7
Sc	5.6	13.7	8.2	11.4	13.1	8.4
Ta	0.15	0.08	0.28	0.37	0.44	0.77
Hf	2.8	1.5	6.4	3.9	4.4	6.3
La	11.3	5.9	18	12.4	20.3	32
Ce	22	13.2	35	26	43	68
Nd	11	8.1	16	15	23	30
Sm	2.3	2.5	3.6	3.6	5.8	6.9
Eu	0.64	1.15	0.94	0.81	1.14	1.6
Gd	2.3	3	—	3.4	6	—
Tb	0.34	0.55	0.54	0.56	0.95	1.2
Yb	1	1.45	2.1	2	3.1	3.8
Lu	0.15	0.18	0.34	0.31	0.45	0.56

*Примечание.* Пробы 1087, 1091, 1092 отобраны на р. Ленивая А. И. Забиякой; 2018-18, 2020-1 — в районе оз. Трех Сестер, 2196 — на р. Мамонта автором.

ся и распределение РЗЭ (рис. 2.27). В гранитоидах андезитового ряда более высокий уровень легких редких земель, пологий график распределения при отсутствии или наличии слабо выраженного Eu-минимума и более высокий уровень (La/Yb)<sub>N</sub> отношения — от 2 до 7. По распределению РЗЭ островодужные гранитоиды близки андезитам, андезитобазальтам и базальтам островодужного комплекса, что может свидетельствовать о субстрате для их образования.

## 2.2.5. Изотопно-геохимические исследования и обоснование возраста офиолитов

Датирование пород докембрийских офиолитовых комплексов представляет собой известные трудности, связанные как со значительными метаморфическими преобразованиями базитов, что не позволяет выделить необходимое количество первичных магматических минералов, так и с низкими концентрациями в последних редких, в том числе редкоземельных элементов, изотопные отношения которых используются при определении возраста, например, Rb-Sr или Sm-Nd методами. Датирование базитов U-Pb методом по цирконам затруднено в связи с их низкими содержаниями.

В последние годы нами предпринята попытка определить возраст формирования двух типов пород — плагиогранитов тоналит-трондьемитовой серии, входящих в состав Челюскинского офиолитового пояса, и гранатовых амфиболитов Становского. Плагиограниты изучались тремя методами: U-Pb по цирконам, Sm-Nd по валовым пробам в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург), а Rb-Sr в ОИГГМ СО РАН (г. Новосибирск).

Для изучения U-Pb изотопной системы цирконов\* были отобраны прозрачные зерна, которые затем разделены по крупности на три фракции: 0.05—0.07, 0.07—0.1 и > 0.1 мм. Установлено, что циркон в основном представлен обломками минерала от светло-желтых до бесцветных [Верниковский и др., 1993]. Кристаллы трещиноватые, с большим количеством газовой-жидких включений. Отмечено около 20 зерен малинового цвета с округлыми (оплавленными?) очертаниями.

Характерной чертой исследованных цирконов является низкая концентрация урана (от 94 до 140 мкг/г) и, как следствие, радиогенного свинца (табл. 2.16), а также повышенное, относительно обычно наблюдаемого в цирконах из гранитов, отношение  $(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_{\text{рад.}} = 0.178—0.181$ . Возрасты по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  варьируют от 740 до 1655 млн лет. Расположение точек на диаграмме с конкордией (рис. 2.28) указывает на присутствие в исследованных цирконах древнего, унаследованного компонента Pb. Расчет изохронной зависимости по трем точкам приводит к большой погрешности в определении возраста гранитоидов и унаследованного компонента  $637 \pm 136$  и  $2510 \pm 1687$  млн лет соответственно. Повышенное значение СКВО = 50 свидетельствует о несоответствии изученного набора минералов простой модели двухкомпонентного смешения закрытых U-Pb систем. Причиной этого может быть суперпозиция явлений смешения свинца двух разновозрастных цирконов и потерь радиогенного Pb в гипергенных условиях. В наблюдаемой ситуации в качестве наиболее достоверной оценки возраста исследованных гранитоидов Кунарского массива можно принять значение  $740 \pm 38$  млн лет, соответствующее возрасту по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  в наиболее конкордантной точке размерной фракции > 0.1 мм, имеющей минимальную концентрацию U. Для этой фракции возраст по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , равный 700 млн лет, определяет минимальный возраст объекта.

\* Методику анализа см. с. 46.

Таблица 2.16. U-Pb изотопные данные для цирконов Кунарского массива плагиигранитов (проба 03062, центральная часть массива, см. рис. 2.21)

Фракция минерала, навеска	Содержание, мкг/г		Измеренные изотопные отношения			$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	Возраст по $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ , млн лет
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$			
0.05—0.07 мм, 2.1 мг	109.8	14.3	938.8	11.930	4.657	0.1154	1.094	890±2
0.07—0.1 мм, 0.15 мг	140.1	27.6	243.5	6.353	3.112	0.1565	2.194	1655±14
> 0.1 мм, 2.8 мг	94.0	13.7	308.6	9.057	3.464	0.1147	1.011	740±38

\* Значения, исправленные на масс-фракционирование, холостой опыт и обыкновенный Pb [Stasey, Kramers, 1975].

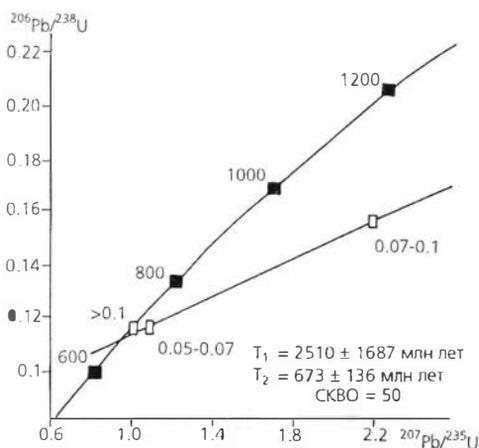


Рис. 2.28. Диаграмма с конкордией для цирконов из плагиигранитов Кунарского массива.

Цифры у экспериментальных точек означают размерность фракции минералов в миллиметрах.

Полученные модельные возрасты рассматриваемых плагиигранитов по Sm-Nd изотопным данным (850 и 785 млн лет) близки к указанным значениям U-Pb датирования (табл. 2.17). Установленная величина  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.17$  типична для пород основного состава, что еще раз свидетельствует о когенетичности тоналитов и трондьемитов с базитами офиолитового комплекса. Высокое начальное изотопное отношение неодима говорит о том, что изученные гранитоиды сформированы за счет вещества новообразованной из деплетированной мантии океанской коры верхнерифейского возраста в отсутствие ощутимых примесей более древнего корового вещества. На первый взгляд этот вывод находится в противоречии с наблюдавшимся в цирконе гранитов унаследованным древним компонентом радиогенного Pb. Нельзя исключить, что незначительный по массе относительный вклад в источник гранитов обогащенного детритовым цирконом осадочного вещества мог оставить практически неизменным изотопный состав Nd, но привести к ощутимым вариациям в кажущихся возрастах цирконов по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Чувствительность этого кажущегося возраста к подобной примеси особенно высока с учетом низких концентраций Pb и U в исследованных цирконах.

Следует обратить внимание на Sm-Nd данные островодужных плагиигранитов андезитового ряда. В некоторых из них (см. табл. 2.17, проба 1092) модельные возрасты совпадают с вышеописанными плагиигранитами толеитового ряда, в других же превышают их и соответствуют

Таблица 2.17. Sm-Nd изотопные данные для плагиогранитов энзиматических и энзиматических островных дуг Таймыра

Номер образца	Возраст*, млн лет	Sm, г/г	Nd, г/г	$\frac{147\text{Sm}}{144\text{Nd}}$	$\frac{143\text{Nd}}{144\text{Nd}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	T(DM)	T(DM-2)
03062	740	2.689	9.282	0.1738	0.512927±7	—	7.8	850	785
1092	740	3.39	16.17	0.12700	0.512702	1.2	7.9	791	787
2196	740	6.87	33.58	0.12404	0.512373	-5.2	1.7	1323	1297
2020-1	740	4.90	22.49	0.13203	0.512509	-2.5	3.6	1199	1140

Примечание. Пояснение см. в табл. 2.6.

\* Возраст принят по U-Pb и Rb-Sr определениям в плагиогранитах Кунарского массива.

среднему рифею. Эти факты являются хорошим доказательством того, что формирование островодужных гранитов происходило за счет вещества новообразованной из деплетированной мантии океанской коры верхнерифейского возраста с добавлением ощутимых примесей более древнего корового материала.

Датирование рассматриваемых плагиогранитов Rb-Sr методом не противоречит приведенным выше данным (табл. 2.18, рис. 2.29). Построенная по значениям трех валовых проб изохрона показывает возраст  $727 \pm 83$  млн лет при СКВО = 0.898. Однако следует заметить, что не все проанализированные пробы расположились на изохронной прямой. Если к трем точкам, через которые проведена изохрона, добавить две другие (пробы 2150 и 442—1), то получается уже не прямая, а дугообразная кривая, свидетельствующая о нарушении Rb-Sr изотопной системы в двух последних пробах. Это вполне возможно в связи с наложенным метаморфизмом и катаклизом. Расчет изохронного возраста по четырем пробам (включая 2150) дает значение возраста  $670 \pm 52$  млн лет более молодое при  $(\text{Sr})_1 = 0.70369 \pm 4$  и СКВО = 1.3, но вписывающееся в возрастной интервал ( $727 \pm 83$  млн лет), установленный по трем пробам.

Датирование гранатовых амфиболитов Становского пояса (см. рис. 2.14) проводилось комплексом методов — Sm-Nd (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург), Rb-Sr и K-Ar (ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск) по валовым пробам и породообразующим минералам — амфиболу, биотиту, гранату и плагиоклазу [Верниковский и др., 19966].

Выделение Sm и Nd для изотопного анализа выполнено по методике, близкой к методике Ричарда с соавторами [Richard et al., 1976]. Навески в 100—150 мг истертых в пудру образцов, к которым был добавлен смешанный трассер  $^{149}\text{Sm}$ — $^{146}\text{Nd}$ , разлагались в смеси  $\text{Hf} + \text{HNO}_3 + \text{HClO}_4$ . Редкоземельные элементы были выделены посредством стандартной катионно-обменной хроматографии на колонках смолы Bio-Rad AG50-12 (200 меш), а Sm и Nd — с помощью экстракционной хроматографии на колонках HDEHP с тефлоновой пудрой. Уровень холостого опыта за время исследований составлял 0.03—0.2 нг для Sm и 0.1—0.5 нг для Nd.

Таблица 2.18. Содержание и изотопный состав Rb и Sr в валовых пробах плагиогранитов Челюскинского офиолитового пояса

Номер образца	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm (1\sigma)$
401	0.39	217	0.00533	0.70371±5
401-1	2.11	224	0.027	0.70404±10
412-1	1.8	47.2	0.111	0.70482±6
442-1	7.12	65.9	0.313	0.70640±9
2150	8.72	108	0.234	0.70589±7

Примечание. Местонахождение образцов см. на рис. 2.21.

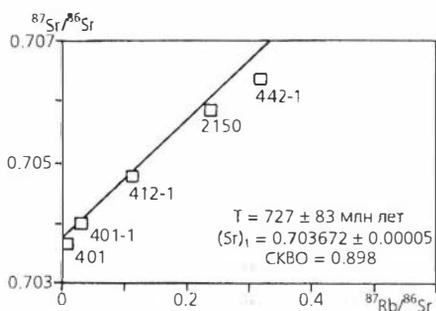


Рис. 2.29. Rb—Sr эволюционная диаграмма для валовых проб плагиогранитов Челюскинского офиолитового пояса. Номера проб см. на рис. 2.21, табл. 2.18.

Точки изотопного состава минералов и валовой пробы изученного образца аппроксимируются линией регрессии, соответствующей возрасту  $573 \pm 78$  млн лет ( $\text{СКВО} = 1.1$ ),  $\varepsilon_{\text{Nd}} = 5.1$  (табл. 2.19, рис. 2.30). Как известно, температура “закрытия” Sm-Nd системы

граната составляет около  $700^\circ\text{C}$  [Windrum, McCulloch, 1986; Cohen et al., 1988]. Это позволяет интерпретировать полученное значение как возраст метаморфических преобразований гранатовых амфиболитов в условиях амфиболитовой фации метаморфизма повышенных давлений.

Датирование Rb-Sr методом показало близкие результаты, но выявило некоторые особенности эволюции Rb-Sr изотопной системы в минералах рассматриваемых пород (табл. 2.20, рис. 2.31). На изохронной диаграмме для пробы 2444-2 амфибол, плагиоклаз и вал по своим параметрам оказались сгруппированы и не располагаются на одной линии, что свидетельствует об отсутствии гомогенизации Rb-Sr изотопной системы. Для метаморфических образований такое явление отмечается довольно часто. Расчет данных (амфибол, плагиоклаз, вал, биотит) по первой модели Макинтайра показал высокую величину СКВО; оценка возраста по третьей модели указывает на значение  $606 \pm 44$  млн лет при  $(\text{Sr})_1 = 0.71614 \pm 0.00329$ , весьма близкое к Sm-Nd датировке. При оценке возраста Rb-Sr методом в рассматриваемую выборку не включались гранаты (фракции зонального граната). Их первичные изотопные стронциевые отношения, так же как и у граната из другой пробы (2435), несколько меньше, чем таковые у амфибола и плагиоклаза, что указывает на нарушенность Rb-Sr изотопной системы и на возможно большую сохранность изотопного состава Sr в гранате, чем в других минералах. Высокий уровень дисперсии Rb-Sr изотопно-геохимических параметров между образовавшимися в процессе метаморфизма минералами свидетельствует либо о снижении температуры, а затем давления на регрессивной стадии процесса, либо о наложении на метаморфические породы импульса давления. Однако в любом из вариан-

Таблица 2.19. Sm-Nd изотопные данные для валовой пробы и породообразующих минералов гранатового амфиболита

Номер образца, минерал, порода	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
2444-2, Вал	5.47	23.6	0.14046	0.512151±11
Амф	2.19	9.59	0.13835	0.512147±9
Пл	6.56	33.0	0.12037	0.512106±8
Би	0.6	3.51	0.10409	0.512015±23
Гр <sub>1</sub>	2.89	11.7	0.14927	0.512203±8
Гр <sub>2</sub>	1.17	4.26	0.16717	0.512260±16

Примечание. Фракция граната: Гр<sub>1</sub> — легкая, Гр<sub>2</sub> — тяжелая. Изотопные составы Sm и Nd измерены в ИГД РАН как ионные токи металлов на восьмиколлекторном масс-спектрометре MAT-261 фирмы "Finnigan" в статическом режиме. Интерференция BaO<sup>+</sup>, CeO<sup>+</sup> и Sm контролировалась в ходе опытов по отношениям масс 151/147, 156/154 и 147/144 соответственно. Измеренные отношения  $^{149}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$  нормализованы к отношению  $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm} = 1.783079$ , а  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  — к отношению  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  и приведены к значению  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$  в стандарте La Jolla. Точность определения концентраций Sm и Nd составила ±0.5 % (2σ), изотопных отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  — ±0.5 %,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  — ±0.005% (2σ). Средневзвешенное значение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в Nd стандарте La Jolla по результатам 22 измерений отвечает 0.511894±15 (2σ). Параметры изохроны вычислены с помощью программы ISOPLOT [Ludwig, 1991a].

Рис. 2.30. Sm—Nd эволюционная диаграмма для гранатового амфиболита р. Становая.

Би — биотит, Пл — плагиоклаз, Амф — амфибол, Вал — валовая проба, Гр<sub>1</sub> — легкая и Гр<sub>2</sub> — тяжелая фракции граната.

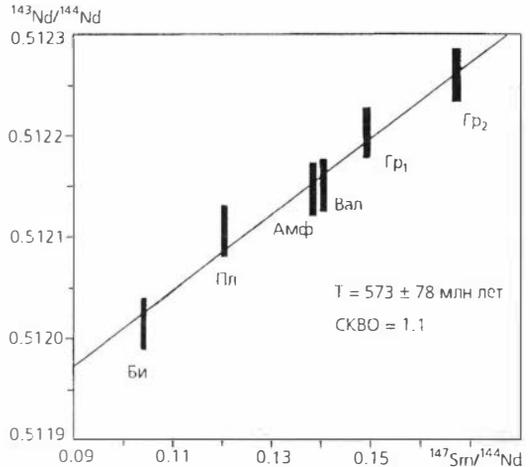


Таблица 2.20. Содержания и изотопный состав Rb и Sr в минералах и валовой пробе гранатовых амфиболов (р. Становая)

Номер образца, минерал, порода	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm (1\sigma)$
2244-2, Вал	79.8	154.6	1.50	0.72261±7
Амф	9.03	56.9	0.457	0.72260±6
Пл	8.97	108.4	0.239	0.72201±4
Би	697	44	45.5	1.10965±7
Гр <sub>1</sub>	5.64	26.5	0.617	0.71252±5
Гр <sub>2</sub>	6.17	29.7	0.625	0.70992±5
2435, Гр	2.07	49	0.12	0.71055±2

Примечание. Методика Rb-Sr изотопного анализа приведена в работе В. А. Верниковского и др. [1994] и в примечании к табл. 2.7.

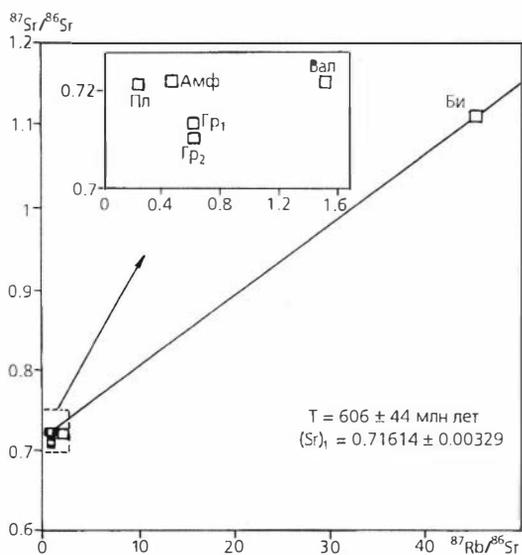


Рис. 2.31. Rb—Sr эволюционная диаграмма для гранатового амфиболита р. Становая. Символы минералов см. на рис. 2.30.

тов происходил привнос радиогенного стронция. На последнее указывает различие в  $(Sr)_1 = 0.71614 \pm 0.00329$  для амфиболитов в целом и гранатов, первичные изотопные составы Sr для которых рассчитаны на 580 млн лет — 0.70744 — 0.70477. Как показано выше, Sm-Nd изотопная система для этих же минералов пробы 2444–2 оказалась более устойчивой (изохрона построена с использованием всего комплекса минералов, включая две фракции граната).

Близкими Sm-Nd и Rb-Sr данным оказались датировки, полученные K-Ar методом, наиболее чувствительным к наложенным термальным процессам (табл. 2.21). Несколько повышенный K-Ar возраст по амфиболу ( $626 \pm 6$  млн лет) по

сравнению с биотитом ( $596 \pm 6$  млн лет), вероятно, связан с наличием избыточного аргона, который в большей степени контрастно проявляется при модельном датировании минералов с низкими содержаниями калия.

Таким образом, впервые проведенные изотопно-геохронологические исследования гранатовых амфиболитов из зоны сочленения крупнейших структур Таймыра позволили установить их возраст метаморфизма в интервале от 570 до 626 млн лет.

Несмотря на вариации и погрешности датировок, которые можно объяснить некоторой нарушенностью изотопных систем вследствие существенных изменений РТ-параметров метаморфизма, их достоверность подтверждается тем, что исследования проведены тремя методами. На основании данных мы полагаем, что формирование гранатовых амфиболитов происходило в зоне субдукции, при столкновении докембрийского аккреционного блока (Центрально-Таймырская зона) с Сибирским континентом в позднерифейско-вендское время. Этот вывод противоречит предположениям о мезозойском возрасте этого события [Зоненшайн

Таблица 2.21. Результаты K-Ar датирования возраста метаморфизма гранатовых амфиболитов

Номер образца, минерал	K, %	Ar <sub>дрд.</sub> , нг/г	Ar <sub>возд.</sub> , %	Возраст, млн лет
2444–2, Би	7.92	386	2.6	596±6
2435, Амф	0.557	28.7	8.0	626±6

Примечание. Калий и аргон анализировались методом изотопного разбавления. Бланк по калию  $10^{-7}$  г.

и др., 1990; Уфлянд и др., 1991] и согласуется с ранее установленным позднерифейско-вендским этапом причленения к Сибирскому континенту офиолитовых образований Северного Прибайкалья, Восточного Саяна и Енисейского кряжа [Добрецов, 1990; Хаин и др., 1993; Верниковский и др., 1994; Конников и др., 1994].

### 2.2.6. О рифтогенном магматизме Центрально-Таймырского аккреционного блока

В центральной части аккреционного блока установлен пояс вулканогенных пород (туфы трахибазальтов и базальтов, лавы с шаровой и канатной отдельностью, дайкообразные тела габбро-диабазов, реже туфы кислого состава), прослеживающийся в северо-восточном направлении дискретно от верхнего течения р. Шренк на западе до рек Григорьева и Воейкова (залив Симса на Северо-Восточном Таймыре) на востоке. Характерными особенностями этих вулканитов является то, что они изливались и прорывали доломиты верхнерифейской колосовской свиты, а также субщелочной и щелочной уклоны состава. На западе, к югу и юго-востоку от Шренковского террейна и на гряде Геологической эти образования описаны в составе светлинской свиты [Беззубцев и др., 1986], а на востоке — григорьевского комплекса [Забияка и др., 1986].

В бассейне р. Шренк среди описываемых пород преобладают туфы трахибазальтов и базальтов, а также лавы с шаровой и канатной отдельностью, которые образуют полосу шириной первые километры и длиной более 60 км, трассируемую палеовулканическими постройками (некки, трубки взрыва). Среди туфов и базальтов встречаются единичные пласты известняков, доломитов, песчаников и туфов кислого состава мощностью до 5 м. Породы дислоцированы очень слабо. Они формируют простые брахиструктуры с углами падения 5—20°, иногда до 40—50°. Мощность этих пород не превышает 200—220 м. Петрохимическими исследованиями в этих породах установлено повышенное содержание  $K_2O$  (до 2—3, иногда до 7 мас.%) и  $TiO_2$  (до 2—4 мас.%), что позволило одним авторам выделить серию субщелочных базальтов и трахибазальтов [Беззубцев и др., 1986], а другим — шошонитовую серию [Лопатин и др., 1991; Уфлянд и др., 1991].

На Северо-Восточном Таймыре пояс шаровых лав и дайкообразных тел габбро-диабазов прослеживается около 25 км субпараллельно долине р. Григорьева при ширине, так же как и в бассейне р. Шренк, до первых километров. Особенностью этих образований является состав шаровых обособлений (диаметром до 40—45 см). Межшаровые участки представлены интенсивно измененными диабазами, преобразованными в существенно эпидот-цоизит-амфиболовые сланцы. В самих шарах преобладают тальк, пиррофиллит и цоизит, а также в различных соотношениях присутствуют альбит, эпидот, хлорит, кварц и мусковит. Шаровые образования отчетливо обособляются от вмещающих светло-зеленовато-серой окраской и резким возрастанием содержащий  $Al_2O_3$  (до 22—28 мас.%) при снижении содержаний железа и магния [Забияка и др., 1986].

На крайнем северо-востоке п-ова Челюскин (мыс Харитона Лаптева) также присутствуют подобные палеовулканические постройки центрального типа. Прямые признаки наличия вулканических центров описаны

В. В. Беззубцевым с соавторами [1986]. Ими установлены червячные лавы фельзитов, относимых большинством исследователей к вулканитам лаптевской свиты [Равич, Погребицкий, 1965; Беззубцев и др., 1986; Забияка и др., 1986]. Среди последних часто присутствуют пересыщенные глиноземом лиловые дациты-риолиты и риолиты с пирокластикой и игнимбритами кислого состава, а также фиштакково-зеленые и иногда лиловые миндалекаменные диабазовые порфириты. Среди вулканитов в разрезах описаны туфоконгломераты, гравелиты и песчаники, иногда красноцветные.

Безусловно, эти образования требуют более детальных геологических и петролого-геохимических исследований, но по ряду перечисленных особенностей могут быть выделены в самостоятельный бимодальный комплекс, формирование которого может быть связано с рифтогенезом, проявившимся в условиях активной окраины континента в позднерифейско-вендское время.

### **2.2.7. Гидротермально-метасоматические образования и особенности металлогении**

Гидротермально-метасоматические процессы обычно рассматриваются либо как результат проявления магматизма, что нашло отражение в наиболее исчерпывающей классификации метасоматитов, предложенной В. А. Жариковым и Б. И. Омеляненко [1978], либо в качестве типоморфных образований (совместно с рудными) различных метаморфических зон при определяющей роли метаморфизма [Судовиков, 1965; Добрецов и др., 1972; Глебовицкий и др., 1975; Белевцев, 1979; Буряк, 1982; Глебовицкий, Бушмин, 1983; Региональные... формации, 1983; и др.]. Во втором случае совместно с метасоматитами часто объединяются кварцево-прожилковые и кварцево-жилвные образования, что позволяет охарактеризовать весь объем гидротермально-метасоматических изменений для каждой метаморфической зоны и способствует решению вопроса о связи метаморфических и гидротермально-метасоматических процессов с рудообразующими.

Исследования в пределах Центрально-Таймырской зоны позволили нам установить типоморфные гидротермально-метасоматические образования высокотемпературных зон метаморфизма Фаддеевского и Мамонто-Шренковского террейнов и низкотемпературные метасоматиты и жильно-прожилковые зоны среди метаморфитов зеленосланцевой фации [Забияка и др., 1983а; Верниковский, 1984; Верниковский и др., 1985б]. Последние развиты среди вулканитов островодужных комплексов, а также осадочных и вулканогенно-осадочных пород позднерифейского окраинного бассейна.

Среди пород амфиболитовой фации регионального метаморфизма отмечены проявления высокотемпературного щелочного и щелочно-кремниевое метасоматоза, производные ультраметаморфизма и гранитизации. Гранитизируемый субстрат в этом случае представлен гнейсами, кристаллическими сланцами или амфиболитами. Жильные проявления высокотемпературного метасоматоза — мусковитовые пегматиты — обычно сложены маломощными будинированными телами. В зонах эпидот-амфиболитовой фации установлены проявления альбитизации, часто сопровождающиеся фоновым окварцеванием, иногда турмалинизацией, а

также кварцевые, мусковит-кварцевые и полевошпат-кварцевые жилы. Каких-либо рудных объектов в этих высокотемпературных зонах, за исключением пирротин-пиритовой минерализации, не установлено.

В значительно большей степени гидротермально-метасоматическими образованиями насыщены породы хлоритовой и биотитовой зон зеленосланцевой фации. Среди вулканогенных пород наиболее широко распространен процесс метасоматоза лиственит-березитового типа, сопровождающийся альбитизацией, окварцеванием фонового и штокверкового типов, а также развитием кварцевых и доломит-кварц-анкеритовых жил. Среди терригенно-сланцевых пород (в том числе углеродистых) широко развиты ареалы кварц-сульфидных прожилков и жил. Эти низкотемпературные гидротермально-метасоматические образования привлекают к себе повышенное внимание в связи с их золотоносностью [Забияка и др., 1982; Верниковский, 1984; Верниковский и др., 1985а]. Они могут рассматриваться и как самостоятельные золоторудные объекты, и в качестве источника золота для формирования россыпей.

Низкотемпературные *березитоподобные и кварц-альбитовые метасоматиты*, образование которых обусловлено проявлением углекисло-сернисто- и щелочно-кремниевой направленности, в основном развиты по андезито-базальтовым порфирирам и их туфам, в меньшей степени по базальтам, диабазам, риолитам и гранит-порфирам островодужного комплекса. Они образуют линейные зоны, различающиеся масштабами проявления и интенсивностью метасоматической переработки исходного субстрата, и контролируются разрывными нарушениями северо-восточного простирания. Максимальное развитие рассматриваемые метасоматиты получили на п-ове Челюскин, в пределах Челюскинского офиолитового пояса, а также в левобережье р. Чукча. Здесь они трассируют зоны сочленения океанских и островодужных комплексов, где крупные надвиговые структуры дополняются множеством оперяющих трещин, непосредственно контролирующих размещение метасоматических залежей. На Северо-Восточном Таймыре такая полоса дискретно-проявленных метасоматитов прослежена почти на 50 км от правобережья р. Серебрянка до мыса Папанина.

Наиболее высокая степень изменения пород в рассматриваемой зоне, выразившаяся в четкой зональности метасоматитов, отмечается в правобережье р. Серебрянка (рис. 2.32). Обращают на себя внимание исключительно крупные размеры выхода метасоматически измененных пород на этом участке: при ширине выхода 0.5—2.0 км метасоматиты прослеживаются не менее 10 км. Вероятно, это можно объяснить тем, что на данном участке разлом представлен широкой полосой трещиноватости, брекчирования и рассланцевания. Вмещающими породами, подвергшимися метасоматическим изменениям, являются метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации порфириды, миндалекаменные порфириды и туфы, по составу отвечающие островодужным андезито-базальтам (см. табл. 2.11).

Детальное картирование метасоматически измененных пород позволило выделить три зоны, различающиеся степенью преобразования [Верниковский, 1984]. Общим для всех зон является наличие в породах реликтовой бластопорфировой структуры. Зерна плагиоклаза альбитизируются и соскритизируются, но отчетливо различаются даже в наиболее измененных породах внутренней зоны. Наименее измененные породы (внешняя зона) отличаются от исходных отсутствием эпидота, значитель-

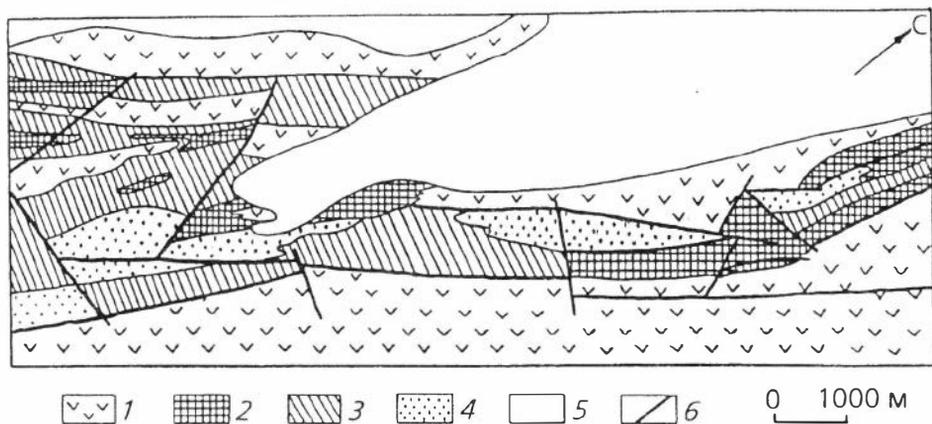


Рис. 2.32. Схема метасоматической зональности в метаморфизованных андезито-базальтовых порфиритах правобережья р. Серебрянка [Верниковский, 1984]:

1 — метаморфизованные андезито-базальтовые порфириты; 2—4 — зоны метасоматитов: 2 — внешняя, 3 — промежуточная, 4 — внутренняя; 5 — рыхлые отложения; 6 — разломы.

но меньшим содержанием хлорита (5—7%), повышением содержания серицита (до 10%) и карбоната (до 10, реже 20%). Уже на этом уровне изменения исходных пород растет железистость карбоната, наряду с кальцитом появляется железистый доломит. Чаще это изометричные пойкилобластические выделения, включающие незамещенные участки серицит-кварцевого агрегата. По сравнению с исходными породами меняется характеристика рудной составляющей внешней зоны. Наряду с магнетитом и гематитом присутствуют редкие зерна пирита и халькопирита.

Минеральные ассоциации в породах, условно выделяемых в промежуточную зону, указывают на высокую степень их березитизации. Наиболее характерно для этой зоны развитие анкерита и пирита. Метабласты анкерита (2—15%) замещают альбит-серицит-кварцевую основную массу породы во всех встречающихся березитоподобных разностях. При этом содержание минералов основной массы варьирует в широких пределах: альбит (5—10%), серицит (10—35%) и кварц (30—55%). Пирит представлен вкрапленниками метакристаллов (до 5—6 мм), равномерно распределенных в породе (2—5%). Иногда в крупных кристаллах отчетливо отмечается замещение магнетита пиритом, что является обычным и для березитов Среднего Урала [Сазонов, 1975].

Метасоматиты внутренней зоны, как правило, сложены кварцем, альбитом, серицитом и пиритом, соотношение которых изменяется в значительных пределах — от существенно кварцевых до существенно альбитовых. В первых содержание кварца в породе может достигать 65—80% при значительно меньшем содержании альбита и серицита. Во вторых — альбита в породе до 60%, причем основной объем его приходится не на альбитизированные порфириновые выделения, а на новообразованные тонкозернистые агрегаты альбита. Все разновидности внутренней зоны сопровождаются очень тонкой (менее 0.1 мм) вкрапленностью пирита (7—10%).

Анализ изменения химического состава и фоновых содержаний рудных компонентов (в том числе и золота) в породах различного уровня метасоматического преобразования позволил выявить некоторые общие закономерности. От внешней зоны к внутренней снижается содержание оксидов Са, Mg, Fe и Ti. Промежуточная зона является зоной экстремальных значений для щелочей; здесь происходят резкий вынос натрия и привнос калия. Во внутренней зоне соотношение щелочей меняется. Вынос калия и привнос натрия ведут к росту натрий-калиевого отношения в породе. Содержание кремнезема по направлению к внутренней зоне постепенно растет. Для подавляющего большинства исследованных рудных компонентов устанавливается снижение их концентрации в сторону внутренней зоны при некотором увеличении содержаний в промежуточной. Для золота и серебра характерна противоположная тенденция — максимальные концентрации установлены во внутренней зоне. Выявленная закономерность подтверждается результатами пробирного анализа: во внутренней зоне отмечены аномальные содержания золота, на один—два порядка превышающие фоновые.

Рассмотренные образования являются примером отчетливо зонального приразломного метасоматического ореола. Здесь достаточно хорошо выражены все выделенные зоны метасоматической колонки. К северо-востоку от описанного участка более типичны азональные метасоматические ореолы. Они представлены двумя или даже одной зоной. Размеры азональных ореолов значительно уступают вышеописанному.

Наряду с площадным проявлением метасоматоза на описываемом участке развиты околожильные метасоматиты. Они отмечаются среди исходных пород — метаморфизованных вулканитов, прорванных кварцевыми жилами небольшой мощности (0.6—1.2 м). При этом представлены лишь две метасоматические зоны, по составу соответствующие вышерассмотренным внешней и промежуточной. Подобные зоны площадного и околожильного метасоматоза различаются масштабами проявления. В первом случае мощность отдельных зон достигает десятков и даже сотен метров, во втором — десятков сантиметров, реже — первых метров. Жильные образования широко развиты и за пределами исходных пород во внешней, промежуточной и внутренней зонах. Во внешней зоне присутствуют жилы эпидот-кварцевого состава мощностью 0.5—1.0 м, иногда с вкрапленностью блеклых руд, азурита и гематита, сопровождающиеся ореолами очень слабой карбонатизации и серицитизации. В промежуточной и внутренней зонах развиты жилы (до 1.2 м) карбонат-кварцевого состава с редкой вкрапленностью пирита, халькопирита и галенита. Какие-либо околожильные изменения в промежуточной и внутренней зонах не обнаружены, видимо, в связи с высокой степенью метасоматической переработки вмещающих жилы пород.

Подобные метасоматиты, отличающиеся невысокой (десятые, до первых граммов на тонну), но стабильной золотоносностью, установлены среди вулканитов на многих участках Центрально-Таймырской зоны — реки Унга, Ханевича, верховья р. Кунар, бухты Мод, Зимовочная и др. [Забияка и др., 1982; Верниковский и др., 1985б; Захаров, Нагайцева, 1989]. Принимая во внимание этот факт, а также масштабы аповулканитовых зон гидротермально-метасоматических образований, можно полагать, что именно они явились источником золота для россыпей, установленных в бассейнах рек Унга, Кунар, Серебрянка, Мамонта и других в пределах площади развития рифейских островодужных и океанских комплексов.

Другой тип низкотемпературных золотоносных гидротермально-метасоматических образований представляет собой *зоны сульфидно-кварцевого прожилкования и малосульфидных кварцевых жил*, широко развитых среди терригенно-сланцевых толщ (часто с углеродсодержащими сланцами), выделяемых большинством исследователей в объеме ждановской свиты [Равич, Погребницкий, 1965; Забияка и др., 1986; Беззубцев и др., 1986], а также в черносланцевых отложениях нижне-среднего палеозоя, перекрывающих рифейский аккреционный блок. И те и другие являются золотоносными. Содержания золота обычно составляют десятки доли граммов на тонну, нередко возрастая до первых граммов на тонну. Благоприятными факторами локализации подобных зон, кроме литологического, являются структурно-тектонические (зоны повышенной проницаемости, связанные с системой разноранговых разрывных структур), а также факторы регионального метаморфизма и магматизма [Забияка и др., 1982; Верниковский и др., 1985а,б; Верниковский, 1986]. В зависимости от проявленного генерирующего процесса в подобных объектах происходит образование зон с метаморфогенно-гидротермальной или постмагматической магматогенно-гидротермальной минерализацией [Буряк, 1982]. В первом случае зоны прожилкования локализуются в пределах зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, а во втором — в экзоконтактовых ореолах интрузивов позднепалеозойских гранитоидов.

Примерами зон сульфидно-кварцевого прожилкования и кварцевых жил метаморфогенного типа в пределах Центрально-Таймырской зоны могут быть зоны верхнего течения р. Ленинградская, нижнего течения р. Жданова, оз. Трех Сестер и др. Обычно максимальное развитие сульфидно-кварцевых и кварцевых прожилков и жил связано с пачками черных филлитов мощностью до нескольких десятков метров, переслаивающихся с метапесчаниками, метаалевролитами, карбонатными породами, реже с вулканитами и их туфами (рис. 2.33). Метаморфические преобразования этих пород соответствуют серицит-хлоритовой субфации зеленых сланцев.

В черных филлитах (обычно альбит-серицит-кварцевого состава с примесью углеродистого материала) устанавливаются две системы прожилков. Первая из них, являющаяся господствующей и более ранней, имеет кварц-сульфидный состав и субсогласную ориентировку по отношению к слоистости и сланцеватости пород. Вторая — занимает отчетливо секущее положение по отношению к слоистости, сланцеватости и первой системе и характеризуется существенно кварцевым составом. При смене в разрезе черных филлитов метаалевролитами и метапесчаниками степень прожилкования заметно падает, сменяясь рассеянной сульфидной вкрапленностью.

Исследование распределения золота в минерализованных прожилковых зонах, выполненное отдельно для черных филлитов, кварца и сульфидов, показало, что наиболее благоприятным концентратором металла является кварцевая составляющая прожилков и присутствующий в них пирит [Верниковский и др., 1985а]. Обращает на себя внимание низкое содержание золота во вмещающих прожилки филлитах (2.0—4.0 мг/т), что значительно ниже его фоновых значений, установленных для черных филлитов ждановской свиты в целом [Забияка и др., 1982]. Вероятно, в данном случае имело место перераспределение части золота из филлитов с последующей его локализацией в кварц-сульфидных про-

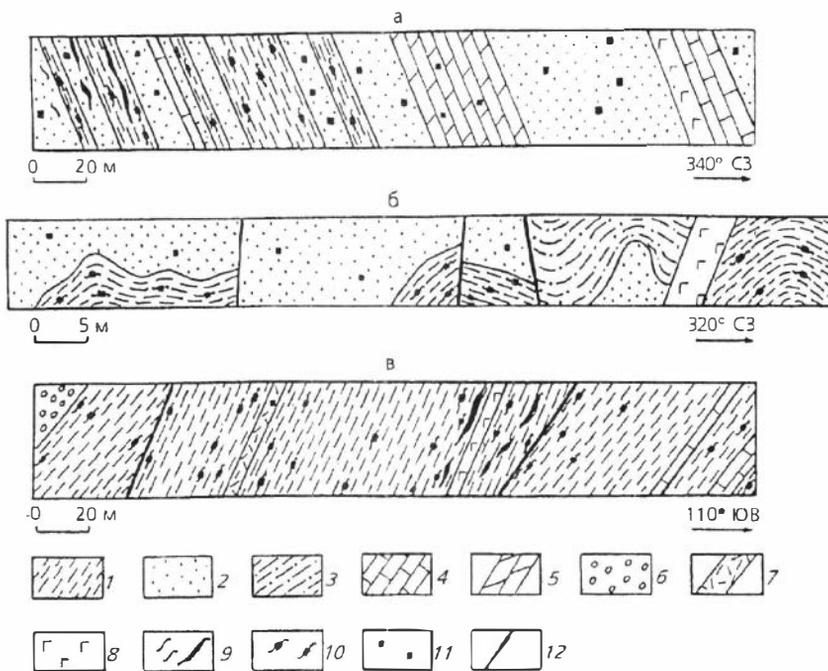


Рис. 2.33. Особенности развития кварцевой и сульфидной минерализации в породах ждановской свиты (а — обн. 2223, б — обн. 2135, р. Ленинградская; в — обн. 102-В, р. Жданова, Северо-Восточный Таймыр):

1 — черные филлиты; 2 — металавролиты и метапесчаники; 3 — известковистые филлиты; 4 — известняки; 5 — доломиты; 6 — гравелиты; 7 — кислые эффузивы; 8 — метадиабазы; 9 — кварцевые прожилки и жилы; 10 — сульфидно-кварцевые прожилки; 11 — пиритовая вкрапленность; 12 — разломы.

жилках, что свойственно золоторудным объектам метаморфогенной природы.

Другой тип золотоносных зон кварцевого и сульфидно-кварцевого прожилкования в черносланцевых толщах присутствует в экзоконтактовых ореолах позднепалеозойских постколлизийных гранитоидных массивов (их характеристика будет дана в гл. 3). Здесь рассматриваемые зоны преимущественно локализованы в породах мусковит-роговиковой фации контактового метаморфизма, а также в примыкающих к последним неметаморфизованных отложениях (рис. 2.34). Прожилкование в описываемых зонах штокверкового типа представлено системой разнонаправленных, пересекающихся кварцевых прожилков, сопровождающихся очень тонкой вкрапленно-прожилковой сульфидизацией (пиритовой, реже халькопиритовой). Сланцы, вмещающие зоны прожилкования, часто имеют осветленный вид за счет аргиллизации и фонового окварцевания. Именно такие зоны наиболее золотоносны.

Изучение поведения золота в контактовом ореоле гранитоидов массива плато Лодочникова по профилю, перпендикулярному его контакту [Верниковский, 1986; Забияка и др., 1990], показало относительно равные и низкие содержания металла в эндоконтактовой зоне и в высокотемпературных породах силлиманитовой и части кордиеритовой зон

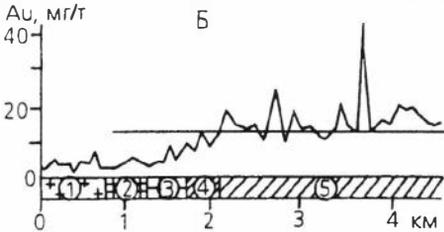
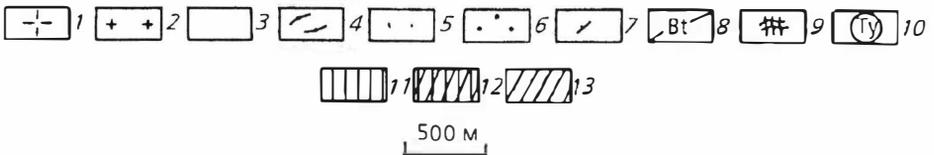
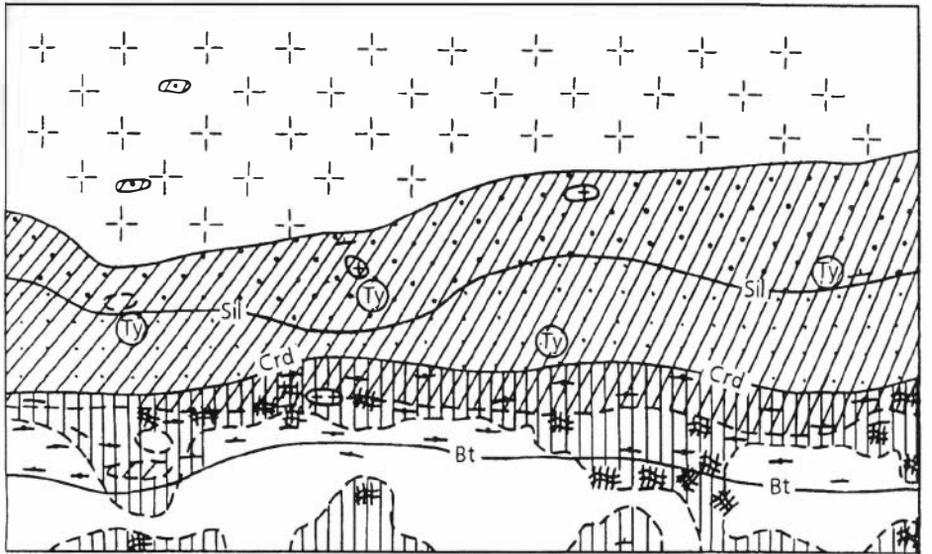


Рис. 2.34. Строение контактового ореола южного фаса интрузива гранитоидов плато Лодочникова, п-ов Челюскин (А) и распределение золота в нем (Б) [Верниковский, 1986; Забияка и др., 1990]:

А. 1 — гранодиориты; 2 — гранит-порфиры и аплиты; 3 — углисто-глинисто-кремнистые сланцы; 4 — сланцы с признаками ороговикования ("узловатые сланцы"); 5 — мусковит-роговиковая фация; 6 — амфибол-роговиковая фация; 7 — элементы залегания пород; 8 — изограды: биотита (Bt), кордиерита (Crd), силлиманита (Sil); 9 — кварцевое прожилкование; 10 — проявления турмалинизации; 11—13 — вкрапленная и вкрапленно-прожилковая сульфидная минерализация: 11 — пиритовая, 12 — пирит-пирротиновая, 13 — пирротиновая.

Б. Цифры в кружках: 1 — гранитоиды эндоконтактной зоны; 2—4 — роговики зоны силлиманита (2), кордиерита (3), биотита (4); 5 — неметаморфизованные черные углеродистые сланцы. Горизонтальная линия — среднее содержание золота.

(4.3—6.8 мг/т, полярнографический метод с чувствительностью  $1 \cdot 10^{-9}$  %, лаборатория Томского политехнического института). Примерно в 800 м от контакта (средняя часть зоны кордиерита) начинается увеличение со-

держания золота, которое продолжается до внешней границы роговикового ореола, где достигает 13.7 мг/т. Переход к неметаморфизованным, но гидротермально-метасоматически измененным породам отмечается существенным (на порядок) повышением содержания золота (см. рис. 2.34). Результаты свидетельствуют о достаточно высокой мобильности золота в процессе контактового метаморфизма пород и отчетливо выраженных признаках его концентрации на выходе из зоны роговиков.

И в метаморфогенных, и в постмагматических зонах сульфидно-кварцевого прожилкования присутствуют отдельные кварцевые или карбонат-кварцевые жилы (мощностью более 1 м), или серии жил. Характерно, что в сланцевых толщах, регионально-метаморфизованных в условиях фации зеленых сланцев, отмечаются переходные морфологические разности от собственно кварцево-жильных образований (часто линзующихся согласно сланцеватости) к тончайшим маломощным послонным прожилкам, пронизывающим породу. Вероятно, это свидетельствует о единстве происхождения и механизма формирования отмеченных метаморфогенно-гидротермальных проявлений. В приконтактных ореолах позднепалеозойских гранитов наблюдаются обычно единичные кварцевые жилы. Они в отличие от метаморфогенных являются секущими по отношению к вмещающим породам и локализуются как в сланцевых толщах, так и среди доломитов, не отличаясь повышенной золотоносностью.

Завершая краткую характеристику основных типов гидротермально-метасоматических образований Центрально-Таймырской зоны, следует подчеркнуть, что данные свидетельствуют о потенциальных перспективах этой структуры пока только в отношении золота как на рудные, так и на россыпные объекты. Установленные полиметаллическое оруденение в доломит-кварц-анкеритовых жилах оз. Трех Сестер, медно-молибденовое оруденение, связанное с гранит-порфирами р. Широкая, и хромитовое оруденение в серпентинизированных ультрабазитах р. Становая — в настоящее время могут рассматриваться только в ранге рудопроявлений.

Самая северная зона в структуре Таймырской складчатой области представляет собой окраину Карского континента. Эта зона прослеживается вдоль побережья Карского моря от мыса Челюскина на северо-востоке до Пясинского залива на западе (см. рис. 1.6). В северо-западной части она сложена серией блоков, разделенных, преимущественно, взбросами северо-восточного простирания и надвинутых на Центрально-Таймырский рифейский аккреционный пояс по Главному Таймырскому надвигу. Значительную часть Северо-Таймырской зоны занимают флишеидные отложения, сложенные метаморфизованными, ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами и пелитами, которые интерпретируются как осадки континентального склона и подножия [Зоненшайн и др., 1990; Уфлянд и др., 1991]. Среди них размещены гранитоиды автохтонного, параавтохтонного и аллохтонного типов.

В существенно меньшем объеме присутствуют выходы (блоки) амфиболитов и биотит-амфиболовых кристаллических сланцев. Они обнаруживают тектонические контакты с флишеидными отложениями и, вероятно, являются блоками Центрально-Таймырского аккреционного пояса, вскрытыми в эрозионных и тектонических "окнах". Сравнение химических составов этих метаморфизованных базитов с таковыми метаандезито-базальтов аккреционного блока подтверждает такое заключение (см. табл. 2.11—2.13, 3.1).

### 3.1. Литолого-стратиграфические и геохимические особенности флишеидной толщи

В пределах флишеидной толщи первоначально было выделено шесть свит: воскресенская, стерлиговская, конечнинская, мининская, хутудинская и грустнинская, объединенные в харитоновскую серию [Забияка, 1974]. В связи с новыми данными по составу и венд-кембрийскому возрасту [Кабаньков и др., 1978] трех последних свит, а также с тем, что они описаны только в шхерах Минина и на р. Хутудабига, т. е. в блоке, ограниченном Главным Таймырским и Диабазовым надвигами, этим же автором сделан вывод, что к собственно харитоновской серии (флишеидная толща побережья Карского моря) следует относить только три первые из упомянутых выше свит [Забияка и др., 1986], сопоставление которых на разных участках Карского континента показано на рис. 3.1.

При специальных литолого-петрохимических исследованиях ритмично-слоистых толщ побережья Карского моря [Махлаев, Коробова, 1972; Забияка, 1974] выявлено, во-первых, закономерное изменение химического состава в направлении от подошвы к кровле ритма, обусловленное количественным увеличением оксидов элементов, связанных в основном с глинистой составляющей осадка ( $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $MgO$  и  $K_2O$ ), и уменьшением роли оксидов элементов, которые входят в состав преимущественно его обломочной части ( $SiO_2$  и  $Na_2O$ ). Во-вторых, было установлено, что средний состав каждого литологического типа пород выдерживается на всех стадиях метаморфического преобразования, включая

Таблица 3.1. Химический состав метапелитов Карского континента и подстилающих их амфиболитов

Компонент	Гнейсы флишеидной толщи						Амфиболиты и биотит-амфиболовые слалы		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub> , мас. %	55.46	70.11	62.52	56.85	55.51	38.73	53.89	48.89	49.76
TiO <sub>2</sub>	1.30	0.80	1.08	1.28	1.41	1.54	2.32	2.72	1.81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.97	12.78	18.08	13.86	22.35	28.83	13.47	17.56	17.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.31	6.10	8.36	10.84	8.93	11.11	12.83	12.32	9.66
MnO	0.54	0.12	0.11	0.20	0.20	0.23	0.20	0.19	0.14
MgO	3.02	2.37	2.65	4.31	3.9	4.83	5.85	4.10	6.23
CaO	1.66	2.52	1.30	1.99	2.1	1.13	6.38	7.05	8.11
Na <sub>2</sub> O	1.80	2.33	2.81	1.16	1.5	0.45	2.22	3.11	3.95
K <sub>2</sub> O	3.98	2.02	1.94	2.08	2.48	6.72	1.82	2.35	2.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.14	0.23	0.22	0.16	0.17	0.29	0.73	0.40
П. п. п.	4.62	0.71	0.71	1.16	1.1	6.33	0.54	0.83	0.72
Сумма	99.86	100.00	99.79	98.95	99.63	100.07	99.81	99.85	99.81
Rb, г/т	130	71	70	75	77	110	82	42	91
Sr	260	148	185	120	160	92	476	800	648
Y	58	23	27	36	42	52	19	18.7	13.7
Zr	210	162	193	150	190	130	74.8	185	134
Nb	27	12	10	15	13	18	15	39.7	27.1
U	12	2.5	3.8	4.6	3	4.4	3	2	2
Th	14	7.8	10	9.2	11	18	7	3	2
Ba	510	246	335	560	580	1100	318	618	262
Cr	160	132	130	280	230	240	61	61	131
Ni	62	29	73	90	87	72	35	0	75
V	240	102	128	180	210	300	176	1172	188
Cu	73	115	—	19	50	110	0	56	0
Co	22	—	23	40	36	27	62	47	47
Mn	1200	837	540	1000	830	470	1476	1373	1167
Ta	1.8	0.81	0.87	0.9	1.2	1.5	1.6	3.1	1.8
Hf	6.4	4.5	5.2	4.2	4.8	5.7	2.9	5.3	3.8
Sc	31	16	25	26	32	43	—	—	—
La	41	24	32	26	16	42	21	31	23
Ce	97	53	73	60	38	110	43	67	46
Nd	46	26	33	33	19	55	25	36	22
Sm	7.9	5	6.9	6.7	4	8.3	6.3	7.4	5.2
Eu	1.9	1.1	1.5	1.5	1	2	1.4	2.4	1.6
Tb	1.4	0.76	1.1	1.1	0.99	1.5	0.85	1.2	0.66
Yb	5.5	2.5	3.7	3.6	4.5	5.1	3.1	2.4	1.7
Lu	0.93	0.36	0.57	0.59	0.73	0.85	0.52	0.35	0.26

*Примечание.* Все образцы из коллекции В. А. Верниковского: 1—3 — бухта Воскресенского (обр. 210, 230-1, 275); 4—6 — северо-восточная часть Карского континента (обр. 2291, 2304, 2415-7); 7—9 — мыс Пацынко — мыс Каминского (обр. 261, 255, 255-3). Определение оксидов выполнено А. Д. Киреевым и Н. М. Глухой (ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск) рентгенофлуоресцентным анализом; Rb, Sr, Y, Zr, Nb — рентгенофлуоресцентным анализом: 1—3, 7—9 — М. С. Мельгуновым (ОИГГМ СО РАН), 4—6 — С. М. Ляпуновым (ГИН РАН, г. Москва); Cr, Ni, V, Cu, Co, Mn — атомно-эмиссионным количественным анализом, Ba, U, Th — рентгенофлуоресцентным, Ta, Hf, TR — нейтронно-активационным, С. М. Ляпуновым. Прочерк — отсутствие данных анализа.

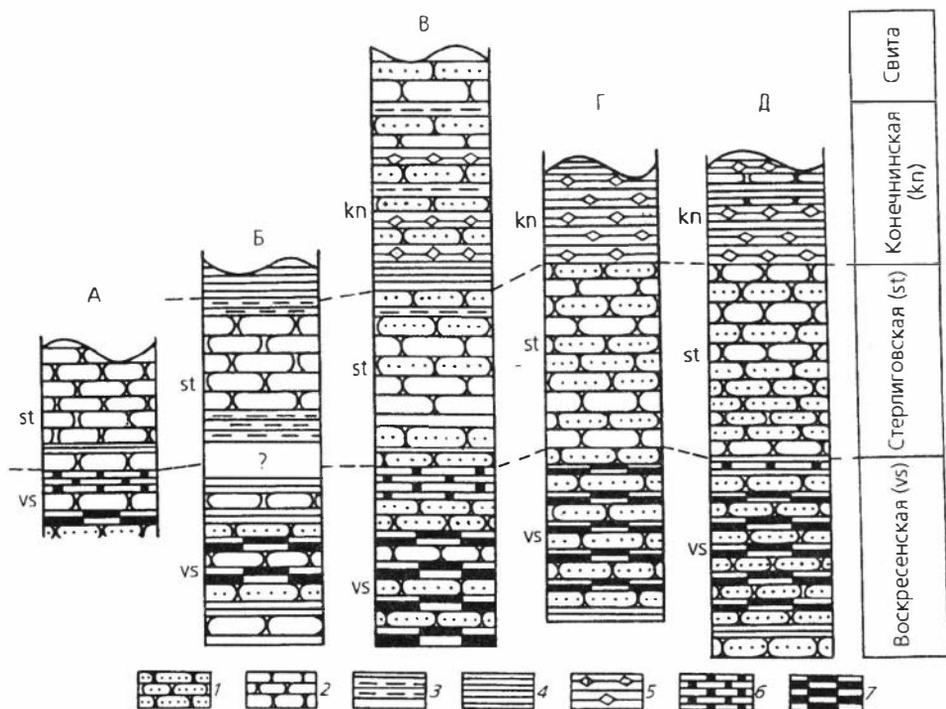


Рис. 3.1. Сопоставление разрезов флишеидной толщи Северо-Таймырской зоны [Забияка, 1974; Забияка и др., 1986].

Разрезы: А — бухта Воскресенского; Б, В — среднего и нижнего течения р. Ленивая; Г — район оз. Бориса; Д — северная часть п-ова Челюскин:

1 — метаалевролиты; 2 — метапесчаники; 3 — зеленые, 4 — черные филлиты; 5 — филлиты и алевролиты с магнезиально-железистым карбонатом; 6 — черные филлиты и алевролиты с пиритом; 7 — темно-серые метапелиты.

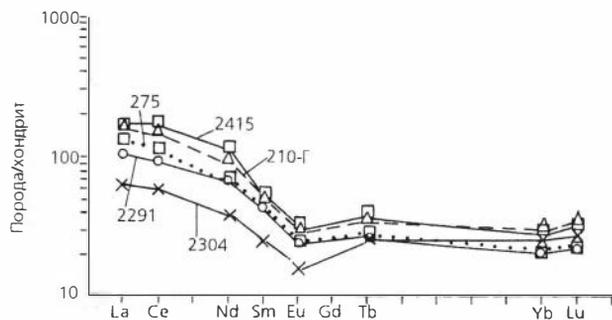


Рис. 3.2. Распределение редкоземельных элементов в метапелитах эпидот-амфиболитовой фации Карского континента.

амфиболитовую фацию, кроме случаев проявления процессов ультраметаморфизма. Сравнение химического состава (см. табл. 3.1, рис. 3.2) с подобными метапелитами Мамонто-Шренковского и Фаддеевского террейнов (см. табл. 2.1, рис. 2.3) показывает, что в карских метапелитах выше содержания  $MgO$ ,  $CaO$  и  $Na_2O$ , что, вероятно, вместе с более высокими концентрациями группы тяжелых РЗЭ может свидетельствовать о большем удалении от континента области седиментации. Содержание легких РЗЭ в карских метапелитах занимает промежуточное

положение между таковыми Мамонто-Шренковского и Фаддеевского блоков. Возраст флишоидной толщи определяется рифейскими акритархами. Некоторые исследователи считают его позднекембрийским—кембрийским [Кабаньков и др., 1978; Беззубцев и др., 1986], опираясь на кембрийскую фауну, установленную в пределах Хутудинского террейна, отделенного от Карского блока Главным Таймырским надвигом. Последнее не позволяет, по мнению автора, строго коррелировать отложения двух террейнов по возрасту и считать флишоидную толщу кембрийской.

### 3.2. Регионально-метаморфическая зональность, РТ-условия метаморфизма

Флишоидные отложения зонально метаморфизованы от низких ступеней зеленосланцевой до амфиболитовой фации умеренных давлений. Метаморфизм в условиях амфиболитовой фации часто сопровождается мигматизацией и гранитизацией с формированием относительно небольших тел удлиненной формы (площадью до первых десятков кв. километров) автохтонных амфибол-биотитовых, биотитовых и двуслюдяных порфиробластических гнейсо-гранитов. Такой тип зональности, завершающийся зонами мигматизации и гранитизации, развит главным образом в западной части Карского блока (рис. 3.3), там, где вскрыты нижние толщи флишоидных отложений — воскресенская и стерлиговская свиты

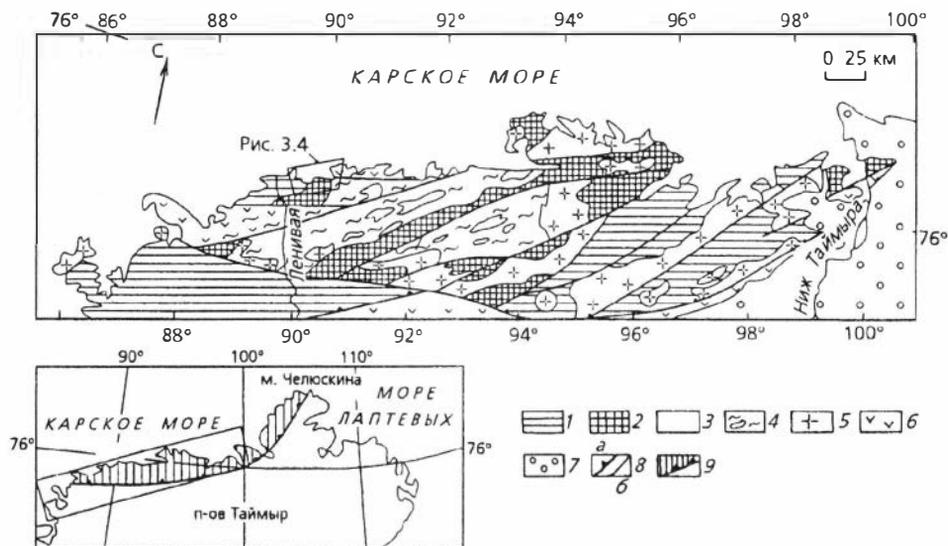


Рис. 3.3. Схематическая карта метаморфических фаций между речьями Лена—Нижняя Таймыра. Составлена автором с использованием материалов Л. В. Махлаева, Н. И. Коробовой [1972]; А. И. Забияки [1974]; Ю. И. Захарова и др. [1977]:

1—3 — фация: 1 — зеленых сланцев, 2 — эпидот-амфиболитовая, 3 — амфиболитовая; 4 — мигматиты и автохтонные граниты; 5 — параавтохтонные и аллохтонные граниты; 6 — вулканиты Центрально-Таймырского аккреционного пояса; 7 — мезозойско-кайнозойские отложения; 8 — надвиги (а) и разломы (б); 9 — контур Карского континента.

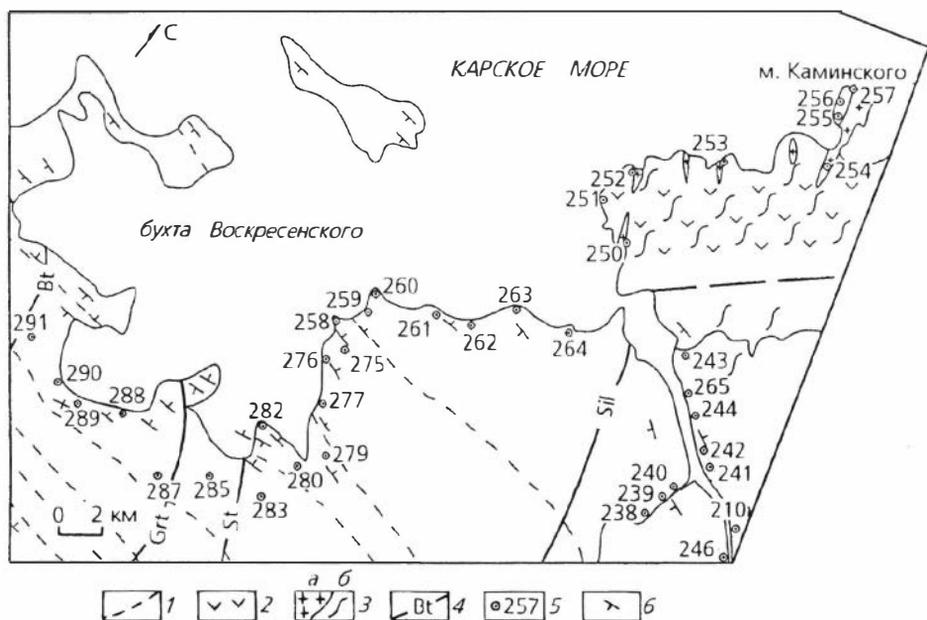


Рис. 3.4. Схема геологического строения и метаморфической зональности района бухты Воскресенского. Составлена автором с использованием данных А. М. Даминовой [1957]; Л. В. Махлаева, Н. И. Коробовой [1972]; А. И. Забияки [1974]:

1 — метаморфизованные отложения флишовой формации и границы между свитами; 2 — амфиболиты; 3 — порфиробластические граниты (а) и мигматиты (б); 4 — изограды: биотита (Bt), граната (Grt), ставролита (St) и силлиманита (Sil); 5 — точки наблюдения (автора); 6 — элементы залегания. Местоположение участка см. на рис. 3.3.

[Забияка, 1974] и обнажаются нижележащие амфиболиты и биотит-амфиболовые кристаллические сланцы — метаморфизованные вулкани-ты позднерифейской островной дуги. В восточном и северо-восточном на-правлениях области развития амфиболитовой фации сменяются зонами эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, а автохтонные граниты — более крупными параавтохтонными и аллохтонными массивами двуслюдяных и биотит-амфиболовых гранитов (сотни кв. километров), характеризующимися дискордантным залеганием и более изометричны-ми формами. С аллохтонными гранитоидами Карского континента, большая часть которых представлена на Северо-Восточном Таймыре, свя-заны роговиковые ореолы иногда с отчетливой контактово-метамор-фической зональностью до амфибол-роговиковой и пироксен-роговиковой фаций [Верниковский, Забияка, 1985]. Преобразования минерального состава в породах субстрата в зонах мигматизации и гранитизации Бере-га Харитона Лаптева подробно описаны Л. В. Махлаевым и Н. И. Коробовой [1972].

Наиболее наглядным примером регионально-метаморфической зо-нальности является участок бухты Воскресенского, в пределах которого отсутствуют какие-либо крупные массивы гранитов (рис. 3.4). Здесь ме-таморфическая зональность, описанная в ряде работ [Махлаев, Коробова, 1972; Забияка, 1974; Демина, Белов, 1979], фиксируется на протяжении

более 30 км в метапелитах и в метаалевролитах последовательной сменой индекс-минералов от биотита до силлиманита. Нарастание метаморфизма в восточном направлении выражается также укрупнением размеров зерен, сменой реликтовых структур осадочных пород бластическими. В метапелитах наблюдается постепенный переход от филлитов серицит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев до биотит-силлиманитовых, иногда с кордиеритом, гнейсов и мигматизированных гнейсов амфиболитовой фации. Изучение автором минеральных парагенезисов с кианитом в пределах бухты Воскресенского не подтвердило предположение о развитии здесь кианитовой зоны, позволяющей рассматривать формирование зональности в области высоких давлений [Забияка, 1974; Захаров и др., 1977]. В лучшем случае можно предполагать лишь переходный андалузит-кианитовый тип, поскольку кианит представлен лишь в пределах маломощной пачки углеродистых сланцев, где он образует псевдоморфозы по удлиненным кристаллам андалузита. За пределами этой пачки в зеленовато-серых гранат-биотит-ставролитовых гнейсах ни андалузит, ни кианит не обнаружены.

Постепенность метаморфических преобразований фиксируется и при изучении составов метаморфических минералов, особенно граната (табл. 3.2). Снижение содержания спессартинового минала в гранате от низкотемпературных к высокотемпературным зонам от 15—16 до 3—4 мол.% сопровождается ростом доли пиропового компонента от 8—9 до 19—21 мол.% [Верниковский, 1988, 1995]. Особенностью описываемых гранатов, в отличие, например, от вышеописанных Мамонто-Шренковского и Фаддеевского террейнов, является их прогрессивная зональность или однородность граната (рис. 3.5, 3.6). Краевые части зерен обогащаются FeO, иногда MgO, но обедняются MnO и CaO, что свидетельствует об одноэтапности их формирования. Изменения содержаний гроссулярового компонента обычно неотчетливы.

На Северо-Восточном Таймыре метаморфическая зональность флишoidных отложений проявилась не столь отчетливо, как в вышеописанном районе Берега Харитона Лаптева (см. рис. 2.2). Здесь наиболее развиты породы зеленосланцевой фации, которые по изограде биотита достаточно уверенно подразделяются на серицит-хлоритовую и биотит-хлоритовую субфации [Верниковский, Забияка, 1985].

Породы эпидот-амфиболитовой фации на п-ове Челюскин формируют среди зеленых сланцев относительно небольшие поля (от первых кв. километров до первых десятков кв. километров), ограниченные изографами граната и ставролита. Составы метаморфических минералов этих зон не отличаются от таковых Берега Харитона Лаптева (табл. 3.3). Гранаты, аналогично описанным, содержат низкие концентрации гроссулярового минала и повышенные — спессартинового (до 15—17 % при приближении к изограде граната). В связи с отсутствием здесь парагенезисов амфиболитовой фации содержание пироба в гранате не превышает 10—12 %.

Оценка РТ-параметров метаморфизма по минералогическим геотермометрам и барометрам [Перчук, 1970; Аранович, Подлесский, 1980; Перчук, Федькин, 1986; Федькин, 1986; Авченко, Кузнецов, 1988] показала, что температуры от гранатовой зоны до силлиманитовой меняются от 460 до 650 °С, а давления — от 3.0 до 6.5 кбар (табл. 3.4), что соответствует эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям умеренных давлений [Добрецов и др., 1972].

Таблица 3.2. Химический и компонентный составы минералов из метапелитов Карского континента (бухта Воскресенского)

Компонент	231, Grt—Bt—Pl—Qtz				234, Grt—Bt—Pl—Qtz				242-2, Sil—Crд—Grt—Bt—Chl—Pl—Qtz+Ilm			
	Bt центр	Grt центр	Grt край	Pl	Bt	Grt центр	Grt край	Pl	Bt центр	Grt центр	Grt край	Pl
SiO <sub>2</sub> , мас. %	35.93	38.46	37.69	60.11	35.58	37.49	37.99	60.21	36.33	37.46	37.68	64.91
TiO <sub>2</sub>	1.94	—	0.01	0.02	2.43	—	0.02	—	1.62	0.01	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.21	21.55	20.93	25.33	19.55	20.96	21.34	23.15	20.13	21.1	21.11	21.59
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0.01	0.03	—	—	—	—	0.3	—	—	—	—
FeO	18.86	33.18	33.96	0.12	18.31	33.6	32.94	0.05	18.94	34.11	35.58	0.04
MnO	0.11	1.76	1.73	—	0.12	3.12	4.89	—	0.05	3.78	3.18	—
MgO	10.7	5.35	5.41	—	8.77	4.06	2.97	0.01	10.06	3.59	2.96	0.01
CaO	—	1.2	1.2	6.84	—	1.19	1.11	4.96	0.00	0.58	0.67	3.03
Na <sub>2</sub> O	0.36	0.05	0.03	7.41	0.24	0.04	0.04	8.42	0.39	0.08	0.006	9.99
K <sub>2</sub> O	8.88	—	—	0.07	9.38	—	—	0.27	8.62	—	—	0.07
H <sub>2</sub> O	4.5	—	—	—	4.5	—	—	—	4.5	—	—	—
Сумма	100.49	101.56	100.99	99.9	98.88	100.46	101.3	97.37	100.64	100.71	101.186	99.64
Si, ф. е.	2.66	2.996	2.972	2.676	2.675	2.987	3.008	2.746	2.675	2.987	2.999	2.869
Ti	0.108	—	0.001	0.001	0.138	—	0.001	—	0.09	0.001	—	—
Al	1.682	1.958	1.952	1.329	1.738	1.975	1.998	1.244	1.753	1.989	1.986	1.125
Fe	1.171	2.168	2.247	0.004	1.555	2.246	2.188	0.002	1.17	2.282	2.375	0.001
Mn	0.007	0.116	0.116	—	0.008	0.211	0.329	—	0.003	0.256	0.215	—
Mg	1.184	0.623	0.638	—	0.986	0.484	0.352	0.001	1.108	0.428	0.352	0.001
Ca	—	0.1	0.102	0.326	—	0.102	0.094	0.242	—	0.05	0.057	0.143
Na	0.52	—	—	0.32	0.035	—	—	0.372	0.056	—	—	0.428
K	0.841	—	—	—	0.903	—	—	—	0.812	—	—	—
f, %	63.8	86.1	86.3	—	67.6	89.2	91.7	—	65.3	90.5	92.3	—
X <sub>Mg</sub>	0.5	0.21	0.21	—	0.46	0.16	0.12	—	0.49	0.14	0.12	—
Alm, %	—	72.1	72.4	—	—	73.8	73.8	—	—	75.7	79.2	—
Sps	—	3.9	3.7	—	—	6.9	11.1	—	—	8.5	7.2	—
Prp	—	20.7	20.6	—	—	15.9	11.9	—	—	14.2	11.7	—
Grs	—	3.3	3.3	—	—	3.4	3.2	—	—	1.6	1.9	—

Компонент	285, Grt—Bt—Pl—Qtz			246, Sil—St—Grt—Bt—Qtz+Ilm				210, Grt—Bt—Ms—Pl—Qtz				
	Bt	Grt центр	Grt край	Bt центр	Grt центр	Grt край	St	Bt	Grt центр	Grt край	Ms	Pl
SiO <sub>2</sub> , мас. %	36.41	37.74	36.4	37.22	37.48	37.67	27.17	36.21	37.72	36.87	46.48	60.65
TiO <sub>2</sub>	1.47	0.03	—	1.57	—	—	0.59	2.33	0.03	—	0.98	24.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.97	20.89	20.3	20.0	20.95	20.9	53.57	19.28	20.91	20.57	36.08	0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.08	0.01	0.01	—	0.02	—	0.03	—	0.02	0.05	—	—
FeO	19.41	33.16	34.37	16.27	34.76	34.53	13.33	17.58	25.24	30.27	1.48	0.01
MnO	0.04	4.7	3.44	0.02	2.4	1.83	0.09	0.11	11.5	7.21	0.01	0.01
MgO	10.49	2.46	2.64	11.9	3.63	3.85	2.08	10.96	2.6	2.97	0.71	0.01
CaO	0.01	2.08	1.48	—	0.63	0.75	—	—	2.74	1.87	—	6.31
Na <sub>2</sub> O	0.32	0.09	0.07	0.63	0.08	0.02	0.03	0.29	0.05	0.1	0.91	8.26
K <sub>2</sub> O	8.42	—	—	8.29	—	—	—	9.21	—	—	9.77	0.06
H <sub>2</sub> O	4.5	—	—	4.5	—	—	—	4.5	—	—	4.5	—
Сумма	100.12	101.16	98.71	100.4	99.95	99.55	98.89	100.47	100.81	99.91	100.9	99.98
Si, ф. е.	2.701	3.006	2.983	2.708	3.003	3.019	1.901	2.669	3.004	2.978	3.044	2.699
Ti	0.082	0.002	—	0.086	—	—	0.031	0.13	0.002	—	0.048	—
Al	1.664	1.968	1.967	1.72	1.895	1.98	4.431	1.68	1.969	1.964	2.794	1.294
Fe	1.208	2.216	2.363	0.993	2.337	2.321	0.782	1.087	1.687	2.051	0.081	—
Mn	0.003	0.318	0.24	0.001	0.163	0.125	0.005	0.007	0.778	0.495	0.001	—
Mg	1.163	0.293	0.324	1.294	0.435	0.461	0.218	1.208	0.31	0.359	0.07	0.001
Ca	0.001	0.178	0.13	—	0.054	0.065	—	—	0.235	0.162	—	0.301
Na	0.046	—	—	0.089	—	—	—	0.042	—	—	0.116	0.356
K	0.799	—	—	0.772	—	—	—	0.869	—	—	1.819	—
f, %	64.9	93.1	92.9	57.8	90.5	90.0	86.5	61.6	90.7	91.1	—	—
X <sub>Mg</sub>	0.49	0.1	0.11	0.57	0.15	0.16	—	0.52	0.11	0.12	—	—
Alm, %	—	78.2	82.0	—	78.2	78.1	—	—	56.2	66.9	—	—
Sps	—	11.1	8.2	—	5.5	4.2	—	—	25.8	16.1	—	—
Prp	—	5.8	6.3	—	14.5	15.5	—	—	10.2	11.7	—	—
Grs	—	4.9	3.5	—	1.8	2.2	—	—	7.8	5.3	—	—

Окончание табл. 3.2

Компонент	273, St—Grt—Bt—Pl—Qtz					277, St—Grt—Bt—Ms—Pl—Qtz				
	Bt	Grt центр	Grt край	St	Pl	Grt центр	Grt край	Ms	St	Bt
SiO <sub>2</sub> , мас. %	36.89	38.02	38.51	26.73	62.95	37.43	37.65	47.41	27.33	36.19
TiO <sub>2</sub>	1.52	0.01	—	0.5	0.01	0.9	0.05	0.15	0.46	1.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.23	21.22	21.33	53.16	23.35	20.62	20.72	37.66	53.87	19.83
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0.05	0.01	0.09	—	0.03	0.02	—	0.04	—
FeO	15.65	33.73	34.57	12.87	0.04	28.97	29.04	0.87	12.79	18.0
MnO	0.01	1.55	1.54	0.08	—	7.15	7.07	—	0.17	0.08
MgO	12.91	4.87	4.47	2.2	0.0	2.24	2.28	0.53	1.43	10.59
CaO	—	1.12	1.13	—	4.75	2.79	2.54	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	0.48	0.01	0.04	0.08	8.96	0.08	0.11	1.49	0.02	0.2
K <sub>2</sub> O	8.44	—	—	0.01	0.04	0.01	0.01	8.43	—	9.12
H <sub>2</sub> O	4.5	—	—	2.0	—	—	—	4.5	2.0	4.5
Сумма	99.63	100.6	101.6	97.72	100.1	100.22	99.49	101.04	98.11	99.97
Si, ф. е.	2.703	3.0	3.017	1.89	2.782	3.022	3.032	3.066	1.92	2.68
Ti	0.084	0.001	—	0.027	—	0.005	0.003	0.007	0.024	0.082
Al	1.666	1.98	1.976	4.445	1.216	1.968	1.973	2.88	4.474	1.736
Fe	0.962	2.233	2.259	0.764	0.001	1.962	1.962	0.047	0.754	1.118
Mn	0.001	0.104	0.103	0.005	—	0.49	0.484	—	0.01	0.005
Mg	1.414	0.574	0.524	0.233	—	0.27	0.275	0.051	0.15	1.172
Ca	0.0	0.095	0.095	—	0.225	0.242	0.22	—	—	—
Na	0.068	—	—	—	0.384	—	—	0.187	—	0.029
K	0.791	—	—	—	—	—	—	0.698	—	0.864
f, %	54.8	87.4	88.5	85.4	—	92.8	92.7	—	89.9	63.0
X <sub>Mg</sub>	0.59	0.2	0.18	0.23	—	0.1	0.1	—	0.16	0.51
Alm, %	—	74.3	75.8	—	—	66.2	66.7	—	—	—
Sps	—	3.4	3.4	—	—	16.5	16.5	—	—	—
Prp	—	19.1	17.6	—	—	9.1	9.3	—	—	—
Grs	—	3.2	3.2	—	—	8.2	7.5	—	—	—

Примечание. Символы минералов см. в табл. 2.2. Исследования проводили на микроанализаторе JXA-5A в ОИГГМ СО РАН (оператор О. С. Хмельникова);  $f = (\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})) \times 100$ . Местоположение проб см. на рис. 3.4. Пробы 231, 234 и 273 отобраны в верхнем и среднем течении р. Гранатовая.

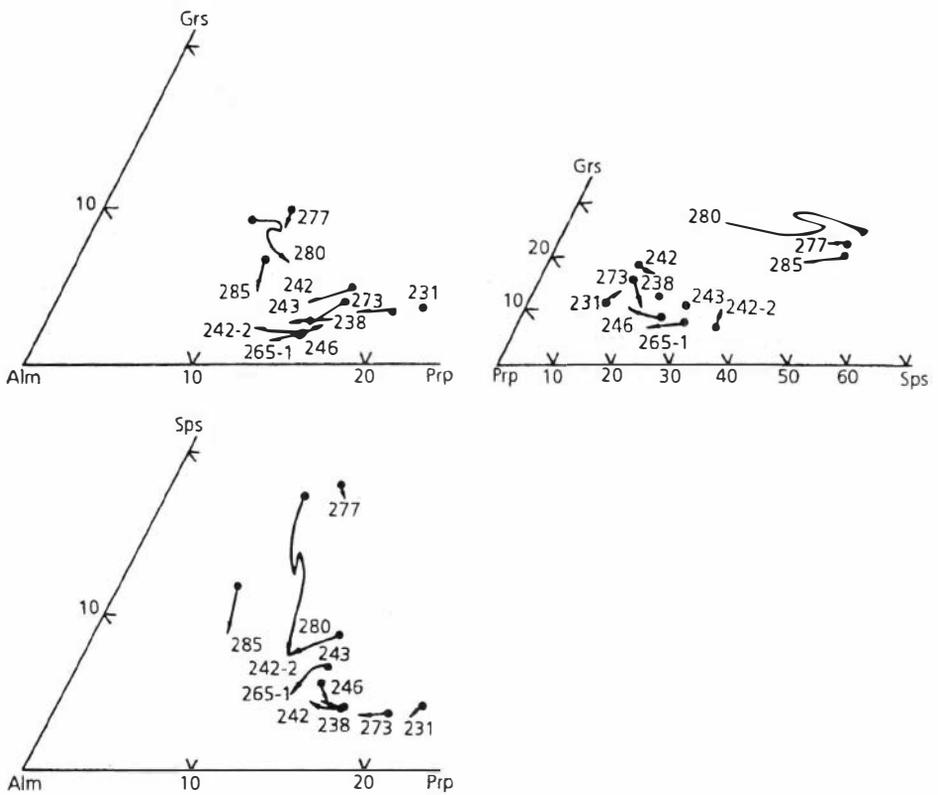


Рис. 3.5. Изменение составов гранатов от центра к краю (конец стрелки) из метапелитов Карского континента.

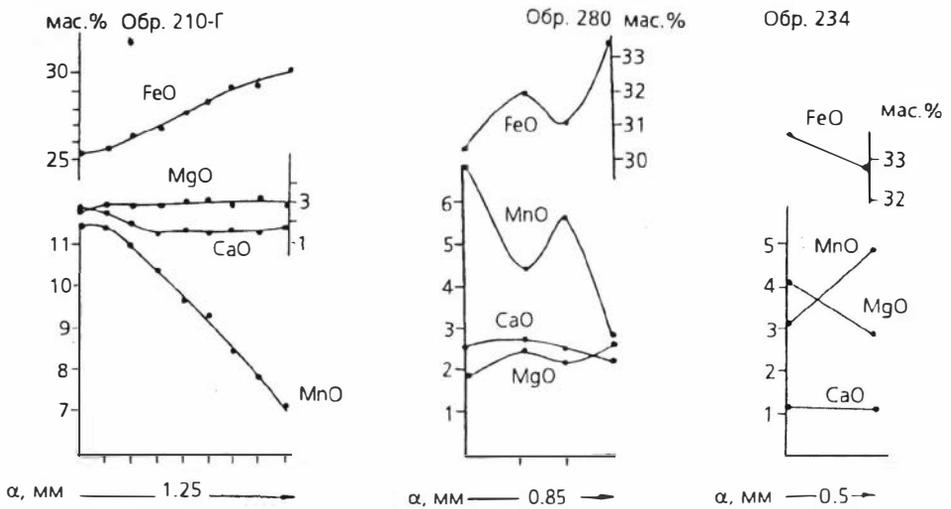


Рис. 3.6. Зональность гранатов из метапелитов Карского континента.

Таблица 3.3. Химический и компонентный составы минералов из метapelитов Карского континента (п-ов Челюскин)

Компонент	2288*, Sil—St—Grt—Bt— And—Chl—Pl—Qtz			616-1, St—Grt—Bt—Pl—Ms—Chl—Qtz					4070, St—Grt—Bt—Ms—Pl—Qtz				2303-1, St— Grt—Bt—Pl— Qtz	
	St	Grt	Bt	St	Grt	Bt	Ms	Chl	St	Grt	Bt	Ms	St	Grt
SiO <sub>2</sub> , мас. %	26.10	37.06	35.63	28.17	37.24	36.47	45.11	25.43	28.46	36.38	36.36	46.87	27.82	37.65
TiO <sub>2</sub>	0.98	0.15	2.50	0.60	0.20	1.50	0.28	0.11	0.89	0.16	2.14	0.55	0.95	0.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	54.26	20.94	18.21	55.07	20.48	18.37	35.41	22.70	53.91	20.45	18.20	35.17	53.01	21.10
FeO	13.74	32.72	17.68	14.39	28.88	18.04	3.06	21.86	13.72	32.95	18.59	1.54	14.13	33.17
MnO	0.51	4.90	0.17	0.56	7.95	0.15	—	0.27	0.47	6.85	0.21	0.12	0.51	4.67
MgO	1.27	2.69	9.50	0.98	2.99	10.21	0.76	16.97	1.36	2.00	10.24	0.41	1.34	3.01
CaO	0.02	1.88	—	—	1.90	—	—	—	0.01	0.44	—	—	0.01	1.46
Na <sub>2</sub> O	—	—	0.40	—	—	0.04	0.49	—	—	—	0.28	3.28	—	—
K <sub>2</sub> O	—	—	9.60	0.04	—	9.17	9.48	0.04	—	—	9.39	8.14	—	—
H <sub>2</sub> O	2.00	—	4.50	2.00	—	4.50	4.50	12.00	2.00	—	4.50	4.50	2.00	—
Сумма	98.88	100.34	98.19	101.80	99.64	98.45	99.07	99.39	100.82	99.23	99.91	100.59	99.76	101.25
Si, ф. е.	1.84	2.98	—	1.92	3.00	2.74	3.02	2.03	1.96	2.98	2.71	3.08	1.94	2.99
Ti	0.05	0.01	—	0.03	0.01	0.09	0.01	0.01	0.05	0.01	0.12	0.03	0.05	0.01
Al	4.51	1.99	—	4.44	1.95	1.63	2.81	2.14	4.38	1.98	1.61	2.73	4.37	1.98
Fe	0.81	2.21	—	0.82	1.95	1.14	0.17	1.46	0.79	2.27	1.16	0.09	0.83	2.21
Mn	0.03	0.33	—	0.03	0.55	0.01	—	0.02	0.03	0.48	0.01	0.01	0.03	0.32
Mg	0.13	0.32	—	0.10	0.36	1.15	0.08	2.02	0.14	0.25	1.14	0.04	0.14	0.36
Ca	—	0.16	—	—	0.17	—	—	—	—	0.04	—	—	—	0.13
Na	—	—	—	—	—	0.01	0.06	—	—	—	0.04	0.42	—	—
K	—	—	—	—	—	0.88	0.81	0.04	—	—	0.90	0.69	—	—
f, %	85.80	88.70	51.00	89.10	87.40	50.00	68.00	41.90	84.90	91.80	51.00	78.90	86.50	87.60
X <sub>Mz</sub>	0.14	0.11	0.49	0.10	0.13	0.50	—	—	0.15	0.08	0.49	—	0.14	0.12
Alm, %	—	72.90	—	—	64.60	—	—	—	—	74.80	—	—	—	73.50
Sps	—	11.00	—	—	18.00	—	—	—	—	15.80	—	—	—	10.50
Prp	—	10.70	—	—	11.90	—	—	—	—	8.10	—	—	—	11.90
Grs	—	5.40	—	—	5.50	—	—	—	—	1.30	—	—	—	4.10

\* Все пробы отобраны на р. Клязьма.

Таблица 3.4. Составы сосуществующих минералов из метапелитов Карского континента и оценка температур и давлений

Номер образца	Ассоциация	$x_{Ca}^{Grt}$	$x_{Mg}^{Grt}$	$x_{Fe}^{Grt}$	$x_{Mg}^{Bt}$	$x_{Mg}^{Sl}$	$x_{Al}^{Pl}$	T, °C	P, бар
234	Sil+Grt+Bt+Pl+Qtz	0.034	0.159	0.738	0.459	—	2.246	622	3748(1)
210	Grt+Bt+Ms+Pl+Qtz	0.078	0.103	0.56	0.525	—	—	495	3473(2)
238	St+Grt+Bt+Qtz	0.037	0.168	0.762	0.539	0.202	—	565	3121(3)
246	St+Grt+Bt+Qtz	0.155	0.159	0.781	0.573	0.216	—	529	3312(3)
265-1	St+Grt+Bt+Qtz	0.014	0.134	0.807	0.51	0.169	—	573	4858(3)
273	St+Grt+Bt+Pl+Qtz	0.032	0.197	0.743	0.594	0.232	—	559	3740(3)
277	St+Grt+Bt+Ms+Pl+Qtz	0.075	0.101	0.667	0.511	0.164	—	487	3812(3)
2288-7	Sil+St+Grt+Bt+Pl+Qtz	0.054	0.113	0.73	0.487	0.137	—	521	6019(3)
4070	St+Grt+Bt+Ms+Qtz	0.013	0.082	0.749	0.493	0.46	—	464	4247(3)
44-1*	Grt+Bt+Pl+Qtz	—	0.17	—	0.46	—	—	630	6000
52-2*	Sil+Kfs+Grt+Bt+Ms+Qtz	—	0.18	—	0.46	—	—	650	6300
44-2*	Grt+Bt+Pl+Qtz	—	0.17	—	0.42	—	—	610	6500

Примечание. Оценка температуры, по Л. Л. Перчуку [1970]. Цифры в скобках — оценка давления: 1 — по Л. Я. Аравовичу, К. К. Подлесскому [1980]; 2 — по О. В. Авченко, М. М. Кузнецовой [1988]; 3 — по В. В. Федькину [1986].

\* По Л. И. Деминой, В. П. Белову [1979].

### 3.3. Контактный метаморфизм и соотношение регионально-метаморфической и контактово-метаморфической зональностей

Другой тип метаморфической зональности связан с контактовым метаморфизмом, проявившимся при внедрении субщелочных гранитоидов, большая часть которых представлена на Северо-Восточном Таймыре. Гранитоиды внедрялись в регионально-метаморфизованные породы на уровне эпидот-амфиболитовой или зеленосланцевой фации и в неметаморфизованные ниже-среднепалеозойские карбонатно-сланцевые отложения, перекрывающие островодужные образования позднерифейского аккреционного пояса. Масштабы и характер контактовых воздействий в том и другом случае существенно различаются.

На тех участках, где субщелочные граниты лодочниковского комплекса прорывают неметаморфизованные отложения, наблюдается отчетливая метаморфическая зональность от неметаморфизованных пород к фациям мусковитовых и амфиболовых роговиков [Верниковский, Забияка, 1985]. Ширина ореола в зависимости от характера контакта варьирует от 300 до 2000 м (рис. 3.7). Ордовикско-нижнедевонские черные глинистые сланцы при приближении к гранитам (в интервале 2000—1250 м) преобразуются в “узловатые сланцы” со стяжениями слюдистых минералов и углистого материала, а затем (в интервале 1250—500 м) — в типичные биотит-кордиеритовые (иногда с андалузитом и гранатом) роговики. В 500—300 м от массива в роговиках появляется силлиманит (фибrolит). Зона роговиков, ограниченная изоградой силлиманита и гранитами, может рассматриваться в качестве высокотемпературной субфации амфибол-роговиковой фации [Ревердатто, 1970].

Существенно отличный характер метаморфических преобразований проявлен при внедрении гранитоидов лодочниковского комплекса в регионально-метаморфизованные породы. Примером может быть ореол северной части массива горы Пурга, в правобережье р. Клязьма (рис. 3.8), где граниты прорывают флишоидные отложения, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Типичные роговики наблюдаются только в непосредственной близости (до 600 м) от массива. Это мелкозернистые массивные породы роговиковой структуры, содержащие разноориентированный биотит, фибrolит, мелкие зерна (0.2—0.4 мм) граната и, иногда, реликтовые зерна ставролита. По мере удаления от массива (в 600—700 м) роговики сменяются типичными крупнокристаллическими гнейсами, в составе которых кристаллы граната, андалузита, ставролита и силлиманита достигают 10—15 мм. При первоначальном исследовании метаморфической зональности сложилось впечатление, что выявленные высокотемпературные парагенезисы сформировались в результате контактового метаморфизма. Однако картирование изоград граната и ставролита показало их несогласное секущее положение по отношению к контакту гранитного массива. Это, наряду с отмеченными структурными, текстурными и минеральными признаками пород, позволило предположить, что основные минеральные ассоциации, присущие ставролитовой зоне, сложились до внедрения гранитов.

Рис. 3.7. Схема метаморфической зональности в левобережье р. Широкая (южный фас массива плагио Лодочникова, Северо-Восточный Таймыр):

1 — субщелочные граниты (PZ<sub>3</sub>); 2 — гранит-порфиры и аплиты; 3 — метаморфизованные глинисто-кремнистые сланцы с углеродистым материалом; 4—6 — зоны контактового метаморфизма: 4 — “узловатых сланцев”, 5 — андалузит-кордиеритовая, 6 — кордиерит-силлиманитовая; 7 — изограды: Bt — биотита, Crd — кордиерита, Sil — силлиманита.

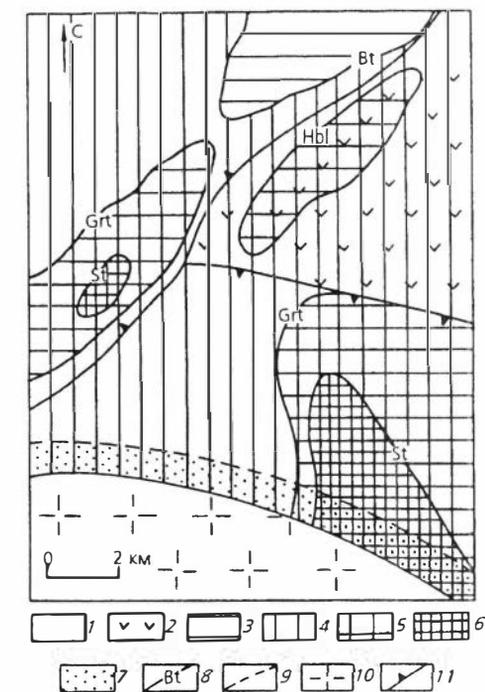
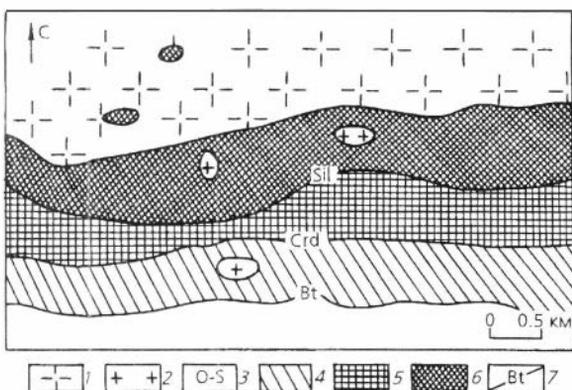


Рис. 3.8. Схема метаморфической зональности в верхьях р. Клязьма (Северо-Восточный Таймыр):

1 — метапелиты; 2 — metabазальты, метаандезиты; 3—7 — зоны регионального метаморфизма: 3 — хлоритовая, 4 — биотитовая, 5 — гранатовая или роговообманковая, 6 — ставролитовая, 7 — контактового ореола; 8 — изограды: Bt — биотита, Grt — граната, Hbl — обыкновенной роговой обманки, St — ставролита; 9 — граница роговиков; 10 — граниты (PZ<sub>3</sub>); 11 — надвиги.

Изучение состава гранатов в зоне полиметаморфизма показало присутствие двух разновидностей пиральспитов, которые, наряду с морфологическими особенностями, различаются и по содержанию главных компонентов (табл. 3.5, рис. 3.9). Контактво-метаморфические различия граната обеднены, по сравнению с производными регионального метаморфизма, MnO на 2—3 %, дефицит которого

в них компенсируется повышенным содержанием FeO. Расчет температуры образования роговиков и кристаллических сланцев по гранат-биотитовому термометру показал, соответственно, 570—600 м и 460—530 °C [Верниковский, Забияка, 1985; Верниковский, 1988].

Подобные примеры соотношения регионально- и контактово-метаморфической зональности описаны в бассейне р. Каменная на Северо-Западном Таймыре [Коробова, 1965], а также автором настоящей работы в левобережье р. Продольная на Северо-Восточном Таймыре [Забияка и др., 1986], где Тессемовский массив прорывает и метаморфизует метатерригенные породы биотит-хлоритовой субфации фации зеленых

Таблица 3.5. Химический и компонентный составы гранатов лодочниковского контактово-метаморфического комплекса (Северо-Восточный Таймыр)

Компонент	Роговики по неметаморфизованным палеозойским отложениям		Роговики по регионально-метаморфизованным породам флишеидной толщи					
	1541, Crd—Grt—Bt—Pl—Qtz	2330-7, Crd—Grt—Bt—Pl—Qtz	1362, Sil—St—Grt—And—Bt—Ms—Pl—Qtz		2316, St—And—Grt—Bt—Chl—Pl—Qtz		2288-6, Grt—Bt—Chl—Ms—Pl—Qtz	2302-2, St—Grt—Bt—Chl—Qtz
	Grt	Grt	Grt центр	Grt край	Grt центр	Grt край	Grt	Grt
SiO <sub>2</sub> , мас. %	37.20	37.41	36.06	37.03	36.58	36.21	37.46	37.04
TiO <sub>2</sub>	0.32	0.27	0.32	0.16	0.40	0.15	0.18	0.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.35	20.67	20.73	20.25	20.35	20.52	20.66	20.67
FeO	33.94	34.33	38.76	39.57	35.24	36.09	34.49	34.97
MnO	3.27	3.48	3.21	2.53	3.41	3.22	3.82	3.01
MgO	3.69	3.66	0.98	0.74	3.23	2.81	3.55	3.57
CaO	1.28	1.17	0.75	0.83	0.60	0.35	0.59	1.07
Сумма	100.04	100.99	100.80	101.10	99.81	99.36	100.70	100.52
Si, ф. е.	3.00	3.15	2.95	3.02	2.98	2.97	3.00	2.98
Ti	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Al	1.93	2.05	2.00	1.94	1.95	1.98	1.95	1.96
Fe	2.29	2.42	2.65	2.70	2.40	2.47	2.31	2.35
Mn	0.22	0.23	0.22	0.17	0.24	0.22	0.26	0.21
Mg	0.44	0.43	0.12	0.09	0.39	0.34	0.42	0.43
Ca	0.11	0.12	0.07	0.07	0.05	0.03	0.05	0.09
Alm, %	74.60	74.90	86.70	90.00	77.90	80.60	75.90	76.50
Sps	7.30	7.70	7.30	5.70	7.60	7.30	8.50	6.70
Prp	14.50	14.20	3.90	2.90	12.80	11.20	13.90	13.80
Grs	3.60	3.20	2.10	2.40	1.70	1.00	1.70	3.00
f, %	91.60	91.60	95.70	96.80	87.00	88.70	85.90	84.70

Примечание. Местонахождение образцов: 1541, 2330-7 — верховья р. Широкая; 1362 — верховья р. Ханневича; 2316 — р. Продольная; 2288-6, 2302-2 — р. Клязьма.

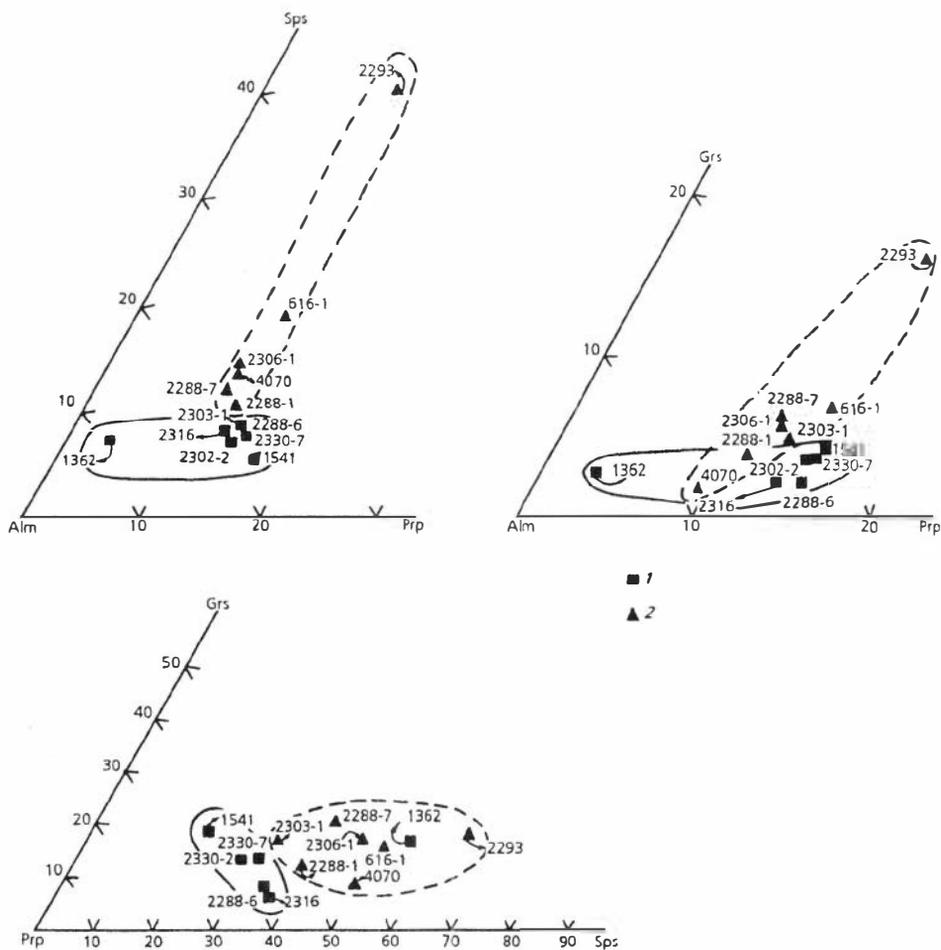


Рис. 3.9. Составы гранатов из метapelитов роговиковых ореолов позднепалеозойских гранитов (1) и флишоидного комплекса Карского континента (2).

сланцев. Здесь на расстоянии 1300—1600 м от контакта прослеживается изограда андалузита, одновременно с которым или с некоторым опозданием появляется кордиерит, спорадически развивается гранат альмандинового ряда, отмечаются реликты ставролита, исчезающие по мере приближения к массиву. В конечном счете развиваются парагенезисы минералов, типичные для андалузитовой (низкотемпературной) субфации амфибол-роговиковой фации [Ревердатто, 1970]. Обращает на себя внимание присутствие ставролита в охарактеризованных выше зонах роговиков. Этот минерал не характерен для контактового метаморфизма и его появление возможно лишь при повышенных общих давлениях [Винклер, 1969; Ревердатто, 1970; Добрецов и др., 1972]. На Северном Таймыре ставролит в пределах роговиковых ореолов отмечался неоднократно [Равич, 1954; Равич, Чайка, 1962; Коробова, 1965; и др.], но

характерно, что во всех случаях ставролитсодержащие породы были ранее регионально метаморфизованы. Если в пределах роговиков описываются мелкие реликтовые формы, то на удалении от массива в 600—1000 м ставролит образует крупные правильные кристаллы. Интересным представляется взаимоотношение ставролита с кордиеритом в контактовом ореоле Тессемовского массива (Северо-Восточный Таймыр). Здесь ставролит установлен в кордиерите, что может свидетельствовать о минеральных преобразованиях при смене условий умеренных давлений на низкие. Сравнение составов ставролита из роговиковых ореолов, в том числе и внутри кордиерита, и регионально-метаморфических пород показало отсутствие каких-либо существенных различий.

## 3.4. Гранитоиды Карского континента

### 3.4.1. Структурное положение и петрография

В пределах окраины Карского континента представлены все переходные типы гранитоидов: от автохтонных и параавтохтонных до аллохтонных. Причем “степень перемещенности” гранитоидов возрастает с запада на восток — автохтонные разности присутствуют только в западной части региона (Берег Харитона Лаптева), а для п-ова Челюскин (Северо-Восточный Таймыр) присущи только отчетливо дискордантные массивы. В последнем случае аллохтонные гранитоиды “выходят” за пределы Северо-Таймырской зоны и прорывают вулканогенные, вулканогенно-осадочные образования позднерифейского аккреционного пояса и осадочные отложения венд-среднепалеозойского чехла (см. рис. 1.6, 2.2, 3.3).

Автохтонные гранитоиды формируют относительно небольшие тела удлиненной формы (площадью до первых десятков кв. километров), среди которых присутствуют разности от нормальных и субщелочных гранитов до кварцевых сиенитов. Они связаны с мигматитами и гнейсами амфиболитовой фации постепенными переходами. Л. В. Махлаевым среди этих гранитоидов выделены порфиробластические гнейсо-граниты и равномерно-зернистые тневые граниты [Махлаев, Коробова, 1972; Махлаев, 1987]. В тех и других прослеживаются реликтовая слоистость гнейсов, скиалиты, характерны структуры и текстуры замещения. Одна из форм гранитизации — развитие полевошпатовых порфиробластов, конечным ее продуктом являются порфиробластические гнейсо-граниты. Порфиробласты, содержание которых в породе может достигать 60—70 %, представлены микроклином и плагиоклазом. Таблитчатые порфиробласты полевого шпата (до 5—10 см в длину), обычно ориентированные субпараллельно, совместно с ориентировкой биотита, формируют гнейсовидный облик. Основная ткань породы помимо полевых шпатов включает в себя кварц, биотит, может присутствовать роговая обманка, мусковит, гранат, сфен и другие акцессории. Такая порфиробластовая фельдшпатизация характерна для пачек переслаивающихся биотитовых и гранат-биотитовых плагиогнейсов грауваккового ряда, а также для метаморфизованных базитов, представленных роговообманковыми и биотит-роговообманковыми кристаллическими сланцами. В других случаях мигматизированные гнейсы постепенно осветляются, как бы равномерно

“пропитываясь” полевошпатовым материалом, и преобразуются в теньевые граниты без значительных изменений в степени зернистости породы [Махлаев, 1987]. Эти граниты формируются по высокоглиноземистым гнейсам и биотит-амфиболовым кристаллическим сланцам.

В восточном и северо-восточном направлениях автохтонные граниты сменяются более крупными — параавтохтонными и аллохтонными массивами двуслюдяных и биотит-амфиболовых гранитов (сотни кв. километров), характеризующимися дискордантным залеганием и более изометричными формами. Вещественный состав дискордантно залегающих гранитоидов более разнообразен, чем у вышеописанных автохтонных разностей. В аллохтонных массивах присутствуют разности от порфиroidных биотитовых гранитов, биотит-амфиболовых гранодиоритов и кварцевых диоритов до амфибол-биотитовых граносиенитов, кварцевых сиенитов, диоритов и монцонитов [Равич, Чайка, 1962; Забияка и др., 1986]. Наиболее распространены среди них порфиroidные биотит-амфиболовые гранодиориты, для которых характерно обилие калиевого полевого шпата, обособляющегося в порфиroidных выделениях. Достаточно широко в описываемых гранитоидах развита жильная фация. Среди жильных пород преобладают дайки гранит-порфиroidов и аплитовидных гранитов. Аллохтонные гранитоиды прорывают как флишoidные отложения Карского блока и вулканогенно-осадочные отложения рифейской островной дуги, регионально метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации, так и неметаморфизованные фаунистически охарактеризованные верхнесилурийско-среднедевонские отложения. Гранитоиды, в свою очередь, прорываются дайками трапповой формации раннетриасового возраста.

### 3.4.2. Петрогеохимические особенности гранитоидов

В рассматриваемых гранитоидах при широких вариациях  $\text{SiO}_2$  (от 67 до 72 мас.% в автохтонных и от 60 до 72 мас.% в параавтохтонных и аллохтонных разностях) отмечается обратная корреляция кремнезема с глиноземом и отсутствие какой-либо корреляции кремнезема со щелочами (табл. 3.6). Сумма щелочей в гранитоидах, независимо от характера залегания, размеров массивов и состава вмещающих пород, как правило, превышает 7.5—8.0 мас.%, а отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  обычно изменяется в пределах от 0.6 до 0.9, реже до 1.4. Эти петрохимические характеристики, наряду с особенностями состава редких элементов, позволяют рассматривать их как коровые гранитоиды известково-щелочного ряда [Таусон, 1977; Кузьмин, 1985] или S- и I-граниты [Chappel, White, 1974; White, Chappel, 1977], а точнее — переходный тип между последними (рис. 3.10).

Сравнение редкоэлементного состава рассматриваемых гранитоидов указывает не только на черты сходства, но и выявляет специфические черты выделенных разностей. Концентрации Zr и Y типичны для известково-щелочных гранитоидов и мало различаются во всех типах рассматриваемых пород. Количество рубидия в автохтонных разностях, представленных большей частью субщелочными гранитами, несколько выше и варьирует в более широких пределах (100—280 г/т), чем в параавтохтонных и аллохтонных массивах гранитов, кварцевых сиенитов и кварцевых монцонитов (до 60—120 г/т). Для Ba и Sr отмечается обратная

Таблица 3.6. Химический состав позднепалеозойских син- и постколлизийных

Компонент	Берег Харитона							
	Автохтонные						Параавтохтон	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub> , мас%	67.92	67.35	75.52	70.46	71.87	71.49	66.75	65.66
TiO <sub>2</sub>	0.54	0.24	0.46	0.37	0.28	0.29	0.6	0.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.6	16.98	12.88	15.06	14.14	14.79	15.74	16.93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.57	1.86	3.06	2.71	2.37	2.0	4.7	3.56
MnO	0.05	<0.03	0.05	0.04	0.03	<0.03	0.06	0.05
MgO	0.91	0.45	0.84	0.84	0.47	0.55	1.37	1.2
CaO	2.01	0.98	1.42	0.97	0.75	1.33	3.19	3.25
Na <sub>2</sub> O	3.85	3.47	2.94	3.29	3.53	3.26	3.95	3.75
K <sub>2</sub> O	4.86	8.24	4.78	4.67	5.41	5.35	2.83	4.1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.2	0.15	0.29	0.27	0.33	0.21	0.22	0.22
П. п. п.	0.3	0.18	0.42	0.86	0.7	0.48	0.4	0.36
Сумма	99.81	99.93	99.66	99.54	99.88	99.75	99.81	99.67
Rb, г/т	120	220	150	240	280	100	76	77
Sr	160	140	140	92	87	204	790	1100
Y	17	20	21	21	13	19	17	13
Zr	140	100	130	110	92	110	160	140
Nb	17	12	9.3	9.4	7.7	5.8	7.1	7.2
U	4	5	4.2	5	4.3	4.5	3.2	2.9
Th	5	13	24	19	15	12.4	9.4	6.2
Ba	410	980	140	140	500	778	1200	2833
Cs	14	25	0.7	16	5.5	1.5	4	—
Sn	—	—	4.9	—	5.9	1.4	2.1	1.2
Cr	42	35	16	42	34	9.5	120	16.2
Ni	He обн.	15	8.2	He обн.	6.8	4.3	9	8.2
V	44	20	56	37	13	26	54	100
Co	He обн.	5	4.8	He обн.	3.2	2.24	7	6.04
Ta	1.4	0.92	1.3	0.72	0.94	0.27	0.7	0.65
Hf	3.5	2.6	3.6	3.1	3.7	3.83	5.7	3.6
Sc	—	—	5.8	—	2.1	4.6	6.5	6
La	13	22	29	24	18	25.8	34	34
Ce	25	57	83	60	46	55.9	88	73
Nd	13	22	38	31	26	27	35	33
Sm	3.4	4.2	6.7	5.9	6.6	6.3	5.9	6.7
Gd	—	—	—	—	—	5.5	—	5.2
Eu	0.91	1	1.2	0.66	0.5	0.93	1.4	1.78
Tb	0.48	0.73	0.68	0.57	0.72	0.76	0.44	0.68
Yb	1.2	1.1	1.5	1.1	0.58	1.42	0.92	0.86
Lu	0.2	0.18	0.24	0.17	0.09	0.18	0.13	0.11
(La/Yb) <sub>N</sub>	7.31	13.5	13.05	14.72	20.36	10.26	24.94	26.68

Примечание. Образцы из коллекций: 1, 2, 4, 13—17 — В. А. Верниковского; 3, 5, 10, 1, 2 — амфибол-биотитовые субщелочные граниты (251-1 — мыс Пацынко, 254 — мыс мыс Тило, 229 — верховья р. Каменная, 2170 — о-в Нансена, 3022-5 — мыс Дубинско жье р. Чукча); 10 — низкощелочной биотит-амфиболовый гранит (2191 — р. Волчья); 11, биотитовые амфибол-биотитовые субщелочные граниты (429 — гора Кристиффенсена, 2073 — (2302 — гора Пурга, 2529 — р. Берга, 6033-19 — оз. Омуть). Определение оксидов флюоресцентным анализом, Rb, Sr, U, Th, Ba, Cs, Cr, Co, Ta, Hf, Sc, TR в пробах 6, 8—10, активационным методом. Остальные определения выполнены С. М. Ляпуновым (ГИН РАН, атомно-эмиссионным количественным, Ta, Hf, Sc, TR — нейтронно-активационным рити [Evensen et al., 1978].

гранитоидов Берега Харитона Лаптева и Северо-Восточного Таймыра

Лаптева				П-ов Челюскин					
ные и аллохтонные				Аллохтонные					
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
66.65	72.83	66.17	69.09	68.56	65.66	69.69	60.48	59.6	62.31
0.43	0.15	0.64	0.36	0.39	0.26	0.33	0.61	0.66	0.6
15.08	15.03	15.38	14.89	15.74	16.93	14.79	18.26	17.79	16.34
4.99	1.83	3.85	2.72	3.06	2.45	3.51	5.75	5.57	4.98
0.2	0.04	0.07	0.06	0.05	0.05	0.06	0.08	0.2	0.09
1.63	0.25	1.08	0.75	1.03	1.18	0.94	2.52	2.57	2.86
2.48	2.33	2.15	1.84	2.65	1.99	2.28	3.97	4.7	4.43
3.38	3.49	4.48	4.44	4.26	2.65	3.66	4.52	5.05	3.97
3.61	3.16	5.28	5.36	3.93	7.16	4.37	2.67	2.28	3.38
0.13	0.04	0.25	0.13	0.2	0.11	0.14	0.2	0.26	0.34
1.5	0.58	0.4	0.24	0.44	0.68	0.26	0.88	0.82	0.54
100.1	99.73	99.75	99.88	100.31	99.12	100.03	99.94	99.5	99.84
83	86	170	180	120	99	91	97	57	79
360	410	660	620	790	1200	760	1000	1100	1300
13	8.2	32	23	14	10	17	11	15	14
94	88	300	220	160	86	120	160	190	170
4.7	10	28	27	8.6	3.2	10	5.9	4.8	9.4
2.3	1.2	2.8	2.2	1.6	1.9	2.3	2.0	1.3	1.9
7.9	6.1	21	28	15	7.6	11	7.1	6.0	8.2
880	892	1700	1400	2000	6711	1059	1232	1200	1400
0.95	0.84	4.5	1.6	—	2.28	1.59	11.5	1.0	1.33
1.0	1.3	2.0	1.6	—	1.0	2.0	1.3	1.3	1.3
20	3.6	7	20	22	37	20	32	160	45
12	2	5.4	7.4	16	18	8.7	34	43	36
97	5	35	40	120	88	50	96	120	90
8.9	1.33	6.9	4.5	6	5.9	4.99	7.11	13	14.2
0.35	0.36	2.7	2.9	0.7	0.48	0.85	0.27	0.21	1.5
3.1	2.48	11	9.5	5.3	2.3	2.86	4.72	4.5	4.8
8.6	2.1	5	3.7	5.3	7.2	4.23	10.8	9.8	11
21.4	24.5	66	43	35	23	28	29	36	45
37	44	170	130	65	48	53	50	79	80
16	19	70	40	22	16	23	19	29	28
2.7	2.9	6.9	5.9	4	2.7	4.4	3.5	4.4	5.6
2	2	—	—	—	2.3	3.5	2.8	—	4.7
0.74	0.75	1.7	1.2	1	1.05	0.95	1.16	1.2	1.64
0.31	0.23	0.86	0.57	0.43	0.31	0.51	0.37	0.4	0.67
1.1	0.48	1.8	1.4	0.92	0.9	1.2	0.64	1.1	1.1
0.17	0.05	0.23	0.23	0.12	0.11	0.17	0.08	0.16	0.14
13.13	34.46	24.76	20.73	25.64	17.25	15.77	30.56	22.2	27.62

— Н. И. Коробовой; 6, 11, 12 — Л. В. Махлаева; 7—9 — А. И. Забияки; 18 — И. Д. Забияка Каминского); 3—6 — биотитовые и двуслюдяные граниты и субщелочные граниты (2031-В-го); 7—9 — гранодиориты (1032, 1037 — среднее течение р. Ленивая, 625-1 — левобере-12 — биотитовые субщелочные граниты (3050, 3058 — левобережье р. Чукча); 13—15 — р. Пегматит, 2284 — гора Свердруп); 16—18 — амфибол-биотитовые гранодиориты выполнено А. Д. Киреевым и Н. М. Глухой (ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск) рентгено-14—16, 18 — В. С. Пархоменко (ОИГГМ СО РАН) инструментальным нейтронно-г. Москва). Nb, Y, Rb, Sr, U, Th, Zr, Ba, Cs — рентгенофлюоресцентным, Cr, Ni, V, Co, Sn — методами. Прочерк — отсутствие анализа. (La/Yb)<sub>N</sub> — отношение, нормированное по хонд-

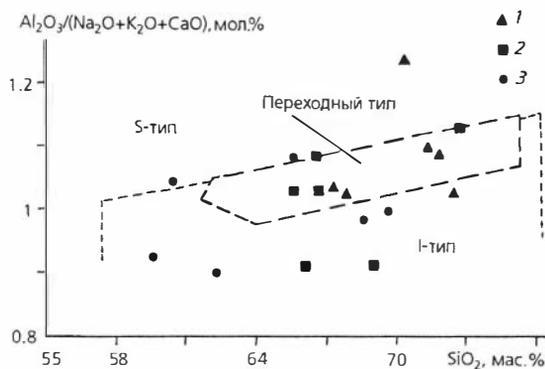


Рис. 3.10. Диаграмма  $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)—SiO_2$  для гранитоидов Карского континента. Границы переходного типа даны по [Liew et al., 1989]:

1—3 — гранодиориты: 1 — автохтонные и 2 — параавтохтонные и аллохтонные Западного Таймыра, 3 — аллохтонные Северо-Восточного Таймыра.

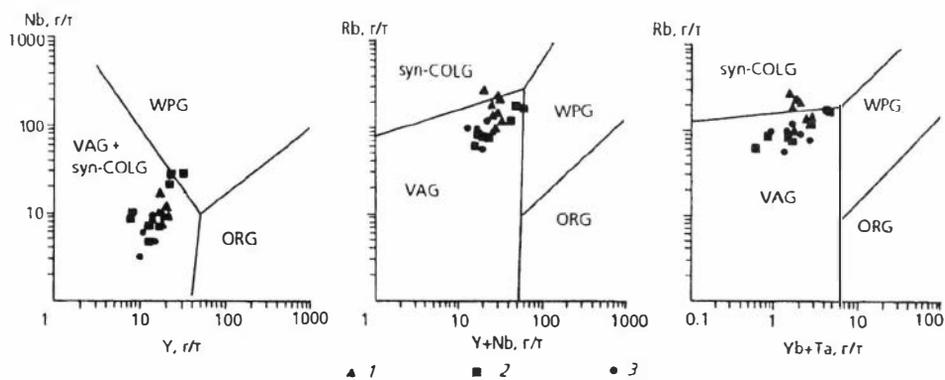


Рис. 3.11. Nb—Y, Rb—(Y+Nb), Rb—(Yb+Ta) диаграммы для гранитоидов Карского континента:

1 — автохтонные и 2 — параавтохтонные и аллохтонные гранитоиды Берега Харитона Лаптева; 3 — аллохтонные гранитоиды Северо-Восточного Таймыра. Поля составов гранитов: коллизионных (syn-COLG), вулканических дуг (VAG), внутриплитных (WPG) и океанских хребтов (ORG) даны по [Pearce et al., 1984b].

зависимость — повышенные содержания присущи перемещенным гранитоидам, что характерно для постколлизионных гранитоидов латитового типа. Некоторые геохимические особенности разных групп гранитоидов отражены на диаграммах Дж. Пирса [Pearce et al., 1984b], в частности, дефицит Nb и Rb в гранитоидах аллохтонных разностей Северо-Восточного Таймыра (рис. 3.11).

Специфические черты автохтонных, параавтохтонных и аллохтонных гранитоидов устанавливаются также при анализе распределения в них РЗЭ (рис. 3.12, 3.13). Для первых из них, вероятно, геохимические свойства в значительной степени унаследованы от пород субстрата. Когда вмещающими для гранитоидов являются амфиболиты и биотит-амфиболовые сланцы, спектры распределений РЗЭ в гранитоидах почти полностью укладываются в поле распределения РЗЭ в амфиболитах. Максимальное совпадение отмечается для легких лантаноидов. Содержания тяжелых РЗЭ в гранитоидах несколько снижены относительно таковых в амфиболитах. Кроме того, обращает на себя внимание отсутствие или слабая выраженность Eu-минимума в гранитоидах, аналогично распреде-

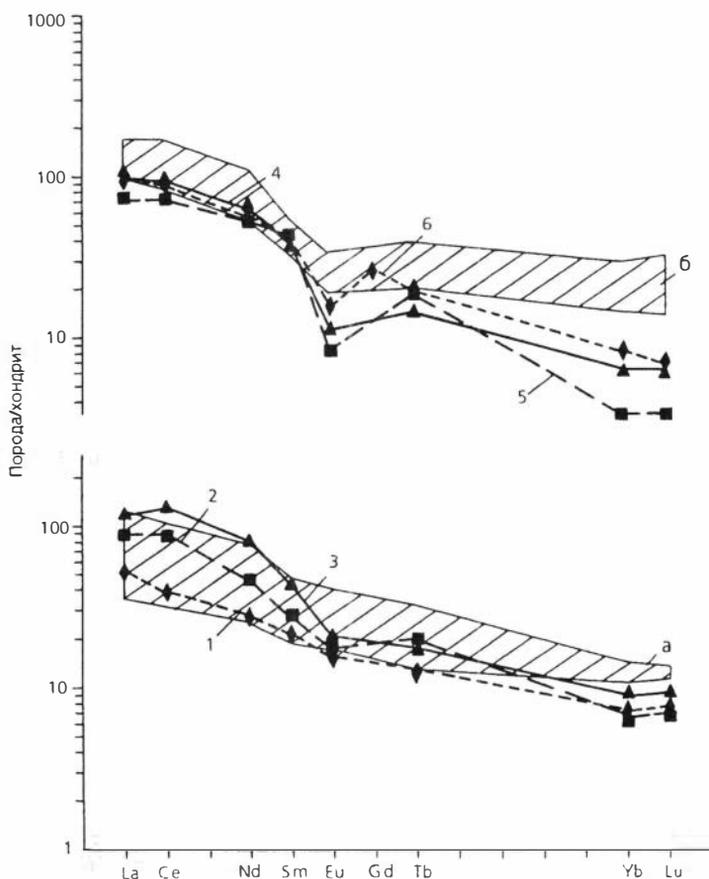


Рис. 3.12. Распределение содержаний РЗЭ в автохтонных гранитоидах Берега Харитона Лаптева.

Здесь и далее номера спектров соответствуют номерам в табл. 3.6. Заштрихованный контур — распределение РЗЭ в породах субстрата: а — в амфиболитах и биотит-амфиболовых сланцах, б — в метапелитах.

лению РЗЭ в амфиболитах. Когда граниты размещены среди метапелитов и метапсаммитов, распределение РЗЭ носит иной характер. По уровню содержания РЗЭ гранитоиды уступают вмещающим метапелитам и метапсаммитам. При этом характер распределения цериевых лантаноидов у них подобен и отмечается Eu-минимум, но при дефиците тяжелых редких земель и повышенном, относительно гранитоидов первой группы,  $(La/Yb)_N$  отношении. Указанные особенности распределения РЗЭ свойственны для подобных образований других регионов [Макрыгина, 1981; Коваленко и др., 1983; Ножкин и др., 1991; Владимиров и др., 1992].

В параавтохтонных и аллохтонных гранитоидах, относительно вышеописанных, существенно возрастает  $(La/Yb)_N$  отношение, что свидетельствует уже об отчетливом фракционировании РЗЭ — преимущественном выносе тяжелых лантаноидов [Балашов, 1976; Rare., 1984]. Кроме того, отмечаются выравнивания спектров распределения РЗЭ при отсутствии какого-либо Eu-минимума. По характеру распределений

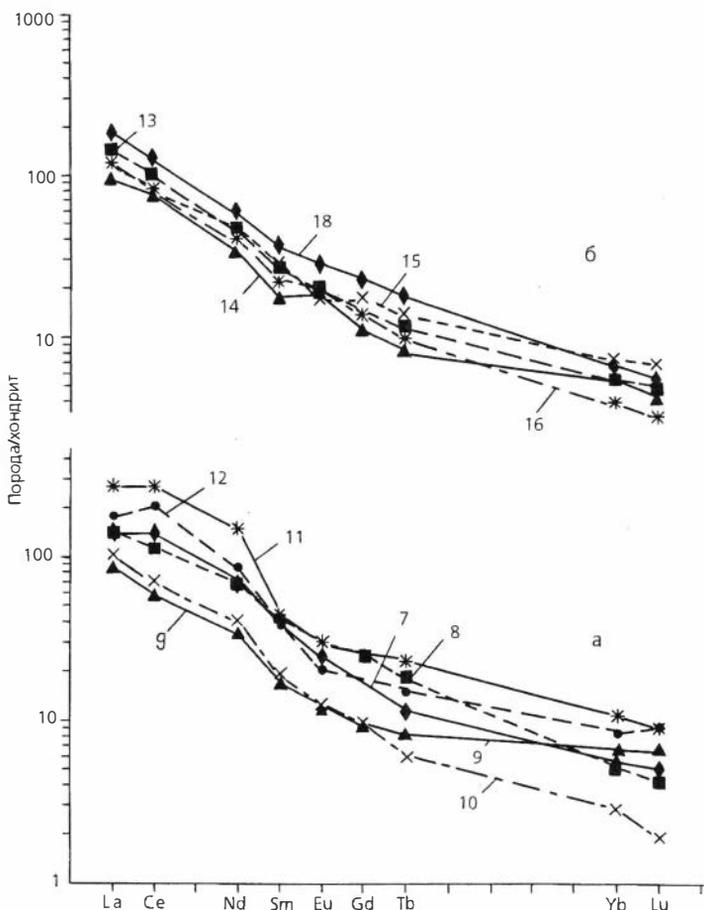


Рис. 3.13. Распределение содержаний РЗЭ в параавтохтонных и аллохтонных гранитоидах Берега Харитона Лаптева (а) и аллохтонных гранитоидах Северо-Восточного Таймыра (б).

РЗЭ параавтохтонные и аллохтонные гранитоиды Берега Харитона Лаптева занимают промежуточное положение между описанными автохтонными типами и аллохтонными гранитоидами Северо-Восточного Таймыра.

Особенности морфологии гранитоидных массивов и их соотношения с вмещающими породами, а также химический и изотопный составы гранитов Карского континента указывают на то, что формирование части из них (автохтонные и параавтохтонные разности района Берега Харитона Лаптева) происходило в синколлизийных условиях, другие же (аллохтонные массивы Северо-Восточного Таймыра) — в постколлизийных или орогенных.

### 3.5. Изотопно-геохимические и геохронологические исследования

Вопросы происхождения, возраста и этапности метаморфизма пород побережья Карского моря и гранитообразования были и остаются традиционно дискуссионными. Часть исследователей вслед за О. О. Баклундом [1929] полагают, что все метаморфические преобразования в регионе связаны с внедрением гранитов, т. е. с контактовым или регионально-контактовым типом метаморфизма [Обручев, 1939; Даминова, 1957; Погребницкий, 1971; Беззубцев и др., 1986]. При этом В. А. Обручев считал возраст метаморфизма протерозойским, А. М. Даминова — верхнекаменноугольным, а по мнению Ю. Е. Погребницкого и В. В. Беззубцева, метаморфические породы образовались в результате палеозойско-мезозойской тектонической активизации Таймыра. Другие исследователи считают, что на Северном Таймыре проявлен типичный региональный метаморфизм докембрийских образований, а внедрение позднепалеозойских гранитов привело лишь к формированию контактовых роговиковых ореолов как в регионально-метаморфизованных докембрийских, так и в палеозойских породах, не затронутых процессами регионального метаморфизма [Равич, 1954; Равич, Чайка, 1962; Махлаев, Коробова, 1972; Забияка, 1974; Захаров и др., 1977; Демина, Белов, 1979; Верниковский, Забияка, 1985]. Особый интерес представляет мнение Н. Н. Урванцева: метаморфизм на Северном Таймыре происходил дважды — в конце протерозоя породы были метаморфизованы на уровне зеленосланцевой фации, а в период герцинской активизации имел место повторный метаморфизм, который был региональным, достигал уровня амфиболитовой фации и перерастал в ультраметаморфизм, в результате чего были сформированы гранитоиды, считающиеся герцинскими [Урванцев, 1931, 1949].

Для установления возраста формирования гранитоидов и зонального метаморфического комплекса Карского континента нами проведены изотопно-геохимические и геохронологические исследования U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, Ar-Ar и K-Ar методами [Верниковский и др., 1995а,б, 1997а]. При этом исследовались как автохтонные гранитоиды и метаморфиты Берега Харитона Лаптева, так и аллохтонные гранитоиды п-ова Челюскин. В первом случае выбран участок, где представлены флишоидные отложения, зонально метаморфизованные от зеленосланцевой до амфиболитовой фации с мигматитами, и мигматизированные биотит-амфиболовые кристаллические сланцы и амфиболиты, вмещающие небольшие (обычно первые кв. километры) согласные тела гранитоидов (см. рис. 3.4). Последние являются биотитовыми и биотит-амфиболовыми порфиробластическими разностями калиево-натриевой серии субщелочного ряда и относятся к мигматит-гранитовой формации. Из аксессуаров присутствуют циркон, сфен, монацит, ортит и рутил.

В гранитах установлено две разновидности цирконов — прозрачные зерна, окрашенные в малиновый цвет, и трещиноватые светло-желтые. Их разложение и выделение Pb и U для масс-спектрометрического анализа\* проводили по методике Т. Кроу [Krogh, 1973]. Фракции цирконов разного цвета оказались резко различными по возрастной принадлеж-

\* Методику анализа см. на с. 46.

Таблица 3.7. U-Pb изотопные данные для цирконов и монацита гранитоидов мыса Каминского (проба 254, см. рис. 3.14)

Фракция минерала, навеска	Содержание, мкг/г		Измеренные изотопные отношения				$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	Возраст по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , млн лет
	U	Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$			
Циркон (малиновый), 0.44 мг	456	172	5486	6.982	13.25	0.3601	7.003	2240±1	
Циркон (светло-желтый), 1.3 мг	758	36.2	157.2	6.764	3.107	0.0335	0.2562	432±6	
Циркон (светло-желтый), 2.5 мг	1933	102	162.7	6.418	3.371	0.0374	0.3506	868±3	
Монацит, 0.98 мг	10857	1391	12400	18.66	0.479	0.0470	0.3400	306±2	

\* Значения, исправленные на масс-фракционирование, холостой опыт и обыкновенный Pb [Stasey, Kramers, 1975].

ности. Малиновый циркон имеет раннепротерозойский возраст, минимальной оценкой которого может являться значение 2240 млн лет, полученное для этого циркона по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (табл. 3.7). Две изученные фракции циркона светло-желтого цвета имеют различный возраст, который установлен по этому же отношению, что может указывать: 1) на разное количество унаследованного древнего компонента Pb; 2) на исключительно интенсивное наложенное воздействие, сопровождавшееся существенной потерей радиогенного Pb или новообразованием циркона. Наличие, как минимум, двух возрастных генераций циркона в исследованных автохтонных гранитах может быть интерпретировано как отражающее возраст субстрата и его ремобилизации при гранитообразовании с наследованием новообразованным светло-желтым цирконом некоторого количества более древнего радиогенного Pb. Определить возраст процесса гранитообразования в таком случае можно, продатируя монацит, который, как правило, не содержит унаследованного компонента. Уран-свинцовые данные для монацита конкордантны (рис. 3.14) и отвечают возрасту  $306\pm 2$  млн лет.

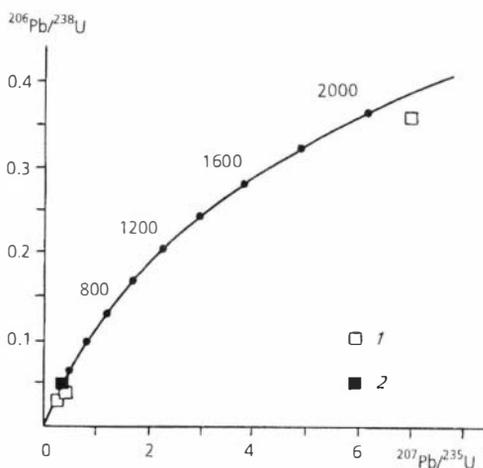


Рис. 3.14. Диаграмма с конкордией для цирконов (1) и монацита (2) из гранитоидов мыса Каминского (проба 254).

Таблица 3.8. Sm-Nd изотопные данные для гранитоидов  
мыса Каминского (обр. 254)

Возраст, млн лет	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	T(DM)	T(DM-2)
306±2	2.732	12.795	0.1290	0.152499±1	-0.1	1170	1080

Примечание. Пояснение см. в табл. 2.6.

Таблица 3.9. Rb-Sr изотопные данные для пород и минералов  
бухты Вокресенского

Номер пробы, порода, минерал	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (\pm 1\sigma)$	Возраст, млн лет ( $\pm 2\sigma$ ); первичный изотопный состав (Sr) <sub>1</sub> ±2σ
<b>254, гранит</b>					
Биотит	1030	9.07	374	2.15525±23	277±4 (Sr) <sub>1</sub> =0.70741±29 СКВО=3.6
Полевой шпат	150	213	2.04	0.71596±8	
Кварц	2.67	2.97	2.58	0.71753±10	
Вал	252	125	5.79	0.73037±11	
<b>251, амфиболит</b>					
Амфибол	4.29	136	0.0915	0.70575±15	
Биотит	391	8.96	132.5	1.21650±20	
Плагиоклаз	6.93	1100	0.0178	0.70436±8	
Вал	109	500	0.634	0.70633±7	
<b>252, амфиболит</b>					
Амфибол	22.3	42.5	1.58	0.70953±10	
Биотит	405	12.7	95.6	1.06499±13	
Плагиоклаз	17.85	625	0.0792	0.70466±11	
Вал	95.4	370	0.745	0.70678±10	
<b>275, гнейс</b>					
Ставролит	1.66	9.98	0.48	0.71232±9	269±8 (Sr) <sub>1</sub> =0.71082±13 СКВО=5
Биотит	314	9.82	95.9	1.07420±40	
Кварц	0.591	20.0	0.0859	0.71147±15	
Полевой шпат	0.662	428	0.00445	0.71092±10	
Вал	158	68.0	4.104	0.72703±8	

Примечание. Rb и Sr определялись методом изотопного разбавления с погрешностью  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} < 2\%$ .

Изотопные Sm-Nd данные из той же пробы показывают, что коровый источник гранитов мыса Каминского имеет среднерифейский возраст (табл. 3.8). Наличие в изученных цирконах пробы 254 унаследованного компонента с возрастом >2.2 млрд лет указывает на вклад древней коры. Вероятно, он осуществился в виде осадочного вещества, привнесенного при размыве источников сноса, в том числе достаточно древних. Этот вывод находится в соответствии с данными возраста детритовых цирконов из псаммитовой фракции флишоидных отложений побережья Карского моря, полученных также U-Pb методом [Бибикова и др., 1968].

Смешанной природе корового протолита, предполагаемой на основе полученных Sm-Nd изотопных данных, не противоречат первичные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70741 \pm 29$  (табл. 3.9). Близкие значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  описаны для магм ассоциаций гранодиорит-гранитного типа, образованных из коры базальтового состава путем ее гранитизации и частичного плавления [Коваленко и др., 1983; Фор, 1989]. Происходит модификация изотопного состава стронция в результате добавки постороннего стронция, обогащенного радиогенным  $^{87}\text{Sr}$ . Датирование исследуемых гранитов Rb-Sr методом по биотиту, полевому шпату, кварцу и валовой пробе

Таблица 3.10 К-Аг данные для минералов гранитов, амфиболитов и гнейсов бухты Воскресенского

Номер образца, порода, минерал	К, %*	Аг <sub>вал.</sub> , нг/г	Аг <sub>возд.</sub> , %	Возраст, млн лет ( $\pm 2\sigma$ )
<b>254, гранит</b>				
Биотит	7.45	142.5	9.25	258 $\pm$ 4
		143.4	5.3	
Полевой шпат	3.93	64.7	7.67	223
<b>251, амфиболит</b>				
Биотит	7.2	148	14.8	275 $\pm$ 0.1
		148	4.73	
Амфибол	0.426	8.84	7.29	278
<b>252, амфиболит</b>				
Биотит	7.37	154	11.1	
		150	4.98	275 $\pm$ 7
		151	3.85	
Амфибол	1.16	23.7	5.67	273
Плагиоклаз	1.07	22.3	4.66	279
<b>275, гнейс</b>				
Биотит	6.83	146	12.6	
		139	4.19	279 $\pm$ 6
		140	4.01	

\* Калий определен методом изотопного разбавления с погрешностью не более 1 %.

показало возраст 277 $\pm$ 4 млн лет (см. табл. 3.9, проба 254). Увеличение СКВО (3.6) могло произойти из-за частичной нарушенности Rb-Sr изотопной системы более поздними процессами, фиксирующимися, в частности, по К-Аг датировкам полевого шпата (223 млн лет, табл. 3.10, проба 254).

Калий-аргоновое датирование по амфиболу и биотиту из амфиболитов, вмещающих граниты (пробы 251 и 252), дает очень близкие оценки возраста метаморфизма (273—279 млн лет) к Rb-Sr данным по гранитам. Обработка же Rb-Sr данных для амфиболитов по выборке, включающей биотит, амфибол, плагиоклаз и валовую пробу, показала в обр. 251 очень высокое СКВО (39), что, скорее всего, свидетельствует о нарушенности изотопной системы. Однако Rb-Sr двухточечная оценка возраста в системе плагиоклаз—биотит (проба 251) близка к упомянутым К-Аг датировкам — 272 $\pm$ 5 млн лет при  $(Sr)_1 = 0.70429 \pm 16$ . Датировка по паре плагиоклаз—вал этой же пробы оказалась равной 233 $\pm$ 26 млн лет при  $(Sr)_1 = 0.70430 \pm 16$ , а по паре плагиоклаз—амфибол — 1260 $\pm$ 300 млн лет при  $(Sr)_1 = 0.70404 \pm 20$ , фиксируя в первом случае последнее термальное воздействие на систему, а во втором, вероятно, унаследованность возраста субстрата. Последний этап термального воздействия отмечается также Rb-Sr методом по амфиболу, плагиоклазу и валовой пробе (обр. 252) — 228 $\pm$ 14 млн лет при СКВО = 0.06, а  $(Sr)_1 = 0.70439 \pm 20$ .

Рубеж 275—279 млн лет, установленный К-Аг и Rb-Sr датированием всех исследуемых пород, зафиксирован и в метапелитах пробы 275; К-Аг датировка по биотиту дает 279 $\pm$ 6 млн лет; Rb-Sr возраст по биотиту, полевому шпату, ставролиту, кварцу и породе в целом оказался несколько ниже — 269 $\pm$ 8 млн лет. Полученные датировки близки большинству К-Аг возрастных данных гранитов Берега Харитона Лаптева

Таблица 3.11. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из биотит-амфиболового гранодиорита горы Свердруп (проба 2284)

N п/д	Размер фракции, мкм	Исходная навеска, мг	Содержание, мкг/г		Измеренные изотопные отношения				Расчетные изотопные отношения		Возраст по $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ , млн лет
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		
1	- 80	0.46	55.5	1291	301.8	0.1010	0.2800	0.0341	0.2476	318±5	
2	+100	0.61	42.5	995	488.6	0.0819	0.2193	0.0368	0.2647	290±10	
3	+100, AO 70 %	0.26	49.0	971	335.0	0.0952	0.2600	0.0414	0.2951	273±17	

Примечание. AO 70% — количество вещества, удаленного в процессе аэроабразивной обработки.

[Равич, Чайка, 1962; Захаров и др., 1977], которые интерпретировались многими исследователями как омоложение докембрийских гранитов в период позднепалеозойской тектономагматической активизации.

Датирование аллохтонных постколлизийных гранитоидов Северо-Восточного Таймыра, выполненное по минералам и валовым пробам разными методами, свидетельствует о их более молодом возрасте относительно вышеописанных [Верниковский и др., 1997а]. Для исследований U-Pb методом из биотит-амфиболового гранодиорита (проба 2284, гора Свердруп) был выделен циркон, представленный прозрачными и полупрозрачными идиоморфными кристаллами призматической и длиннопризматической формы розовато-желтого цвета, принадлежащими к одному морфологическому типу и обладающими высоким двупреломлением. Внутреннее строение зерен циркона характеризуется наличием "тонкой" идиоморфной магматической зональности. Размеры зерен циркона варьируют от 50 до 325 мкм,  $K_{удл.} = 2.0-4.5$ .

Для U-Pb изотопных исследований использовались наиболее прозрачные и идиоморфные кристаллы циркона, отобранные из двух размерных фракций (< 80 и > 100 мкм), которые оказались дискордантными (табл. 3.11, рис. 3.15). Для уменьшения степени дискордантности была проведена аэроабразивная обработка циркона [Krogh, 1982]. Точка, отвечающая изотопному составу остатка после аэроабразивной обработки размерной фракции > 100 мкм, значительно сместилась вверх по направлению к конкордии относительно точек проанализированных размерных фракций циркона и оказалась практически конкордантной. Верхнее пересечение дискордии, построенной для трех точек, с конкордией соответствует  $264 \pm 8$  млн лет, а нижнее близко к нулю ( $СКВО = 1.7$ ). Морфологические особенности исследованных цирконов свидетельствуют об их магматическом происхождении, что позволяет интерпретировать полученное значение возраста как возраст кристаллизации родоначальных для этих гранодиоритов расплавов.

Полученные данные хорошо согласуются с результатами исследований других изотопных систем. Так, изучение Rb-Sr изо-

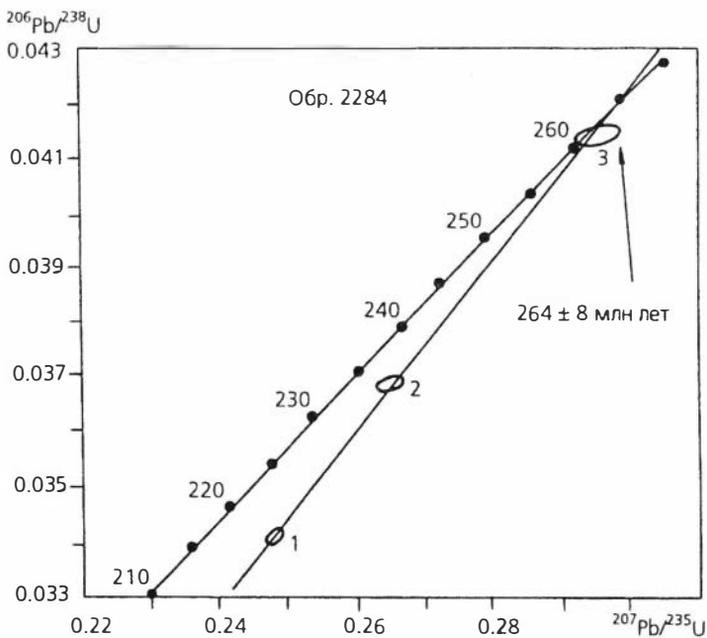


Рис. 3.15. Диаграмма с конкордией для цирконов из биотит-амфиболового гранодиорита горы Свердруп, п-ов Челюскин (проба 2284): 1—3 — номера фракций см. в табл. 3.11.

Таблица 3.12. Содержание и изотопный состав Rb и Sr в минеральных и валовых пробах аллохтонных гранитоидов п-ова Челюскин

Номер образца, минерал	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\pm 1\sigma)$	Возраст, млн лет ( $\pm 2\sigma$ ); первичный изотопный состав $(\text{Sr})_1 \pm 2\sigma$
2284, вал	97.9	852	0.332	$0.70517 \pm 34$	258 $\pm$ 28 $(\text{Sr})_1 = 0.70383 \pm 6$ СКВО = 1.03
2288, вал	61.6	365.8	0.184	$0.70448 \pm 5$	
2302, вал	102.5	1092	0.271	$0.70494 \pm 8$	
2529, вал	60.3	1144	0.152	$0.70438 \pm 5$	
6253, вал	92.2	543	0.491	$0.70572 \pm 10$	
6253, кпш	158.2	744	0.616	$0.70599 \pm 10$	
биотит	620.6	108	55.63	$1.08894 \pm 10$	
509, вал	360.9	7.61	136.7	$1.20330 \pm 10$	258 $\pm$ 73 $(\text{Sr})_1 = 0.71703 \pm 98$ СКВО = 6.07
мусковит	1515.5	6.24	949.154	$4.24727 \pm 0.12$	
кпш	15.385	6.76	17.93	$0.78297 \pm 10$	

Таблица 3.13. К-Аг данные для минералов гранитоидов п-ова Челюскин

Номер образца, минерал	К, %*	$\text{Ar}_{\text{взд.}}$ , нг/г	$\text{Ar}_{\text{возд.}}$ , %	Возраст, млн лет ( $\pm 2\sigma$ )
429, биотит	7.56	135.0	7.0	242
429, кпш	3.418	62.7	6.2	247
509, мусковит	9.0184	160.45	2.2	240.1

\* Калий определен методом изотопного разбавления с погрешностью не более 1 %.

точной системы позволило получить изохронный возраст по пяти валовым пробам из биотит-амфиболовых гранодиоритов ( $258 \pm 28$  млн лет; СКВО = 1.03), а для пробы из субщелочного гранита (проба 509, р. Клязьма), в которой кроме вала анализировались мусковит и калишпат — изохрона с возрастом  $258 \pm 73$  млн лет; СКВО = 6.07 (табл. 3.12, рис. 3.16). Ar-Ar датировки по плато для калишпата и биотита из гранодиорита (рис. 3.17), а также изохронная Ar-Ar датировка по биотиту, при  $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 294$  и СКВО = 2.6, совпадают и соответствуют 252 млн лет, а K-Ar значения возраста из этих же проб (табл. 3.13) имеют более низкий уровень, что связывается нами с более низкой температурой закрытия Ar-Ar и K-Ar изотопных систем ( $350\text{--}300^\circ\text{C}$ ) по сравнению с Rb-Sr ( $\sim 500^\circ\text{C}$ ).

Изотопные Sm-Nd данные по трем пробам изученных гранодиоритов свидетельствуют, что коровый источник для них имеет неопротерозойский (позднерифейский) возраст (табл. 3.14). Примечательно, что полученные результаты являются промежуточными между модельными оценками корового источника для автохтонных гранитов Северо-Западного Таймыра —  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1170$  млн лет,  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2) = 1080$  млн лет и оценками для плагиогранитов Челюскинского офиолитового пояса —  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 850$ ,  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2) = 785$ . Эти факты, а также пестрый состав рассматриваемых постколлизийных гранитоидов, отвечающих переходному типу между S- и I-гранитами, позволяют полагать, что они являются продуктом смешения магм кислого и основного составов, формирующихся при плавлении коровых субстратов неопротерозойского возраста: континентального — Карский блок и океанского — энсиматическая островная дуга и офиолиты.

Таблица 3.14. Sm-Nd изотопные данные для постколлизийных гранодиоритов Северо-Восточного Таймыра

Номер пробы	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2)$
2284	3.937	23.26	0.10266	0.512594	-0.9	2.7	766	852
2073	2.454	15.55	0.09572	0.512443	-3.8	0.1	916	1075
2302	3.942	24.27	0.09851	0.512478	-3.1	0.6	892	1027

Примечание. См. табл. 2.6.

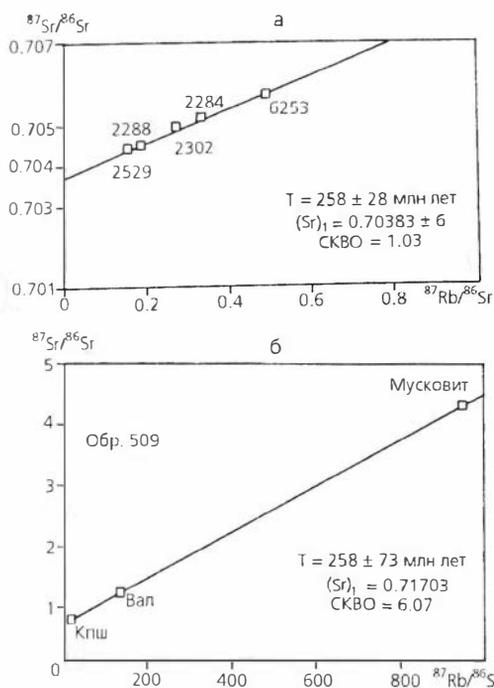


Рис. 3.16. Rb—Sr эволюционные диаграммы для валовых проб гранодиоритов (а) и мусковитового гранита (б) п-ова Челюскин.

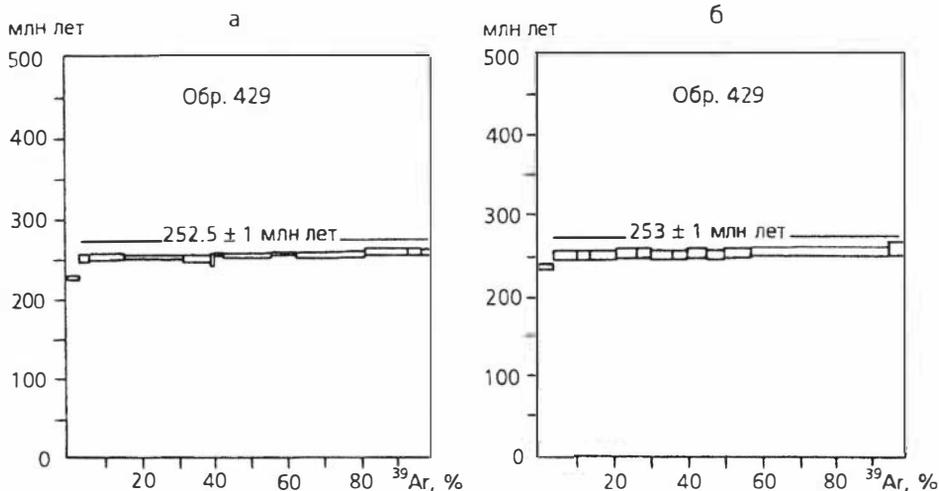


Рис. 3.17.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возрастной спектр для биотита (а) и калиевого полевого шпата (б) из биотит-амфиболового гранодиорита горы Кристифенсена, п-ов Челюскин (проба 429).

Таким образом, полученные возрастные оценки по различным изотопным системам указывают на относительно узкий интервал формирования постколлизийных гранитоидов Северного Таймыра на границе ранней и поздней перми, а также раскрывают закономерное “омоложение” датировок в связи с разными температурами закрытия различных изотопных систем. Интервал между формированием син- и постколлизийных гранитоидов в результате столкновения Сибирского и Карского континентов составляет 20—35 млн лет, что близко оценкам для многих фанерозойских складчатых поясов [Кориковский, 1995].

### 3.6. Гидротермально-метасоматические образования и особенности металлогении

Формирование гидротермально-метасоматических образований в пределах Северо-Таймырской зоны в значительной степени обусловлено позднепалеозойскими коллизийными и постколлизийными событиями, приведшими к зональному региональному метаморфизму и гранитоидному магматизму. Это определило присутствие в рассматриваемой зоне гидротермалитов и метасоматитов метаморфогенного и магматогенного типов.

Наиболее ярким представителем жильных образований высокотемпературных зон являются пегматиты. По мнению Ю. И. Захарова [1975, 1985], на Таймыре метаморфогенные пегматиты развиты в силлиманитовой зоне амфиболитовой фации среди мигматитов, а магматогенные, образованные в процессе позднеорогенного гранитоидного магматизма, локализуются либо в самих гранитах, либо в экзоконтактах массивов.

*Метаморфогенные пегматиты* указанным автором отнесены к керамической и мусковитовой формациям, образованным в условиях уме-

ренных давлений (андалузит-силлиманитовый тип). Среди них выделяется два типа — неперемещенные (синкинематические) и перемещенные (позднесинкинематические), причем число последних увеличивается с юго-запада на северо-восток, подобно вышеописанной смене автохтонных гранитоидов параавтохтонными и аллохтонными. Наибольшие скопления жильных тел приурочены к переслаивающимся биотитовым и высокоглиноземистым плагиогнейсам, развитым за счет флишоидных отложений.

*Магматогенные пегматиты* относятся к мусковит-редкометалльной формации. В них проявлена интенсивная постмусковитовая альбитизация и сопряженная с нею аксессуарная редкометалльная минерализация, представленная главным образом бериллом и в меньшей степени другими бериллийсодержащими минералами (гердеритом, хризобериллом), а также касситеритом, колумбитом, шеелитом, монацитом, сподуменом, цирконом и др. [Захаров, 1975]. Для выявления месторождений мусковита перспективными представляются метаморфогенные пегматиты. Мусковитоносность магматогенных пегматитов более низкая.

Низкотемпературные гидротермальные образования представлены *зонами кварцевого и сульфидно-кварцевого прожилкования и кварцевых жил*. В отличие от Центрально-Таймырской зоны здесь они присутствуют только в терригенно-сланцевых толщах, большей частью в приконтактных зонах метапесчаников и метаалевролитов с черными филлитами. Наиболее значительны масштабы кварцево-жильных образований в системе разрывных структур Главного Таймырского надвига. Мощный кварцево-жильный пояс в области сочленения Северо- и Центрально-Таймырской зон прослеживается от мыса Челюскина на юго-запад через весь одноименный полуостров и далее в бассейне рек Малиновского и Чукча [Забияка и др., 1983а; Верниковский и др., 1985б]. Максимальное количество кварцевых жил сосредоточено в породах, уровень метаморфического преобразования которых соответствует серицит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев. Так, изучение распределения жил по зонам регионального метаморфизма в районе оз. Бориса, п-ов Челюскин (рис. 3.18), где представлен фрагмент Челюскинского кварцево-жильного пояса, показало, что более 70 % их локализуется в хлоритовой зоне, около 25 % — в биотитовой и лишь 3 % приходится на зоны граната и ставролита эпидот-амфиболитовой фации. В большинстве случаев жильные и прожилковые образования развиваются согласно с вмещающими их породами метаморфизованных флишоидных толщ, участвуя в строении складок разных рангов (рис. 3.19). Секущие жилы обычно единичны.

По составу жилы существенно кварцевые. Часто присутствует карбонатный материал. В зальбандах, обычно, встречаются минералы и агрегаты вмещающих пород, а также сульфиды — пирит, пирротин, халькопирит, реже отмечаются галенит, арсенопирит и сфалерит. В верховьях р. Чукча в кварцевых жилах, кроме указанных сульфидных минералов, установлены висмутин, различные сульфосоли со свинцом, висмутом и теллуrom, а также самородное золото [Русakov, Фокин, 1983]. Кроме описанного участка, самородное золото обнаружено геологами ПГО “Севморгео” в кварцевых жилах бухты Паландера (п-ов Челюскин), что указывает на один из источников шлихового золота для мезозойско-кайнозойских россыпей региона.

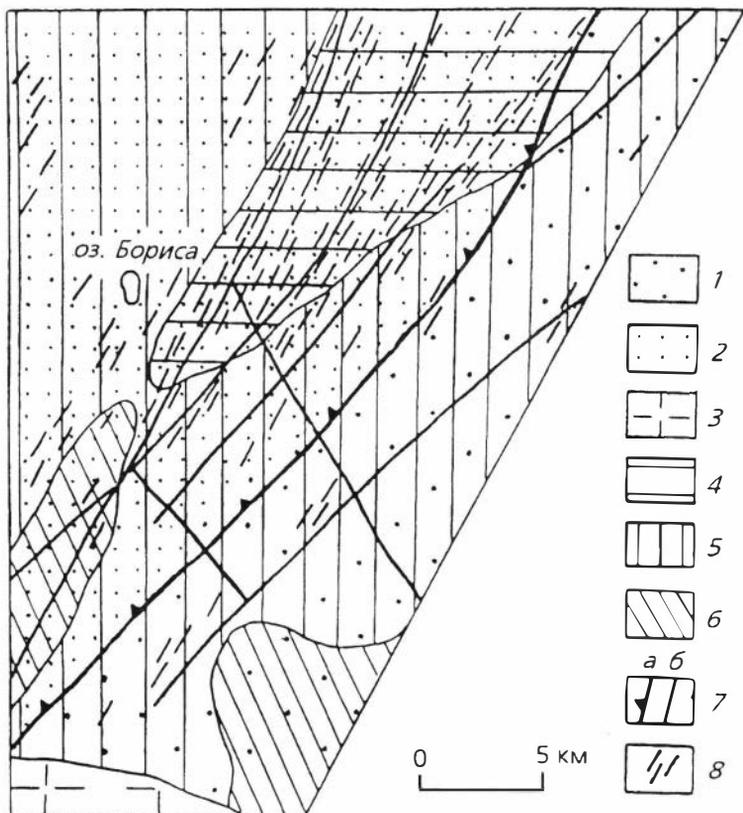


Рис. 3.18. Схема размещения кварцевых жил в районе оз. Бориса (п-ов Челюскин):

1 — метаморфизованные андезито-базальтовые порфиры и кристаллические сланцы Центрально-Таймырской зоны; 2 — флишеидные отложения Карского континента; 3 — гранодиориты (PZ<sub>3</sub>); 4, 5 — фация зеленых сланцев: 4 — хлоритовая и 5 — биотитовая зоны; 6 — эпидот-амфиболитовая фация; 7 — надвиг (а) и разломы (б); 8 — кварцевые жилы.

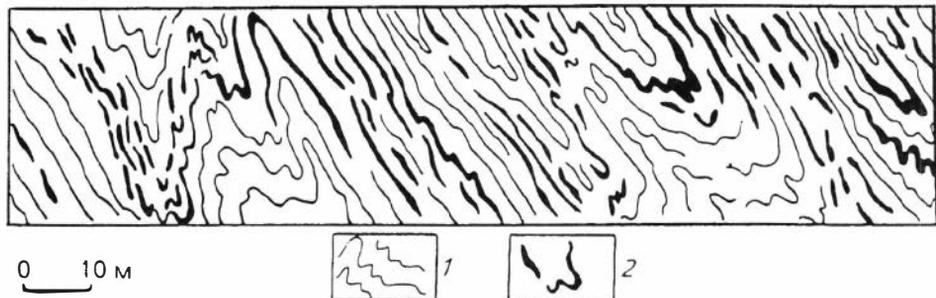


Рис. 3.19. Строение кварцево-жильной зоны на о-ве Зари (п-ов Челюскин):

1 — метааллохромыты и филлиты; 2 — кварцевые жилы.

Таблица 3.15. Распределение золота в зонально метаморфизованных терригенных породах харитоновской серии [Забияка и др., 1983б]

Фация	Зона	Число проб	Au, $10^{-7}$ %	$\bar{x} \pm S$ , $10^{-7}$ %	V, %
Зеленых сланцев	Хлорита	18	0.40—4.14	$1.49 \pm 1.04$	70
	Биотита	9	0.46—9.72	$4.25 \pm 3.26$	77
Эпидот-амфиболитовая	Граната	9	0.46—1.14	$0.97 \pm 0.3$	31
	Ставролита	16	0.40—2.63	$1.37 \pm 0.55$	40
Амфиболитовая	Силлиманита	11	0.51—2.66	$1.42 \pm 0.6$	40
	Ультраметаморфизма	14	0.30—2.11	$1.04 \pm 0.57$	55

Примечание.  $\bar{x}$  — среднее содержание, S — среднее квадратичное отклонение, V — коэффициент вариации. Анализы выполнены в Томском политехническом институте нейтронно-активационным методом. Чувствительность с применением экстракции золота органическими сульфидами —  $1 \cdot 10^{-12}$  %.

Преимущественная приуроченность кварцево-жильных образований и сульфидно-кварц-прожилковых зон к зеленосланцевой фации, формирование протяженных поясов, согласное развитие с вмещающими породами в складках разных рангов и золотоносность указывают на метаморфогенный характер их образования [Верниковский и др., 1985б]. Этот вывод согласуется с нашими исследованиями поведения золота в различно метаморфизованных породах флишоидного состава, проведенными на фоновом уровне [Забияка и др., 1983б]. Для этого был выбран участок Берега Харитона Лаптева (побережье бухты Воскресенского, см. рис. 3.4), где в литологически однотипных ритмично-слоистых породах наблюдается последовательная смена метаморфических зон от хлоритовой до силлиманитовой и ультраметаморфизма.

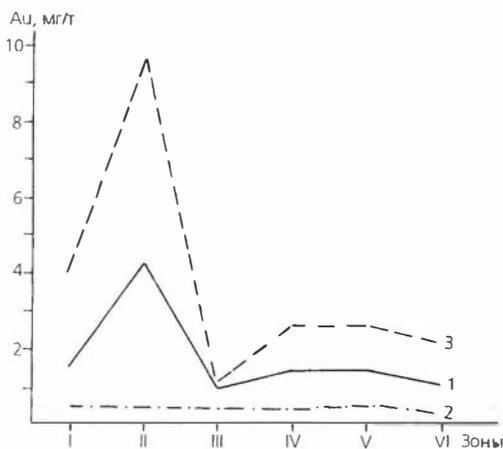


Рис. 3.20. Средние (1) и экстремальные (2, 3) содержания золота в зонально метаморфизованных флишоидных отложениях харитоновской серии [Забияка и др., 1983б]:

I—VI — зоны метаморфизма: I — хлорита, II — биотита, III — граната, IV — ставролита, V — силлиманита, VI — ультраметаморфизма.

Результаты свидетельствуют о тенденции накопления золота в метаморфических породах фации зеленых сланцев (табл. 3.15, рис. 3.20), среди которых резко выделяются образования биотитовой зоны. Установленная тенденция характерна как для метапелитовой, так и для алевропсаммитовой частей разреза. Подобная зависимость выявлена нами и при изучении аномаль-

ных концентраций золота в гидротермально-метасоматических породах. При этом учитывались содержания золота, установленные пробирным анализом и превышающие 0.1 г/т. Расчет показал, что в пределах хлоритовой и биотитовой зон фации зеленых сланцев сосредоточено около 95 % таких проб. Приведенные данные позволяют рассматривать рудогенерирующую и рудолокализирующую роль регионального метаморфизма, сопровождавшего коллизионные процессы на Таймыре в позднепалеозойское время.

## Глава 4. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ТАЙМЫРА И СООТНОШЕНИЕ ГЛАВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ, МАГМАТИЗМА, МЕТАМОРФИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИИ

---

### 4.1. Основные петрологические индикаторы геодинамической эволюции Таймырской складчатой области

Характеристика основных структурных зон Таймырской складчатой области, а также входящих в их состав магматических и метаморфических комплексов, представленная в предыдущих главах, показывает прежде всего их разнообразие. Различия строения, состава, возраста этих комплексов, безусловно, отражают разные геодинамические условия их образования и указывают на многоэтапность формирования рассматриваемого региона.

В последние годы для расшифровки геодинамической эволюции той или иной складчатой области все больше используются петролого-геохимические и геохронологические данные, а некоторые магматические и метаморфические комплексы стали уверенно рассматриваться в качестве индикаторных. Прежде всего к таким петрологическим индикаторам относят офиолиты и островодужные вулканиты, отражающие океанскую, окраинно-морскую и островодужную обстановки в спрединговых или надсубдукционных зонах [Пейве, 1969; Добрецов, 1974, 1980, 1990; Зоненшайн и др., 1976, 1990; Coleman, 1977; Хаин, 1979, 1989; Vercalova et al., 1979; Pearce et al., 1984a; Saunders, Tarney, 1984; Борукаев, 1985; Добрецов, Зоненшайн, 1985; Кузьмин, 1985; Богатиков, Цветков, 1988; Богданов, 1988; Богданов и др., 1991; Добрецов и др., 1992; Книппер и др., 1992; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Моссаковский и др., 1993; Хаин и др., 1993; Скляр, 1994; и др.]. Эти комплексы, широко представленные в складчатых поясах, обрамляющих континенты, находят сходство с породами всех трех слоев океанской коры, что позволяет выделять океанский этап развития складчатых систем. Многие работы перечисленных авторов в последние годы направлены на типизацию (тектоническую, петрологическую и геохимическую) океанских и островодужных комплексов, способствующую более четкому их разделению по конкретным геодинамическим обстановкам формирования на внутриокеанские и окраинно-морские офиолиты, юные и зрелые островные дуги и по типу тектонического внедрения — надвинутые на пассивную континентальную окраину, в аккреционных клиньях активных окраин и коллизионных поясах.

Другим петрологическим индикатором геодинамических обстановок является тип метаморфических преобразований. Полученные в последние годы многочисленные геологические, петрологические, изотопно-геохимические и минералого-геохимические данные по современным и фанерозойским метаморфическим поясам свидетельствуют о проявлении в определенных активных тектонических зонах тех или иных типов метаморфизма [Добрецов и др., 1972, 1974; Miyashiro, 1972, 1973, 1994; Ernst, 1974, 1983, 1988; Coleman, 1977, 1984; Добрецов, 1980, 1995; England, Thompson, 1984; Cloos, 1993; Добрецов, Кирдяшкин, 1994; Си-

лантьев, 1995; Кориковский, 1995; Ревердатто и др., 1995; и др.]. Проблемы соотношения тектоники и метаморфизма показаны в обобщающей работе Н. Л. Добрецова [1995], где в качестве основных типов выделены: метаморфизм зон растяжения (океанский и рифтовых впадин), зональный метаморфизм в островных дугах и зонах субдукции (включая высокобарический), в зонах активных окраин и коллизии (включая комплексы метаморфических ядер и сдвиговых зон) и метаморфизм погружения или захоронения. При реконструкции метаморфических преобразований, непосредственно связанных с определенной геодинамической обстановкой, очень важна тектоническая транспортировка метаморфических комплексов к поверхности.

Один из важнейших петрологических индикаторов тектонической обстановки формирования крупных структур — это гранитоидные комплексы. Уже накоплен большой фактический материал главным образом по редкоэлементному составу гранитоидов, устанавливающий связь между геохимическими особенностями пород и геодинамическими условиями их проявления [Gill, 1970, 1981; Зоненшайн и др., 1974, 1976; Coleman, Peterman, 1975; Исох, 1975, 1978; White, Chappel, 1977; Добрецов, 1980; Aldiss, 1981; Коваленко и др., 1983; Кузьмин, 1985; Pitcher, 1987; Whalen et al., 1987; Богатиков, Цветков, 1988; Владимиров и др., 1992; Добрецов, Чупин, 1993; Литвиновский, Добрецов, 1993; и др.]. Так были выделены плагиограниты толеитового типа (океанские по Р. Г. Колману и З. Е. Петерману), установленные среди пород современных океанов и фронтальных частей островных дуг, а также в офиолитовых комплексах. Для островодужных обстановок более характерны гранитоиды андезитового типа, но они обычно формируются в тылу островных дуг, за прогибами, выполненными терригенными осадками или на континентальной окраине [Кузьмин, 1985]. На активных континентальных окраинах и в условиях раннеколлизионных обстановок (столкновение континент—континент) образуются часто автохтонные массивы гранитов и диоритов известково-щелочного ряда натриево-калиевой серии. Позднеколлизионным обстановкам свойственны гранитоиды средней основности с повышенной щелочностью, часто монзонит-сиенитового ряда пестрого и неустойчивого состава, свидетельствующего об усилении мантийного взаимодействия с корой. Гранитоиды рифтогенных зон континентальных окраин и внутриконтинентальных рифтовых зон характеризуются, как правило, щелочным уклоном.

Использование гранитоидов в качестве одного из основных петрологических индикаторов геодинамических обстановок формирования помимо редкоэлементного состава существенно дополняется возможностью прецизионного датирования (например, U-Pb метод по цирконам). Как известно, последнее более затруднительно для базитов офиолитовых комплексов и островных дуг. Перечисленные петролого-геохимические индикаторы тектонической эволюции складчатых областей являются одними из основных при палеогеодинамических реконструкциях и в настоящей работе им уделено наибольшее внимание. Однако это не умаляет роли других (в том числе геологических, литолого-стратиграфических и т. д.) факторов, раскрывающих основные структуры и комплексы региона, их соотношение и эволюцию.

#### 4.1.1. Реконструкция формирования рифейских офиолитовых поясов

Как было показано выше (см. гл. 2), рифейские офиолитовые пояса (Челюскинский и Становской) размещены в пределах Центрально-Таймырского аккреционного блока, разделяющего две структуры с континентальной корой — Сибирский и Карский палеоконтиненты. Эта особенность тектонического строения Таймырской складчатой области свидетельствует о том, что рассматриваемые континентальные массы были разделены между собой, а также с аккреционным блоком пространством с океанской корой. Размеры этого пространства определить в настоящее время чрезвычайно сложно из-за отсутствия для Северного Таймыра более-менее достоверных палеомагнитных данных. Тем не менее, об этом можно судить по условиям формирования офиолитов и островодужных вулканитов. Особенности строения и состава, описанные в гл. 2, позволяют предположить, что формирование рассматриваемых Челюскинского и Становского офиолитовых поясов связано с субдукционными и спрединговыми зонами окраинного моря. Об этом свидетельствуют петрогеохимические особенности пород, в частности, наиболее информативных — базальтов, наличие габбро-диорит-плагиогранитной серии и при доминирующей роли базальтов, присутствие заметных количеств андезитов, дацитов и риолитов, что более обычно для обстановок окраинных морей и островных дуг и не характерно для офиолитов срединно-океанских хребтов.

Для реконструкции формирования Челюскинского пояса может быть использована модель эволюции энсиматических окраинных бассейнов (рис. 4.1) [Pearce et al., 1984a]. Согласно этой схеме, непосредственно за началом субдукции океанской плиты под океанскую происходит гидратация контактирующей с погружающейся литосферной плитой гарцбургитовой мантии, вызывая ее частичное плавление, которое приводит к додуговому спредингу и формированию офиолитов, включая породы габбро-диорит-троцдеммитовой серии. Затем следует подводный дуговой вулканизм с образованием, как и в нашем случае, серии примитивных вулканитов от толеитовых базальтов до толеитовых риолитов (Кунарский покров, рис. 4.2а,б), близких по составу энсиматическому сегменту Тонга—Кермедек [Ewart et al., 1977; Sharaskin et al., 1983]. Формирование унгинских толеитовых базальтов, даек и силлов, обогащенных  $TiO_2$  до 1.75—2.25 мас.%, происходило в тыловой зоне развивающейся островной дуги, что является обычным для подобных тыловых зон при задуговом спрединге [Богатилов, Цветков, 1988]. На следующих стадиях формирования Челюскинского офиолитового пояса (см. рис. 4.2в,г) происходит закрытие спредингового центра, расчешуивание пластин океанской и островодужной коры, сгущивание и аккреция к блокам континентальных масс. Стадии формирования покровов сопровождалась образованием зон катаклаза, милонитизации и серпентинитового меланжа. Уровень метаморфизма выведенных к поверхности пород не превышает высокотемпературной зоны зеленосланцевой фации.

О рубежах развития Челюскинского офиолитового пояса можно судить по проведенному U-Pb датированию цирконов из кунарских плагиогранитов в комплексе с Rb-Sr и Sm-Nd изотопными исследованиями. Датирование цирконов ( $740 \pm 38$  млн лет) и Rb-Sr изохронный возраст ( $727 \pm 83$  млн лет) позволяют считать рубеж 727—740 млн лет верхней возраст-

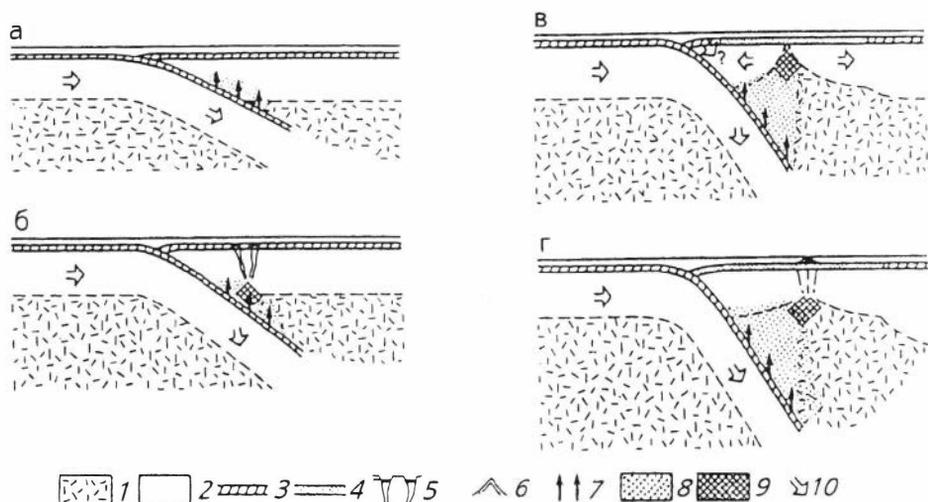


Рис. 4.1. Схематическая модель начальных стадий эволюции некоторых энсиматических окраинных бассейнов [Pearce et al., 1984a].

Непосредственно за началом субдукции следует гидратация субокеанской литосферы (а). Плавление этого мантийного источника приводит к начальному бонинитовому магматизму (б), который маркирует начало додугового спрединга, создающего офиолиты типа Троодос (в). Затем следует подводный дуговой вулканизм (г). В данной модели масштабы додугового спрединга зависят частично от "откатывания назад" пододвигающейся плиты и "субкреции" переднего края надвигающейся плиты.

1 — астеносфера; 2 — литосферная мантия; 3 — старая океанская кора; 4 — новая океанская кора окраинного бассейна; 5 — бонинитовый вулканизм; 6 — начинающийся дуговой вулканизм; 7 — направление поступления  $H_2O$ ; 8 — зона гидратации; 9 — зона частичного плавления; 10 — вектор движения плит.

ной границей образования челюскинских офиолитов, а Sm-Nd модельные возрасты (850—785 млн лет), вероятно, характеризуют нижний возрастной предел их формирования.

Становской офиолитовый пояс по своему строению и составу пород заметно отличается от Челюскинского. В нем отсутствуют присущие Челюскинскому поясу породы тоналит-трондьемитовой серии, а описанные вулканы среднего и кислого состава [Беззубцев и др., 1986; Забияка и др., 1986] имеют ограниченное распространение. Изученные нами гранатовые амфиболиты по составу соответствуют исключительно базальтам, но значительно обогащенным, по сравнению с челюскинскими, литофильными элементами с крупными ионными радиусами. Существенной отличительной особенностью Становского пояса является уровень метаморфического преобразования пород. Здесь тектонически оближенными оказались блоки и пластины пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой (повышенных давлений) и зеленосланцевой фаций, что наряду с другими особенностями свидетельствует о сложной эволюции пояса.

В формировании становских офиолитов можно наметить следующие этапы: 1) образование дайковых и силловых комплексов в спрединговых зонах окраинного бассейна; 2) метаморфизм высоких давлений (гранатовые амфиболиты) в зоне субдукции; 3) вывод ультрабазитовых и мета-

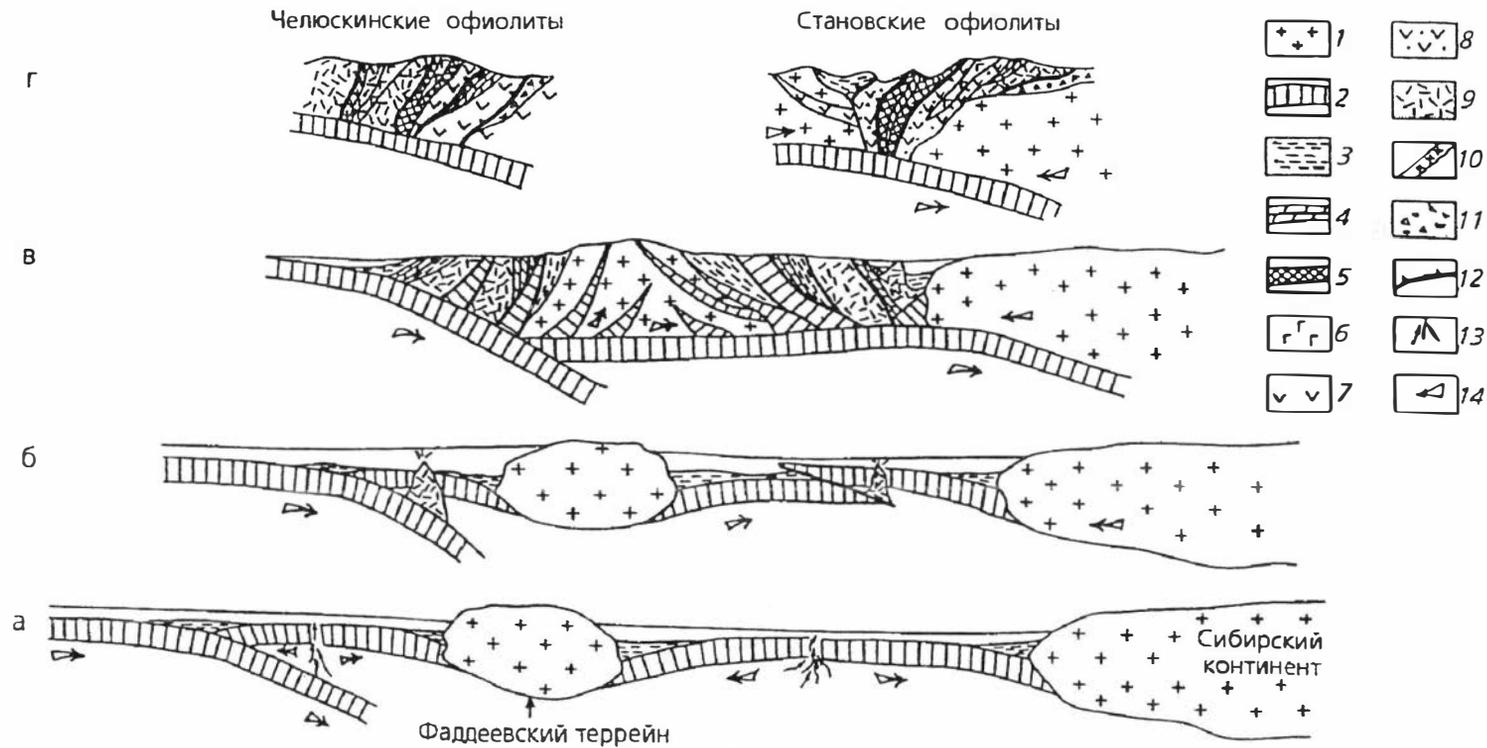


Рис. 4.2. Модель формирования офиолитовых покровов Северного Таймыра:

а — начало формирования энзиматического окраинного бассейна (в Челюскинской зоне — субдукция океанской плиты под океанскую, дуговой спрединг и формирование офиолитов, в Становской — возникновение спрединговой зоны в окраинном бассейне, образование дайковых и силловых комплексов); б — в Челюскинской зоне — подводный дуговой вулканизм, образование примитивных вулканитов, в Становской — захлопывание спредингового центра, субдукция и образование примитивных вулканитов; в — в Челюскинской зоне — закрытие спредингового центра, расщепливание, скупивание и аккреция с континентальными террейнами, в Становской — продолжение субдукции, формирование метаморфитов высоких давлений, а в надсубдукционной зоне — известково-щелочных вулканитов; г — коллизия аккреционного блока с континентом, вывод ультрабазитовых и метаморфических пластин к поверхности, формирование офиолитовых покровов. 1, 2 — кора: 1 — континентальная, 2 — океанская; 3 — глубоководные осадки; 4 — карбонатные породы; 5 — метаперидотиты, серпентинитовый меланж; 6 — метагабброиды; 7 — толеитовые метабазальты; 8 — гранатовые амфиболиты; 9 — островодужный комплекс; 10 — плагииграниты толеитового ряда; 11 — олистостромы; 12 — тектонические покровы; 13 — начальный ультрабазит-базитовый магматизм, маркирующий дуговой спрединг; 14 — вектор движения плит.

морфических пластин к поверхности при столкновении аккреционного блока с Сибирским континентом. По своему строению и составу пород Становской офиолитовый пояс имеет общие черты со сходными образованиями зон субдукции — Чаганузунским поясом Горного Алтая и поясом Идонаппу в Японии [Добрецов и др., 1992; Dobretsov et al., 1994; Добрецов, 1995].

О времени формирования собственно офиолитов Становского пояса пока данных нет и судить о нем можно только по аналогии с Челюскинским, а также по возрасту метаморфизма протолита гранатовых амфиболитов, установленному комплексом методов в интервале 570—606 млн лет (т. е. возраст офиолитов не моложе позднего рифея—венда). Установленный рубеж (570—606 млн лет) дает нам возможность говорить не только о возрасте метаморфизма, но и о времени столкновения докембрийского аккреционного блока с Сибирским континентом.

#### 4.1.2. Типы метаморфизма и метаморфические пояса

Многообразие палеоактивных зон в пределах Таймырской складчатой области предопределило широкое развитие метаморфических фаций и разновозрастных метаморфических поясов различных типов (рис. 4.3, табл. 4.1). Пространственное расположение этих метаморфических поясов согласуется с простираем основных структур региона [Верниковский, 1995]. Так, в палеоокеанских и островодужных комплексах Центрально-Таймырской зоны проявлены “океанский” и “гидротермальный”, по Н. Л. Добрецову [1995], типы метаморфизма, характерные для зон растяжения во внутриокеанских и периокеанских обстановках, а также для островных дуг. Значительный объем этих комплексов метаморфизован в условиях низко- и высокотемпературной субфаций зеленосланцевой фации, различающихся, достаточно условно, по наличию и отсутствию роговой обманки и плагиоклаза средней основности. В низкотемпературных зонах последние замещаются актинолитом, альбитом, хлоритом, эпидотом и цоизитом. Очень широко в рассматриваемом поясе в островодужных вулканитах развиты гидротермально-метасоматические проявления (см. гл. 2), во внутренних зонах которых процессы кислотного выщелачивания приводят к формированию площадных зон обеленных хлорит-серицит-альбит-кварцевых пород, часто с магниевыми-железистыми карбонатами (железистым доломитом, брейнеритом или анкеритом) и пиритом.

В том случае, когда комплексы аккреционного блока вовлекаются в зону субдукции — формируются минеральные парагенезисы повышенных давлений. Примером является Становской пояс, где на поверхность выведены metabазальты одноименного офиолитового комплекса, преобразованные в гранатовые амфиболиты. В зоне сочленения Становского пояса и Фаддеевского террейна присутствуют парагенезисы с кианитом, силлиманитом и сапфирином [Верниковский, Забияка, 1985], а в юг-юго-восточной краевой зоне Мамонто-Шренковского блока — породы, формирование которых по минеральному составу и оценкам РТ-параметров метаморфизма [Демина, 1984; Беззубцев и др., 1986; Махлаев, 1988] можно отнести к амфиболитовой фации повышенных давлений и частично к эклогит-глаукофансланцевому типу метаморфизма (см. табл. 4.1,

Таблица 4.1. Соотношение активных тектонических зон и типов метаморфизма Таймырской складчатой области

Активная зона	Тип метаморфизма	Основные метаморфические ассоциации	Структурная зона, пояс, комплекс
Зоны растяжения в окрайнных морях	“Океанский” Зеленосланцевый ↓	Hbl <sub>29</sub> +Pl <sub>40-50</sub> +Chl+Qtz±Act±Mag Act+Pl <sub>35-40</sub> +Ab+Ep+Chl+Qtz±Tr±Cal±Mag	Челюскинский офиолитовый пояс
Островные дуги	↑ “Гидротермальный” Зеленосланцевый	Act+Bt+Ep+Zo+Chl+Pl <sub>25-30</sub> +Ab+Qtz+Mag Ab+Chl+Ser+Qtz±Ank±Py	Островодужные комплексы Центрально-Таймырской зоны
Зоны столкновения (формирование аккреци- онного блока)	Гранито-гнейсовый (метаморфические “ядра”) ↓	Sil+Bt <sub>55</sub> +Pl <sub>25-36</sub> +Qtz+Mc Sil+Grt <sub>86</sub> +Bt <sub>58</sub> +Pl <sub>25</sub> +Qtz±Crd St <sub>93</sub> +Grt <sub>89-90</sub> +Bt <sub>73</sub> +Ms+Qtz+Pl <sub>15-25</sub> ±Cld	Мамонто-Шренковский и Фад- деевский террейны
Зоны субдукции (аккреционный блок — Сибирский континент)	↑ Кианит-силлиманитовый	Sil+Ky+Ms+Qtz±Spr Ky+Ms+Prl±Qtz	Зона сочленения Фаддеевского террейна и Становского офиоли- тового пояса
	Гранат-амфиболитовый	Hbl <sub>66</sub> +Grt <sub>95</sub> +Pl <sub>44-50</sub> +Qtz Hbl <sub>47</sub> +Grt <sub>92</sub> +Bt <sub>50</sub> +Ep+Pl <sub>44</sub> +Qtz	
	Эклогит- глаукофансланцевый	Spx+Am+Pl <sub>50-60</sub> ±Opx±Bt±Ep [Демина, 1984] Spx+Am+Grt [Беззубцев и др., 1986] Единичные находки Gln и Omr [Махлаев, 1988]	Юго-восточная краевая зона Мамонто-Шренковского блока
Зоны столкновения (Карский континент — Сибирский континент)	Зональный, в том числе гранито-гнейсовый	Sil+Grt <sub>86-90</sub> +Bt <sub>63-67</sub> +Pl <sub>25-30</sub> +Qtz±Crd St <sub>35-39</sub> +Grt <sub>37-92</sub> +Bt <sub>54-63</sub> +Ms+Pl <sub>25</sub> +Qtz±And Grt <sub>91-93</sub> +Bt <sub>50-53</sub> +Pl <sub>3-17</sub> +Qtz±Chl <sub>46</sub> Bt+Chl+Ms+Ab+Qtz	Карский континент, флишoid- ный комплекс
	Контактный	Sil+Crd <sub>41</sub> +Bt <sub>54-56</sub> +Pl+Qtz±Grt <sub>33-95</sub> Crd+Bt <sub>54</sub> +Ms+Pl+Qtz±And±Grt <sub>34-33</sub>	Северо-Восточный Таймыр, ро- виковые ореолы аллохтонных гранитоидов (PZ <sub>3</sub> )

Примечание. Символы минералов см. табл. 2.2. Стрелками обозначены взаимопереходы.

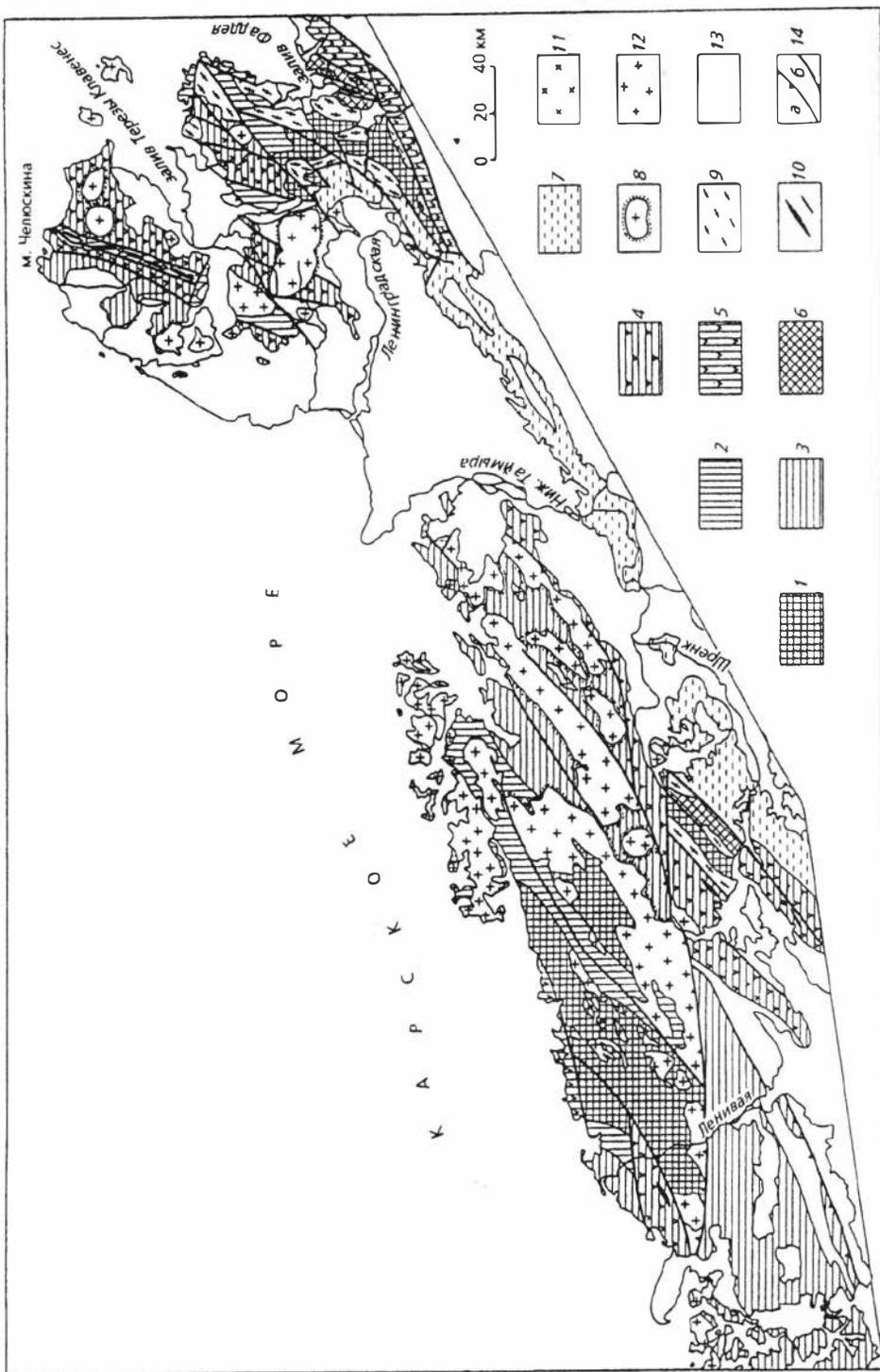


Рис. 4.3. Карта метаморфизма Таймырской складчатой области:

1—3 — фации метаморфизма умеренных давлений: амфиболитовая и нерасчлененные амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая (1), эпидот-амфиболитовая (2), зеленосланцевая (3); 4, 5 — фации нерасчлененные по давлению: зеленосланцевая (4), нерасчлененные зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая (5); 6 — нерасчлененные эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации повышенных давлений; 7 — пренит-пумпеллитовая фация; 8 — ореолы контактового метаморфизма; 9—11 — позднерифейские магматические формации: мигматит-гранитовая и гранито-гнейсовая (9), офиолитовая (10), плагиогранитовая (11); 12 — позднепалеозойские коллизионные и постколлизионные мигматит-гранитовая, гранитовая, гранодиоритовая нерасчлененные; 13 — неметаморфизованные нерасчлененные; 14 — основные надвиhi (а) и разломы (б).

Рис. 4.4. РТ-параметры разных типов метаморфизма Таймыра [Демина, 1984; с дополнениями автора]: 1, 2 — юго-восточные краевые зоны Мамонто-Шренковского (1) и Фаддеевского (2) террейнов; 3 — зонально-метаморфический комплекс окраины Карского континента.

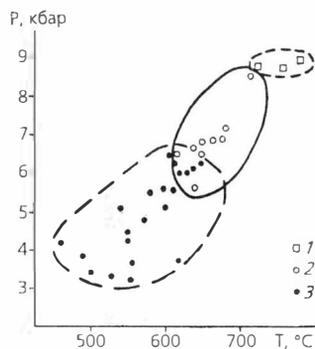


рис. 4.4). Таким образом, в области сочленения двух крупнейших зон региона — Центрально- и Южно-Таймырской — на поверхность выведены высокобарические породы, трассирующие пояс палеосубдукции более чем на 400 км.

Типы метаморфизма, характерные для зон столкновения (дуга—континент, континент—континент), проявлены в пределах Мамонто-Шренковского и Фаддеевского террейнов, а также Карского континента [Верниковский, 1992, 1995; Vernikovskiy, 1994a]. Особенности строения этих структур, составы и возраст протолитов и последующей их гранитоидно-метаморфической переработки на разных этапах развития региона рассмотрены в гл. 2 и 3. Наряду с отмеченными различиями, следует подчеркнуть и сходные черты между гранито-гнейсовыми блоками рассматриваемых структур, все чаще описываемых в литературе в качестве комплексов метаморфических ядер [Coney, Harms, 1984; Dewey, 1988; Miller et al., 1992; Little, Miller, 1994; Скляров, 1994; Добрецов, 1995].

Мамонто-Шренковский и Фаддеевский террейны представляют собой блоки, в которых среди высокотемпературных и мигматизированных пород (высокотемпературная зона эпидот-амфиболитовой и амфиболитовая фации) развиты автохтонные гранитоиды как куполовидных форм, так и формирующие отчетливо вытянутые плутоны, подчиненные метаморфогенной линейности (см. 2.1.3, рис. 2.6). Характерной особенностью рассматриваемых блоков является отсутствие в метаморфической зональности низкотемпературных зон, за исключением узких зон низкотемпературного диафтореза (от сотен метров до первых километров) вдоль границ блоков и пластин. Гранитоиды, присутствующие вдоль таких границ, преобразуются в бластомилониты. Кроме того, как отмечено выше, в юго-восточных частях рассматриваемых террейнов наблюдается переход к фациям повышенных давлений. Все перечисленные признаки свидетельствуют о том, что формирование фаддеевских и ма-

монто-шренковских гранито-гнейсовых “ядер” происходило в нижних частях континентальной коры с последующим достаточно быстрым подъемом к поверхности при столкновении континентальных блоков с островной дугой. Вероятно, образование таких коллизионных зон сопровождалось косым сжатием и зонами локального растяжения. При сопоставлении рассматриваемых комплексов с основными типами орогенов обнаруживаются определенные аналогии как с кордильерским (скандинавским) типом, так и с шотландско-алтайским.

Близкое строение имеют гранито-гнейсовые блоки западной части Северо-Таймырской зоны. Этот тип орогена находит еще больше сходных характеристик с кордильерским, который предполагает значительное утолщение коры при интенсивном фронтальном сжатии, наличие крупных шарьяжных структур, наиболее отчетливых во фронтальной части, пологопадающие зоны бластомилонитов на контакте с неметаморфизованными породами, формирование метаморфических комплексов умеренных давлений (андалузит-силлиманитового типа) и гнейсо-гранитов. Интересна латеральная зональность этого позднепалеозойского орогена. В его западной части проявлены высокометаморфизованные комплексы с синколлизионными анатектоидными автохтонными телами известково-щелочных гранитов, близких к гранито-гнейсовым куполам и выведенных к поверхности из нижних и средних частей континентальной коры (см. рис. 4.3). В восточном направлении они сменяются блоками большей частью среднетемпературных метаморфитов, вмещающих параавтохтонные и аллохтонные гранитоидные плутоны, часто линейных форм. На Северо-Восточном Таймыре, при преимущественном развитии метаморфитов зеленосланцевой фации, представлены аллохтонные изометричные гранитоидные плутоны пестрого состава (в основном, гранодиориты и субщелочные граносиениты). Они являются постколлизионными (орогенными), для них характерна полная дисконформность регионально-метаморфической зональности и проявление контактово-метаморфических ореолов роговиков, наложенных на ранние метаморфиты.

### 4.1.3. Гранитоиды различных геодинамических обстановок

Структурное положение, особенности состава и возраст гранитоидов Таймыра отчетливо отражают геодинамические условия их формирования. Из характеристики основных структур Таймырской складчатой области следует, что в состав каждой из них входят гранитоиды, фиксирующие определенный этап развития региона (табл. 4.2).

В обстановках энсиматической и энсиалической дуг формировались плагиограниты толеитового и андезитового [Таусон, 1977; Кузьмин, 1985] или M- и I-типов [Chappell, White, 1974; White, 1979]. Первые из них продолжают низкокалийевый ряд габброидов, габбро-диабазов дайкового комплекса и толеитовых базальтов Челюскинского офиолитового комплекса. Для них характерны самые низкие содержания  $K_2O$ , Rb, Nb, Ta, U, Th и Ba в сравнении с остальными гранитными комплексами Таймыра, а также близкий тип распределения нормированных по хондриту P3Э как между собой, так и с базальтами COX. Отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.703—0.705$  и  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.17$  подобны таковым для океанских базальтов. Как видно из рис. 4.5, на котором Sm-Nd данные представлены в системе координат  $\epsilon_{Nd}(T)—T$  (млн лет), значения для пла-

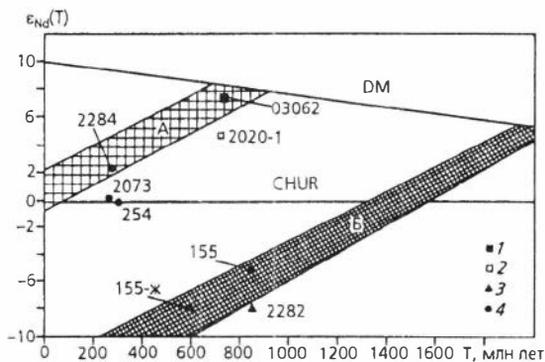


Рис. 4.5.  $\epsilon_{Nd}(T)$ — $T$  диаграмма для валовых проб гранитоидов Таймыра: DM — деплетированная мантия; CHUR — мантия с хондритовым соотношением РЗЭ. Тренды эволюции изотопного состава Nd в модельной континентальной коре с возрастом  $\approx 800$  млн лет (А) и  $\approx 1900$  млн лет (Б). Среднее отношение  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$ . 1 — плагиограниты толеитового типа Челюскинского офиолитового пояса (R<sub>3</sub>); 2 — плагиограниты андезитового типа островодужного комплекса (R<sub>3</sub>); 3 — автохтонные синколлизийные граниты Фаддеевского террейна (R<sub>3</sub>); 4 — син- и постколлизийные граниты и гранодиориты (PZ<sub>3</sub>).

гиогранитов Челюскинского офиолитового пояса расположены очень близко от кривой эволюции изотопного состава Nd в деплетированной мантии вблизи значения модельного возраста 800 млн лет. Особенности состава этих пород, в том числе изотопные данные, позволяют предположить, что формирование плагиогранитов тоналит-трондземитовой серии могло происходить в результате частичного плавления ранее образованной океанской коры в обстановке энсиматической островной дуги при субдукции одной океанской плиты под другую. Датирование плагиогранитов U-Pb и Rb-Sr методами свидетельствует о их позднерифейском возрасте.

Гранитоиды андезитового типа, ассоциирующиеся с островодужными вулканитами (андезито-базальтами, дацитами и риолитами), также относятся к натриевой серии пород, но отличаются от вышеописанных плагиогранитов толеитового ряда меньшим отношением Na и K, а также более высокими содержаниями вышеперечисленных редких элементов (см. табл. 4.2). Это свидетельствует о том, что их формирование происходило в условиях более зрелой островной дуги или даже, как считают Л. П. Зоненшайн и М. И. Кузьмин, рассматривая этот тип гранитов в самом тылу островной дуги, на континентальной окраине, за прогибами, выполненными терригенными осадками, фиксирующими прежние окраинные моря [Зоненшайн и др., 1976; Кузьмин, 1985].

Третий тип гранитоидов Центрально-Таймырского аккреционного блока представлен автохтонными и параавтохтонными гранитами и лейкогранитами, существенно отличающимися по составу от двух предыдущих. Это граниты калиево-натриевой серии, в них почти на порядок выше содержание Rb, U, Th и Ta, значительное преобладание легких РЗЭ над тяжелыми, а изотопные отношения Sm, Nd и Sr приближаются к коровым. Вместе с тем, они имеют характеристики переходного типа между S- и I-гранитами, что наряду с другими особенностями позволяет предполагать их формирование в зоне столкновения континентального

Таблица 4.2. Особенности состава и возраст гранитоидов Таймырской складчатой области различных геодинамических обстановок

Тип гранитоидов	Тип плутонов, соотношение с вмещающими породами	Характерные особенности состава	Возраст, млн лет; метод; источник	Геодинамическая обстановка формирования	Структурное положение
Толейто-вый, М-тип	Пластинообразные тела; тектонические, реже рвущие контакты с метагабброидами и метабаазальтами зеленосланцевой фации; зоны бластомилонитов	Плагииграниты (тоналиты-трондземиты) биотит-амфиболовые $Na_2O/K_2O = 4-108$ ; $Rb = 0.9-11$ ; $Sr = 49-450$ ; $Ba = 45-290$ ; $U = 0.4-1.4$ ; $Th = 0.8-2.9$ ; $Nb = 1-9.8$ ; $Ta = 0.05-0.2$ ; $(La/Yb)_N = 0.8-2.1$ ; $^{147}Nd/^{144}Nd = 0.17$ ; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.703-0.705$	$740 \pm 38$ , U-Pb по циркону [Верниковский и др., 1993] $727 \pm 83$ , Rb-Sr, изохрона по валовым пробам*	Энсиматическая островная дуга	Челюскинский офиолитовый пояс, Центрально-Таймырская зона
Андезитовый, I-тип	Линзо- и дайкообразные тела, субогласные с зеленосланцевыми островодужными вулканидами	Плагииграниты биотит-амфиболовые $Na_2O/K_2O = 2-15$ ; $Rb = 2.4-27$ ; $Sr = 130-570$ ; $Ba = 120-710$ ; $U = 0.1-2$ ; $Th = 0.3-9.8$ ; $Nb = 0.7-13$ ; $Ta = 0.08-0.77$ ; $(La/Yb)_N = 2-7$	R <sub>3</sub> , по геологическим данным	В тылу островной дуги, на континентальной окраине	Островодужный комплекс, Центрально-Таймырская зона
Известково-щелочной, S-I переходный тип	Сочетание куполообразных и линейных автохтонных и параавтохтонных массивов среди мигматизированных пород амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций	Биотит-амфиболовые и биотитовые гнейсо-граниты, двуслюдяные и мусковитовые граниты и лейкограниты $Na_2O/K_2O = 0.5-1.5$ ; $Rb = 49-270$ ; $Sr = 14-80$ ; $Ba = 270-820$ ; $U = 1.7-7.2$ ; $Th = 1.5-20$ ; $Nb = 6-27$ ; $Ta = 0.28-2.1$ ; $(La/Yb)_N = 8-18$ ; $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.10-0.11$ ; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.705-0.706$	800—1150, U-Pb-Th [Беззубцев и др., 1986] 566—800, U-Pb по цирконам*; 846±11, U-Pb по цирконам [Верниковский и др., 1997]	Зона столкновения микроконтинента и островной дуги	Мамонто-Шренковский и Фаддеевский террейны
Известково-щелочной, S-, I- и переход-	Автохтонные и параавтохтонные массивы среди мигматизированных пород амфиболитовой и эпидот-амфи-	Порфиробластические биотит-амфиболовые и биотитовые гнейсо-граниты, нормальные и субщелочные граниты и кварцевые сиениты	260—280, K-Ar, вал; 260, K-Ar, мусковит; 268, K-Ar, биотит [Захаров и др.,	Зона столкновения континент—континент Синколлизионные гранитоиды	Западная часть Северо-Таймырской зоны

ный типы	болитовой фаций	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.4-1.4$ ; $\text{Rb} = 76-280$ ; $\text{Sr} = 87-1100$ ; $\text{Ba} = 140-2800$ ; $\text{U} = 1.2-5$ ; $\text{Th} = 6-28$ ; $\text{Nb} = 5-28$ ; $\text{Ta} = 0.27-2.9$ ; $(\text{La}/\text{Yb})_N = 7-35$ ; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12-0.13$ ; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.707$	1977] 306±2, U-Pb по циркону и монациту; 277±4, Rb-Sr, изохрона (биотит, кпш, кварц, вал); 258±4, K-Ar, биотит [Верниковский и др., 1995a]		
Известково-щелочной, S-, I- и переходный типы	Аллохтонные штоки и локколиты, прорывающие породы зеленосланцевой фации, реже эпидот-амфиболитовой фации и регионально неметаморфизованные; ореолы роговиков	Гранитоиды пестрого состава от субщелочных биотитовых порфировидных гранитов и биотит-амфиболовых гранодиоритов до кварцевых сиенитов, диоритов и монзонитов $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.3-2.2$ ; $\text{Rb} = 57-120$ ; $\text{Sr} = 760-1200$ ; $\text{Ba} = 1000-6700$ ; $\text{U} = 1.3-2.3$ ; $\text{Th} = 6-15$ ; $\text{Nb} = 3.2-10$ ; $\text{Ta} = 0.27-1.5$ ; $(\text{La}/\text{Yb})_N = 15-31$ ; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704-0.706$	264±8, U-Pb по цирконам; 258±28, Rb-Sr, изохрона по 5 валовым пробам; 258±73, Rb-Sr, изохрона (мусковит, кпш, вал); 253±1, Ar-Ar по калишпату, 252.5±1, Ar-Ar по биотиту [Верниковский и др., 1997a]; 247, K-Ar, биотит*	Постколлизийные гранитоиды	Восточная часть Северо- и Центрально-Таймырской зон
Щелочной**, А-тип	Дайки, мелкие штоки среди верхнепалеозойских терригенных и триасовых вулканических отложений	Субщелочные и щелочные граниты, гранодиориты, гранит-порфиры, сиениты и нефелиновые сиениты	MZ, по геологическим данным	Внутриконтинентальные рифтогенные структуры	Южно-Таймырская зона

\* Неопубликованные данные автора.

\*\* Данные по щелочному типу, по М. Г. Равичу, Л. А. Чайка [1959]; В. В. Беззубцеву и др. [1986]. Содержание редких элементов — в г/т.

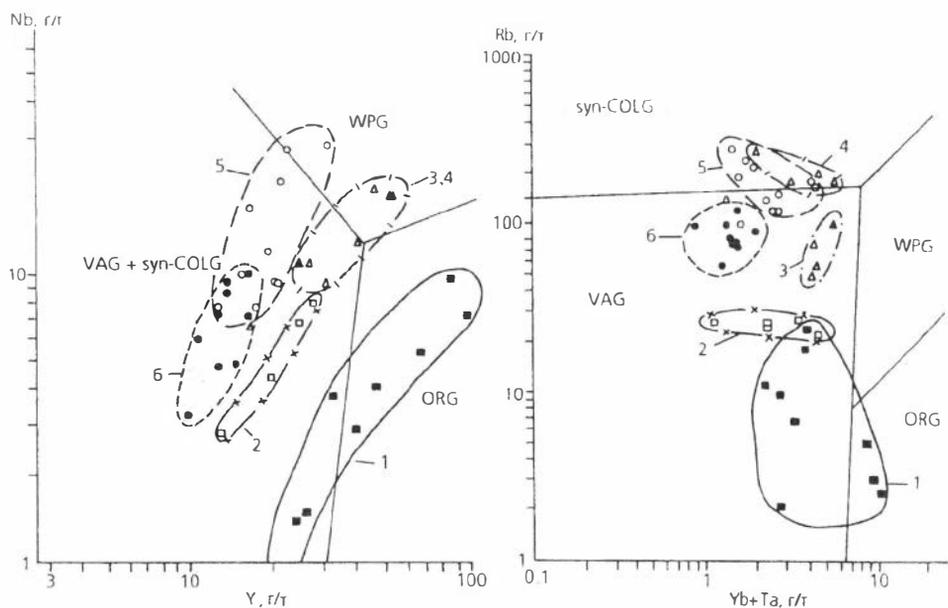


Рис. 4.6. Nb—Y и Rb—(Yb+Ta) диаграммы для гранитоидов Таймыра.

Поля гранитов различных геодинамических обстановок даны по [Pearce et al., 1984b]: VAG — вулканических дуг; syn-COLG — синколлизийных; WPG — внутриплитных; ORG — океанских хребтов. Составы гранитоидов Таймыра: 1 — толеитового ряда Челюскинского офиолитового пояса (R<sub>3</sub>); 2 — андезитового ряда островодужного комплекса (R<sub>3</sub>); 3, 4 — известково-щелочного ряда Мамонто-Шренковского (3) и Фаддеевского (4) террейнов (R<sub>3</sub>); 5, 6 — известково-щелочного ряда синколлизийные (5) и постколлизийные (6) Карского континента (C—P).

блока с островной дугой. При этом в нижней части коры, в зоне анатексиса, оказались и континентальные массы и корни островной дуги с древней океанской корой, что привело к образованию гранитов переходного типа. Наиболее существенным при формировании этих гранитов был вклад раннепротерозойской континентальной коры, о чем свидетельствует расположение изотопных данных на эволюционной диаграмме (см. рис. 4.5). Вывод к поверхности этих относительно глубинных образований, вероятно, произошел на следующем этапе, при столкновении аккреционного блока с Сибирским континентом. Следующие два типа гранитоидов однозначно связываются автором с коллизией Карского и Сибирского континентов (см. табл. 4.2). Их характеристика довольно подробно дана в гл. 3 и частично затронута выше, в настоящей главе, при рассмотрении типов метаморфизма. Здесь нам хотелось бы больше остановиться на различиях выделяемых син- и постколлизийных гранитоидов как между собой, так и с другими гранитоидными комплексами, а также обсудить возможную модель их формирования.

Более близкими по составу к автохтонным и параавтохтонным гранитам западной части Северо-Таймырской зоны, выделяемым в качестве синколлизийных, являются позднерифейские гранитоиды Мамонто-Шренковского и Фаддеевского террейнов. Об этом свидетельствуют близкие натриево-калиевые отношения и содержания Nb, Rb, Ta, Y, U, Th, что во многом определило положение их составов на диаграммах Nb—Y

и Rb—(Yb+Ta) (рис. 4.6). Вместе с тем, очевидны и отличительные особенности составов этих двух гранитоидных комплексов, прежде всего, выраженные значительным накоплением в позднепалеозойских гранитах Sr и Ba, ростом лантан-иттербиевого и изотопных самарий-неодимового и стронций-стронциевого отношений (см. табл. 4.2).

Наиболее существенные отличия составов позднепалеозойских син- и постколлизийных гранитоидов состоят в повышении основности последних, представленных гранодиоритами, а также кварцевыми сиенитами, диоритами и монзонитами. В редкоэлементном составе наблюдается уменьшение содержания в последних Rb и Nb при росте Sr и Ba, что вместе со снижением отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704\text{—}0.706$  свидетельствует об участии в формировании этих гранитоидов мантийных магм. Такие гранитоиды выделялись в габбро-монзонит-сиенитовом формационном типе пестрого и неустойчивого состава [Кузнецов, 1964] или в качестве гранитоидов латитового ряда [Таусон, 1977; Кузьмин, 1985]. Последние предполагали смешение первичных щелочно-базальтовых мантийных магм с кислыми коровыми расплавами.

Эволюция формирования подобных син- и постколлизийных гранитоидных плутонов и метаморфических комплексов описана для многих орогенов, в том числе такого же позднепалеозойского возраста [Зоненшайн и др., 1974; Коваленко и др., 1975; Кузьмин, 1985; Владимиров и др., 1992; Добрецов, Чупин, 1993; Литвиновский и др., 1993; и др.]. Модель формирования гранитоидных и метаморфических комплексов при столкновении Карского континента с Сибирским в позднем палеозое показана на рис. 4.7. Здесь представлены три стадии развития сближающихся плит — сближения (а), собственно коллизийная (б) и постколлизийная (в).

При коллизии происходит утолщение коры, сопровождающееся складчатостью и надвиговыми дислокациями. В ее нижней части, где присутствуют блоки базитов рифейского аккреционного пояса и надвинутые на них флишиодные отложения Карского континента, образуется зона ультраметаморфизма. Здесь формируются анатектические граниты и мигматизированные метаморфиты амфиболитовой фации умеренных давлений, последовательно сменяющиеся в верхних горизонтах средне- и низкотемпературными зонами регионально-метаморфизованных пород. Дальнейшее утолщение коры вследствие гравитационного неравновесия приводит к “коллапсу” [Добрецов, 1995] — быстрым надвигам, расширению и подъему блоков пород нижней коры. После этого начинается постколлизийная стадия, характерной чертой которой является выплавление гранитоидов в более глубинных и более высокотемпературных условиях, чем гранитный анатексис предшествующей стадии. Вероятно, при этом значительную роль играет смешение глубинных базитовых магм всплывающего диапира с кислыми расплавами — продуктами плавления континентальной коры [Литвиновский, Добрецов, 1993].

Завершает эволюцию формирования гранитоидных комплексов в пределах Таймырской складчатой области тип субщелочных и щелочных гранитов, гранодиоритов, гранит-порфиров, нередко ассоциирующихся с сиенитами и нефелиновыми сиенитами, а иногда и с породами траппового комплекса [Равич, Чайка, 1956; Золотухин, 1990]. К сожалению, относительно этих пород, объединяемых в комплекс малых интрузий, существует лишь очень краткая информация [Равич, Чайка, 1959; Беззубцев и др., 1986]. Щелочной характер пород, структурная приуроченность

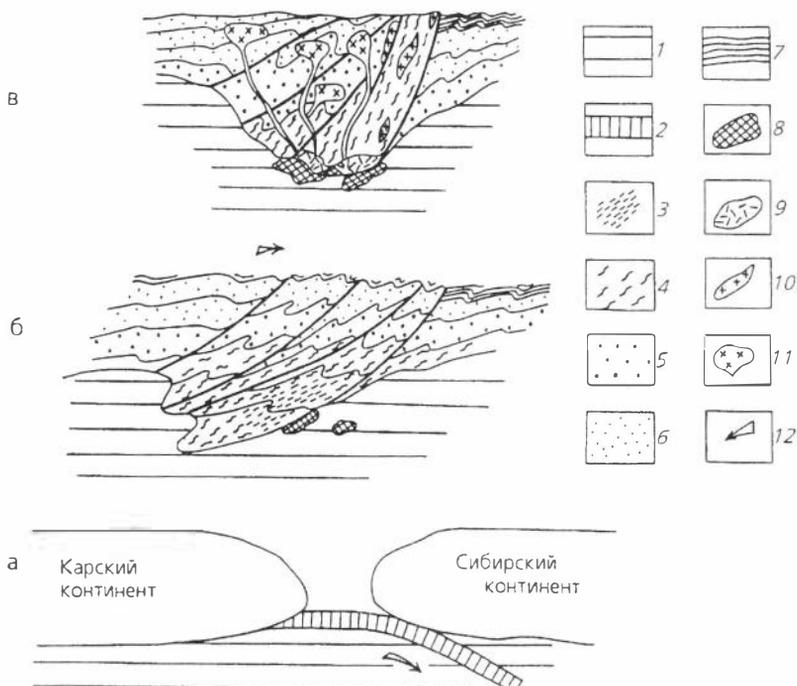


Рис. 4.7. Модель формирования метаморфических и гранитоидных комплексов при коллизии Карского и Сибирского континентов в позднем палеозое:

1 — литосферная мантия; 2 — океанская кора; 3 — зона анатектического гранитообразования; 4—6 — фации метаморфизма: 4 — амфиболитовая, 5 — эпидот-амфиболитовая, 6 — зеленосланцевая; 7 — неметаморфизованные породы; 8 — базитовые расплавы, образованные при смешении глубинных магм с продуктами плавления океанской и континентальной коры; 9 — кислые расплавы; 10 — синколлизивные автохтонные и параавтохтонные граниты; 11 — постколлизивные гранитоидные плутоны; 12 — вектор движения плит.  
 а — положение Карского и Сибирского континентов перед коллизией (>306 млн лет); б — коллизивная стадия (306—265 млн лет); в — постколлизивная стадия (265—250 млн лет).

их к Южно-Таймырской складчатой зоне, а также триасово-юрский возраст, установленный по геологическим признакам, свидетельствуют о том, что на границе палеозоя и мезозоя, почти одновременно или вслед за постколлизивным (орогенным) магматизмом в пределах Северо- и Центрально-Таймырской зон, в Южно-Таймырской зоне начался рифтогенный гранитоидный и значительно превосходящий его по объему внедрившейся магмы трапповый магматизм.

#### 4.1.4. Индикаторная роль траппового магматизма

Петрология и геохимия базитовых формаций РТ-возраста, широко представленных в Южно-Таймырской структурной зоне, остались за пределами настоящей работы. Характеристика траппового магматизма северо-западной части Сибирской платформы и Таймыра дана в многочисленных публикациях [Соболев, 1936; Равич, Чайка, 1956; Вакар, 1962;

Виленский, 1967; Золотухин, Васильев, 1967; Ковалева, 1968; Нагайцева и др., 1980, 1985; Нагайцева, 1981; Золотухин и др., 1984; Ключанский и др., 1985; Золотухин, 1990; и др.]. В этих и многих других работах показаны строение, состав и соотношение базитовых формаций или их семейств [Малич, Туганова, 1977]: 1) пикрит-базальтовой и оливинит-габбровой; 2) долеритовой, толеит-базальтовой и туфоагломератовой; 3) трахидолеритовой и трахибазальтовой. По мнению А. М. Виленского [Виленский, 1967; Золотухин и др., 1984], все многообразие рассматриваемых базитовых пород, контролируемое щелочностью и кремнекислотностью, укладывается в ряд петрогенетических серий, отражающих эволюцию глубинных магматических очагов, из которых в определенных тектонических условиях происходило последовательное излияние лав.

Не останавливаясь более на составе продуктов траппового магматизма, в этом разделе автор считал необходимым обсудить особенности проявления траппового магматизма в пределах Таймырской складчатой области и его основные рубежи.

Территориально максимальный объем эффузивных и гипабиссальных основных пород трапповой формации в пределах Таймырской складчатой области сконцентрирован в верхнепалеозойском прогибе (Южно-Таймырская зона), где подобно Енисей-Хатангскому прогибу формировались рифтовые долины и грабен-синклинальные структуры (см. рис. 1.7, 4.8). Значительно в более слабой, интрузивной форме, этот магматизм проявился и в двух других структурных зонах Таймыра, а также на островах Северной Земли, где эпизодически встречающиеся дайки долеритов и габбро-долеритов прорывают как докембрийские, так и палеозойские образования, включая постколлизийные гранитоиды [Егиазаров, 1959; Вакар, 1962; Забияка и др., 1986].

Возраст траппового магматизма как Сибирской платформы, так и Таймыра по геолого-стратиграфическим данным устанавливается большинством исследователей в пределах конца перми—начала триаса с максимумом в индское время [Вакар, 1962; Погребницкий, 1971; Золотухин и др., 1984, 1986; и др.]. Изотопные K-Ar датировки известны только для районов Сибирской платформы, преимущественно для Норильского района [Дюжиков, 1972; Золотухин и др., 1986]. В основном они получены по валовым пробам и характеризуют широкие возрастные интервалы — 220—268 млн лет со средними значениями 250—254 млн лет, что не опровергает геологические наблюдения, но и не уточняет.

В последние годы в ряде зарубежных лабораторий получены датировки Ar-Ar и U-Pb методами по минералам и валовым пробам базальтов, габбро-долеритов и рудных жил Норильского района [Dalrymple et al., 1991, 1995; Campbell et al., 1992; Szamanske et al., 1992]. При U-Pb датировании исследовались цирконы рудоносных интрузивных пород, комагматичных с траппами; Ar-Ar даты получены в разных лабораториях, по разным минералам и валовым пробам и варьируют от 243 до 249 млн лет. Датирование цирконов с помощью анализатора SHRIMP U-Pb методом показало значения  $248 \pm 4$  млн лет, не отличимые от возраста границы перми и триаса, определенного по цирконам, выделенным из бентонитового слоя разреза Мэйшан у Чанджина в Китае [Claoue-Long et al., 1991].

Нами, в лаборатории ОИГТМ СО РАН, пока выполнено одно определение возраста формирования крупной габбро-долеритовой дайки этапа развития траппового магматизма, локализованной в зоне Главного Тай-

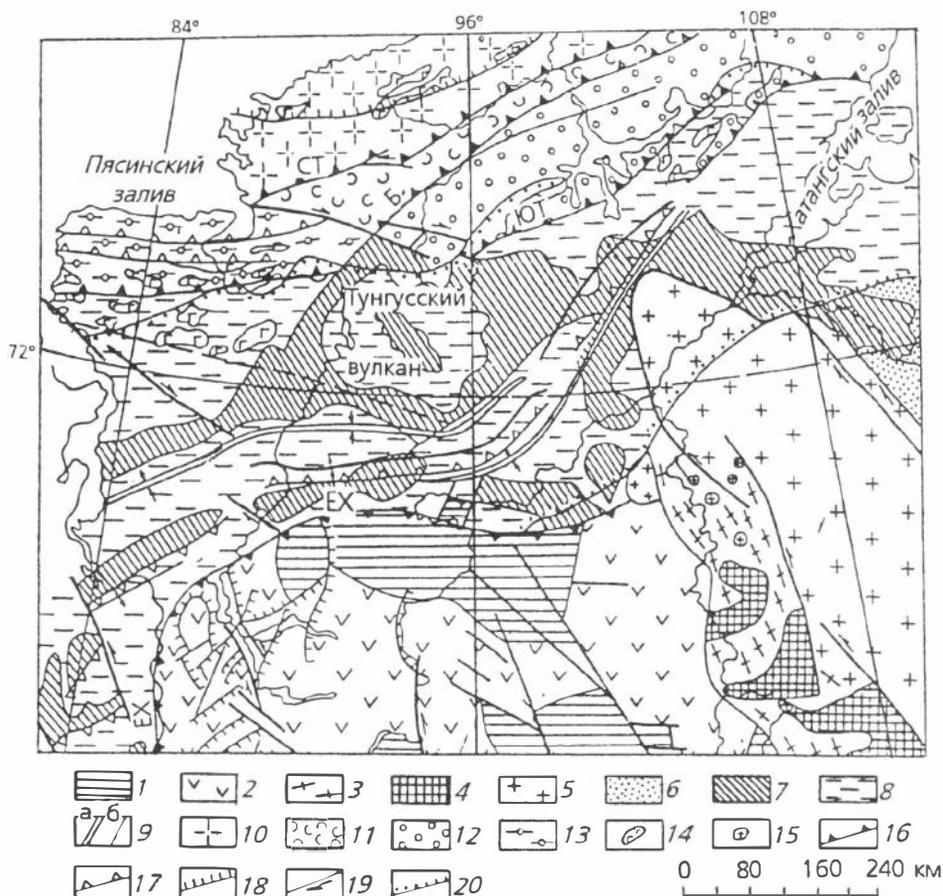


Рис. 4.8. Глубинное строение северо-западной части Сибирской платформы и Таймыра, по А. А. Межвилку [Золотухин и др., 1984]:

1, 2 — Тунгусский геоблок (1 — грабен-авлакогены, 2 — горст-антиклинали и зоны дробления); 3, 4 — Котуйская шовная зона (3 — зоны дробления, 4 — магнитоактивные тела); 5 — Анабарский геоблок; 6 — Оленекский геоблок; 7—9 — мезозойские прогибы (7 — пермско-триасовые рифтовые долины, 8 — межрифтовые пространства, 9 — оси юрско-меловых прогибов (а) и валов (б)); 10—14 — Таймырская складчатая система (10 — Карский геоблок, 11 — зона передовых складок, 12 — Быррангская зона складок, 13 — Западно-Таймырская зона складок, 14 — магнитоактивные тела); 15 — ультраосновные щелочные породы; 16 — глубинные надвиги (ЕХ — Енисейско-Хараелахский, СТ — Северо-Таймырский, ЮТ — Южно-Таймырский, Б — Быррангский); 17 — надвиги в бортовых частях рифтов и в складчатой области; 18 — надвиги, пологие в платформенной области; 19 — сдвиги; 20 — граница Енисей-Хатангского прогиба по меловым отложениям.

мырского надвига среди рифейских образований Челюскинского офиолитового пояса. Изучением К-Аг изотопной системы клинопироксена установлен возраст 242 млн лет, что достаточно близко как к границе Р и Т, так и к указанным Ar-Ar и U-Pb датировкам по Норильскому району.

#### 4.1.5. Металлогеническая специализация геодинамических комплексов

Охарактеризованные выше геодинамические комплексы и выделенные структурно-вещественные зоны отличаются между собой специфическими чертами металлогении, что позволяет рассматривать их в качестве отдельных металлогенических областей или провинций [Забияка, Сердюк, 1978; Шануренко, 1983; Погребницкий и др., 1988; Додин и др., 1994]. Наиболее важной отличительной чертой при металлогеническом районировании Таймырской складчатой области является преимущественно золотоносная специализация Центрально- и Северо-Таймырской зон со своими специфическими особенностями и полиметаллическая специализация Южно-Таймырской зоны.

Как уже показано выше, в Центрально-Таймырской зоне наиболее важными типами золотого оруденения являются березит-лиственитовые метасоматиты, формирующие в островодужных вулканитах линейные приразломные зоны значительных масштабов, а также кварцево-жильный и сульфидно-кварцевый типы, включая черносланцевые комплексы. Потенциальные перспективы на золото этой зоны представляются очень значительными, если учесть, что кроме перечисленных эндогенных типов золотого оруденения здесь присутствуют в качестве промежуточных коллекторов позднерифейские и мезозойские конгломераты, коры химического выветривания, а также россыпные объекты.

Вполне вероятно, что золотоносность пород Центрально-Таймырской зоны оказала существенное влияние на формирование золото-кварцевых жил, локализованных во флишоидных отложениях Северо-Таймырской зоны (окраины Карского континента). Об этом может свидетельствовать значительное по масштабам перекрытие (несколько десятков километров) островодужных и океанских комплексов Центрально-Таймырской зоны флишоидными отложениями Карского континента, развитие мощного и протяженного (сотни километров) кварцево-жильного пояса вдоль зоны Главного Таймырского надвига, складчатый характер кварцевых жил и сульфидно-кварцевых зон. Перераспределение золота как из подстилающих золотоносных пород, так и внутри флишоидной толщи происходило при региональном метаморфизме коллизионного этапа в позднем палеозое и последующем постколлизионном (орогенном) магматизме.

С коллизионным и постколлизионным этапами в позднем палеозое, кроме золотого оруденения, связано образование керамических и мусковит-редкометалльных пегматитов, а также еще малоизученной на Таймыре медно-молибденовой рудной формации.

Металлогеническая специализация Южно-Таймырской зоны определяется широким развитием траппового комплекса силлов и даек габбро-долеритовой и трахидолеритовой формаций, дифференцированных интрузивов пикрит-габбро-долеритового состава, а также комплекса малых интрузивов пестрого состава. В ряде дифференцированных интрузивов установлены рудопроявления сульфидной медно-никелевой формации. Они представлены вкрапленным, линзовидным и жильным оруденением в нижних частях интрузивов, сложенных пикритами и оливиновыми габбро, а также халькопирит-пирротиновыми жилами в экзоконтактах интрузивных тел.

Ряд наиболее интересных медно-никелевых рудопроявлений обнаружены в верховьях р. Верхняя Таймыра и в бассейнах ее левых притоков (реки Кыйда, Боотанкага), что позволило даже выделить Верхне-Таймырский никеленосный район [Нагайцева и др., 1980, 1985]. Позднее платиноидно-медно-никелевая формация на Таймыре рассматривалась в качестве нового (боотанкагского) типа месторождений, связанных с рифтоподобными структурами высоких (относительно Енисей-Хатангского рифта) порядков с весьма специфичными расслоенными массивами, дифференцированными от роговообманковых пикритов до диоритов [Додин и др., 1994].

В северной части зоны, главным образом в Западно-Таймырском и Торейском районах, установлены проявления сурьмяно-ртутно-мышьяковой рудной формации. Они локализируются в зонах дробления, среди палеозойских карбонатных пород и кремнисто-глинистых сланцев, пространственно совпадая с мезозойскими интрузивами гранит-порфиров, дайками минетт-керсантитов, кварцевых порфиров, сиенит-порфиров [Шануренко, 1979; Беззубцев и др., 1986]. Полезными компонентами руд этой формации являются ртуть и мышьяк. В качестве постоянной примеси присутствует сурьма. На ряде участков установлены повышенные содержания золота.

В южной цепи гор Бырранга обнаружено несколько месторождений (Партизан, Сурувое) и многочисленные рудопроявления серебросодержащих свинцово-цинковых руд, локализующихся преимущественно в кварцево-карбонатных жилах и контролирующих разрывной тектоникой. Территориально разобщенное с последними, но здесь же, в области сочленения Южно-Таймырской зоны и Енисей-Хатангского прогиба, широко развито комплексное флюорит-барит-редкоземельное оруденение, локализованное преимущественно в карбонатных и щелочных метасоматических породах, тесно ассоциирующих со щелочными сиенитами и сиенитами [Шануренко, 1983].

Даже краткая характеристика особенностей металлогении разных зон и геодинамических комплексов Таймыра показывает, что главные рудоконтролирующие и рудолокализирующие структуры сформировались в Центрально- и Северо-Таймырской зонах в позднем палеозое в связи с коллизионными и постколлизионными процессами, вызванными столкновением Карского континента с Сибирским, а в Южно-Таймырской зоне — в раннем мезозое в связи с рифтогенезом, сопровождавшимся трапповым и внутриплитным магматизмом.

## **4.2. Этапы формирования Таймырской складчатой области**

Начало формирования региона, вероятно, нужно отнести к позднему рифею [Верниковский, 1995; Vernikovskiy, 1994b, 1995a,b]. Именно на этом этапе образовался Центрально-Таймырский аккреционный блок в результате столкновения островной дуги с блоками континентальных масс (табл. 4.3, рис. 4.9). В составе последних, судя по модельным Sm-Nd возрастам и наличию в цирконе древнего унаследованного компонента Pb (см. табл. 2.6), присутствовала кора раннепротерозойского возраста. Других убедительных данных (геологических или изотопно-геохронологических) о наличии в пределах Таймырской складчатой области раннепротерозойских и тем более архейских образований нет.

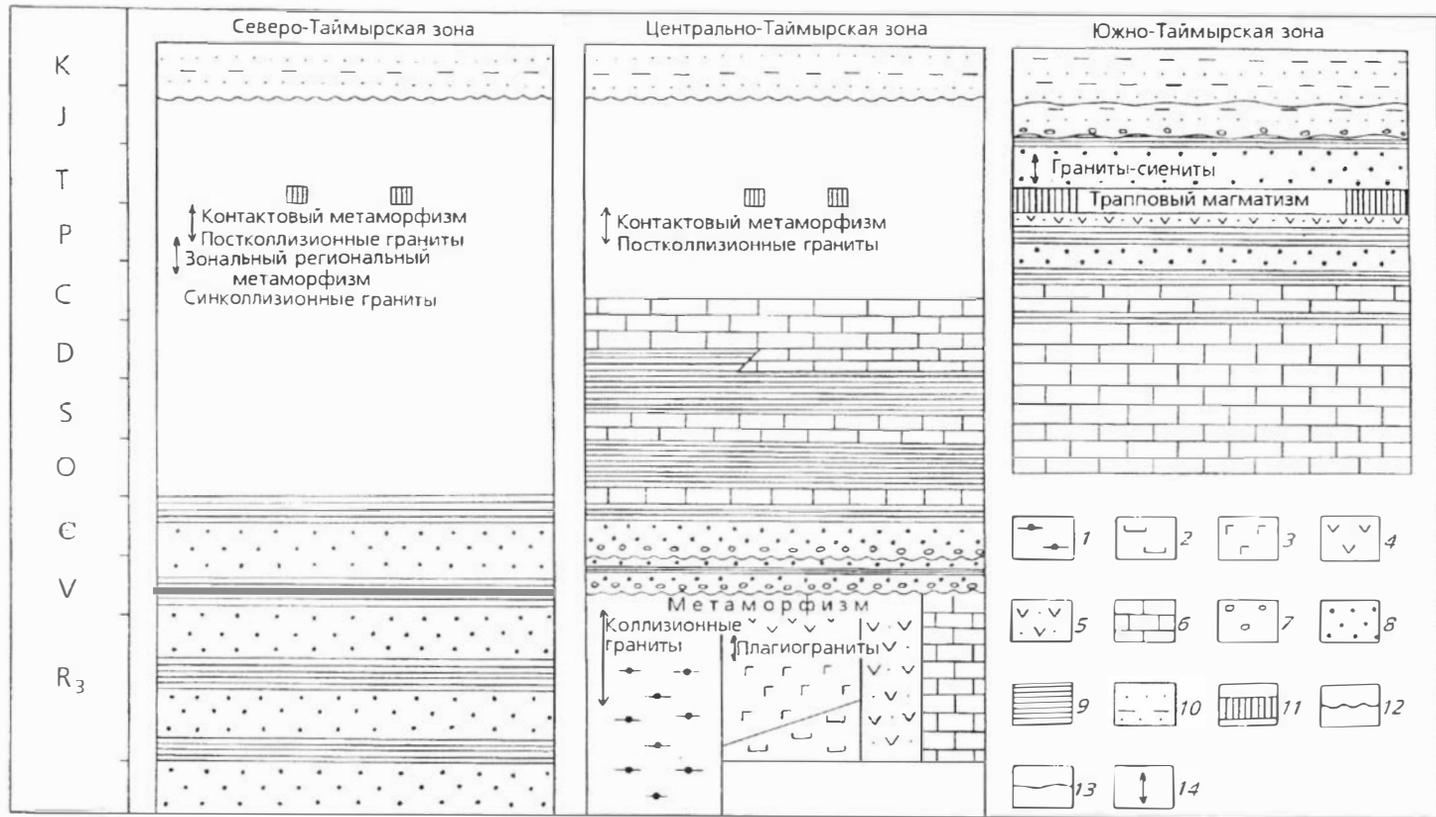


Рис. 4.9. Схема сопоставления разрезов и главных событий в структурных зонах Таймыра:

1 — гнейсы и кристаллические сланцы; 2 — серпентинизированные ультрабазиты, 3 — габбро и габбро-диабазы; 4 — базальты, андезиты, риолиты; 5 — вулканогенно-осадочные породы; 6 — карбонатные породы; 7 — конгломераты; 8 — песчаники, алевролиты; 9 — глинистые сланцы, в том числе углеродистые; 10 — глины, пески; 11 — базальты, трахибазальты, долериты, габбро-долериты; 12, 13 — несогласия: 12 — угловые, 13 — стратиграфические; 14 — временной интервал магматического или метаморфического события.

Таблица 4.3. Основные этапы формирования Таймырской складчатой области

Этап	Геодинамическая обстановка	Осадочные формации	Тип магматизма	Тип метаморфизма	Рубежи, млн лет	Структурная зона
Позднерифейский	Зоны растяжения в окраинном море, субдукция, островные дуги	Терригенно-карбонатная и углеродисто-кремнисто-сланцевая окраинного моря, вулканогенно-терригенно-карбонатная подножия островных дуг	Офиолиты, толеитовый и известково-щелочной вулканизм, плагиограниты толеитового и андезитового типа	Океанский, гидротермальный, зеленосланцевый	740—850	Центрально-Таймырский аккреционный пояс
	Столкновение дуги с микроконтинентом	Олистоострововая	Известково-щелочные гранитоиды	Гранито-гнейсовый	612—850	
Вендский	Субдукция (аккреционный блок — Сибирский континент), столкновение и обдукция покровов на континент	Молассоидная		Киавит-силлиманитовый, гранат-амфиболитовый, эклогит-глаукофановый (?)	570—606	Центрально-Таймырский аккреционный блок — область сочленения с Южно-Таймырской зоной
	Окраинно-континентальный рифтогенез	Туфогенно-терригенно-карбонатная	Трахибазальтовый и бимодальный рифтогенный вулканизм	Зеленосланцевый		Осевая часть аккреционного блока
Венд-каменноугольный	Пассивная окраина Сибирского континента	Терригенно-карбонатная				Центрально-Таймырская зона
		Углеродисто-кремнисто-сланцевая глубоководной впадины				Область сочленения Центрально- и Южно-Таймырской зон
	Карбонатная и терригенная прибрежно-морская и морская				Южно-Таймырская зона	

Позднекаменно-угольный-пермский	Столкновение Карского континента с Сибирским	Терригенная мелководного моря и угленосная	Синклизийные извостково-щелочные гранитоиды	Гранито-гнейсовый зональный андалузит-силлиманитового типа	265—306	Северо-Таймырская зона
	Орогенез	Вулканогенно-терригенные рифтогенные впадины	Постколлизийные гранитоиды латитового типа	Контактный	250—265	Северо- и Центрально-Таймырская зоны
	Краевой прогиб					Южно-Таймырская зона
Позднепермский-триасовый	Рифтогенез окраинно-континентальный и внутряконтинентальный		Трапповый магматизм	Контактный	242—249	Южно-Таймырская, единичные дайки Северного и Центрального Таймыра
			Внутриплитный гранитоидный магматизм повышенной щелочности, сиениты и нефелиновые сиениты	Контактный		Южно-Таймырская зона

О рубежах формирования Центрально-Таймырского аккреционного блока можно судить по возрастам офиолитов Челюскинского пояса (740—850 млн лет, см. табл. 2.16, 2.17) [Верниковский и др., 1993], а также гранитоидов и метаморфитов Фаддеевского и Мамонто-Шренковского террейнов, большинство которых соответствуют интервалу 612—850 млн лет. Широкий интервал последних, полностью вписывающийся в поздний рифей, объясняется смешанной природой корового протолита и в связи с этим разновозрастностью унаследованных древних компонентов Pb в цирконах при U-Pb датировании.

Следующий этап связан со столкновением сформированного в позднем рифее аккреционного блока с Сибирским континентом. Рубеж этого события определяется Sm-Nd и Rb-Sr изохронными возрастными метаморфизма протолита гранатовых амфиболитов зоны сочленения Центрально- и Южно-Таймырской структур — 570—606 млн лет (см. табл. 2.19, 2.20) [Верниковский и др., 1996], что соответствуют венду. Этот вывод, опирающийся на новые комплексные изотопно-геохронологические данные, не согласуется с предположением о мезозойском возрасте этого события [Зоненшайн и др., 1990; Уфлянд и др., 1991]. Дополнительным

подтверждением вендского возраста столкновения являются К-Аг датировки биотита и амфибола из тех же гранатовых амфиболитов (см. табл. 2.21). Они оказались даже чуть древнее, чем Sm-Nd и Rb-Sr изохронные даты — 596 и 626 млн лет. Если указанное событие произошло бы в мезозое, то оно безусловно отразилось бы, как минимум, на К-Аг изотопной системе, имеющей наиболее низкую температуру закрытия (300—350 °С). Данные об этом не свидетельствуют, а полностью согласуются с ранее установленным позднерифейско-вендским этапом приращения к Сибирскому континенту островодужных и океанских образований Енисейского кряжа, Восточного Саяна и Северного Прибайкалья [Хаин, 1979; Добрецов, 1990; Хаин и др., 1993; Конников и др., 1994; Верниковский и др., 1994].

Вероятно, этот этап развития активной континентальной окраины завершился окраинно-континентальным рифтогенезом, сопровождавшимся излиянием маломощных потоков трахибазальтов, часто с шаровой и канатной отдельностью, на карбонатные верхнерифейские отложения колосовской свиты [Беззубцев и др., 1986; Лопатин и др., 1991]. Многочисленные палеовулканические аппараты обнаружены в осевой части Центрально-Таймырской зоны — в левобережье р. Шренк и правобережье р. Траутфеттер. Кроме трахибазальтов в разрезах отмечены их туфы, обычно пестрой и темно-вишневой окраски, кислые туфы и маломощные пачки песчаников, известняков и доломитов. К востоку, в этой же осевой части Центрально-Таймырской зоны, подобные базальты с шаровой отдельностью, а также дайкоподобные тела габбро-диабазов прорывают доломиты колосовской свиты в бассейне рек Григорьева и Воейкова [Забияка и др., 1986]. Завершаются подобные вулканические постройки центрального типа в северо-восточной оконечности п-ова Челюскин, в междуречье Унга и Эльга, где представлены базальты и риолиты лаптевской свиты [Равич, Погребницкий, 1965; Беззубцев и др., 1986; Забияка и др., 1986]. Прямые признаки наличия вулканических центров описаны на мысе Харитона Лаптева, где встречены червячные лавы фельзитов [Беззубцев и др., 1986]. В разрезах среди этих вулкаников присутствуют туфоконгломераты, гравелиты и песчаники, часто красноцветные.

С венда—кембрия континентальная окраина, включающая Центрально-Таймырский аккреционный блок, становится пассивной со свойственным платформенным режимом развития [Погребницкий, 1971; Хаин, 1979]. Происходит накопление карбонатных и карбонатно-сланцевых отложений эпиконтинентального моря. В позднем кембрии начинает формироваться глубоководный бассейн с отчетливыми чертами линейно вытянутого прогиба, который, по мнению В. Е. Хаина, смыкается на востоке с аналогичным бассейном внутренних районов Верхояно-Колымской системы, а на западе он испытывал обмеление. Ось этого глубоководного трога располагалась южнее зоны приращения Центрально-Таймырского аккреционного блока к континенту, во фронтальной части Пясино-Фаддеевского надвига. К началу карбона глубоководный трог, просуществовавший более 100 млн лет, закончил самостоятельное развитие, а к концу его карбонатные осадки на Таймырском шельфе были вытеснены терригенными.

Эта качественная смена осадконакопления тесно связана со столкновением Сибирского континента с Карским и с появлением нового источника сноса. Указанное событие почти через 300 млн лет начинает но-

вый активный этап в развитии Таймырской складчатой области. Оно фиксируется датированием комплексом методов синколлизонных извещково-щелочных гранитоидов и вмещающих их метаморфитов Северо-Таймырской зоны (см. табл. 3.7—3.13]. Наиболее ранние датировки (306—275 млн лет) соответствуют позднему карбону—ранней перми, а в поздней перми в Северо- и Центрально-Таймырской зонах начинают формироваться постколлизонные плутоны гранитоидов латитового типа.

Формирование крупного Карского орогена в Северо-Таймырской зоне привело на границе перми и триаса к континентальному рифтогенезу в Южно-Таймырской зоне. Здесь излияние основных лав совпало с развитием позднепалеозойского прогиба во фронтальной части глубинного надвига, что, по мнению В. Е. Хаина, А. А. Межвилка и др., очевидно, сопряжено с надвиганием Карского геоблока [Хаин, 1979; Золотухин и др., 1984]. По данным Ю. Е. Погребщикова [1971], северный борт этого прогиба смещен в сторону его оси на 150 км, что свидетельствует об интенсивности горизонтального сжатия на этом этапе. Сжатие, вызванное движением Карского континентального блока, привело на границе перми и триаса к инверсии позднепалеозойского прогиба и формированию крупных зон растяжения — рифтогенных грабен-синклинальных структур перед фронтом Таймырских складчатых сооружений, включая Енисейско-Хатангский прогиб, и к интенсивному трапповому вулканизму как в пределах Таймыра, так и Тунгусской синеклизы Сибирской платформы.

Одновременно с трапповым магматизмом, или вслед за ним, происходит формирование небольших плутонов субщелочных и щелочных гранитоидов, сиенитов и нефелиновых сиенитов, что типично для внутриплитных (внутриконтинентальных обстановок). Они прорывают базальты раннего триаса и имеют, скорее всего, средне- или поздне триасовый возраст. Эти образования завершают на Таймыре интенсивную магматическую деятельность позднепалеозойского—раннемезозойского возраста.

К концу триаса завершается формирование Таймырской складчатой области в качестве сводового поднятия, а к югу от него продолжается углубление Енисей-Хатангского прогиба. По мнению В. Е. Хаина [1979], последний мог сочленяться (тройное сочленение) с меридионально ориентированной главной рифтовой системой основания Западно-Сибирской мегасинеклизы. Это предположение подтвердилось обнаружением на севере Западно-Сибирской плиты сложной системы субмеридионально ориентированных рифтов, которая расширяется в северном и выклинивается в южном направлении [Сурков и др., 1982]. Рифты четко в виде грабенов отражаются в рельефе поверхности фундамента и фиксируются линейными положительными гравитационными и магнитными аномалиями, секущими верхнепалеозойские структурно-формационные зоны. Грабены заполнены вулканогенными образованиями нижнего триаса и более молодых (средний—верхний триас) осадочными отложениями. Рассматриваемая зона растяжения, вытянутая вдоль левобережья р. Енисей, полностью совпадает с локальной палеоосью спрединга Обского палеоокеана, выделенного С. В. Аплоновым на основе количественной интерпретации магнитного поля [Аплонов и др., 1987; Aplanov, 1988]. Раскрытие этого палеоокеана определяется в интервале 235—218 млн лет (средний—поздний триас), а скорость спрединга — 1.8 см/год.

Начиная с юры, Таймырская складчатая область вступила в платформенный этап развития, но складчато-надвиговые движения в регионе еще продолжаются. Об этом свидетельствуют многочисленные перерывы и деформации юрских и раннемеловых отложений [Погребицкий, 1971; Уфлянд и др., 1991]. На этом этапе указанными авторами отмечается преимущественное развитие сдвиговых и надвиговых дислокаций, особенно в юго-восточной части Таймыра. Позднеюрско-раннемеловые деформации могут быть отражением столкновения части Арктического палеоконтинента с Сибирским в соседней Южно-Анжуйской зоне, о чем будет сказано ниже.

## **Глава 5. КОРРЕЛЯЦИЯ ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ И РУБЕЖЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ ТАЙМЫРСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ С ПОДОБНЫМИ СТРУКТУРАМИ ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И АРКТИКИ**

---

Как уже отмечалось выше, Таймырская складчатая область, представляя собой северное обрамление Сибирского континента, занимает ключевое положение среди главных структур Арктики. Поэтому понятно стремление исследователей при палеогеодинамических реконструкциях включать в корреляционные схемы структурно-вещественные комплексы Таймыра, с одной стороны, с подобными структурами Енисейского кряжа, Восточного Саяна и Северного Прибайкалья [Башарин, 1981; Добрецов, Зоненшайн, 1985; Борукаев и др., 1992; Хаин и др., 1993; Скляр, 1994; и др.], а с другой, — со структурами Канадского арктического архипелага, Северо-Восточной Гренландии, Аляски, Чукотки, Новосибирских островов [Хаин, 1979; Зоненшайн, Натапов, 1987; Зоненшайн и др., 1990; Уфлянд и др., 1991]. Особое значение имеют комплексы активных палеозон, фиксирующие аккреционные и коллизионные обстановки, а также обстановки рубежей раскрытия океанов. Однако поиски таких коррелятивных связей, как в первом, так и во втором случае чрезвычайно затруднены отсутствием необходимых данных: 1) детальных геологических карт, 2) однотипных геофизических данных, включая палеомагнитные, 3) минералого-геохимической типизации комплексов и 4) изотопного датирования индикаторных комплексов прецизионными методами. В наибольшей степени это касается Таймырской складчатой области.

Вероятно, представленные в настоящей работе результаты, а также данные, полученные различными исследователями для вышеперечисленных структур в последние годы, позволяют провести сопоставление интересующих нас структурно-вещественных комплексов и геодинамических реконструкций более обоснованно.

### **5.1. Сопоставление рифейских офиолитов Енисейского кряжа, Восточного Саяна, Северного Прибайкалья и Таймыра**

Сопоставление рифейских офиолитовых поясов Северной Евразии, в том числе складчатого обрамления Сибирской платформы, начато работами Н. Л. Добрецова с соавторами [Петрология..., 1977; Добрецов, Зоненшайн, 1985; Добрецов, 1986, 1990]. В этих публикациях рассмотрены: приуроченность рифейско-палеозойских офиолитов Северной Евразии к крупнейшим палеоструктурам — Палео-Азиатскому океану, Палео-Тетису и Палео-Пацифике; разнообразие обстановок нахождения древних офиолитов и в то же время общность условий и времени их образования. Кроме того, сделан вывод о дискретности и определенной синхронности процессов образования офиолитов, их скучивания и в первом приближении выделены основные эпохи формирования офиолитов, фиксирующих основные стадии раскрытия названных океанов. По мере

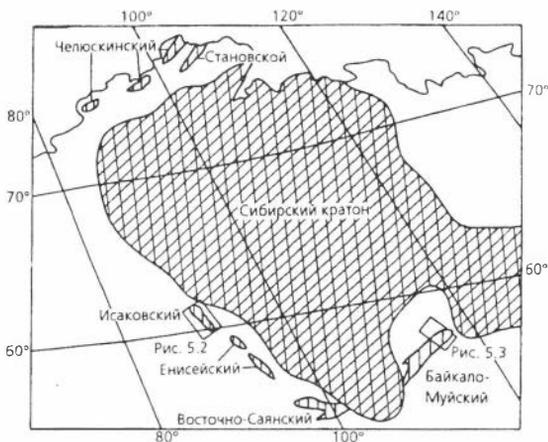


Рис. 5.1. Схема расположения рифейских офиолитовых поясов в обрамлении Сибирского кратона.

накопления материалов и аналитических данных по рифейским офиолитам Сибири, сделанные выводы корректировались и дополнялись в последующих работах [Dobretsov et al., 1992, 1995; Хаин и др., 1993; Конников и др., 1994].

Однако в вышеперечисленных сопоставлениях рифейские офиолиты Таймырской складчатой области характеризуются или очень кратко, или только упоминаются. Поэтому в этом разделе попытались в сравнении с таймырскими показать строение, состав и возрастные рубежи более известных офиолитов Енисейского кряжа, Байкало-Муйского пояса и Восточного Саяна (рис. 5.1).

*Исаковский офиолитовый пояс* прослеживается в северо-западной части Енисейского кряжа, где он надвинут на раннепротерозойские(?) и рифейские терригенные комплексы пассивной континентальной окраины (рис. 5.1, 5.2). Океанские комплексы слагают центральную зону Исаковского террейна (см. рис. 5.2А). Нами здесь описаны фрагменты офиолитов, в составе которых выделяют метаперидотиты, метагабброиды, лавы основного состава и чередующиеся с последними филлиты и карбонатсодержащие кварцево-сланцевые сланцы (рис. 5.2Б) [Vernikovskiy et al., 1993; Верниковский и др., 1994]. В отдельных случаях среди метабазальтов отмечены параллельные дайки и силлы диабазов и диабазовых порфиритов [Миронов, Ножкин, 1978; Постельников, 1980; Кузьмичев, 1987], которые в связи с сильной дислоцированностью, метаморфическими изменениями и плохой обнаженностью трудно отличимы от лав. К востоку и западу от океанских образований распространены в основном породы известково-щелочной метариолит-андезито-базальтовой вулканической серии, с которыми ассоциируются метаморфизованные туфы, туфопесчаники, песчаники, филлиты, филлитизированные глинистые сланцы и известняки. По составу указанный комплекс близок образованиям современных островных дуг.

Как сам террейн относительно континентальной окраины, так и комплексы, его слагающие, имеют тектонические контакты по надвигам, вблизи которых сланцевые пачки плейчато перемяты, перетерты, прокварцованы, часто содержат развальцованные обломки карбонатных пород. Среди ультрабазитов установлены зоны серпентинитового меланжа.

Метаморфические преобразования в пределах террейна проявлены в разных участках с различной интенсивностью. Наиболее высоко метаморфизованы базиты и сланцевые толщи южной части террейна, развитые в бассейне р. Борисиха и по р. Енисей — выше устья Верхней Сурнихи, а также на некоторых участках восточной границы террейна. Здесь

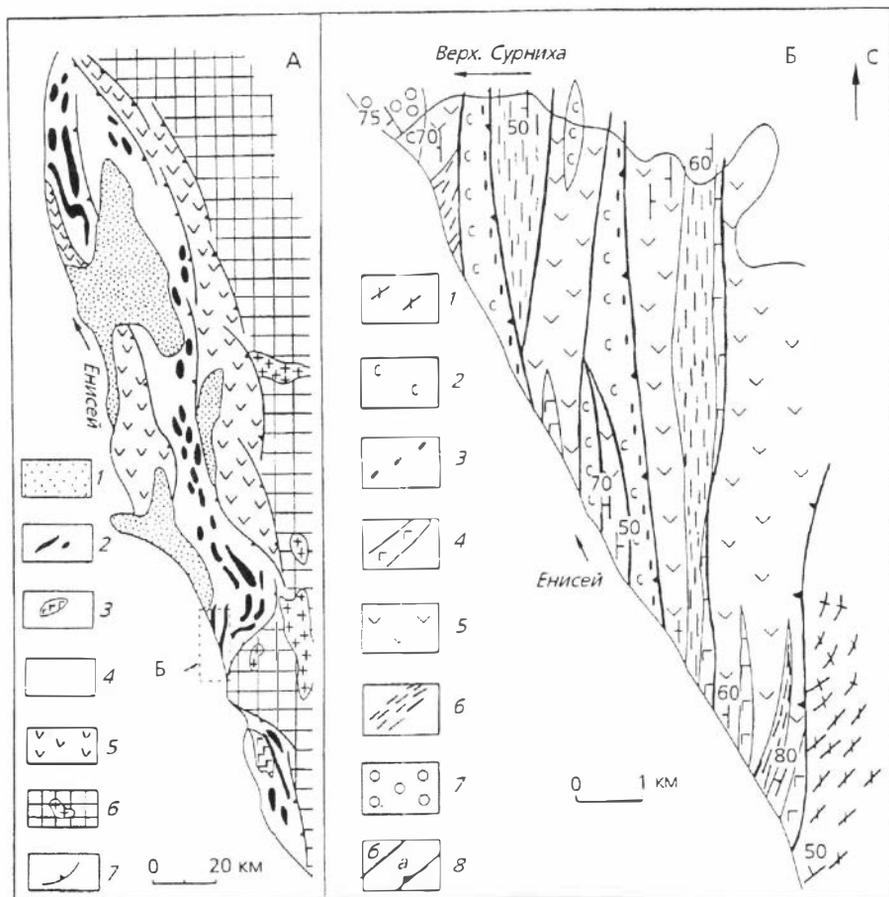


Рис. 5.2. Схема Исаковского террейна (А) и геологического строения Верхнесурнихинского участка (Б), по В. А. Верниковскому и др. [1994]: А. 1 — венд-кембрийские отложения; 2—4 — среднерифейский океанский комплекс: 2 — метаперидотиты, 3 — метагаббро, 4 — метабазальты с кварц-серицит-хлоритовыми и известковистыми сланцами; 5 — средне-позднерифейские островодужные вулканиты; 6 — раннепротерозойско(?)-рифейские комплексы пассивной окраины; 7 — надвиги. Б. 1 — гранат-биотитовые гнейсы, в том числе мигматизированные; 2—6 — офиолитовый комплекс: 2 — серпентинизированные дуниты, гардбургиты, лердолиты, 3 — зоны серпентинитового меланжа, 4 — метагабброиды, 5 — метабазальты с прослоями известковистых кварц-серицит-хлоритовых, иногда с гранатом и биотитом, сланцев, 6 — кварц-хлорит-сланцевые, в том числе углеродистые сланцы; 7 — вендские конгломераты, песчаники, доломиты с линзами кремневой; 8 — разломы (а) и надвиги (б).

уровень метаморфизма достигает эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации. Гранат присутствует и в сланцевых пачках, и в метабазалятах. Последние часто представлены гранатовыми амфиболитами. К северу и западу, т. е. при удалении от границ террейна, уровень метаморфизма снижается до нижней ступени зеленосланцевой фации.

Исаковские офиолиты, вероятно, лучше других рифейских офиолитов представлены на Енисейском крыже. На юг-юго-восток от них офио-

литовый пояс скрыт под чехлом Западно-Сибирской плиты и обнажается вновь лишь у пос. Предивинска (Ангаро-Канская часть Енисейского кряжа), таким образом прослеживаясь почти на 600 км. Здесь океанские комплексы ассоциируются с метавулканитами контрастной метабаазальт-липаритовой формации [Корнев и др., 1974; Ножкин, 1985; Волобуев, 1993].

В южном складчатом обрамлении Сибирской платформы между оз. Байкал и р. Витим прослежен *Байкало-Му́йский офиолитовый пояс* (см. рис. 5.1). Он так же как и офиолиты Енисейского кряжа, в основном, представлен отдельными фрагментами, но в восточной части этого пояса имеются и полные разрезы [Гладких и др., 1988; Dobretsov et al., 1992; Гусев и др., 1992; Конников и др., 1994]. Примером является участок нижнего течения р. Келяна (рис. 5.3), где вскрыт тектонически расчлененный, но полный набор офиолитового комплекса. Здесь офиолитовые фрагменты надвинуты друг на друга с запада на восток: а) рассланцованные базальты с зонами меланжа в основании обдущированного покрова; б) метаперидотиты (гарцбургиты), тектонически совмещенные с кумулятивной серией (габбро-пегматиты, пироксениты), бонинитовыми и толеитовыми дайковыми комплексами; в) андезитобазальты и дацит-риолитовые вулканиты; г) турбидитовые осадки [Конников и др., 1994].

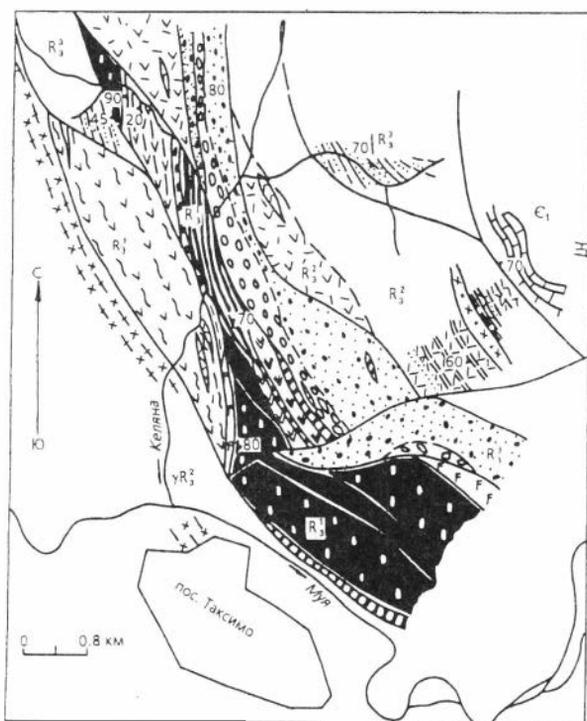


Рис. 5.3. Геологическая схема северо-западной части келяно-ирокиндинской расчлененной офиолитовой серии [Конников и др., 1994]:

1 — нижнекембрийские карбонаты; 2 — гнейсы-граниты позд-нерифейского возраста; 3 — флишевые и турбидитовые осадки; 4 — кластические породы: конгломераты с включением лиственитов (а) и вулканомиктовые граувакки (б); 5 — тонкослоистые кислые туфы и кремнистые осадки; 6, 7 — субвулканические интрузии: 6 — кислого, 7 — основного состава; 8, 9 — вулканиты: 8 — островодужного, 9 — океанского типа; 10, 11 — дайки: 10 — бонинитов, 11 — толеитового состава; 12 — габбро-пегматиты и крупнозернистые пироксениты; 13 — тонкое переслаивание дунитов и гарцбургитов; 14 — дуниты; 15 — гарцбургиты; 16 — листвениты; 17 — серпентинитовый меланж; 18 — надвиги (а) и разломы (б).

В юго-восточной части Восточного Саяна хорошо изучены и описаны офиолиты *Ильчирского* и *Дунджугурского поясов*, обрамляющих Гарганскую глыбу раннедокембрийских пород с севера и юга [Добрецов и др., 1985; Беличенко и др., 1988; Хаин и др., 1993; Конников и др., 1994; Скляр, 1994]. Здесь также установлены типичные ассоциации океанского (от перидотитов, пироксенитов, габброидов до толеитовых базальтов и бонинитов с дайковой серией) и островодужного (известково-щелочная риолит-базальтовая серия) комплексов. Офиолитовые покровы перекрываются венд-раннекембрийскими карбонатно-глинистыми турбидитами оспинской или карбонатным комплексом боксонской серии.

Все перечисленные офиолиты имеют много общего с офиолитами Таймырской складчатой области. Это касается набора пород как океанских, так и островодужных комплексов, их соотношения между собой, а также с осадочными карбонатно-терригенно-сланцевыми комплексами окраинных морей и перекрывающими офиолиты, как правило, венд-палеозойскими отложениями. Уровень метаморфических преобразований офиолитов обычно не превышает зеленосланцевой фации, но почти во всех поясах в больших или меньших объемах присутствуют гранатовые амфиболиты, формирование которых было связано с зонами субдукции или подошвами надвигов. Характерной особенностью всех рассматриваемых рифейских офиолитовых поясов является наличие в них базальтов — химических аналогов коматиитов [Добрецов, 1990; Кърнев, Верниковский, 1990; Конников, 1991; Dobretsov et al., 1992; Верниковский и др., 1994, 1996; Скляр, 1994].

Принимая во внимание некоторые трудности сопоставления химических составов пород рассматриваемых офиолитов (различные: выборки пород, комплексы элементов, аналитические методы и лаборатории), можно все же утверждать о их близости как для океанских, так и для островодужных комплексов.

Так, сравнение с помощью диаграмм  $Ti/Cr-Ni$ ,  $Ti/100-Zr-Sr/2$  одних из наиболее информативных пород офиолитов — базальтов показало, что составы базальтов разных поясов занимают близкие поля (рис. 5.4, 5.5). Толеитовые базальты океанских комплексов занимают поля базальтов СОХ, океанского дна и низкокалиевых толеитов. Составы островодужных вулканитов (базальты и андезитов-базальты) размещаются в поле известково-щелочных базальтов, а также на границе с вышеперечисленными полями и, довольно часто, подобно базальтам океанских комплексов занимают поля низкокалиевых толеитов. Последнее связано с формированием вулканитов, в том числе бонинит-марианитовой серии, широко развитой в южных поясах, в юных (энсиматических) дугах. Большое сходство проявляется и при сравнении распределений РЗЭ в metabазальтах офиолитовых комплексов разных регионов [Добрецов и др., 1985; Конников, 1991; Гусев и др., 1992; Конников и др., 1994; Верниковский и др., 1994, 1996]. Все эти данные свидетельствуют о сходной геохимической специализации рифейских офиолитов, обрамляющих с северо-запада, запада, юго-запада и юга Сибирский кратон, отражающей, по мнению всех вышеперечисленных исследователей, окраинно-морскую обстановку формирования.

Наличие перекрывающих венд-палеозойских отложений, а также растущее в последние годы число изотопных датировок позволяют уверенно относить рассматриваемые офиолиты к рифейским образованиям. Однако анализ результатов изотопно-геохронологических исследований

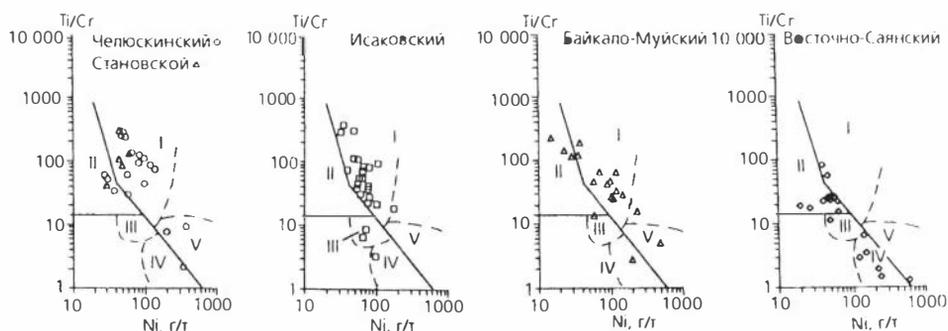


Рис. 5.4. Диаграммы Ti/Cr—Ni для metabазальтов рифейских офиолитовых поясов Сибири и Таймыра.

Поля составов базальтов: I — срединно-океанских хребтов, II — островных дуг, III — известково-щелочных, IV — бонинитов, V — коматиитов [Beccaluva et al., 1979]. Используются результаты анализов [Добрецов и др., 1985; Гусев и др., 1992; Конников и др., 1994; Скляр, 1994; Верниковский и др., 1994, 1996а].

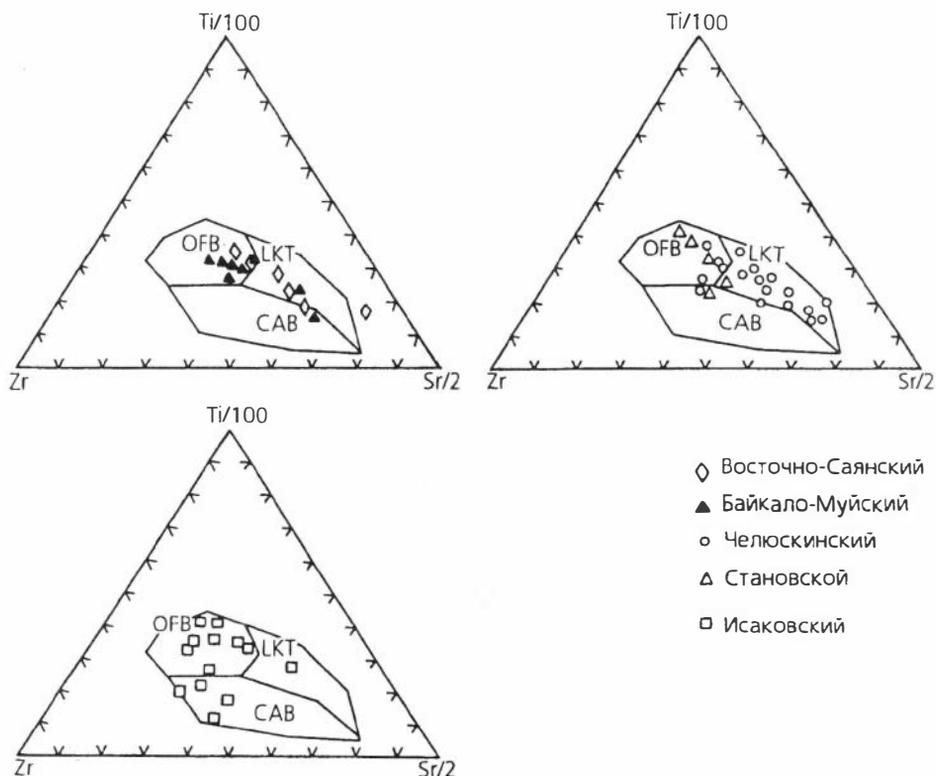


Рис. 5.5. Диаграммы Ti/100—Zr—Sr/2 для metabазальтов рифейских офиолитовых поясов Восточной Сибири и Таймыра.

Поля составов базальтов: OFB — океанского дна; LKT — низкокальциевые толеиты; CAB — известково-щелочные [Pearce, Cann, 1973].

Таблица 5.1. Результаты изотопно-геохронологического датирования океанских и островодужных комплексов рифейских офиолитовых поясов обрамления Сибирского кратона

Офиолитовый пояс, комплекс	Местонахождение	Возраст, млн лет	Метод, порода, минерал	Источник
Челюскинский  Становской	Таймыр	740±38 785—850 727±83	U-Pb, циркон, плагиогранит Sm-Nd, модельный по валу, плагиогранит Rb-Sr, изохрона по валовым пробам из плагиогранитов	Верниковский и др., 1993 —" Данные автора
	—"	573±78  606±44  596±6 626±6	Sm-Nd, изохрона по биотиту, плагиоклазу, амфиболу, гранату и валу, гранатовый амфиболит  Rb-Sr, изохрона по биотиту, амфиболу, плагиоклазу и валу, гранатовый амфиболит  K-Ar, биотит, гранатовый амфиболит K-Ar, амфибол, гранатовый амфиболит	Верниковский и др., 1996а,б  —"  —" —"
Исаковский	Енисейский кряж	1262±100  593±19	Rb-Sr, изохрона по амфиболу и породе, метагаббро  K-Ar, амфибол, амфиболит	Верниковский и др., 1994  —"
Байкало-Муйский	Северное Прибайкалье	923±72  850—900 585±22 618±61	U-Pb, циркон, риолиты  U-Pb, циркон, плагиограниты Sm-Nd, габбро оливиновое Sm-Nd, габбро-норит	Л. А. Неймарк, Е. Рыцк [Конников и др., 1994] Конников и др., 1994 Цыганков, Конников, 1995 —"
Ильчирский	Восточный Саян	718±30 829±25 600 585	Rb-Sr, изохрона, риолиты Rb-Sr, изохрона, метабазальты Rb-Sr, изохрона, глаукофановые сланцы U-Pb, циркон, габбро	Буюкайте и др., 1989 Конников и др., 1994 Dobretsov et al., 1992 Поляков и др., 1991

требует обсудить вопрос синхронности или асинхронности формирования этих офиолитов вокруг Сибирского континента. Для каждого пояса установлено как минимум два рубежа — позднерифейский (среднерифейский для Енисейского кряжа) и вендский (табл. 5.1). Второй рубеж более отчетливый, чем первый, он всюду отмечается в интервале 575—620 млн лет и соответствует метаморфическим преобразованиям океанских и островодужных комплексов (субдукционного или обдукционного типов) при коллизии островных дуг или аккреционных блоков с Сибирским континентом. Этот рубеж уже неоднократно обсуждался в литературе и особых противоречий не вызывает [Добрецов, 1986, 1990; Хаин и др., 1993; Конников и др., 1994; Верниковский и др., 1994]. Первый рубеж, соответствующий формированию офиолитов и островных дуг, и, таким образом, фиксирующий раскрытие Палео-Азиатского океана и Палео-Пацифики, характеризуется широким интервалом датировок, большей частью от 720 до 900 млн лет. Кроме того, есть единичные оценки для Байкало-Муйского пояса и Енисейского кряжа, превышающие эти значения. Широкий интервал имеющихся позднерифейских датировок, по мнению автора, связан с несколькими причинами: во-первых, наиболее вероятно асинхронность в раскрытии океана (или океанов), что связано с неодновременным распадом суперконтинента во всех его частях; во-вторых, все еще малое количество аналитических данных вынуждает нас сравнивать результаты датирования разных пород, формирование которых могло происходить в океанской или островодужной (энсиматической или энсиалической) обстановках, что само по себе могло отражать разные стадии развития океана и активной континентальной окраины; в-третьих, в подавляющем большинстве случаев исследователи могут себе позволить провести датирование только одним методом, а в метаморфизованных рифейских породах, испытавших не только термальные преобразования, но и изменения давления, разные изотопные системы ведут себя по-разному, что приводит к неоднозначным оценкам.

Таким образом, сопоставление рифейских офиолитовых поясов Таймыра с таковыми западного и южного обрамления Сибирского кратона свидетельствует о большой степени сходства в строении, составе и времени их формирования. Это доказывает наличие в позднем рифее вокруг Палео-Сибири океанского пространства, формирование которого могло начаться уже в конце среднего рифея, одновременно или почти одновременно с раскрытием Гренвильского океана при распаде ранне-среднерифейской Пангеи.

## **5.2. Особенности строения позднерифейских комплексов Арктики**

Данные о наличии докембрийских метаморфических и магматических комплексов среди основных структур Арктики позволили предположить многим авторам существование между Лаврентией, Сибирью и Балтикой древнего континента (или континентов) — Гиперборейской платформы, Баренцевоморской плиты, Баренции, Арктиды или Арктического континента, по разным авторам [Шатский, 1963; Устрицкий, 1975; Хаин, 1977, 1979; Зоненшайн, Натапов, 1987; Зоненшайн и др., 1990; Богданов, Тильман, 1992], распад и столкновение частей которого с другими континентами привели к формированию коллизионных зон. При

этом по периферии арктических бассейнов обнаруживаются близкого состава гранитоиды, зональные метаморфические комплексы и офиолиты докембрийского возраста (см. рис. 1.5).

### 5.2.1. Чукотско-Аляскинская складчатая область

*Чукотско-Аляскинская область* объединяет комплексы Чукотского полуострова, о-ва Врангеля, Новосибирских островов, п-ова Сьюард и хр. Брукса (рис. 5.6). По мнению многих исследователей, в основании этой складчатой области присутствуют докембрийские породы близкого состава, а на Восточной Чукотке и п-ове Сьюард даже, вероятно, составляют единый массив. Докембрийские метаморфические толщи здесь, в основном, представлены первично-осадочными, в том числе высокоглиноземистыми породами, метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций [Шульдинер, 1982].

Геологическое строение и структурное положение *о-ва Большой Ляховский (Новосибирские острова)* примечательно тем, что, во-первых, имеются факты о наличии здесь докембрийских океанских и островодужных комплексов, а во-вторых, то, что через этот остров по геологическим и геофизическим данным проходит Южно-Аньюская шовная зона, отделяющая Верхояно-Колымскую и Чукотскую складчатые системы [Виноградов и др., 1974; Генин и др., 1977; Натальин, 1984; Парфенов, 1984; Зоненшайн др., 1990; Богданов, Тильман, 1992; Драчев, Савостин, 1993]. По мнению Л. П. Зоненшайна с соавторами [1990], эта зона обнажена на отрезке длиной 200 км при ширине до 50 км и на востоке скрывается под Охотско-Чукотским вулканическим поясом, а на северо-запад уходит на Таймыр.



Рис. 5.6. Географическая схема Чукотско-Аляскинской складчатой области.

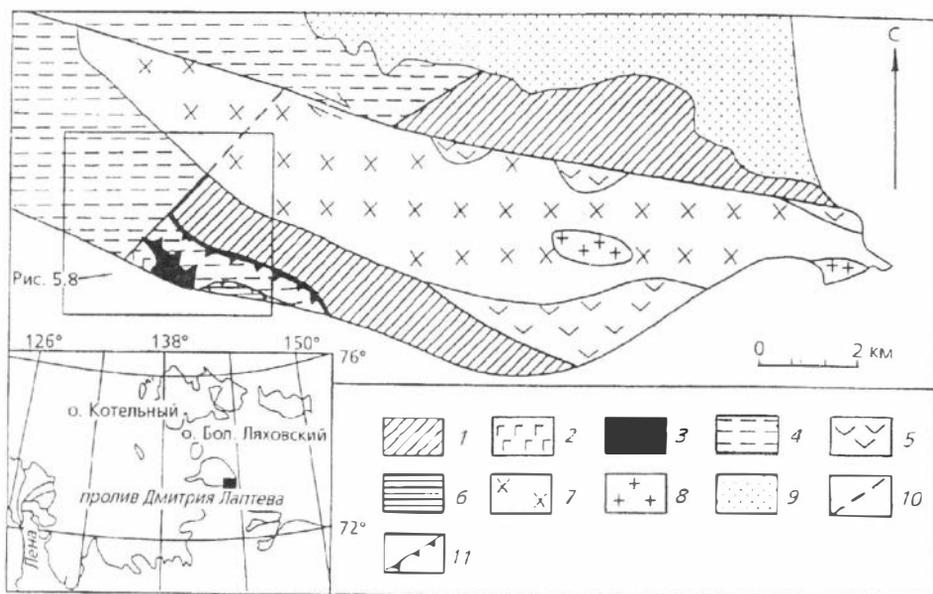


Рис. 5.7. Схематическая геологическая карта юго-восточной части о-ва Большой Ляховский [Драчев, Савостин, 1993]:

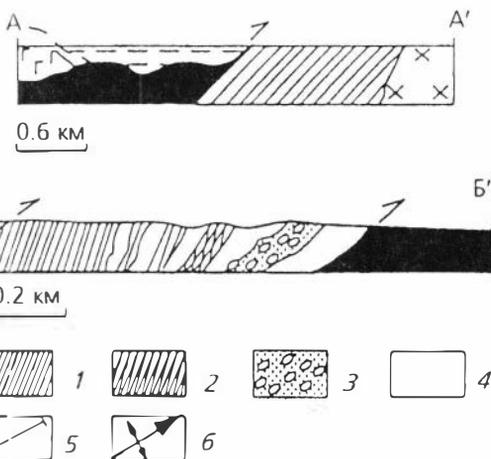
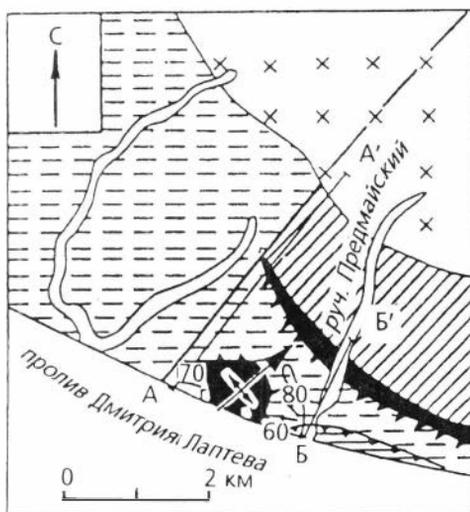
1 — ортоамфиболиты эмйтасского комплекса; 2, 3 — предмайский комплекс: 2 — верхнепалеозойские пиллоу-базальты, 3 — серпентинизированные перидотиты; 4 — пермско-триасовые турбидиты бурутасского комплекса; 5 — нижнемеловые андезиты меркурьевского комплекса; 6 — толща аргиллитов неясного возраста; 7 — раннемеловые гранодиориты шалауровского комплекса; 8 — позднемеловые субщелочные граниты; 9 — рыхлые кайнозойские отложения; 10, 11 — разрывные нарушения: 10 — субвертикальные сдвиги и разломы с неясной кинематикой, достоверные и предполагаемые, 11 — пологие надвиги.

В строении юго-восточной части острова участвуют меланократовые эпидотовые амфиболиты, серпентинизированные перидотиты и пиллоу-базальты, слагающие отдельные элементы зоны чешуйчато-надвиговых дислокаций и являющиеся фрагментами офиолитов [Драчев, Савостин, 1993] (рис. 5.7, 5.8). По мнению последних, здесь присутствуют разновозрастные офиолиты — позднерифейские-раннепалеозойские(?) и позднепалеозойские. Эти выводы сделаны авторами на основании К-Аг датировок амфиболитов ( $473 \pm 14$ ,  $215 \pm 8$  и  $166 \pm 7$  млн лет), полагая, что они должны быть древнее максимальной даты, указывающей возраст метаморфизма, а также очень сомнительной Sm-Nd даты ( $291 \pm 62$  млн лет) по базальтам. Если интерпретация К-Аг данных вполне допустима, то Sm-Nd датировка не заслуживает доверия, так как невозможно получить изохронный возраст формирования базальтов по измененным разностям. К сожалению, авторами, кроме цифры возраста, не приведены ни табличные, ни графические результаты определений. Предположения о позднерифейском возрасте базитов согласуются с более ранними данными [Генин и др., 1977; Косьюко и др., 1990].

К более ранним (докембрийско-кембрийским) фрагментам офиолитов относятся только амфиболиты эмйтасского комплекса [Драчев, Савостин, 1993]. Часть из них представлена амфиболизированными габбро-

Рис. 5.8. Схематическая геологическая карта и геологические профили бассейна ручья Предмайский [Драчев, Савостин, 1993]. Положение участка см. на рис. 5.7:

1—3 — пермско-триасовые турбидиты бурутасского комплекса (только на профиле Б—Б'): 1 — деформированные в изоклинальные складки, 2 — кливажированные и будинированные, 3 — мионитизированные; 4 — задернованные части обнажения (только на профиле Б—Б'); 5 — линии профилей на карте; 6 — ось антиформы (большая стрелка указывает направление погружения шарнира). Остальные усл. обозн. см. на рис. 5.7.



идами, остальные — рассланцованными, нематогранобластовыми разностями с линзовидно-полосчатой текстурой, соответствующими по составу толеитовым базальтам СОХ. Минеральный состав последних представлен главным образом амфиболом, плагиоклазом, реже пироксеном и гранатом. Среди вторичных присутствуют эпидот, цоизит, хлорит, сфен, пренит, апатит. Второй офиолитовый комплекс — (предмайский) позднепалеозойский, по мнению этих авторов, включает в себя ультрабазиты — серпентиниты и серпентинизированные перидотиты, и метаморфизованные базальты (пиллоу-лавы), представляющие собой хлоритизированные, карбонатизированные и альбитизированные породы. По составу пиллоу-базальты, так же как и амфиболиты, соответствуют толеитовым базальтам. Сами авторы считают, что весьма удовлетворительное совпадение составов ортоамфиболитов с химизмом пиллоу-базальтов предмайского комплекса вызывает желание объединить их в составе единого офиолитового комплекса [Драчев, Савостин, 1993]. Однако более высокая степень метаморфизма эмийтасского комплекса и имеющиеся (на наш взгляд, сомнительные) датировки не позволили им это сделать.

На взгляд автора, приведенные геологическая карта, профили и химические составы пород офиолитовой ассоциации позволяют считать, что в юго-восточной части о-ва Большой Ляховский представлен единый офиолитовый комплекс, вероятнее всего, позднерифейского возраста. Породы эмийтасского и предмайского комплексов (в сумме) слагают типичную офиолитовую ассоциацию, в подошве которой формируются более

высокометаморфизованные породы, в том числе повышенных давлений (гранатовые амфиболиты).

Сопоставление описанных офиолитов с таймырскими указывает на их близость по набору и составу пород с таковыми Становского офиолитового пояса. Завершая характеристику офиолитов о-ва Большой Ляховский, следует отметить, что они перекрыты турбидитами перми—триаса и прорваны постколлизийными гранитоидами (гранодиоритами и субщелочными гранитами) раннемелового возраста —  $100\text{—}110\pm 5$  млн лет, по данным А. И. Самусина и др. (НИИГА, 1979 г.) [Драчев, Савостин, 1993].

На о-ве Врангеля докембрийские породы представлены гнейсами, амфибол-биотит-хлоритовыми кристаллическими сланцами и амфиболитами, перекрытыми вендскими(?) конгломератами [Каменева, 1977]. Магматические докембрийские комплексы о-ва Врангеля характеризуются линзовидными телами, дайками и sillами габбро-диабазов, диабазов, а также небольшими телами лейкократовых гранит-порфиоров и порфиоровидных гранитов, линейно вытянутых в субширотном направлении согласно с простиранием главных структурных элементов метаморфических толщ.

В последние годы проведена очень большая работа по изучению геологического строения о-ва Врангеля специалистами Института геологии и минеральных ресурсов мирового океана (Санкт-Петербург) и Геологической службы Канады (Калгари). В частности, ими составлены детальные геолого-структурные карты, в том числе района Центральных гор, где максимально выведены на поверхность докембрийские породы Врангелевского комплекса [Kos'ko et al., 1993] (рис. 5.9). Авторами, в частности, убедительно показано как позднерифейский Врангелевский комплекс надвинут на терригенные девонские и карбонатные каменноугольные отложения. В ходе работ ими установлены новые изотопно-геохронологические данные возраста магматических пород Центральных гор [Cecile et al., 1991]. Получен конкордантный U-Pb возраст по цирконам ( $699\pm 2$  млн лет) порфиоровидных гранитов. Для лейкогранитов дискордантный возраст составляет около 700 млн лет. Достаточно надежный U-Pb возраст также по цирконам установлен по кислым островодужным(?) вулканитам. Значение  $633\pm 21$  млн лет оказалось конкордантным. Эти новые данные позволяют уже достаточно уверенно относить рассматриваемый комплекс к позднерифейскому.

Бликие возрастные оценки получены в северо-восточной части Чукотки К-Ar методом. Возраст 760 млн лет установлен по биотиту из гранито-гнейса и 720 млн лет по мусковиту из гранита [Шило, Загузина, 1965; Гнибиденко, 1969]. К сожалению, датировок другими методами для докембрийских пород Северо-Восточной Чукотки пока нет.

В северной части Аляски (п-ов Сьюард, хр. Брукса, Юконский террейн) U-Pb датирование цирконов, главным образом отобранных из гранито-гнейсов, ранее считавшихся исключительно девонскими, показало позднерифейские оценки (рис. 5.10). Эти гранитоиды обычно состоят из калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца, небольшого количества биотита, мусковита, граната, эпидота, алланита, циркона и сфена. Немногочисленные петрохимические и геохимические данные по этим гранитоидам [Karl et al., 1989] показывают очень большое сходство их состава с позднерифейскими, особенно фаддеевскими, гранитами Централь-

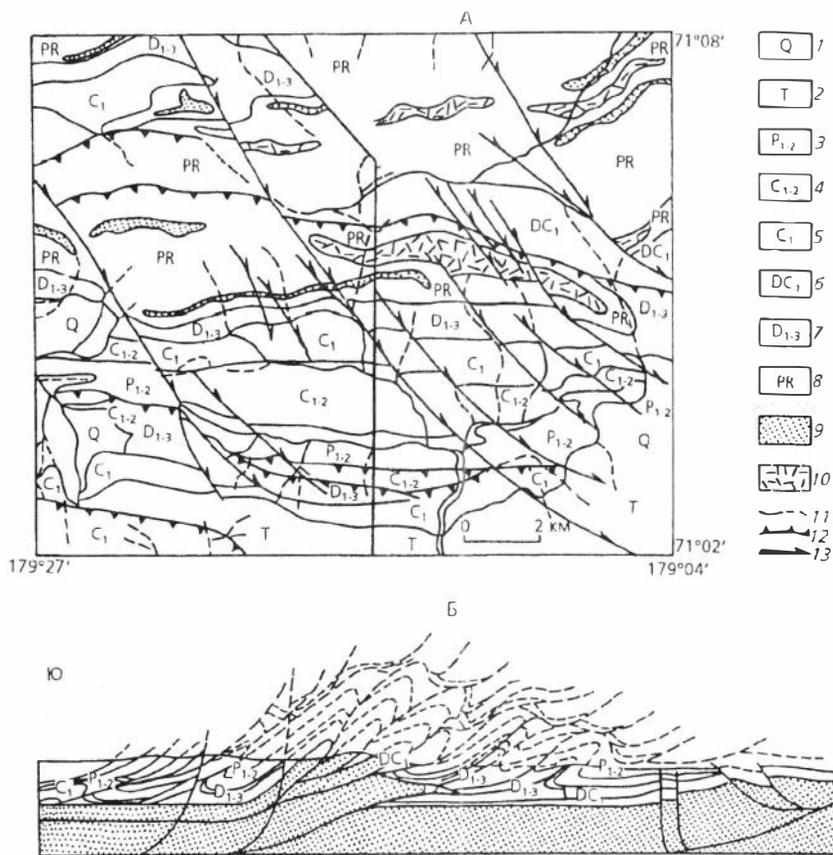


Рис. 5.9. Геологическая карта Центральных гор о-ва Врангеля (А) и структурное пересечение (Б) [Kos'ko et al., 1993]. На разрезе крапом показан верхнепротерозойский Врангелевский комплекс, включающий вулканогенные, вулканогенно-осадочные и интрузивные породы:

1 — пески, глины, грауви; 2 — песчаники, алевролиты, сланцы; 3 — сланцы, песчаники, карбонаты, олистострома; 4 — карбонаты, сланцы; 5 — конгломераты, песчаники, сланцы, карбонаты, гипсы, вулканиты?; 6 — D<sub>1-2</sub> и C<sub>1</sub> нерасчлененные; 7 — песчаники, кварциты, сланцы, конгломераты; 8 — вулканиты, песчаники, сланцы, карбонаты; 9 — базитовые интрузивы; 10 — гранитоиды; 11 — геологические контакты; 12 — надвиги; 13 — правосторонние сдвиги.

но-Таймырского аккреционного блока. На Аляске изучаемые гранитоиды и ортогнейсы размещены среди метаморфизованных отложений палеозоя. Последние слагают Сланцевый и Центральный пояса, имеющие субширотное простирание и тектонические (надвиговые) контакты [Dillon et al., 1980; Karl et al., 1989; Karl, Aleinikoff, 1990; Patrick, Evans, 1989; Miller et al., 1992; Amato et al., 1994; Little, Miller, 1994]. Сланцевый пояс включает в себя пелитовые и кварцевые сланцы, метавулканиты от мафитовых до кислых, известковистые сланцы, мраморы и деформированные гранитоиды. Довольно широко, но прерывисто в пределах пояса представлены глаукофановые сланцы с эпидотом, гранатом и хлоритом. Эти парагенезисы высоких давлений — низких температур часто затушеваны более молодым высокотемпературным метаморфизмом.

Большинство гранито-гнейсов и гранитов рифейского возраста на *п-ове Сьюард* размещены в нижней части группы Ноум, представленной метапелитами, углеродистыми сланцами, метабазами и сланцами по основному вулканитам, а также мраморами. Возраст верхней части группы Ноум определяется ордовикскими конодонтами, а для нижней ее части возрастного контроля нет.

Для двух изученных массивов гранитоидов южной части п-ова Сьюард, где были отобраны цирконы, получен U-Pb возраст —  $676 \pm 15$  и  $681 \pm 3$  млн лет [Patrick, McClelland, 1995]. Эти результаты интерпретируются как возраст кристаллизации протолита ортогнейсов. Нижнее пересечение дискордии  $117 \pm 17$  и  $124 \pm 6$  млн лет отражает раннемеловой этап коллизионного магматизма и метаморфизма. Эти данные свидетельствуют о докембрийском возрасте нижнего отдела группы Ноум, в породе которого внедрились граниты.

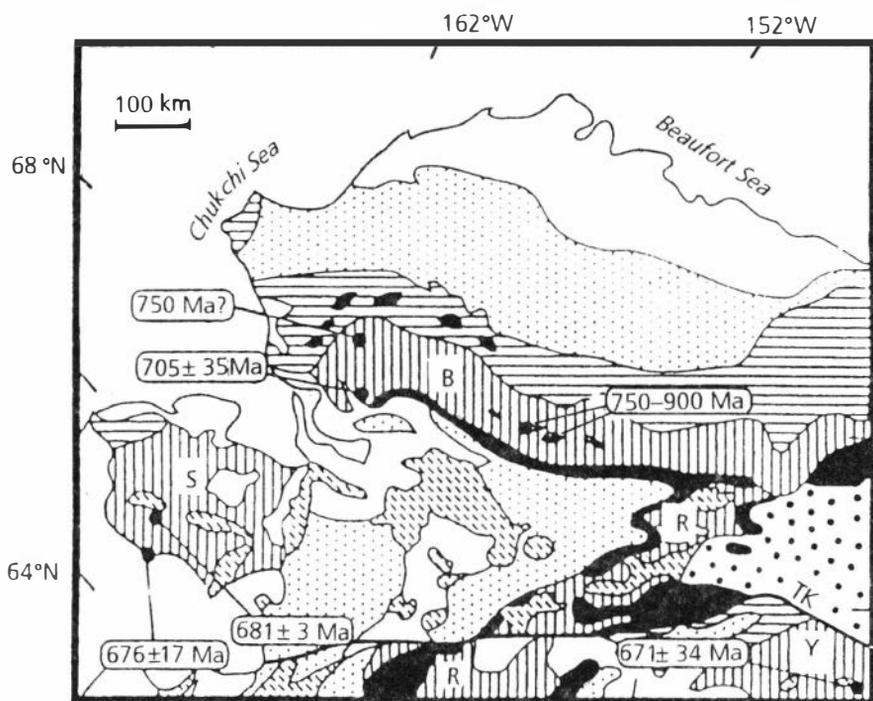
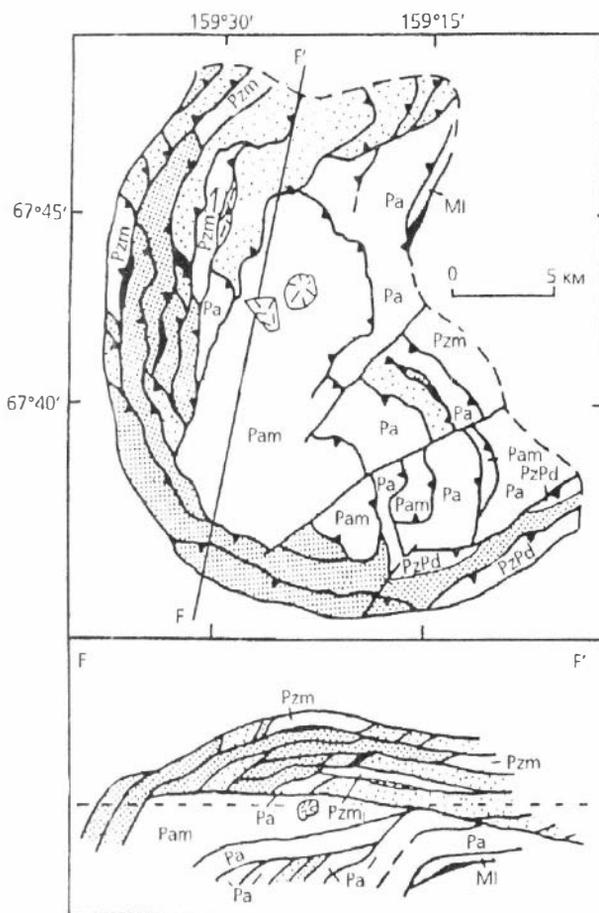


Рис. 5.10. Тектоническая схема Северной Аляски [Patrick, McClelland, 1995].

Белое — четвертичный и третичный чехол; диагональная штриховка — мезозойские вулканические и интрузивные породы, гнейсовые купола; точечный крап — юрские и меловые отложения передового прогиба; черное — островодужные офиолиты и комплекс океанского дна; горизонтальные линии — расчлененные палеозойские осадочные породы; вертикальные линии — метаморфизованные осадочные пластины п-ова Сьюард (S), хр. Брукса (B), геосинклинали Руби (R) и террейна Юкон—Танана (Y); темный крап — девонские ортогнейсы; ТК — Тинтина-Калтагский разлом; U-Pb возраст гранито-гнейсов дан по [Dillon et al., 1980; Karl et al., 1989; Karl, Aleinikoff, 1990; Aleinikoff et al., 1993].

Рис. 5.11. Геологическая карта и разрез западной части хр. Брукса [Nelson et al., 1993]:

Рам — протерозойские амфиболиты, в том числе гранатовые, кварциты, известковистые сланцы, метапелиты и гранито-гнейсы; Ра — диафторированные и деформированные протерозойские породы амфиболитовой фации (зелено-голубой амфибол, эпидот); *темный край* — кембрийские и ордовикские мраморы и доломиты; *светлый край* — ордовикские, силурийские и девонские(?) мраморы и доломиты; МI — миссисипские (раннекаменноугольные) известняки; PzPd — протерозойские(?) и нижнепалеозойские(?) строматолитовые доломиты и ассоциирующие мафитовые вулканиды; Pzm — палеозойские мраморы; черное — кварцевые конгломераты и песчаники; *пунктирный узор* — гранито-гнейсы; *пунктирная линия на разрезе* — уровень настоящего эрозионного среза. Южная граница площади карты представляет собой тектонический контакт, разделяющий Центральный и Сланцевый пояса.



Подобные U-Pb возраста по цирконам из аналогичных гранитоидов были получены в западной части хр. Брукса (см. рис. 5.10) —  $705 \pm 35$  млн лет [Karl, Aleinikoff, 1990] и  $750 \pm 6$  млн лет [Karl et al., 1989]. Здесь гранито-гнейсы размещаются среди позднепротерозойских пород метаморфизованных в амфиболитовой фации — гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов, в том числе гранатовых [Nelson et al., 1993] (рис. 5.11). Амфиболиты формируют темные массивные слои, усыпанные порфиробластами (до 1.5 см) розового граната. Лепидогранобластовая основная масса пород представлена зеленой роговой обманкой, плагиоклазом, сфеном, кварцем и аксессуарными минералами. В зонах диафтореза роговая обманка замещается зелено-голубым амфиболом и эпидотом. Гнейсы сложены кварцем, мусковитом (20—60%), гранатом и реже биотитом.

В центральной части хр. Брукса из тех же двуслюдяных гранитов, иногда с гранатом, по шести зернам циркона установлены U-Pb и Pb-Pb отношения, соответствующие позднему рифею [Dillon et al., 1980]. Все точки этих проб на диаграмме с конкордией расположились вблизи последней, но через них не может быть проведена единая дискордия. Одна-

ко все полученные U-Pb и Pb-Pb отношения соответствуют возрастам, большая часть которых ограничена интервалом 750—900 млн лет. Неточность полученных оценок связана с присутствием в анализируемых цирконах древнего радиогенного компонента Pb. Это подтверждается модельными Sm-Nd возрастными гранитоидов западной части хр. Брукса — от 1400 до 2000 млн лет [Nelson et al., 1993], указывающими на то, что формирование позднерифейских гранитоидов Аляски происходило за счет ранне-среднерифейской и раннепротерозойской коры.

Особо необходимо обратить внимание на океанские и островодужные комплексы Аляски. Они показаны на многих картах, но обычно или без указания возраста, или палеозойско-мезозойскими. Вместе с тем, даже приведенные краткие описания докембрийских пород Аляски позволяют предполагать присутствие среди них пород, фиксирующих океанскую и островодужную обстановки. В настоящее время о наличии позднедокембрийских вулканитов свидетельствуют U-Pb данные по цирконам —  $751 \pm 26$  из риолитов террейна Юкон—Танана [Roots, Parrish, 1988].

### 5.2.2. Складчатые пояса северной части Канадского арктического архипелага

По северной окраине Гренландии и островам Канадского арктического архипелага прослеживается позднепротерозойско-палеозойский Иннуитский складчатый пояс, подразделяющийся на ряд более мелких поясов и переходящий на западе в складчатые структуры хр. Брукса. На о-ве Эллисмир Канадский щит и Арктическая платформа с северо-северо-запада обрамляются Франклинским складчатым поясом, сложенным преимущественно палеозойскими глубоководными, шельфовыми и вулканогенными отложениями, включая и позднепротерозойские породы [Trettin, 1987]. В северо-западной оконечности о-ва Эллисмир обнажаются докембрийские и раннепалеозойские образования, входящие в состав экзотического террейна Пирия. И Франклинский складчатый пояс и террейн Пирия несогласно перекрываются глубоководными каменноугольно-меловыми осадками Свердруповского бассейна (рис. 5.12).

Интересующий нас в большей степени *террейн Пирия* сложен четырьмя сериями пород, по Х. Треттину [Trettin, 1987], имеющих между собой тектонические соотношения (рис. 5.13): 1) осадочные и вулканогенные породы, деформированные и метаморфизованные до амфиболитовой фации и прорванные гранитоидами с возрастом 950—1070 млн лет; 2) существенно платформенные осадки (карбонаты, кварциты, алевролиты) с меньшими объемами основных и кислых вулканитов, несортированных осадков и черных сланцев с возрастным интервалом от позднего протерозоя до позднего кембрия или раннего ордовика(?); 3) ранне-среднеордовикские(?) островодужные и океанские комплексы, черные сланцы, алевролиты и карбонаты, ассоциирующиеся с пластиной ультрабазит-базитового комплекса; 4) семи-восьмикилометровая толща осадочных и вулканогенных пород от среднего ордовика до позднего силура.

Представляет интерес характеристика древнейших пород Пирии, в частности пояса мыса Колумбия, прослеживающегося от одноименного мыса вдоль побережья на запад и переходящего в районе фиордов Эйлес и Милн в пояс Митчелл Пойнт [Sinha, Frish, 1975, 1976; Trettin, 1987]. Здесь представлены гнейсы и гранито-гнейсы, амфиболовые кристалли-

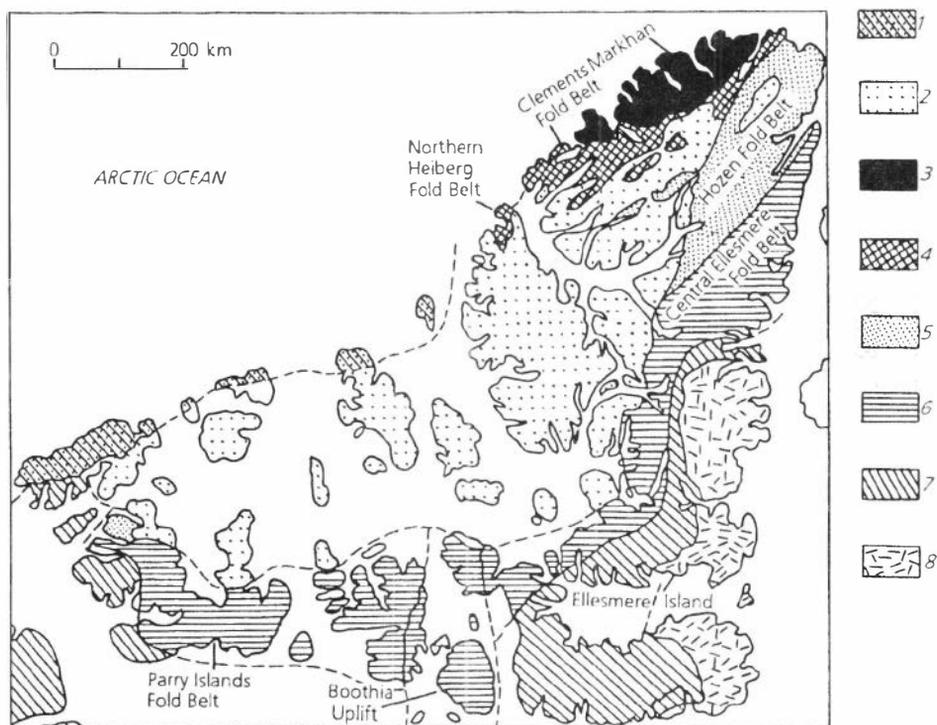


Рис. 5.12. Схема геологического строения Канадского арктического архипелага [Trettin, 1987]:

1 — Арктическая прибрежная равнина (P—N); 2 — Свердруповский бассейн (С—К); 3 — Пирия (PR<sub>2</sub>—S<sub>3</sub>); 4—6 — Франклинский складчатый пояс (E—D): 4 — глубоководные осадки, вулканы; 5 — глубоководные и шельфовые (E<sub>1</sub>) осадки, 6 — шельфовые, глубоководные (O<sub>3</sub>—D<sub>1</sub>) и кластические (D) осадки; 7 — Арктическая платформа (E—K); 8 — Канадский щит (AR—PR<sub>1</sub>).

ческие сланцы и амфиболиты (обычно, гранатые), а также сланцы по метавулканитам и мраморы. Метаморфизм пород достигает амфиболитовой фации. Присутствуют парагенезисы с силлиманитом и квантитом. Часто отмечаются ретроградные реакции — по плагиноклазу развиваются мусковит и эпидот, а гранат и биотит хлоритизируются. Порфиридные лейкократовые граниты и гранито-гнейсы имеют мусковит-плагиноклаз-микроклин-кварцевый состав с небольшим количеством биотита и хлорита. Характерны катакластические текстуры. Перечисленный комплекс полностью по набору пород соответствует зоне сочленения Фаддеевского террейна и Становского офиолитового пояса в Центрально-Таймырской зоне за исключением ультрабазитов и габброидов. Примечательно, что исследователи Пирии отмечают сонахождение описанных пород с метаморфизованным ультрабазит-базитовым комплексом, особенно в пределах островодужного пояса Бромли, мыса Ричарда, а также Западного и Восточного поясов Мак-Клинток. Последние представлены главным образом серпентинитами с локальным развитием габброидов, верлитов и клинопироксенитов. Основные — кислые вулканы слагают как отдельные покровы, так и системы покровов мощностью до десятков метров и

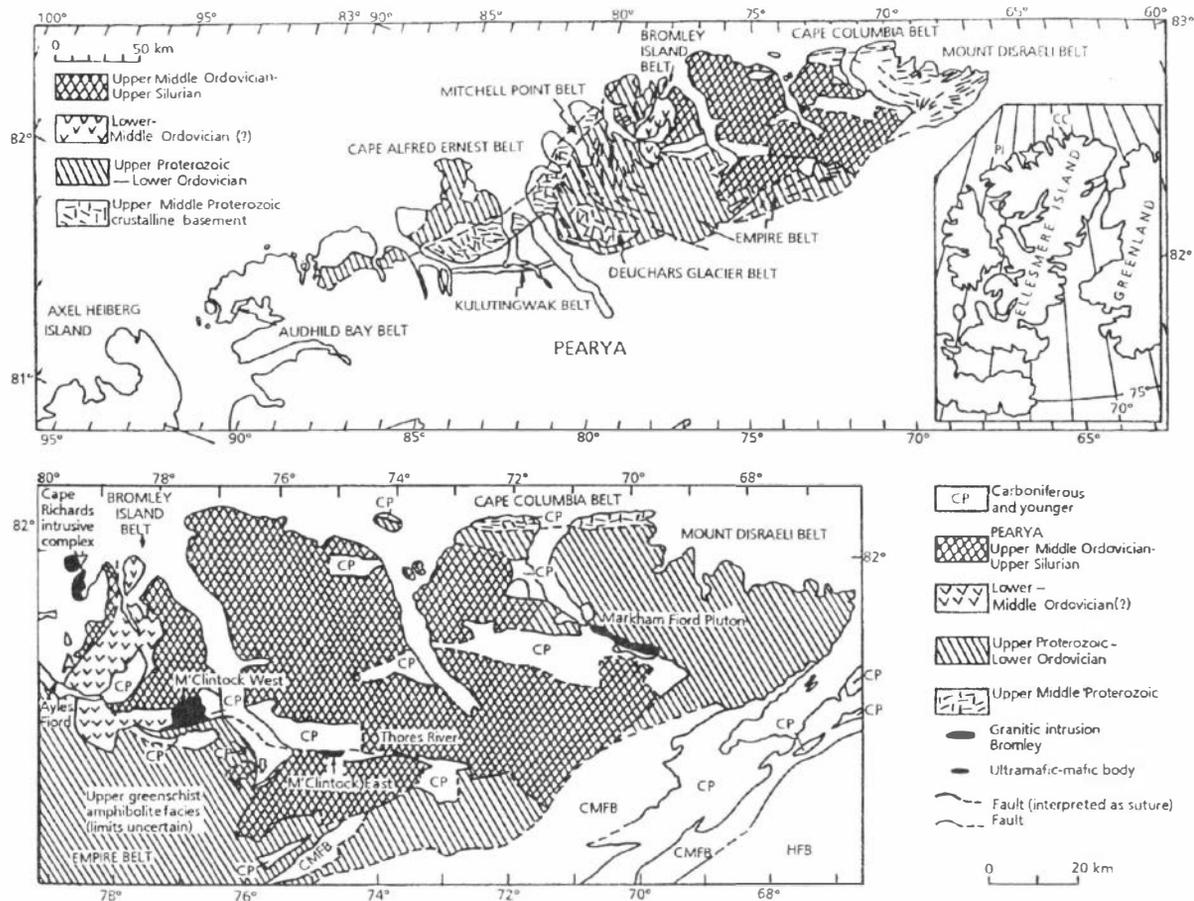


Рис. 5.13. Схема геологического строения террейна Пирья, северная часть о-ва Эллсмир [Trettin, 1987].

протяженностью сотни метров. Они вмещают клинопироксен-рогово-обманковые диориты, кварцевые монцодиориты, трондьемиты и гранодиориты. Эти породы условно относятся к раннему—среднему ордовику [Frish, 1974; Trettin, 1987; Trettin et al., 1987]. В то же время есть данные, что регионально-метаморфизованными в пределах Пирии являются только докембрийские или, в крайнем случае, кембрийские породы [Sinha, Frish, 1975], так как, в частности, комплекс мыса Колумбия перекрыт неметаморфизованными фаунистически охарактеризованными отложениями ордовика.

Геохронологические исследования в Пирии позволили установить несколько рубежей аккреционных и коллизионных событий. Наиболее древними оказались отмеченные порфириовидные граниты и гранито-гнейсы. Сначала по ним были получены две Rb-Sr изохроны —  $742 \pm 12$  и  $819 \pm 19$  млн лет [Sinha, Frish, 1976], а затем U-Pb датировки по циркону в интервале 950—1070 млн лет [Trettin et al., 1987]. В районе мыса Ричарда, где в ассоциации с ультрабазит-базитовым комплексом присутствуют позднепротерозойско-кембрийские осадки, прорванные кварцевыми монцонитами и гранодиоритами, из последних были проанализированы цирконы и сфен U-Pb методом. Анализы фракций цирконов оказались сильно дискордантными, что, по мнению авторов, связано с присутствием в цирконах древнего унаследованного радиогенного Pb. Отношения  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  соответствуют возрастному интервалу 717—810 млн лет, но по конкордантному возрасту сфена ( $463 \pm 5$  млн лет) авторами определяется возраст гранодиоритов как раннеордовикский. Такая интерпретация результатов исследований вполне логична. Она указывает на раннеордовикское коллизионное или аккреционное событие, сопровождающееся складчатостью и магматизмом, в результате которого была переработана позднепротерозойская кора. Вероятнее всего, в это время террейн Пирия (или часть его) столкнулся с островной дугой, что подтверждается наличием островодужных вулканитов (в основном, риолитов, дацитов, андезитов) гор Роулинсон и фиорда Милн с U-Pb возрастами по циркону от 500 до 450 млн лет [Trettin et al., 1987].

Последнее коллизионное событие в пределах Пирии произошло в среднем—позднем девоне. Оно фиксируется по формированию крупнейшего на Канадских арктических островах плутона мыса Вуда биотитовых кварцевых монцонитов и гранодиоритов с порфиробластами калишпата. Калий-аргоновые датировки по биотиту этих гранитоидов соответствуют возрасту  $352 \pm 15$  млн лет [Wanless et al., 1974], а U-Pb возраст по сфену равен  $369 \pm 5$  млн лет [Trettin et al., 1987]. По мнению последних авторов, это девонское событие связано с коллизией террейна Пирия с континентальной окраиной Арктической платформой Северной Америки, в результате чего сформировался Франклинский складчатый пояс.

### 5.2.3. Архипелаг Шпицберген

На архипелаге Шпицберген, расположенном в северо-западной части Баренцева моря, в пределах развития каледонских образований установлены позднерифейские комплексы, состав и возраст которых очень близок таковым южной части Мамонто-Шренковского и Фаддеевского террейнов, включая Становской офиолитовый пояс, Центрально-Таймырской зоны.

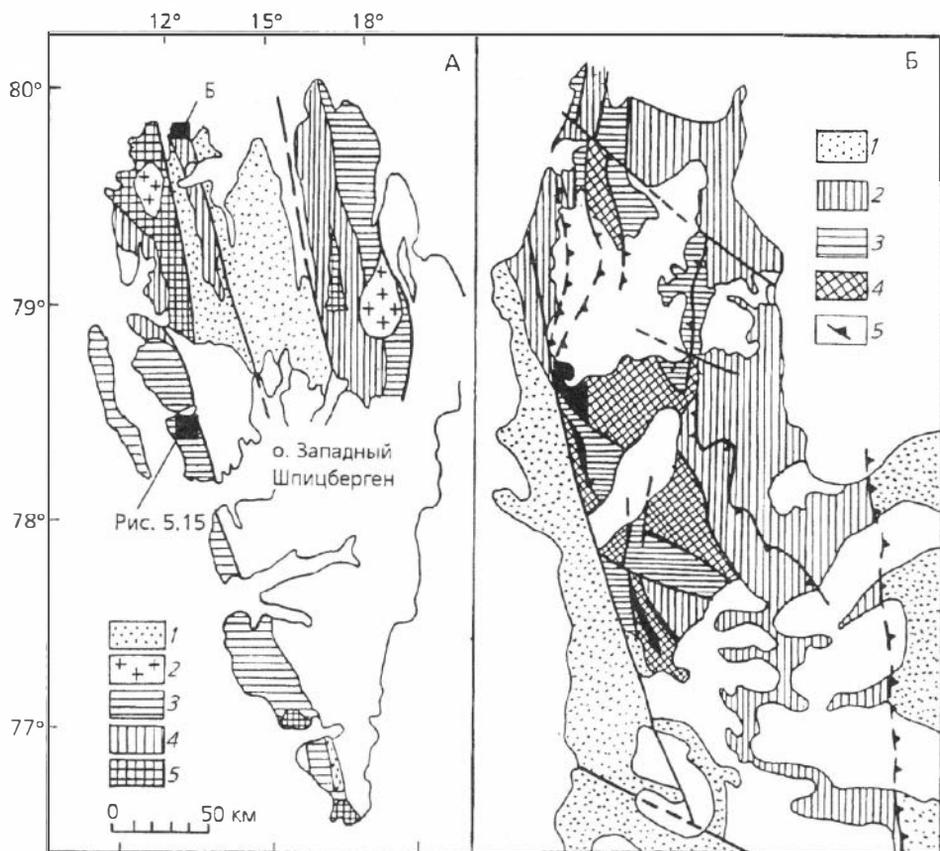


Рис. 5.14. Схема геологического строения о-ва Западный Шпицберген [Peucat et al., 1989]:

А. 1 — красноцветные песчаники ( $S_3^? - D_1$ ); 2 — постколлизийные граниты; 3—5 — метаморфические фации: зеленых сланцев (3), низкотемпературная (4) и высокотемпературная (5) амфиболитовые.

Б. 1 — красноцветные песчаники и конгломераты ( $S_3^? - D_1$ ); 2 — гнейсы и сланцы с гранатом (иногда со ставролитом и кианитом) формации Бискайхукен; 3 — гранатовые амфиболиты с линзами эклогитов формации Монтблэнк; 4 — метаграниты, гнейсо-граниты, гнейсы формации Ричарддален с линзами габброидов и ультрабазитов; 5 — надвиги.

В северо-западной части о-ва Западный Шпицберген (рис. 5.14) выделены три формации докембрийских метаморфических пород: Бискайхукен, в составе которой преобладают гранат-сланцевые гнейсы и сланцы, иногда со ставролитом и кианитом; Монтблэнк, в основном, представленную гранатовыми амфиболитами, и Ричарддален — существенно гнейсо-гранитовую и гранитовую [Peucat et al., 1989]. В составе двух последних присутствуют линзы эклогитов и глаукофановых сланцев, а также габброидов и ультрабазитов, включая серпентинитовый меланж. Иногда отмечаются катаклазиты и милониты по основным и кислым вулканитам [Абакумов, 1983]. Соотношения между формациями тектонические, часто по надвигам.

Изучение формации Ричарддален показало полиметаморфические преобразования пород, наличие зон диафтореза и милонитизации. Последние характерны для приконтактных зон гранитов [Peucat et al., 1989; Gee et al., 1994; Ohta, 1994]. Эклогиты формируют множество линз среди альмандин-роговообманковых кристаллических сланцев и очковых гнейсов. Все эти формации в северо-западной части острова несогласно перекрываются формацией красноцветных песчаников раннедевонского или, возможно, позднесилурийского возраста и прорываются дискордантными постколлизийными гранитами. Большинство K-Ar и Rb-Sr датировок последних соответствуют позднему девону—раннему карбону [Hamilton, Sandford, 1964; Gayer et al., 1966; Horsfield, 1972]. Южнее рассмотренного участка, также в западной части острова, комплекс высокох давлений, представленный эклогитами и глаукофановыми сланцами развит более широко (рис. 5.15). Здесь он был выделен как формация Моталафьелла [Horsfield, 1972]. Этим же автором были получены первые K-Ar данные возраста метаморфизма высокобарических пород — от 402 до 621 млн лет. Установлены тектонические соотношения между выделенными группами пород — как между верхней и нижней группой высокобарического комплекса, так и между ними и позднедевонскими—раннесилурийскими отложениями группы Бултинден [Hirajima et al., 1988]. Нижняя группа сложена низкоградиентными сланцами, обычно лавсонитсодержащими метабазитами и хлоритоид-мусковитовыми сланцами. Здесь же присутствуют линзообразные тела диабазов и серпентинитов и зоны серпентинитового меланжа, что позволяет совместно с эклогитами и глаукофановыми сланцами верхней группы комплекса сопоставлять их с формациями Монтблэнк и Ричарддален северо-западной части Шпицбергена, прослеживая таким образом пояс высокобарических пород и офиолитов более чем на 200 км.

Эклогиты Верхней группы состоят преимущественно из порфиробласт граната, расположенного в тонкозернистом матриксе из омфациита. Второстепенное значение имеют глаукофан и эпидот, которые формируют идиобласты, а также фенгит, парагонит, рутил и кварц. В матриксе глаукофановых сланцев преобладает глаукофан, содержание которого в породе варьирует от 30 до 80 % [Ohta et al., 1986; Hirajima et al., 1988].

При комплексном U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr изотопном датировании гранитов, габброидов и эклогитов формации Ричарддален получены очень интересные результаты [Peucat et al., 1989; Gee et al., 1995], сопоставимые с комплексами Центрально-Таймырского аккреционного блока. Уран-свинцовый возраст гранитов и габброидов по цирконам составляет  $939 \pm 8$ — $965 \pm 1$  и  $955 \pm 1$  млн лет соответственно. Пробы отобраны в центральных частях массивов. Анализируемые граниты состоят из калиевого полевого шпата, часто образующего порфиры выделения, олигоклаза, кварца и биотита. В качестве второстепенного присутствует гранат (до 5 мм), а акцессориев — алланит, апатит, рутил и циркон. Для цирконов из гранитов типична магматическая зональность и присутствие небольшого количества древнего радиогенного Pb, указывающего на переработку раннедевонского корового материала. Модельный возраст гранитов, установленный Sm-Nd методом, соответствует 1800—1900 млн лет, как и в гранитоидах Фаддеевского террейна. В составе габброидов преобладают моноклинный пироксен и плагиоклаз, второстепенное значение имеют роговая обманка, биотит, ортопироксен и кварц. Акцессории представлены сфеном, цирконом, апатитом, шпинелью. Плагиоклаз час-

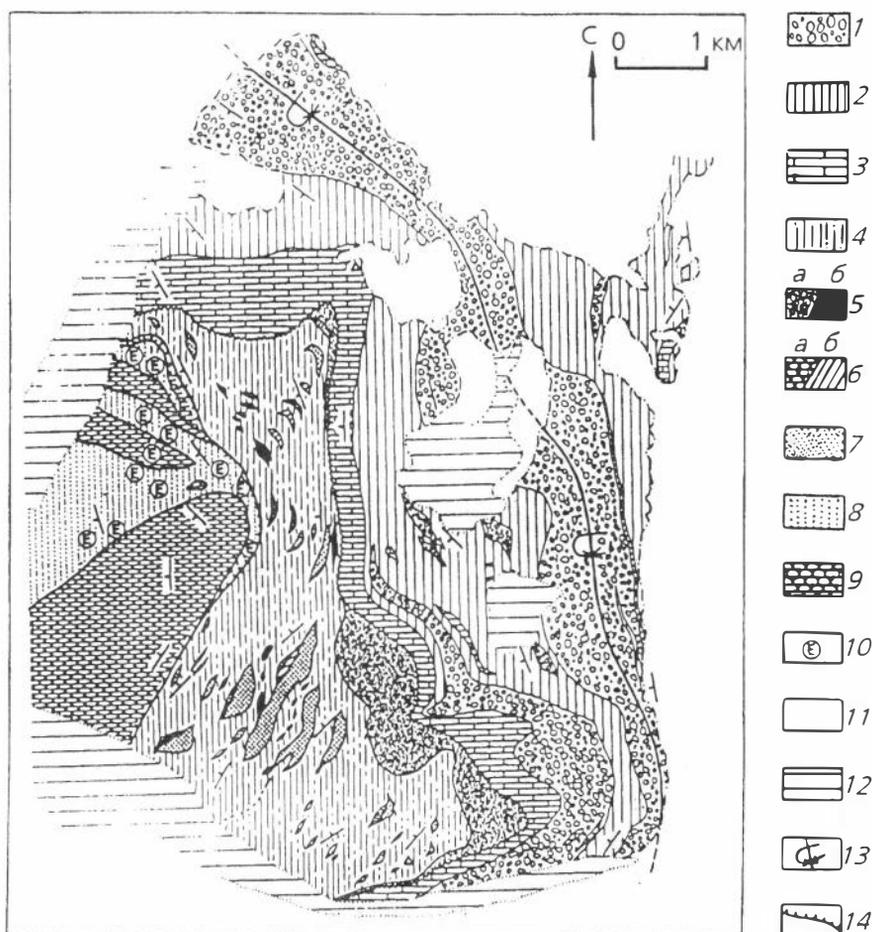


Рис. 5.15. Геологическая карта окрестностей Моталафьелла, о-в Шпицберген [Hirajima et al., 1988]:

1—3 — группа Бултинден ( $O_2-S_1$ ): 1 — валунные конгломераты, 2 — переслаивание сланцев и песчаников, 3 — известняки; 4—10 — комплекс высоких давлений Моталафьелла: 4—7 — нижняя группа: 4 — филлиты, хлоритоид-мусковитовые сланцы, 5 — доломиты (а), серпентинитовый меланж (б), 6 — известняки (а), кварциты (б), 7 — метабазиты хлорит-эпидот-актинолитовые с лавсонитом и пумпеллитом; 8—10 — верхняя группа: 8 — гранат-хлоритоид-мусковитовые и глаукофановые сланцы, 9 — рассланцованные слюдястые известняки, 10 — эклогиты; 11 — ледники; 12 — моренные отложения; 13 — оси синклиналей; 14 — надвиги. Местоположение участка см. на рис. 5.14.

то замещается клиноцоизитом, а клинопироксен—актинолитом. Кроме того, между плагиоклазом и пироксеном образуется кайма граната (garnet coronas). Цирконы из габбро в большинстве неправильной формы, небольшое количество удлиненных, незональных.

Цирконы, выделенные из эклогитов, чаще имеют неправильные очертания, реже небольшие, хорошо ограненные зерна с зонами роста, что обычно для цирконов, образованных или перекристаллизованных

при высоких давлениях [Reucat et al., 1989]; U-Pb возраст этих цирконов —  $620 \pm 5$  млн лет, который интерпретируется как нижний возрастной предел метаморфизма. Верхняя возрастная граница метаморфизма, вероятно, соответствует интервалу 540—620 млн лет, установленному по Ar-Ar и K-Ar данным, и характеризует вывод исследуемых высокобарических комплексов на поверхность.

Таким образом, сопоставление коллизионных, субдукционных и океанских комплексов арктических континентальных окраин Евразии и Северной Америки позволяет установить среди рассматриваемых структур подобие палеогеодинамических обстановок и близость временных рубежей их формирования.

В пределах всех рассмотренных структур среди палеозойских и мезозойских коллизионных комплексов установлены докембрийские блоки, чаще перекрытые венд-палеозойским чехлом, а иногда надвинутые на более молодые отложения. Как правило, исследователи описывают их в качестве террейнов или экзотических террейнов, т. е. блоков земной коры, сформировавшихся в иных геодинамических условиях, чем окружающие их образования. Состав таких докембрийских террейнов на удивление близок. Обычно в них присутствуют порфириовидные двуслюдяные, часто лейкократовые гранитоиды, гранито-гнейсы или ортогнейсы, представляющие собой автохтонные или параавтохтонные образования среди гнейсов амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации с силлиманитом, ставролитом, гранатом и часто с кианитом. Все исследователи отмечают в гранитоидах развитие катакластических текстур и милонитов, а также присутствие в качестве второстепенного минерала — граната. Возраст формирования этих гранитоидов в большинстве случаев соответствует 800—950 млн лет, иногда возраста до 1000—1070 млн лет в Канадском архипелаге и уменьшаясь до 700 млн лет на Аляске. Примечательно, что во всех изучаемых гранитоидных комплексах в цирконах установлено наличие древнего радиогенного Pb, что, вероятно, в значительной мере влияет на широкие возрастные интервалы. Древний радиогенный Pb в цирконах, а также модельный Sm-Nd возраст, полученный для гранитоидов Таймыра, хр. Брукса, п-ова Сьюард, архипелага Шпицберген в интервале 1400—2000, чаще 1800—1900 млн лет, указывает на то, что протолитом для всех этих гранитоидов является кора нижнепротерозойско-нижнерифейского возраста.

В пределах описываемых террейнов, кроме метасадочных пород всегда присутствуют ортоамфиболиты, в том числе гранатовые, которые, как правило, ассоциируют с пластинами серпентинизированных ультрабазитов, габброидами и габбро-диабазами дайко-силлового комплекса. Здесь же часто присутствуют островодужные вулканы, датирование которых указывает на их позднерифейский возраст (700—900 млн лет). В ряде случаев среди метабазитов установлены эклгиты и глаукофановые сланцы (архипелаг Шпицберген, хр. Брукса, южная часть Мамонто-Шренковского террейна). Возраст метаморфизма всех этих образований обычно укладывается в интервале от 700 до 570 млн лет.

### 5.3. Геодинамические реконструкции

Приведенные в настоящей главе данные по структурам Арктики и поясам, обрамляющим Сибирский континент с запада и юга, а также палеорекострукции расположения континентов и древних океанов в

позднем протерозое [Hoffman, 1991; Heaman et al., 1992; Condie, Rosen, 1994; Patrick, McClelland, 1995; Dobretsov et al., 1995; и др.] позволяют полагать, что в позднем рифее, начиная с верхов среднего, между Лаврентией с Гренландией, Сибирью, Балтикой и Баренцией существовали коллизионно-аккреционные пояса гренвильского или чуть более молодого возраста. Если наличие такого гренвильского пояса между Восточной Гренландией, северной частью о-ва Эллисмир, с одной стороны, и Балтикой со Шпицбергенем — с другой уже отмечалось неоднократно [Reucat et al., 1989; Hoffman, 1991; Condie, Rosen, 1994], то продолжение его по периферии Сибири (в направлении Ангарского складчатого пояса) либо не рассматривалось, либо только предполагалось. Так, на схеме реконструкции части позднепротерозойского суперконтинента К. Конди и О. М. Розена между Гренвильским и Ангарским поясами поставлены вопросы (рис. 5.16) именно там, где должны быть показаны позднепротерозойские комплексы Таймыра. Как показывают геологические и геохронологические данные, интервал установленных позднерифейских коллизионно-аккреционных событий довольно широк (1000—700 млн лет) и, вероятно, включает в себя и собственно события гренвильской орогении и события, связанные со столкновением островных дуг с микроконтинентами. Также широким интервалом возрастов определяется и время распада допозднерифейского суперконтинента, которому предшествовала гренвильская орогения. Раскрытие Палео-Пацифики и Палео-Азиатского океана определяется интервалом 900—750 млн лет по возрасту обдуцированных на континенты офиолитовых и островодужных комплексов. Вероятно, раскрытие первого их них произошло раньше — около 900 млн лет назад [Dobretsov et al., 1995]. О времени раскрытия Северной Палео-Пацифики могут свидетельствовать данные U-Pb возраста островодужных вулканитов и плагиогранитов, даек и силлов диабазов, прослеживающихся от Канадских Кордильер через Юкон и Франклинский пояс Северной Америки, через Аляскинско-Чукотский блок на Таймыр (рис. 5.17). Возрастные данные магматических образований указанных поясов, характеризующих как время спрединга, так и субдукционных процессов, в основном ограничиваются интервалом 700—780 млн лет, что позволяет начало раскрытия Северной Палео-Пацифики отнести к рубежу  $\approx 800$  млн лет.

Распад допозднерифейского суперконтинента (Пангеи) неминуемо должен был сопровождаться расколами на континентальных шельфовых окраинах и выделением блоков в самостоятельные террейны и микроконтиненты. Последние затем аккретировали с островными дугами, с образованием супертеррейнов и новых микроконтинентов, а уже с венда началось их причленение к континентам, фиксирующееся формированием метаморфических комплексов, в том числе повышенных и высоких давлений. Так, сложные континентально-океанские блоки со среднепозднепротерозойскими комплексами оказались на северных (в современных координатах) окраинах распавшихся континентов. Судя по близкому составу и модельным возрастам протокры, эти террейны представляют собой части древнего континента, расположенного в позднем протерозое между Сибирью, Лаврентией и Балтикой, именуемого большинством исследователей Баренцией. По мнению Л. П. Зоненшайна и Л. М. Натапова [1987], фундамент этого континента мог быть сформирован байкальской орогенией в результате аккреционной тектоники, что существенно отличает его от соседних континентов с их древними (архей-

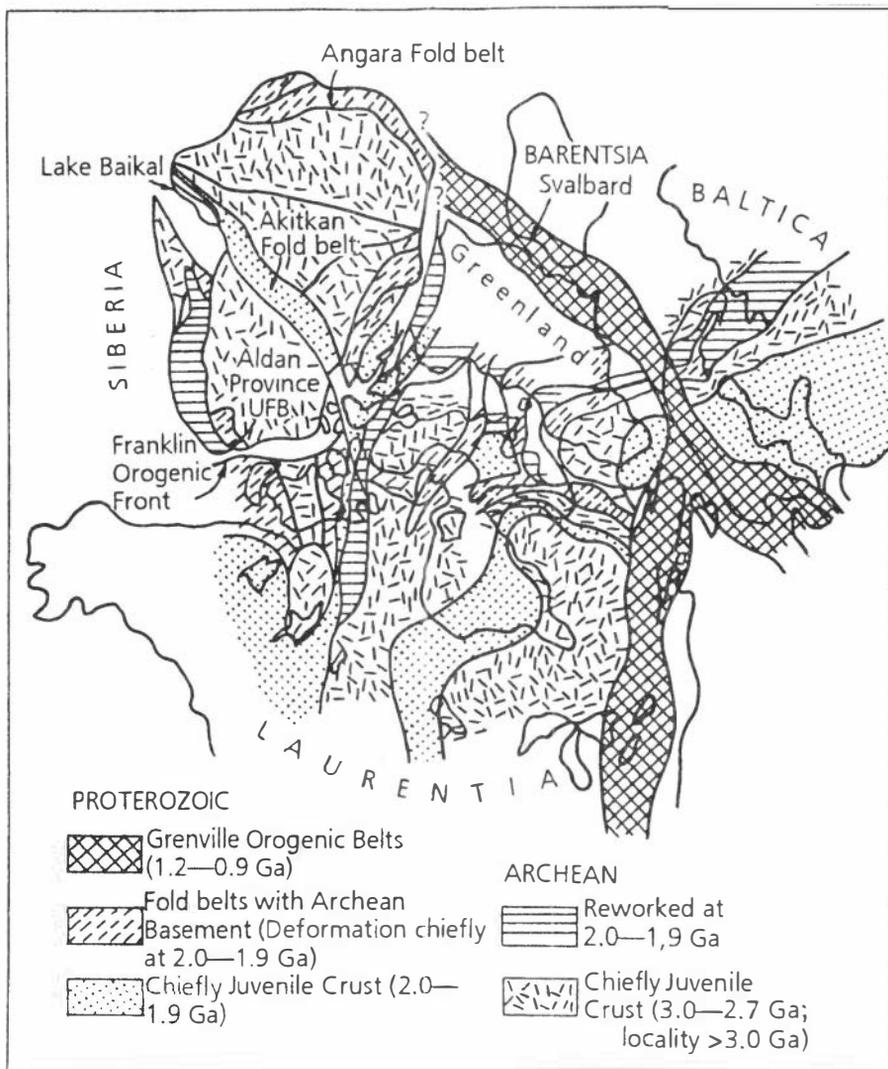


Рис. 5.16. Вероятная реконструкция части позднепротерозойского суперконтинента на рубеже 800 млн лет [Condie, Rosen, 1994].

ско-раннепротерозойскими) кристаллическими ядрами. Часть этого Арктического континента — собственно Баренция — была причленена к Балтийскому щиту в самом конце докембрия вдоль Тиманского складчатого пояса. В состав Арктического континента, вероятно, входили до раскрытия Евразийского бассейна (60 млн лет) поднятия Ломоносова и Менделеева, которые, по сейсмическим данным, имеют континентальную природу [Wilson, 1966; Forsyth, Mair, 1984; Jackson, Jonson, 1984; Зоненшайн, Натапов, 1987; Окулич и др., 1989].

Следующий этап существенных преобразований Арктических окраин начинается в раннем девоне коллизийными событиями на Аляске

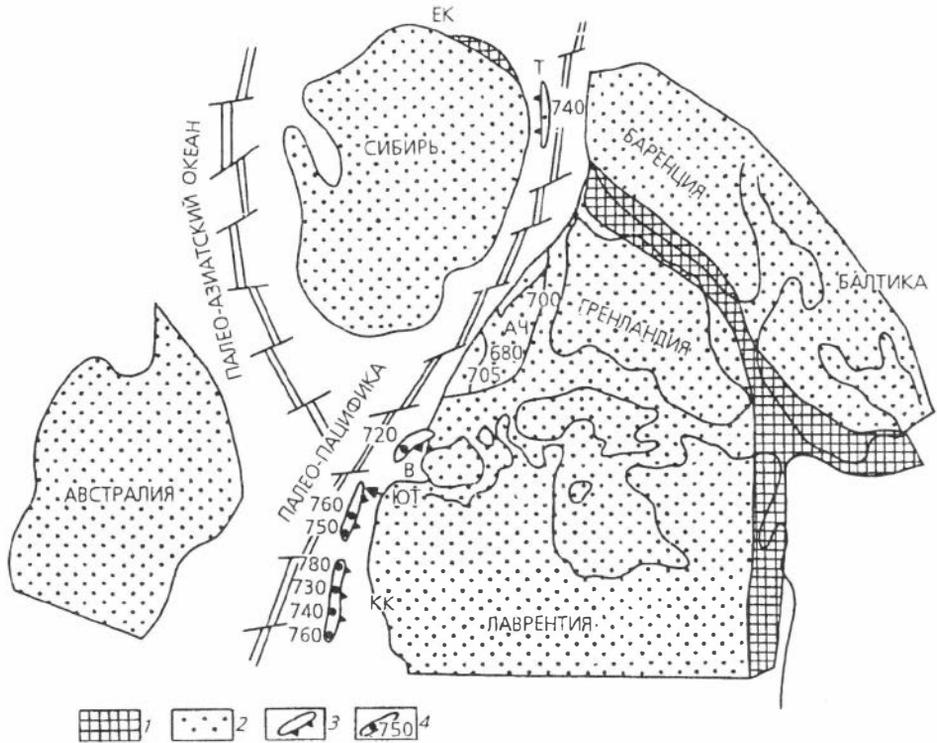


Рис. 5.17. Предполагаемая палеогеодинамическая реконструкция раскрытия Северной Палео-Пацифики для 700—750 млн лет.

Использованы схемы из работ [Condic, Rosen, 1994; Maruyama, 1994; Dobretsov et al., 1995]: 1 — гренвилевские пояса (1200—1000 млн лет); 2 — догренвилевские кратоны; 3 — островные дуги, террейны, рифтогенные комплексы; 4 — U—Pb данные возраста магматических комплексов, млн лет, по [Root, Parrish, 1988; Hoffman, 1989; Cecile et al., 1991; Neaman et al., 1992; Верниковский и др., 1993; Patrick, McClelland, 1995].

ЕК — Енисейский край; Т — Таймыр; АЧ — Аляска—Чукотка; В — о-в Виктория; ЮТ — террейны Юкон—Танана; КК — Канадские Кордильеры.

(формирование гнейсо-гранитных куполов). Подобные события затем последовательно “продвигаются” на восток (в современных координатах). Они фиксируются формированием ранне-позднедевонских постколлизийных гранодиоритов северной части Канадского архипелага и архипелага Шпицберген, позднекаменноугольно-пермскими коллизийными и постколлизийными гранитоидами Таймыра и раннемеловыми постколлизийными гранодиоритами и субщелочными гранитами Новосибирских островов, о-ва Врангеля, Яно-Колымского пояса и Аляски.

По мнению Л. П. Зоненшайна и Л. М. Натапова, при реконструкциях арктических бассейнов предполагается, что континенты Северной Америки и Евразии с девона до середины мела были соединены в начале в Евразерику, а затем в Лавразию [Зоненшайн, Натапов, 1987; Zonenshain et al., 1992]. Вероятно, указанные выше девонские коллизийные события на Аляске, в Пиррии и на Шпицбергене связаны с форми-

рованием Евразии. К ранней перми в основном была сформирована Лавразия [Zonenshain et al., 1992], но, по мнению указанных авторов, в это время и вплоть до средней юры существовал Южно-Аньюский океанский залив Палео-Тихого океана (Панталассы), отделяющий от Сибири Чукотку и Карский континент. Относительно Карского блока, который является частью распавшегося Арктического континента, с последним выводом согласиться нельзя. В настоящей работе показано формирование позднепалеозойского орогена на месте столкновения Карского континента и Сибири. Выводу о наличии между ними океанского залива в триасе и юре также противоречит присутствие раннетриасового траппового комплекса не только на Северном Таймыре, но и на Северной Земле, входящей в состав Карского континента. Закрытие Южно-Аньюского залива на Таймыре началось в позднекаменноугольное время и продолжалось в перми, одновременно с закрытием Палео-Азиатского океана [Dobretsov et al., 1995] и завершением формирования позднепалеозойской Пангеи.

Завершилось закрытие Южно-Аньюского залива в раннем мелу столкновением блока (части Арктического континента), в состав которого входят Новосибирские острова, о-в Врангеля и Чукотка с Сибирью, что по времени совпадает с максимальным раскрытием Канадского (Американского) бассейна — 155—127 млн лет [Vogt et al., 1984; Jackson, Jonson, 1984; Зоненшайн, Натапов, 1987].

Завершая работу, автор считает необходимым обратить внимание на основные моменты ее содержания и особенности относительно предыдущих геологических исследований на Таймыре, а также выделить нерешенные вопросы и проблемы, требующие дополнительного изучения.

Особенность данной работы заключается в том, что воссоздание истории формирования и эволюции земной коры Таймырской складчатой области базируется на теории тектоники литосферных плит, петролого-геохимических и геохронологических исследованиях индикаторных комплексов типичных геодинамических обстановок. При этом выделены и детально охарактеризованы три главные структуры региона: окраины двух континентальных плит — Сибирской и Карской, а также расположенный между ними Центрально-Таймырский позднерифейский аккреционный пояс. Последний, как показано в книге, имеет очень важное значение для понимания структуры всей Таймырской складчатой области. Присутствие в составе пояса террейнов энсиматической островной дуги и офиолитов свидетельствует о наличии между двумя континентальными плитами, во всяком случае в позднем докембрии, значительного пространства с корой океанского типа. Этот вывод, наряду со многими другими, не позволяет рассматривать развитие Таймырской складчатой области как эволюцию древней геосинклинали, а раскрывает очевидные преимущества тектоники литосферных плит для расшифровки формирования региона. Использование плитной тектоники в качестве теоретической основы позволило найти ответы на многие вопросы, нерешенные ранее при геологических реконструкциях, базирующихся на геосинклинальной теории. В частности, изучение метаморфических и магматических комплексов, формирующихся в различных геодинамических обстановках, характер взаимодействия плит и последовательность процессов на их границах позволили понять причины многообразия типов метаморфизма и магматизма в регионе, а также многоэтапность их проявления. Только сейчас нашли объяснение давно известные факты значительных горизонтальных перемещений блоков и пластин относительно друг друга и многочисленные надвиговые структуры разных порядков, что является следствием взаимодействия плит в результате столкновений. Последнее объясняет трудности и неоднозначность расчленения “немых” докембрийских интенсивно дислоцированных, метаморфизованных и горизонтально перемещенных образований только на основании литолого-стратиграфических и петрографических методов. Поэтому в главах 2 и 3 основное внимание уделено петролого-геохимическим и геохронологическим исследованиям докембрийских и палеозойских комплексов. Эти работы позволили не только провести типизацию магматических и метаморфических пород, установить причины и рубежи их формирования, но и показать (см. гл. 4) соотношение магматических и метаморфических событий в регионе с тектоническими.

Одним из основных результатов работы является выделение двух главных рубежей в формировании земной коры Таймырской складчатой области. Первый из них, позднерифейско-вендский, связан с образованием аккреционного блока, вмещающего офиолиты, и с его причленением

к Сибири, а второй — обусловлен столкновением Карского и Сибирского континентов в позднепалеозойское время. Выделение и обоснование названных рубежей для Таймыра существенно отличает проведенные исследования от всех предыдущих. Обращает на себя внимание то, что они соответствуют двум крупнейшим событиям перестройки литосферы Земли — распаду допозднерифейского суперконтинента (Пангеи) и формированию новой Пангеи на рубеже палеозоя и мезозоя. Полученные результаты согласуются с данными корреляции основных структурно-вещественных комплексов и рубежей формирования Таймырской складчатой области с подобными структурами обрамления Сибирской платформы и Арктики. Последние, показанные в гл. 5, часто ограничиваются краткой информацией и, по существу, лишь обозначают круг проблем и вопросов, требующих дальнейшего решения.

Рассмотрены ключевые проблемы формирования земной коры Таймырской складчатой области, но осталось много вопросов, касающихся строения, состава и происхождения осадочных, метаморфических и магматических комплексов, требующих доработки, дополнительных и новых исследований. Так, в области метаморфической петрологии необходимо более глубокое изучение особенностей состава и условий формирования пояса высоких давлений, прослеживающегося вдоль сочленения Центрально- и Южно-Таймырской зон и включающего гранатовые амфиболиты, эклогитоподобные породы и, вероятно, глаукофановые сланцы. Повышенный интерес к этому поясу определяется тем, что породы, его слагающие, вероятно, фиксируют метаморфические преобразования в палеозоне субдукции. В области магматической петрологии Таймыра более актуальной представляется дальнейшая разработка вопросов соотношения гранитоидного и траппового магматизма на границе перми и триаса. В связи с широким развитием траппового магматизма на Сибирской платформе и проявлением подобных постколлизийных гранитоидов латитового типа этого рубежа во многих регионах обозначенная проблема выходит за рамки региональной.

Дальнейшее изучение рифейских офиолитов Таймыра также необходимо направить и на решение проблем формирования региона, и на решение общегеологических вопросов. Первые должны включать более детальные петрологические исследования, позволяющие раскрыть эволюцию формирования Челюскинского и Становского поясов и их пространственные и временные соотношения. Вторые связаны с проблемой древних офиолитов и установлением рубежей раскрытия палеоокеанов. Они могут быть направлены на изучение индикаторной роли офиолитов в расшифровке рифейского рубежа перестройки литосферы Земли, а также на выявление особенностей докембрийских офиолитов в сравнении с фанерозойскими.

Очень интересная проблема связана с отсутствием ранне-среднепалеозойских офиолитов и субдукционных комплексов, которые должны быть, если иметь в виду пространство с океанской корой между Сибирским и Карским континентами. В качестве возможных объяснений этого факта может быть рассмотрено косое столкновение континентов или грандиозное сдвиговое смещение вдоль окраины Сибири. Эти возможные модели в данной работе не обсуждаются, так как требуют более детальной проработки.

Особо следует обратить внимание на то, что более углубленное изучение перечисленных проблем не возможно без дальнейшего изотоп-

ного датирования метаморфических и магматических комплексов прецизионными методами. В работе приведены первые результаты исследования Sm-Nd систем в таймырских комплексах, позволяющие говорить о возрасте протолита, а значит, и о возрасте коры, за счет которой они формировались. Получены новые возрастные U-Pb данные по цирконам, изохронные Rb-Sr и Ar-Ar определения. Однако несмотря на то, что выполненный объем изотопно-геохронологических работ значительно превышает все предыдущие исследования в регионе, его все еще крайне недостаточно для решения современных петрологических задач, в частности в координатах P—T—T (давление—температура—время).

Автор надеется, что разработанная геодинамическая модель отвечает современному состоянию науки, а выполненные исследования и установленные закономерности формирования Таймырской складчатой области будут способствовать проведению геолого-съемочных, металлогенических и поисковых работ в регионе, а также совершенствованию теоретических основ геодинамики и решению некоторых проблем межрегиональных корреляций.

*Абакумов С. А.* Ультрабазиты и габброиды Ботнехауген, о-в Западный Шпицберген // Геология Шпицбергена. Л.: ПГО "Севморгеология", 1983. С. 63—73.

*Авченко О. В., Кузнецова М. М.* Минеральные геобарометры // Тихоокеан. геология. 1988. № 1. С. 95—100.

*Аникеев Н. П., Виттенбург П. В., Тест В. И.* Геология и полезные ископаемые северо-западной части Таймырского полуострова // Тр. Горно-геол. упр. ГУСМП. Л.: Изд. Главсевморпути, 1941. Т. 12. С. 3—47.

*Аплонов С. В., Деменецкая Р. М., Монин А. С.* Палеомагнитный диагноз пермо-триасового Обского палеоокеана // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293, № 1. С. 59—62.

*Аранович Л. Я., Подлесский К. К.* Гранат-плагиоклазовый геобарометр // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251, № 5. С. 1216—1219.

*Баклунд О. О.* Кристаллические породы северного побережья Сибири // Кристаллические породы Таймыра. Л., 1929. 148 с. (Зап. АН СССР. Сер. 8. Т. 21).

*Балашов Ю. А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.

*Башарин А. К.* Формации и тектонические комплексы рифея Сибири // Тектоника байкальского (рифейского) мегакомплекса Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981. С. 97—106.

*Безубцев В. В.* Структурно-вещественные комплексы позднего докембрия Таймыра и особенности их формирования // Там же. С. 48—55.

*Безубцев В. В., Залылеев Р. Ш., Гончаров Ю. И. и др.* Геологическая карта Горного Таймыра. М-б 1 : 500 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1983.

*Безубцев В. В., Залылеев Р. Ш., Сакович А. Б. и др.* Геологическая карта Горного Таймыра. М-б 1 : 500 000: Объясн. зап. Красноярск, 1986. 177 с.

*Безубцев В. В., Мальцев Ю. М., Григорьев Ю. И. и др.* Новые данные по стратиграфии докембрия Таймыра // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 70—87.

*Белевцев Я. Н.* Метаморфогенное рудообразование. М.: Недра, 1979. 275 с.

*Беличенко В. Г., Бутов Ю. П., Добрецов Н. Л.* Геология и метаморфизм Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.

*Белов В. П., Демина Л. И.* Условия метаморфизма докембрия Восточного Таймыра // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 9. С. 38—47.

*Берзин Н. А., Колман Р. Г., Добрецов Н. Л. и др.* Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7—8. С. 8—28.

*Бибикова Е. В., Чайка В. М., Полякова А. Л.* Возраст кристаллического основания севера Сибирской платформы и некоторые вопросы образования протерозойских сланцевых толщ Енисейского кряжа и Таймыра // Геохимия. 1968. № 6. С. 733—736.

*Богаतिकов О. А., Цветков А. А.* Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.

*Богданов Н. А.* Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 221 с.

*Богданов Н. А., Добрецов Н. Л., Книппер А. Л.* Офиолиты и геологическое строение Восточного Омана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 9. С. 3—22.

*Богданов Н. А., Тильман С. М.* Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии: Объясн. зап. к тектонической карте Северо-Востока Азии м-ба 1 : 5 000 000. М.: Изд. Ин-та литосферы РАН, 1992. 54 с.

*Боголепов А. К., Журавлев В. А., Шипилов Э. В., Юнов А. Ю.* Новые данные о глубинной структуре Карского моря (по результатам комплексных геолого-геофизических исследований) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315, № 1. С. 159—162.

*Борукаев Ч. Б.* Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.

*Борукаев Ч. Б., Башарин А. К., Берзин Н. А. и др.* Тектоническая эволюция земной коры Сибири // Геология и геофизика. 1992. № 4. С. 3—9.

*Буряк В. А.* Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.

*Буякайте М. И., Кузьмичев А. Б., Соколов Д. Д.* 718 млн лет — Rb-Sr эрохрона сархойской серии Восточного Саяна // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309, № 1. С. 150—154.

*Вакар В. А.* Трапповая формация Таймыра // Петрография Восточной Сибири. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 256—340.

*Вакар В. А., Воронов П. С., Егизаров Б. Х.* Таймырско-Североземельская складчатая область // Геологическое строение СССР. Т. 3. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 89—94.

*Верниковский В. А.* Особенности состава гранатов и биотитов метаморфических пород Северо-Восточного Таймыра и их петрологическое значение // Типоморфизм минералов и его прикладное значение. Чита: Изд. ЗабНИИ, 1983. С. 137—141.

*Верниковский В. А.* Низкотемпературные метасоматиты зоны Серебрянского разлома (Северо-Восточный Таймыр) и их поисковое значение // Петрология и полезные ископаемые Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1984. С. 65—69.

*Верниковский В. А.* Метаморфизм и метасоматоз Северо-Восточного Таймыра и их роль в локализации золотого оруденения: Дис... канд. геол.-мин. наук. Красноярск, 1986. 174 с.

*Верниковский В. А.* Гранаты метаморфических комплексов Северо-Восточного Таймыра // Геология и геофизика. 1988. № 1. С. 59—64.

*Верниковский В. А.* Метаморфические формации и геодинамика Северного Таймыра // Геология и геофизика. 1992. № 11. С. 51—59.

*Верниковский В. А.* Особенности формирования метаморфических комплексов Северного Таймыра в рифее и палеозое // Петрология. 1995. Т. 3, № 1. С. 63—81.

*Верниковский В. А., Верниковская А. Е., Ножкин А. Д., Пономарчук В. А.* Рифейские офиолиты Исаковского пояса (Енисейский кряж) // Геология и геофизика. 1994. № 7—8. С. 169—180.

*Верниковский В. А., Верниковская А. Е., Черных А. И., Мельгунов М. С.* Петрология и геохимия рифейских офиолитов Северного Таймыра // Геология и геофизика. 1996а. Т. 37, № 1. С. 113—129.

*Верниковский В. А., Забияка И. Д.* Метаморфические комплексы Северо-Восточного Таймыра // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 57—64.

*Верниковский В. А., Забияка А. И., Забияка И. Д., Сердюк С. С.* Полигенетичность золоторудной минерализации северного обрамления Сибирской платформы // Критерии отличия метаморфогенных и магматогенных гидротермальных месторождений. Новосибирск: Наука, 1985а. С. 58—64.

*Верниковский В. А., Забияка А. И., Забияка И. Д., Сердюк С. С.* Региональная зональность гидротермально-метасоматических образований Северо-Восточного Таймыра // Геохимия и петрология рудных районов Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1985б. С. 101—106.

*Верниковский В. А., Котов А. Б., Пономарчук В. А. и др.* Позднерифейско-вендское событие в формировании Северного Таймыра (на основе Sm-Nd, Rb-Sr,

К-Ar датирования гранатовых амфиболитов Становского офиолитового пояса) // Докл. РАН. 19966. (В печати).

*Верниковский В. А., Неймарк Л. А., Пономарчук В. А., Яковлева С. З.* Новые данные комплексного (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и K-Ar) датирования коллизионных гранитов и метаморфитов Северного Таймыра // Докл. РАН. 1995а. Т. 344, № 3. С. 359—363.

*Верниковский В. А., Неймарк Л. А., Пономарчук В. А. и др.* Геохимия и возраст коллизионных гранитоидов и метаморфитов Карского микроконтинента (Северный Таймыр) // Геология и геофизика. 1995б. Т. 36, № 12. С. 50—64.

*Верниковский В. А., Неймарк Л. А., Проскурнин В. Ф. и др.* О позднерифейском возрасте плагиогранитов Кунарского массива (Северо-Восточный Таймыр) по результатам U-Pb датирования цирконов // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 6. С. 706—708.

*Верниковский В. А., Сальникова Е. Б., Котов А. Б. и др.* Возраст постколлизионных гранитоидов Северного Таймыра: U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar данные // Докл. РАН. 1997а (в печати).

*Верниковский В. А., Сальникова Е. Б., Котов А. Б. и др.* Докембрийские граниты Фаддеевского террейна (Северный Таймыр): новые геохимические и изотопно-геохронологические (U-Pb, Sm-Nd) данные // Докл. РАН. 1997б (в печати).

*Виленский А. М.* Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 270 с.

*Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969. 247 с.

*Виноградов В. А., Гапоненко Г. И., Русаков И. М., Шимараев В. Н.* Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР. Л.: Недра, 1974. 144 с.

*Владимиров А. Г., Малых М. М., Дронов В. И. и др.* Индосинийский магматизм и геодинамика Южного Памира. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1992. 228 с.

*Владимиров А. Е., Никулов Л. П.* Элементы палеогеографических и палеотектонических реконструкций начального этапа траппового вулканизма Западного Таймыра // Палеовулканизм Алтае-Саянской складчатой области и Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. С. 104—109.

*Волобуев М. И.* Рифейский офиолитовый комплекс Енисейского кряжа // Геотектоника. 1993. № 6. С. 82—87.

*Генин Б. Л., Липков Л. З., Пискарев А. Л.* О строении фундамента Восточно-Сибирского шельфа на примере архипелага Новосибирских островов // Тектоника Арктики. Складчатый фундамент шельфовых седиментационных бассейнов. Л.: Изд. НИИГА, 1977. С. 86—97.

*Гладких В. С., Гусев Г. С., Песков А. И. и др.* Перидотиты Парамского массива (Байкало-Патомская область) // Сов. геология. 1988. № 5. С. 89—96.

*Глебовицкий В. А., Бушмин С. А.* Послемигматитовый метасоматоз. Л.: Наука, 1983. 216 с.

*Глебовицкий В. А., Соколов Ю. М., Турченко С. И.* Регионально-метаморфические и литолого-формационные факторы локализации месторождений метаморфогенного типа // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975. Вып. 4, кн. 2. С. 258—264.

*Гнибиденко Г. С.* Метаморфические комплексы в структурах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1969. 128 с.

*Гусев Г. С., Песков А. И., Соколов С. К.* Палеогеодинамика Муйского сегмента протерозойского Байкало-Витимского пояса // Геотектоника. 1992. № 2. С. 72—86.

*Даминова А. М.* Возраст комплекса кристаллических сланцев Таймырского полуострова // Сов. геология. 1957. № 58. С. 50—55.

*Даминова А. М.* Геологическое строение Центрального Таймыра // Изв. вузов. Геология и разведка. 1958. № 3. С. 3—19.

Демина Л. И. Метаморфические породы гранулитовой фации Таймыра // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279, № 5. С. 1202—1205.

Демина Л. И., Белов В. П. Метаморфическая зональность докембрия Северо-Западного Таймыра // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54, вып. 5. С. 55—66.

Добрецов Н. Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых поясов // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216, № 6. С. 1383—1386.

Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.

Добрецов Н. Л. Закономерности формирования структуры южного обрамления Сибирской платформы в рифее и палеозое // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 26—36.

Добрецов Н. Л. Проблемы тектоники и офиолитовых поясов Центральной Азии, Южной Сибири и Северного Китая // Проблемы магматизма и метаморфизма Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1990. С. 7—25.

Добрецов Н. Л. Проблемы соотношения тектоники и метаморфизма // Петрология. 1995. Т. 3, № 1. С. 4—23.

Добрецов Н. Л., Зоненшайн Л. П. Сопоставление рифейско-палеозойских офиолитов Северной Евразии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 181—193.

Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1994. 299 с.

Добрецов Н. Л., Конников Э. Г., Медведев В. Н., Скляр Е. В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34—58.

Добрецов Н. Л., Симонов В. А., Буслов М. М., Куренков С. А. Океанические и островодужные офиолиты юго-восточной части Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 3—14.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М.: Недра, 1974. 328 с.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972. 285 с.

Добрецов Н. Л., Чупин В. П. Генезис гранитоидов и формирование континентальной коры // Гранитоиды складчатых областей. Л.: Изд. ВСЕГЕИ, 1993. С. 7—26.

Додин Д. А., Вишневецкий А. Н., Гулин С. А., Кавардин Г. Н. Проблемы мигрирования Арктики // Геология и геофизика. 1994. № 9. С. 78—89.

Драчев С. С., Савостин Л. А. Офиолиты острова Большого Ляховского (Новосибирские острова) // Геотектоника. 1993. № 3. С. 98—107.

Дюжиков О. А. Петрология эффузивных траппов Норильского района: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. Ростов н/Д, 1972. 27 с.

Егiazаров Б. Х. Геологическое строение архипелага Северная Земля / Л., 1959. 140 с.

Жариков В. А., Омельяненко Б. И. Классификация метасоматитов // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978. С. 9—28.

Забляка А. И. Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра. Красноярск: Краснояр. кн. изд-во, 1974. 128 с. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 143).

Забляка А. И., Верниковский В. А., Забляка И. Д. и др. Геохимическая модель распределения золота в экзоконтактовом ореоле гранитоидного массива // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313, № 4. С. 959—962.

Забляка А. И., Забляка И. Д., Верниковский В. А. и др. Золото в докембрийских породах п-ова Челюскин (Северо-Восточный Таймыр). М., 1982. 13 с. Деп. в ВИНТИ, № 680—82 деп.

*Забияка А. И., Забияка И. Д., Верниковский В. А. и др.* Геологическое строение и тектоническое развитие Северо-Восточного Таймыра. Новосибирск: Наука, 1986. 144 с.

*Забияка А. И., Сердюк С. С.* Металлогеническое районирование Карской (Северо-Таймырской) провинции // Геология и закономерности эндогенного оруднения западного обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Изд. СНИИГГиМС, 1978. С. 30—37.

*Забияка И. Д., Забияка А. И., Верниковский В. А.* Особенности локализации гидротермально-метасоматических образований восточной части Карской (Северо-Таймырской) металлогенической провинции // Минералогия и полезные ископаемые Красноярского края. Новосибирск, 1983а. С. 91—95.

*Забияка И. Д., Забияка А. И., Верниковский В. А., Коробейников А. Ф.* Роль регионального метаморфизма в концентрации золота в докембрийских породах Таймыра // Докл. АН СССР. 1983б. Т. 269, № 6. С. 1430—1433.

*Заляев Р. Ш., Беззубцев В. В.* О Челюскинском гипербазитовом поясе (Восточный Таймыр) // Геология и геофизика. 1975. № 12. С. 132—133.

*Захаров Ю. И.* Мусковитовые и мусковит-редкометалльные пегматиты Таймыра // Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975. С. 233—241.

*Захаров Ю. И.* Интрузивный комплекс мусковитизированных гранитов и магматогенных пегматитов Центрального Таймыра // Рудно-магматические комплексы северо-запада Сибирской платформы и Таймыра. Л.: ПГО "Севморгеология", 1985. С. 122—129.

*Захаров Ю. И., Нагайцева Н. Н.* Золотоносные аповулканитовые гидротермально-метасоматические образования в позднем докембрии Таймыра // Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной части Таймырского полуострова. Л.: ПГО "Севморгеология", 1989. С. 81—92.

*Захаров Ю. И., Равич М. Г., Шулятин О. Г.* Метаморфические фации Таймырской складчатой области // Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск: Наука, 1977. С. 164—176.

*Захаров Ю. И., Чухонин В. Ф., Проскурнин В. Ф.* Новые изотопно-геохронологические данные для гранитоидов Шренко-Мамонтовского выступа полуострова Таймыр // Докл. АН СССР. 1993. Т. 332, № 1. С. 58—61.

*Злобин М. Н.* О синийском комплексе на Восточном Таймыре // Информ. бюл. НИИГА. Л., 1958. Вып. 9. С. 33—43.

*Золотухин В. В.* Особенности дифференцированного интрузива Тулай-Киряка на Таймыре. Новосибирск: Наука, 1990. 111 с.

*Золотухин В. В., Васильев Ю. Р.* Особенности формирования некоторых траптовых интрузий северо-запада Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 230 с.

*Золотухин В. В., Виленский А. М., Васильев Ю. Р. и др.* Магнезиальные базиты запада Сибирской платформы и вопросы никеленосности. Новосибирск: Наука, 1984. 225 с.

*Золотухин В. В., Виленский А. М., Дюжиков О. А.* Базальты Сибирской платформы (особенности геологии состава и генезиса пермо-триасовых эффузивов). Новосибирск: Наука, 1986. 254 с.

*Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.

*Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М.* Латеральная магматическая и металлогеническая зональность на основе палеотектонических реконструкций // Геология руд. месторождений. 1974. № 4. С. 3—17.

*Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.

*Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.

*Зоненшайн Л. П., Натапов Л. М.* Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники. М., 1987. С. 31—57.

*Изох Э. П.* Габбро-гранитные плутонические серии как индикаторы глубинных процессов // *Кора и верхняя мантия Земли*. Вып. 2. М.: Изд-во МГУ, 1975. С. 35—57.

*Изох Э. П.* Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978. 137 с.

*Кабаньков В. Я., Соболевская Р. Ф., Лазаренко Н. П. и др.* К проблеме стратификации позднедокембрийских-раннепалеозойских отложений Центрального Таймыра // *Докембрий и кембрий п-ова Таймыр*. Л.: Изд. НИИГА, 1978. С. 5—21.

*Кабаньков В. Я., Соболевская Р. Ф.* Позднедокембрийский-раннепалеозойский этап геологического развития Таймыро-Североземельской складчатой области // *Тектоника байкальского (рифейского) мегакомплекса Сибири*. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981. С. 55—62.

*Каменева Г. И.* К вопросу о тектоническом положении острова Врангеля и его структурных связях с Аляской в палеозое // *Тектоника Арктики. Складчатый фундамент шельфовых седиментационных бассейнов*. Л.: Изд. НИИГА, 1977. С. 122—131.

*Ключанский Л. Н., Лунд Э. Н., Филоненко В. Л.* Типизация мафитовых и ультрамафитовых пород хребта Бырранга (Восточный Таймыр) // *Геология и перспективная оценка рудных районов Красноярского края*. Красноярск: Изд. КО СНИИГГиМС, 1985. С. 5—12.

*Книппер А. Л., Добрецов Н. А., Богданов Н. А.* Офиолиты и пироповые перидотиты Бетских Кордильер // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1992. № 12. С. 8—24.

*Ковалева Г. А.* Трапповая формация центральной и восточной части хребта Бырранга на Таймыре: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. Л., 1968. 21 с.

*Коваленко В. И., Коваль П. В., Конусова В. В. и др.* К геохимии редкоземельных элементов в интрузивных породах известково-щелочной серии // *Геохимия*. 1983. № 2. С. 172—188.

*Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Коваль П. В.* Зональность ареала мезозойских магматических и метасоматических пород западной части Монголо-Охотского пояса и некоторые вопросы их генезиса // *Геохимия и петрология метасоматоза*. Новосибирск: Наука, 1975. С. 103—174.

*Конников Э. Г.* К проблеме офиолитов Байкало-Муйского пояса // *Геология и геофизика*. 1991. № 3. С. 119—129.

*Конников Э. Г., Гибшер А. С., Изох А. Э. и др.* Позднепротерозойская эволюция северного сегмента Палеоазиатского океана: новые радиологические, геохронологические и геохимические данные // *Геология и геофизика*. 1994. Т. 35, № 7—8. С. 152—168.

*Кориковский С. П.* Контрастные модели проградно-ретроградной эволюции метаморфизма фанерозойских складчатых поясов в зонах коллизии и субдукции // *Петрология*. 1995. Т. 3, № 1. С. 45—63.

*Корнев Т. Я., Верниковский В. А.* Петрохимические особенности вулканитов основного и ультраосновного состава в зеленокаменных поясах Енисейского кряжа // *Геохимические типы и рудоносность базит-гипербазитовых, гранулит-гнейсовых комплексов, зеленокаменных поясов и офиолитов*. Иркутск: Изд. Инта геохимии СО АН СССР, 1990. С. 142—147.

*Корнев Т. Я., Даченко В. М., Бозин А. В.* Рифейский магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. М.: Недра, 1974. 126 с.

*Коробова Н. И.* О возрасте двуслюдяных гранитов Таймыра // *Докл. АН СССР*. 1965. Т. 160, № 3. С. 648—686.

*Косько М. К., Лопатин Б. Г., Ганелин В. Г.* Главные геологические структуры островов Восточно-Сибирского и Чукотского морей и северного побережья Чукотки // *Морская геология*. 1990. Т. 93. С. 349—367.

*Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.

*Кузьмин М. И.* Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.

*Кузьмичев А. Б.* Тектоника Исаковского синклинория Енисейского края: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. М., 1987. 19 с.

*Лепезин Г. Г.* Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1978. 231 с.

*Литвиновский Б. А., Добрецов Н. Л.* Эволюция геодинамических режимов магнообразования как ведущий фактор эволюции гранитоидных магм // Гранитоиды складчатых областей. СПб: ВСЕГЕИ, 1993. С. 49—61.

*Лопатин В. М., Натанов Л. М., Уфлянд А. К. и др.* Геодинамическая природа рифейского вулканического пояса Таймыра // Палеовулканизм Алтае-Саянской складчатой области и Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. С. 58—62.

*Макрыгина В. А.* Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. Новосибирск: Наука, 1981. 200 с.

*Малич Н. С., Турганова Е. В.* Карта геологических формаций чехла Сибирской платформы. М-б 1 : 500 000: Объясн. зап. Л.: Изд. ВСЕГЕИ, 1977.

*Мальцев Ю. М., Беззубцев В. В.* О надвиговых структурах Таймырской складчатой области // Геология и геофизика. 1979. № 3. С. 47—54.

*Мальцев Ю. М., Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю.* Стратиграфия и палеонтология верхнедокембрийских отложений Таймыра // Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982. С. 79—105.

*Махлаев Л. В.* Таймырская складчатая область // Докембрий континентов. Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 147—168.

*Махлаев Л. В.* Изолитогенные гранитные ряды. Новосибирск: Наука, 1987. 153 с.

*Махлаев Л. В.* Тектоническая природа Мамонто-Шренковского блока (Центральный Таймыр) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 4. С. 77—87.

*Махлаев Л. В., Андреев В. Л., Голубева И. И., Шаркова В. А.* Рубидий-стронциевое датирование кристаллических пород Мамонто-Шренковского блока (Центральный Таймыр) // Докл. АН СССР. 1992. Т. 324, № 6. С. 1256—1269.

*Махлаев Л. В., Забияка И. Д.* О взаимоотношениях филлитов и кристаллических сланцев в районе залива Симса (Восточный Таймыр) // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182, № 3. С. 666—669.

*Махлаев Л. В., Коробова Н. И.* Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра. Красноярск: Краснояр. кн. изд-во, 1972. 130 с.

*Миронов А. Г., Ножкин А. Д.* Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах. Новосибирск: Наука, 1978. 254 с.

*Моссаковский А. А., Руженцев С. В., Самыгин С. Г., Хераскова Т. Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3—32.

*Нагайцева Н. Н.* Пикрит-габбро-долеритовый никеленосный комплекс Центрального Таймыра // Комплексные методы поисков медно-никелевых месторождений в зонах криогенеза. Л.: Изд. НИИГА, 1981. С. 78—84.

*Нагайцева Н. Н., Ермолаев И. К., Колесова Н. Ю.* Никеленосные интрузивные комплексы центральной части Горного Таймыра // Рудомагматические комплексы северо-запада Сибирской платформы и Таймыра. Л., 1985. С. 95—112.

*Нагайцева Н. Н., Павлов Л. Г., Старицына Г. Н.* Боотанкагский никеленосный массив // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253, № 2. С. 551—553.

*Натальин Б. А.* Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1984. 136 с.

*Ножкин А. Д.* Раннедокембрийские троговые комплексы юго-западной части Сибирской платформы и их металлогения // Докембрийские троговые струк-

туры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: Наука, 1985. С. 66—75.

*Ножкин А. Д., Туркина О. М., Бобров В. А.* Геохимические типы и вопросы генезиса протерозойских гранитоидов на основе данных по фракционированию лантаноидов, урана и тория // Геохимические ассоциации редких и радиоактивных элементов в рудных и магматических комплексах. Новосибирск: Наука, 1991. С. 4—21.

*Обручев В. А.* Докембрий Таймырского края и Северной Земли // Стратиграфия СССР. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1939. С. 493—501.

*Окулич А. В., Лопатин Б. Г., Джексон Х. Р.* Циркумпольная геологическая карта Арктики. Геологическая служба Канады. 1989. Карта 1765А. М-б 1 : 6 000 000.

*Парфенов Л. М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 190 с.

*Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5—24.

*Перчук Л. Л.* Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 391 с.

*Перчук Л. Л., Федькин В. В.* Эволюция РТ-параметров при региональном метаморфизме // Геология и геофизика. 1986. № 7. С. 65—69.

*Петрология и метаморфизм древних офиолитов / Добрецов Н. Л., Молдавандев Ю. Е., Казак А. П. и др.* Новосибирск: Наука, 1977. 218 с.

*Погребницкий Ю. Е.* Некоторые черты докембрийского фундамента Таймыра и его формации в период образования складчатой области // Тектоника Сибири. Т. 2. Тектоника Красноярского края. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. С. 294—401.

*Погребницкий Ю. Е.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра, 1971. 284 с.

*Погребницкий Ю. Е., Васильев В. С., Шануренко Н. К.* Металлогения Таймыра // Геология руд. месторождений. 1988. № 6. С. 86—90.

*Половинкина Ю. И.* Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Т. II. Метаморфические породы. М.: Недра, 1966. 271 с.

*Поляков Г. В., Богнибов В. И., Халилов В. А., Чулунбатог Г.* Первые U-Pb датировки титаноносных габброидов Западного Прихубсугуля (Монголия) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321, № 4. С. 814—818.

*Постельников Е. С.* Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии. М.: Наука, 1980. 71 с.

*Проскурнин В. Ф.* Магматические формации Таймыро-Североземельской складчатой системы, их рудоносность и геодинамические особенности формирования // Рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск: Изд. СНИИГГиМС, 1991. С. 33—39.

*Равич М. Г.* Докембрий Таймыра. Л., 1954. 312 с. (Тр. НИИГА; Вып. 76).

*Равич М. Г., Погребницкий Ю. Е.* Стратиграфическая схема докембрия Таймыра. М.: Недра, 1965. С. 13—27.

*Равич М. Г., Чайка Л. А.* Дифференцированная интрузия траптовой формации Таймырской складчатой области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 1. С. 50—64.

*Равич М. Г., Чайка Л. А.* Малые интрузии хребта Бырранга (Таймырский п-ов). Л., 1959. (Тр. НИИГА; Вып. 88).

*Равич М. Г., Чайка Л. А.* Метаморфические и магматические формации Таймырского докембрия // Петрография Восточной Сибири. Т.1. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 590—719.

*Реввердатто В. В.* Фации контактового метаморфизма. М.: Недра, 1970. 272 с.

*Ревердатто В. В., Шеплев В. С., Полянский О. П.* Метаморфизм погружения и эволюция рифтовых впадин: модельное приближение // Петрология. 1995. Т. 3, № 1. С. 37—44.

*Региональные метаморфо-метасоматические формации / Жданов В. В., Беляев Г. М., Блюман Б. А. и др.* Л.: Недра, 1983. 280 с.

*Рифейские-нижнепалеозойские офиолиты* Северной Евразии / Под ред. Н. Л. Добрецова. Новосибирск: Наука, 1985. 195 с.

*Русаков В. А., Фокин В. И.* Полиметалльное оруденение в кварцевых жилах севера Центрального Таймыра // Геология и метаморфогенное рудообразование докембрия Таймыра. Л.: ПГО "Севморгео", 1983. С. 94—104.

*Сазонов В. Н.* Лиственитизация и оруденение. М.: Наука, 1975. 172 с.

*Сенин Б. В., Шипилов Э. В., Юнов А. Ю.* Тектоника арктической зоны перехода от континента к океану. Мурманск, 1989. 176 с.

*Силантьев С. А.* Метаморфизм в современных океанических бассейнах // Петрология. 1995. Т. 3, № 1. С. 24—36.

*Склярков Е. В.* Петрологические индикаторы тектонической эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса: Дис... д-ра геол.-мин. наук. Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 1994. 52 с.

*Соболев В. С.* Петрология траптов Сибирской платформы. Л.: Главсевморпуть, 1936. 222 с.

*Соболевская Р. Ф., Мильштейн В. Е.* К вопросу о стратиграфии синийских отложений на Центральном Таймыре // Сб. статей по геологии и нефтегазоносности Арктики. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 20—30.

*Соловьева М. Ф., Соболевская Р. Ф., Красиков Э. М.* Новые данные о нижнекаменноугольных отложениях р. Ленивой (Центральный Таймыр) // Докембрий и кембрий полуострова Таймыр. Л.: Изд. НИИГА, 1978. С. 45—53.

*Сондерс А. Д., Тарни Дж.* Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102—133.

*Судовиков Н. Г.* Метаморфогенное рудообразование // Сов. геология. 1965. № 1. С. 105—119.

*Сурков В. С., Трофимук А. А., Жеро О. Г. и др.* Триасовая рифтовая система Западно-Сибирской плиты, ее влияние на структуру и нефтегазоносность платформенного мезозойско-кайнозойского чехла // Геология и геофизика. 1982. № 8. С. 3—15

*Таусон Л. В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.

*Урванцев Н. Н.* Таймырская геологическая экспедиция 1929 г. Л., 1931. 40 с. (Тр. Главн. геол.-разв. упр.; Вып. 65).

*Урванцев Н. Н.* Таймырская складчатая зона // Бюл. Норильского комбината. 1949. С. 4—12.

*Устрицкий В. И.* История развития Северо-Востока СССР в позднем палеозое // Верхний палеозой Северо-Востока СССР. Л.: Изд. НИИГА, 1975. С. 54—76.

*Уфлянд А. К., Натанов Л. М., Лопатин В. М. и др.* О тектонической природе Таймыра // Геотектоника. 1991. № 6. С. 76—93.

*Федькин В. В.* Геотермобарометрия метapelитовых комплексов и проблема эволюции метаморфизма // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. М.: Наука, 1986. С. 183—200.

*Фор Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

*Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.

*Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.

Хаин В. Е., Волобуев М. И., Хаин Е. В. Рифейский офиолитовый пояс западной периферии Сибирского кратона // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1993. № 4. С. 22—29.

Хаин Е. В. Гранито-гнейсовые купола и ультрабазит-базитовые интрузии в зонах субдукции офиолитов // Геотектоника. 1989. № 5. С. 38—51.

Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якишин М. С., Бутаков Е. П. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 355 с.

Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якишин М. С. Рифей Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 25—33.

Цыганков А. А., Конников Э. Г. Геохимические типы и геодинамические условия становления габброидных комплексов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 1. С. 19—30.

Шануренко Н. К. Главнейшие структурно-вещественные комплексы Таймырской складчатой области // Геология и рудоносность Таймыро-Северо-земельской складчатой области. Л., 1979. С. 3—15.

Шануренко Н. К. Общие особенности и эволюция металлогении Таймырской складчатой системы // Геология и метаморфогенное рудообразование докембрия Таймыра. Л.: ПГО "Севморгеология", 1983. С. 5—25.

Шараськин А. Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемой эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. 163 с.

Шатский Н. С. Избранные труды. Т. 1—IV. М.: Наука, 1963—1965.

Шило Н. А., Загузина М. А. Магматические комплексы и металлогения Восточной Чукотки // Позднемезозойские гранитоиды Чукотки. Магадан, 1965. С. 188—206. (Тр. СВКНИИ; Вып. 12).

Шульдинер В. И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 224 с.

Якишин М. С. О каланчевском комплексе микрофитолитов рифея Сибири // Геология и геофизика. 1975. № 2. С. 44—52.

Якишин М. С. Новые данные о микрофитолитах рифея Таймыра // Геология и геофизика. 1980. № 11. С. 146—150.

Aldiss D. T. Plagiogranites from the ocean crust and ophiolites // Nature. 1981. V. 289. P. 577—578.

Alleinikoff J. N., Moore T. E., Walter M., Nokleberg W. J. U-Pb ages of zircon, monazite, and sphene from Devonian metagranites and metafelsites, central Brooks Range, Alaska // U. S. Geol. Survey Bull. 2068. 1993. P. 59—70.

Amato J. M., Wright J. E., Gans P. B., Miller E. L. Magmatically induced metamorphism and deformation in the Kigluaik gneiss dome, Seward Peninsula, Alaska // Tectonics. 1994. V. 13, № 2. P. 515—527.

Aplonov S. V. An aborted Triassic ocean in West Siberia // Tectonics. 1988. V. 7. P. 1103—1122.

Arth J. G., Barker F., Peterman Z. E., Fridman I. Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas // J. Petrol. 1978. V. 19. P. 289—316.

Barker D. S. Compositions of granophire, myrmekite, and graphic granite // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. № 81. P. 3339—3350.

Barker F., Millard H. T., Jr. Geochemistry of the type trondhjemite and three associated rocks, Norway // Trondhjemites, dacites and related rocks / Ed. by F. Barker. Amsterdam: Elsevier, 1979. P. 517—529.

Beccaluwa L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites // Ofioliti. 1979. V. 4, № 1. P. 67—74.

Birk D., Koljonen J., Rosenberg R. J. Rare earth distribution in Archean granitoid plutons of the Wabigoon volcanic-plutonic belt, North-Western Ontario // Can. J. Earth Sci. 1979. № 16. P. 270—289.

Campbell I. H., Czamanske G. K., Fedorenko V. A. et al. Synchronism of the Siberian traps and the Permian-Triassic boundary // Science. 1992. V. 258. P. 1760—1763.

Cecile M. P., Harrison J. C., Kosko M. K., Parrish R. R. Precambrian U-Pb ages of igneous rock, Wrangel Complex, Wrangel Island, USSR // Can. J. Earth Sci. 1991. V. 28. P. 1340—1348.

Chappel B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types // Pacif. Geol. 1974. № 8. P. 173—174.

Claoue-Long J. C., Zichao Z., Guogan M., Shaohua D. The age of the Permian-Triassic boundary // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. V. 105. P. 182—190.

Cloos M. Litospheric buoyancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges and seamounts // Geol. Soc. Amer. Bull. 1993. V. 105, № 6. P. 715—737.

Cohen A. S., O'Nions R. K., Siegenthaler R., Griffin W. I. Chronology of the pressure-temperature history recorded by a granulite terrain // Contribs. Mineral. and Petrol. 1988. V. 98. P. 303—311.

Coleman R. G. Ophiolites. Berlin; N.Y.: Springer Verlag, 1977. 261 p.

Coleman R. G. Preaccretion tectonics and metamorphism of ophiolites // Ofioliti. 1984. V. 9. P. 205—222.

Coleman R. G., Donato M. M. Oceanic plagiogranite revisited // Trondhjemites, dacites and related rocks / Ed. by F. Barker. Amsterdam: Elsevier, 1979. P. 149—168.

Coleman R. G., Peterman Z. E. Oceanic plagiogranites // J. Geophys. Res. 1975. V. 80. P. 1099—1108.

Condie K. C., Rosen O. M. Laurentia-Siberia connection revisited // Geology. 1994. V. 22. P. 168—170.

Coney P. J., Harms T. A. Cordillerian metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression // Geology. 1984. V. 12. P. 550—554.

Czamanske G. K., Fedorenko V. A., Lind E. N. et al. The Siberian Traps: A flip of the dynamo and 600 000 years of hell on earth? // EOS: Trans. Amer. Geophys. Union. 1992. V. 73. 532 p.

Dalrymple G. B., Czamanske G. K., Lanphere M. A. et al.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of samples from the Noril'sk-Talnakh ore-bearing intrusion and the Siberian flood basalt // EOS: Trans. Amer. Geophys. Union. 1991. V. 72. 570 p.

Dalrymple G. B., Czamanske G. K., Fedorenko V. A. et al. A reconnaissance  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronologic study of ore-bearing related rocks, Siberian Russia // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1995. V. 59, № 10. P. 2071—2083.

Dewey J. F. Extensional collapse of orogens // Tectonics. 1988. V. 7. P. 1123—1139.

Dillon J. T., Pessel G. H., Chen J. H., Veach N. C. Middle Paleozoic magmatism and orogenesis in the Brooks Range, Alaska // Geology. 1980. V. 8. P. 338—343.

Dobretsov N. L., Berzin N. A., Buslov M. M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian ocean // Int. Geol. Rev. 1995. V. 37, № 4. P. 335—360.

Dobretsov N. L., Konnikov E. G., Dobretsov N. N. Precambrian ophiolite belts of Southern Siberia, Russia and their metallogeny // Prec. Res. 1992. V. 58. P. 427—446.

Dobretsov N. L., Watanabe T., Natal'in B. A., Miyashita S. Comparison of ophiolites and blueschists of Sakhalin and Hokkaido // Ofioliti. 1994. V. 19, № 1. P. 157—176.

England P. C., Thompson A. B. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 894—928.

Ernst W. G. Metamorphism and ancient continental margins // The geology of continental margins. N.Y.: Springer Verlag, 1974. P. 907—919.

*Ernst W. G.* Phanerozoic continental accretion and the metamorphic evolution of Northern and Central California // *Tectonophysics*. 1983. V. 100. P. 287—320.

*Ernst W. G.* Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist PT-paths // *Geology*. 1988. V. 16. P. 1081—1084.

*Evensen N. M., Hammlton P. S., O'Nions R. K.* Rare-earth abundances in chondritic meteorites // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1978. V. 42, № 8. P. 1199—1212.

*Ewart A., Brothers R. N., Mateen A.* An outline of geology and geochemistry and possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga-Kermadec-New Zealand island arc // *J. Volcanol. Geochem. Res.* 1977. V. 2, № 3. P. 205—250.

*Frish T.* Metamorphic and plutonic rocks of northernmost Ellesmere Island, District of Franklin // *Geol. Survey of Canada*. 1974. Bull. 229.

*Forsyth D. A., Mair J. A.* Crustal structure of the Lomonosov Ridge and the Fram and Makarov basins near the North Pole // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. P. 473—481.

*Gayer R. A., Gee D. G., Harland W. B. et al.* Radiometric age determinations on rocks from Spitsbergen // *Nor. Polarint. Skr.* 1966. № 137. 39 p.

*Gee D. G., Bjorklund L., Stolen L. K.* Early Proterozoic basement in Ny Friesland-implications for the Caledonian tectonics of Svalbard // *Tectonophysics*. 1994. V. 231. P. 171—182.

*Gee D. G., Johansson A., Ohta Y. et al.* Grenvillian basement and a major unconformity within the Caledonides of Nordaustlandet, Svalbard // *Prec. Res.* 1995. V. 70. P. 215—234.

*Gerlach D. C., Leeman W. P., Ave Lallemand H. G.* Petrology and Geochemistry of Plagiogranite in the Canyon Mountain Ophiolite, Oregon // *Contribs. Mineral. and Petrol.* 1981. V. 77. P. 82—92.

*Gill J. B.* Geochemistry of Viti-Levu, Fiji and its evolution as an island arc // *Contribs. Mineral. and Petrol.* 1970. V. 27, № 3. P. 179—203.

*Gill J. B.* *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Berlin; N.Y.: Springer Verlag, 1981. 390 p.

*Goldstein S. J., Jacobsen S. B.* Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. P. 249—265.

*Hamilton E. I., Sandford K. S.* Rubidium-strontium ages from North-East Land (Spitsbergen) // *Nature*. 1964. V. 201. P. 1208—1209.

*Heaman L. M., LeCheminant A. N., Rainbird R. H.* Nature and timing of Franklin igneous events, Canada: Implications for a Late Proterozoic mantle plume and the breakup of Laurentia // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 109. P. 117—131.

*Hirajima T., Hiroi Y., Banno S., Ohta Y.* The eclogites and related rocks from the Montalafjella high-pressure complex in Spitsbergen, Arctic Ocean // *Lithos*. 1988. V. 22. P. 75—97.

*Hoffman P. F.* Precambrian geology and tectonic history of North America // *Bally A. W., Palmer A. R. (eds.) The geology of North America*. 1989. V. A. P. 447—512.

*Hoffman P. F.* Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? // *Science*. 1991. V. 252. P. 1409—1412.

*Horsfield W. T.* Glaucophane schists of Caledonian age from Spitsbergen // *Geol. Mag.* 1972. V. 109. P. 29—36.

*Jackson G. R., Jonson G. L.* Structure and history of the Amerasian Basin // *Geol. of the Arctic. Proc.* 27 I.G.G., Coll 04. Moscow, 1984. P. 105—118.

*Jacobsen S. B.* Isotopic constraints on crustal growth and recycling // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 90. P. 315—329.

*Jacobsen S. B., Wasserburg G. J.* Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137—150.

Jenner G. A., Dunning G. R., Malpas J. et al. Bay of Island and Little Port complexes, revisited: age, geochemical and isotopic evidence confirm suprasubduction-zone origin // *Can. J. Earth Sci.* 1991. V. 28, № 10. P. 1635—1652.

Karl S. M., Aleinikoff J. N. Proterozoic U-Pb zircon age of granite in the Kallarichuk Hills, Western Brooks Range, Alaska: Evidence for Precambrian basement in the Schist Belt // Dover J. H., Galloway J. P. (eds.) *Geological studies in Alaska by the U. S. Geol. Survey.* United States Geological Survey. 1990. Bull. 1946. P. 95—100.

Karl S. M., Aleinikoff J. N., Dickey C. F., Dillon J. T. Age and chemical composition of Proterozoic intrusive rocks at Mount Angayukaqraq Western Brooks Range, Alaska // *Ibid.* 1989. Bull. 1903. P. 10—19.

Kirkham R. V., Chorlton L. B., Carriere J. J. Generalized Geology of the World, rock type/age (era) domains; Geological Survey of Canada. Ottawa, 1994. Open file 2915a. Scale 1 : 35 000 000.

Kosko M. K., Cecile M. P., Harrison J. C. et al. Geology of Wrangel island, between Chukchi and East Siberian seas, northeastern Russia // *Canada Communication Group-Publishing.* Ottawa, 1993. 101 p.

Krogh T. F. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1973. V. 37. P. 485—494.

Krogh T. E. Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using and air abrasion technique // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1982. V. 46. P. 637—649.

Liew T. C., Finger F., Hock V. The Moldanubian granitoid pluton of Australia: chemical and isotopic studies bearing on their environment setting // *Chem. Geol.* 1989. V. 76, № 1/2. P. 41—55.

Liew T. C., Hofmann A. W. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indication from a Nd and Sr isotopic study // *Contribs. Mineral. and Petrol.* 1988. V. 98. P. 129—138.

Little T. A., Miller E. L. Extensional origin of ductile fabrics in the Schist Belt, Central Brooks Range, Alaska. Geologic and structural studies // *J. Struct. Geol.* 1994. V. 16, № 7. P. 899—918.

Ludwig K. R. PbDAT for MS-DOS, version 1.21 // U. S. Geol. Survey Open-File Rep., 88—542. 1991a. 35 p.

Ludwig K. R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.50 // U. S. Geol. Survey Open-File Rep., 88—557. 1991b. 64 p.

Malpas J. Two contrasting trondhjemite associations from transported ophiolites in western Newfoundland: initial report // *Trondhjemites, dacites and related rocks* / Ed. by Barker F. Amsterdam: Elsevier, 1979. P. 525—546.

Maruyama Sh. Plume tectonics // *J. Geol. Soc. Jap.* 1994. V. 100. P. 24—49.

Menzies M. Rare earth geochemistry of fused ophiolitic and alpine lherzolites, Othris, Lanzo and Troodos // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1976. V. 40. P. 645—656.

Miller E. L., Calvert A. T., Little T. A. Strain-collapsed metamorphic isograds in a sillimanite gneiss dome, Seward Peninsula, Alaska // *Geology.* 1992. V. 20. P. 487—490.

Miyashiro A. Pressure and temperature conditions and tectonic significance of regional and ocean floor metamorphism // *Tectonophysics.* 1972. V. 13. P. 141—159.

Miyashiro A. *Metamorphism and metamorphic belts.* London, George Allen and Unwin. 1973. 492 p.

Miyashiro A. *Metamorphic petrology.* London: UCL Press. Ltd. 1994. 404 p.

Nelson B. K., Nelson S. W., Till A. B. Nd- and Sr-isotope evidence for Proterozoic and Paleozoic crustal evolution in the Brooks Range, northern Alaska // *J. Geol.* 1993. V. 101. P. 435—450.

Ohta Y. Caledonian and Precambrian history in Svalbard: a review, and an implication of escape tectonics // *Tectonophysics*. 1994. V. 231. P. 183—194.

Ohta Y., Hirajima T., Hiroi Y. Caledonian high pressure metamorphism in central-western Spitsbergen // *Mem. Geol. Soc. Amer.* 1986. V. 164. P. 205—216.

Patrick B. E., Evans B. W. Metamorphic evolution of the Seward Peninsula blueschist terrane // *J. Petrol.* 1989. V. 30. P. 531—555.

Patrick B. E., McClelland W. C. Late Proterozoic granitic magmatism on Seward Peninsula and a Barentian origin for Arctic Alaska-Chukotka // *Geology*. 1995. V. 23, № 1. P. 81—84.

Pearce J. A., Cann J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1973. № 19. P. 290—300.

Pearce J. A., Lippard S. J., Roberts S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites // B. P. Kokelaar, M. F. Howells (eds.), *Marginal Basin Geology*. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1984a. V. 16. P. 77—96.

Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock // *J. Petrol.* 1984b. V. 25. P. 956—983.

Peucat J. J., Ohta Y., Gee D. G., Bernard-Griffiths J. U-Pb, Sr and Nd evidence for Grenville and latest Proterozoic tectonothermal activity in the Spitsbergen Caledonides, Arctic Ocean // *Lithos*. 1989. V. 22. P. 275—285.

Pitcher W. S. Granites and yet more granites forty years on // *Geol. Rdsch.* 1987. V. 76/1. P. 51—79.

*Rare earth element geochemistry* / Ed. P. Henderson. Amsterdam; Oxford; N. Y.; Tokyo: Elsevier, 1984. 507 p.

Richard P., Shimizu N., Allegre C. J.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , a natural tracer: An application to oceanic basalts // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 31. P. 269—278.

Roots C. F., Parrish R. R. Age of the Mount Harper volcanic complex, southern Ogilvie Mountains, Yukon // *Radiogenic age and isotopic studies*. Geological Survey of Canada. 1988. Pap. 88—2. P. 29—35.

Roser B. P., Korsch R. J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using  $\text{SiO}_2$  content and  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ratio // *J. Geol.* 1986. V. 94, № 5. P. 635—649.

Saunders A. D., Tarney J. Geochemical characteristic of basaltic volcanism within back-arc basin // *Marginal Basin Geology*. Oxford; London; Edinburgh, 1984. P. 59—76.

Sharaskin A. Yu., Pustlin I. K., Zlobin S. K., Kolesov G. M. Two ophiolite sequences from the basement of the northern Tonga arc // *Ophioliti*. 1983. V. 8(3). P. 411—430.

Sinha A. K., Frisch T. Whole-rock Rb-Sr age of metamorphic rocks from Northern Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago. I. The gneiss terrain between Ayles Fiord and Yelverton Inlet // *Can. J. Earth Sci.* 1975. V. 12, № 1. P. 90—94.

Sinha A. K., Frisch T. Whole-rock Rb-Sr and zircon U/Pb ages of metamorphic rocks from northern Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago. II. The Cape Columbia Complex // *Can. J. Earth Sci.* 1976. V. 13, № 6. P. 774—780.

Steiger R. N., Jager E. Convention on the use decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. P. 359—362.

Stasey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. P. 207—221.

Taylor S. R., McLennan S. M. The continental crust: Its evolution and composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.

*Trettin H. P.* Pearya: a composite terrane with Caledonian affinities in northern Ellesmere Island // *Can. J. Earth Sci.* 1987. V. 24, № 2. P. 224—245.

*Trettin H. P., Parrish R., Loveridge W. D.* U-Pb determinations on Proterozoic to Devonian rocks from northern Ellesmere Island, Arctic Canada // *Can. J. Earth Sci.* 1987. V. 24, № 2. P. 246—256.

*Vernikovskiy V. A.* Peculiarities of mineral composition and conditions of metamorphism for various geodynamic complexes, Northern Taimyr // *Abstr. 16th General Meeting IMA, Pisa, Italy, 1994a.* P. 425—426.

*Vernikovskiy V. A.* To the formation of Taimyr folded area in the Riphean and Paleozoic // *Abstr. Intern. conf. on Arctic margins. Magadan, 1994b.* 124 p.

*Vernikovskiy V. A.* The geodynamic evolution of the Taimyr folded area // *Тихоокеан. геология.* 1995а. Т. 14, № 4. С. 71—80.

*Vernikovskiy V. A.* To geodynamic evolution of the Taimyr folded area // *Proc. of the Int. conf. on Arctic Margins (Magadan, Russia, Sept. 1994).* Magadan, 1995b. P. 186—193.

*Vernikovskiy V. A., Vernikovskaya A. E., Lyapunov S. M. et al.* Petrological — geochemical peculiarities and age of plagiogranites of the Cheliuskin ophiolite belt, North Taimyr // *Int. Geol. Rev.* 1994. V. 36, № 10. P. 961—975.

*Vernikovskiy V. A., Vernikovskaya A. E., Nozhkin A. D., Ponomarchuk V. A.* Geochemistry and age of Isakov belt ophiolites (Yenisey Ridge) // *Report N 4 of the IGCP Project 283; Abstr. Novosibirsk, 1993.* P. 138—140.

*Vogt P. R., Kovacs J., Perry R. K., Taylor P. T.* Amerasian Basin in the Arctic: magnetic lineation and its identification // *Geol. of the Arctic. Proc. 27 I. G. C.; Coll 04. Moscow, 1984.* P. 128—135.

*Wanless R. B., Stevens R. D., Lachance G. R., Delabio R. N.* Age determinations and geological studies, K-Ar isotopic ages, report 12 // *Geol. Survey of Canada.* 1974. Pap. 74—2.

*Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contribs. Mineral. and Petrol.* 1987. V. 95. P. 407—419.

*White A. J. R.* Sources of granite magmas // *Geol. Soc. Amer. Ann. Gen. Meeting.* 1979. 539 p.

*White A. J. R., Chappell B. W.* Ultrametamorphism and granitoid genesis // *Tectonophysics.* 1977. V. 43. P. 7—12.

*Wildberg H. G. H.* High level plagiogranites from the Nicoya ophiolite complex, Costa Rica, Central America // *Geol. Rdsch.* 1987. V. 76/1. P. 285—301.

*Wilson J. T.* Did the Atlantic close and then reopened? // *Nature.* 1966. V. 211. P. 676—681.

*Windrum D. R., McCulloch M. T.* Nd and Sr isotopic systematics of Central Australian granulites: chronology of crustal development and constraints on the evolution of the lower continental crust // *Contribs. Mineral. and Petrol.* 1986. V. 94. P. 289—303.

*Wood D. A.* The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. № 50. P. 11—30.

*Wood D. A., Marsh N. G., Tarney J. et al.* Geochemistry of igneous rocks recovered from a transect across the Mariana trough, arc, fore-arc and trench, sites 453 through 461 // *Lee M., Powell R. (eds). Int. Rep. Deep-Sea drill. Proj. 1982.* V. 60. P. 611—645.

*Zonenshain L. P., Kuzmin M. I., Natapov L. M.* Plate Tectonics and Ore Deposits within North Eurasia // *CSM Quart. Rev.* 1992. V. 92, № 2. P. 13—27.

<b>ПРЕДИСЛОВИЕ</b> .....	5
<b>Глава 1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ ТАЙМЫРА</b> .....	9
1.1. Обзор представлений о структуре и тектоническом развитии Таймырской складчатой области .....	—
1.2. Тектоническое районирование Таймыра и соотношение основных структур и комплексов.....	20
<b>Глава 2. ЦЕНТРАЛЬНО-ТАЙМЫРСКИЙ ДОКЕМБРИЙСКИЙ АККРЕЦИОННЫЙ ПОЯС</b> .....	31
2.1. Мамонто-Шренковский и Фаддеевский гранито-гнейсовые террейны.....	—
2.1.1. Структурное положение и строение.....	—
2.1.2. Состав метаморфитов и РТ-условия метаморфизма .....	33
2.1.3. Петрология и геохимия гранитоидов.....	41
2.1.4. Изотопно-геохимические исследования и обоснование возраста.....	46
2.2. Океанские и островодужные комплексы .....	52
2.2.1. Строение Челюскинского и Становского офиолитовых поясов .....	—
2.2.2. Петрография и метаморфизм .....	56
2.2.3. Петрохимия и геохимия офиолитов и островодужных вулканитов .....	59
2.2.4. Петрология и геохимия плагиогранитов Челюскинского офиолитового пояса.....	70
2.2.5. Изотопно-геохимические исследования и обоснование возраста офиолитов.....	79
2.2.6. О рифтогенном магматизме Центрально-Таймырского аккреционного блока.....	85
2.2.7. Гидротермально-метасоматические образования и особенности металлогении .....	86
<b>Глава 3. КАРСКИЙ КОНТИНЕНТ</b> .....	94
3.1. Литолого-стратиграфические и геохимические особенности флишеидной толщи .....	—
3.2. Регионально-метаморфическая зональность, РТ-условия метаморфизма.....	97
3.3. Контактный метаморфизм и соотношение регионально-метаморфической и контактово-метаморфической зональностей .....	106
3.4. Гранитоиды Карского континента .....	110
3.4.1. Структурное положение и петрография .....	—
3.4.2. Петрогеохимические особенности гранитоидов.....	111
3.5. Изотопно-геохимические и геохронологические исследования... 117	
3.6. Гидротермально-метасоматические образования и особенности металлогении.....	124

<b>Глава 4. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ТАЙМЫРА И СООТНОШЕНИЕ ГЛАВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ, МАГМАТИЗМА, МЕТАМОРФИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИИ .....</b>	<b>129</b>
4.1. Основные петрологические индикаторы геодинамической эволюции Таймырской складчатой области .....	—
4.1.1. Реконструкция формирования рифейских офиолитовых поясов .....	131
4.1.2. Типы метаморфизма и метаморфические пояса.....	134
4.1.3. Гранитоиды различных геодинамических обстановок .....	138
4.1.4. Индикаторная роль траппового магматизма .....	144
4.1.5. Металлогеническая специализация геодинамических комплексов .....	147
4.2. Этапы формирования Таймырской складчатой области .....	148
<b>Глава 5. КОРРЕЛЯЦИЯ ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ И РУБЕЖЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ ТАЙМЫРСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ С ПОДОБНЫМИ СТРУКТУРАМИ ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И АРКТИКИ .....</b>	<b>155</b>
5.1. Сопоставление рифейских офиолитов Енисейского кряжа, Восточного Саяна, Северного Прибайкалья и Таймыра .....	—
5.2. Особенности строения позднерифейских комплексов Арктики ..	162
5.2.1. Чукотско-Аляскинская складчатая область.....	163
5.2.2. Складчатые пояса северной части Канадского арктического архипелага.....	170
5.2.3. Архипелаг Шпицберген .....	173
5.3. Геодинамические реконструкции.....	177
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....</b>	<b>182</b>
<b>ЛИТЕРАТУРА .....</b>	<b>185</b>

<b>PREFACE</b> .....	5
<b>Chapter 1. SPECIFIC FEATURES OF TAIMYR STRUCTURE</b> .....	9
1.1. The views about the structure and tectonic evolution of Taimyr folded area .....	—
1.2. Tectonic mapping of Taimyr: relationships of principle structures and complexes .....	20
<b>Chapter 2. CENTRAL TAIMYR PRECAMBRIN ACCRETIONARY BELT</b> .....	31
2.1. Mamont-Shrenk and Faddey granite-gneissic terranes .....	—
2.1.1. Position and internal structure .....	—
2.1.2. Composition of metamorphic rocks and PT-conditions of metamorphism .....	33
2.1.3. Petrology and geochemistry of granitoids .....	41
2.1.4. Isotopic-geochemical studies and age justifications .....	46
2.2. Oceanic and island-arc units .....	52
2.2.1. Structure of the Cheliuskin and Stanovoy ophiolite belts .....	—
2.2.2. Petrography and metamorphism .....	56
2.2.3. Petrochemistry and geochemistry of ophiolites and island-arc volcanics .....	59
2.2.4. Petrology and geochemistry of plagiogranites from the Cheliuskin ophiolite belt .....	70
2.2.5. Isotopic-geochemical studies and age of ophiolites .....	79
2.2.6. Rift magmatism in the Central Taimyr accretionary block ....	85
2.2.7. Hydrothermal-metasomatic rocks and metallogeny .....	86
<b>Chapter 3. THE KARA CONTINENT</b> .....	94
3.1. Lithology, stratigraphy and geochemistry features of flysch unit...—	—
3.2. Regional metamorphic zonation, PT-conditions of metamorphism..	97
3.3. Contact metamorphism and correlation of regional-metamorphic and contact metamorphic zonations .....	106
3.4. The Kara continent granitoids .....	110
3.4.1. Position and Petrography .....	—
3.4.2. Geochemical features of granitoids .....	111
3.5. Isotopic geochemistry and geochronology .....	117
3.6. Hydrothermal-metasomatic rocks and metallogeny .....	124
<b>Chapter 4. GEODYNAMIC EVOLUTION OF TAIMYR: RELATIONSHIPS OF TECTONIC EVENTS, MAGMATISM, METAMORPHISM AND METALLOGENY</b> .....	129
4.1. Basic petrologic indicators for the tectonic evolution of Taimyr folded area .....	—
4.1.1. Reconstruction of the formation Riphean ophiolite belts .....	131
4.1.2. Types of metamorphism and metamorphic belts .....	134
4.1.3. Granitoids of different geodynamic settings .....	138
4.1.4. Indicative features of trap magmatism .....	144
4.1.5. Metallogeny features of Taimyr geodynamic complexes .....	147
4.2. Stages of Taimyr folded area evolution .....	148

<b>Chapter 5. CORRELATIONS BETWEEN THE STRUCTURAL UNITS, ROCK COMPOSITION AND STAGES OF EVOLUTION OF TAIMYR FOLDED AREA AND THOSE OF THE SIBERIAN PLATFORM FRAME AND THE ARCTIC</b>	155
5.1. Comparison of Riphean ophiolites from the Yenisey Ridge, East Sayan, North Baikal area, and Taimyr	—
5.2. Structural features of the Arctic Late Riphean rock units	162
5.2.1. Chukotka-Alaska folded area	163
5.2.2. Foldbelts of the northern Canadian Arctic Archipelago	170
5.2.3. Spitzbergen Archipelago	173
5.3. Geodynamic reconstructions	177
<b>CONCLUSIONS</b>	182
<b>REFERENCES</b>	185

Темат. план вып. изд.  
СО РАН на 1996 г. (монографии)

Научное издание

*Валерий Арнольдович Верниковский*

**ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ  
ТАЙМЫРСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ**

Научный редактор  
академик Николай Леонтьевич Добрецов

Утверждено к печати  
Институтом геологии СО РАН

Редактор З. В. Белоусова  
Технический редактор О. В. Вараксина  
Компьютерная верстка А. В. Владимирова

---

Подписано к печати 18.12.96.  
Формат 70×100/16. Бумага тип. № 2. Офсетная печать.  
Печ. л. 16.45. Уч.-изд. л. 15.5. Тираж 500. Заказ 84.

---

Новосибирск, 90, Университетский просп., 3.  
Научно-издательский центр ОИГГМ СО РАН