



ISSN 0002-3272

К.Х.АВАКЯН

ГЕОЛОГИЯ И

ПЕТРОЛОГИЯ

ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬСКОЙ
ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВОЙ
ОБЛАСТИ
АРХЕЯ



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Ордена Трудового Красного Знамени Геологический институт

К.Х.АВАКЯН

**ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ
ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬСКОЙ
ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВОЙ
ОБЛАСТИ АРХЕЯ**

Труды, вып. 471

Основаны в 1932 году



Москва
«НАУКА»
1992

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

K.KH.AVAKYAN

**GEOLOGY AND PETROLOGY OF THE ARCHAEN
CENTRAL-KOLA GNEISS-GRANULITIC AREA**

Transactions, vol. 471

Геология и петрология Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области архея / К.Х.Авакян. — М.: Наука, 1992 — 168 с. (Тр. ГИН; Вып. 471). — ISBN 5-02-002250-0

В книге рассмотрено геологическое строение Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области архея Балтийского щита. Подробно изложены результаты детальных петрологических, геохимических и изотопных исследований высокометаморфизованных орто- и парапород центральнокольского комплекса. На основании полученных данных восстановлена последовательность геологических процессов, реконструирован состав дометаморфического комплекса и определены физико-химические параметры метаморфизма. Проанализирована связь тектонических деформаций с метаморфизмом, мигматизацией и метасоматозом; обсуждена роль этих процессов в формировании гранитно-метаморфического слоя коры.

Табл. 44. Ил. 43. Библиогр.: 151 назв.

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук *В.С.Федоровский*

Рецензенты:
М.В.Миц, А.С.Новикова

Редакционная коллегия:
академик РАН *А.Л.Книппер* (главный редактор), *В.Г.Гербова,*
Ю.Б.Гладенков, В.А.Дриц

The book deals with the geological structure of Central-Kola archean gneiss-granulite area of Baltic shield. The detailed results are given of petrological, geochemical and isotope studies of highgrade metamorphic ortho- and pararocks of central-kola complex. These data served as the base for the reconstruction of geologic processis succession, the premetamorphic composition of the complex, and PT-conditions of metamorphism. The relations of tectonical deformations with metamorphism, migmatization and metasomatism are analysed, and the significance of these processes in «granit-metamorphic» crust formation is discussed.

Responsible editor
V.S.Fedorovsky

Editorial board:
Academician of Russian Academy of Sciences *A.L.Knipper* (Editor-in-Chief),
V.G.Gerbova, Yu.B.Gladenkov, V.A.Dritz

A $\frac{1804020000-218}{042(02)-92}$ 335-92, I полугодие

© К.Х.Авакян, 1992
© Российская академия наук, 1992

Введение

Проблема происхождения и эволюции архейской континентальной коры — одна из наиболее актуальных в современной геологической науке. Для ее решения необходимо иметь достоверные данные о строении и соотношениях главных типов структур архейской земной коры — гранит–зеленокаменных и гранулит–гнейсовых областей. В настоящее время гранит–зеленокаменные системы изучены довольно хорошо, тогда как происхождение и эволюция гранулит–гнейсовых областей во многом остаются неясными.

Благоприятным объектом для выяснения этих вопросов является Центрально–Кольская гранулит–гнейсовая область архея Балтийского щита, которая в отличие от многих структур подобного типа доступна изучению и хорошо сохранилась от воздействия более поздних процессов. Она располагается в осевой части Кольского полуострова, простираясь в северо–западном направлении более чем на 250 км при средней ширине 60 км, и имеет площадь около 15 тыс. км² (рис.1). С северо–востока и юго–запада она граничит с архейскими зеленокаменными поясами — Колмозеро–Вороньинским и Оленегорско–Тальинским соответственно.

По мнению многих исследователей [23, 80, 81], Центрально–Кольская область сложена древнейшим складчатым комплексом и является ядром, вокруг которого происходило разрастание Балтийского щита. Получение достоверных данных о строении, составе, времени формирования и эволюции этой важнейшей межпоясовой структуры позволило бы не только проверить данное утверждение, но и приблизиться к пониманию проблемы соотношения между гранит–зеленокаменными и гранулит–гнейсовыми областями. Однако уровень изученности этих вопросов остается все еще невысоким, что и определило актуальность настоящего исследования.

Цель работы состояла в выяснении строения и истории развития Центрально–Кольской гранулит–гнейсовой области, что предусматривало решение следующих задач: 1) изучение геологического строения региона, определение геологических, петрографических и геохимических характеристик слагающих его метаморфических комплексов и выяснение их исходного формационного состава; 2) определение физико–химических параметров метаморфизма; 3) изучение соотношений между зонами гранулитового и амфиболитового метаморфизма; 4) восстановление последовательности магматических, метаморфических и метасоматических процессов и установление их связи с тектоническими процессами; 5) выяснение роли этих процессов в формировании «гранитно–метаморфического» слоя.

В результате проведенных работ показано, что Центрально–Кольская гранулит–гнейсовая область сложена единым структурно–вещественным комплексом, который автор предлагает называть центральнокольским. Восстановлена последовательность геологических процессов и установлено, что до метаморфизма этот комплекс был пред-

тектонометаморфического цикла, время проявления которого надежно датируется поздним археем.

Полученные выводы основываются на материале, в значительной степени являющимся результатом творческого сотрудничества со многими геологами, геохимиками и аналитиками — Е.В.Бибиковой, М.И.Буякайте, Т.В.Грачевой, Л.Ф.Добржинецкой, И.К.Кацура, С.М.Ляпуновым, Л.В.Суминым, М.В.Шавыриной. Автор пользуется случаем выразить им глубокую признательность за проделанный труд.

Автор хранит благодарную память о своем учителе — докторе геолого-минералогических наук, профессоре М.С.Маркове, во многом определившем научные интересы автора.

На различных стадиях обработки материалов и написания монографии автор получил большую пользу от консультаций и дискуссий с В.В.Баржицким, С.В.Богдановой, В.В.Бурашниковым, А.А.Графчиковым, Н.Б.Заборовской, А.Н.Кониловым, С.П.Кориковским, В.Н.Лариным, А.А.Маракушевым, М.В.Минцем, Г.Е.Некрасовым, Н.Н.Перцевым, Л.Л.Перчуком, В.И.Пожиленко, Г.В.Риле, О.М.Розеном, Д.А.Рябухиным, В.С.Федоровским, В.И.Фонаревым, Е.Я.Шенкманом, С.В.Шипуновым, Б.А.Шлайфштейном, А.А.Щипанским. Всем перечисленным исследователям и коллегам автор искренне признателен.

Автор выражает особую благодарность коллективу лаборатории сравнительной тектоники докембрия и фанерозоя Геологического института РАН за постоянную помощь в проведении исследований и оформлении данной монографии.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬСКОЙ
ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВОЙ ОБЛАСТИ

1.1. Краткий обзор истории исследований

История геологического изучения центральной части Кольского полуострова берет свое начало с середины XIX в. и включает работы таких классиков геологии как А.Миддендорф, В.Рамсей, А.А.Полканов, Н.Г.Судовиков, Н.А.Елисеев, Е.С.Федоров, А.Е.Ферсман [18].

Территория Кольского полуострова представляет собой северо-восточную окраину Балтийского щита, который, в свою очередь, является крупнейшим выступом фундамента Восточно-Европейской платформы. Основы стратиграфии, тектоники, метаморфизма, магматизма и истории развития региона были разработаны А.А.Полкановым в 1935—1939 гг. [79—81]. Уже в своих первых геотектонических обобщениях он выделил в пределах восточной части Балтийского щита три архейских блока (Мурманский, Беломорский, Финско-Карельский), спаянных Кольской и Карельской зонами протерозоид. Эти геоструктурные единицы легли в основу многих последующих схем тектонического районирования Кольского полуострова [18, 29, 34, 44, 56, 83].

В частности К.О.Кратц и др. [44], обобщив результаты комплексных геологических, геофизических, петрологических и изотопно-геохронологических исследований, подтвердили слоисто-блоковое строение земной коры восточной части Балтийского щита (см. рис. 1). Они выделили два типа структур, различающихся по морфологии и генезису: «1) структуры блокового типа — геоблоки, мегаблоки, сегменты и блоки; 2) разграничивающие их линейные структуры шовного типа, или зоны сочленения» [44. С. 25]. В состав Карело-Кольского геоблока (кроме него выделены еще Свекофенский, Дальский и Каледонский геоблоки) входят Кольский, Беломорский и Карельский мегаблоки (см. рис. 1). Кольский мегаблок включает в себя Мурманский, Центрально-Кольский, Терский и Лоттинский сегменты, а также Кейвско-Поросозерскую и Печенгско-Имандра-Варзугскую мобильно-проницаемые зоны [44]. Центрально-Кольский сегмент занимает всю осевую часть Кольского мегаблока и состоит из двух блоков: Кольско-Норвежского и Кейвского, разделенных Цагинской зоной разломов (рис. 1, 2).

Однако в настоящее время при тектоническом районировании раннедокембрийских областей более широкое распространение получил иной принцип классификации структур, основанный на выделении гранит-зеленокаменных и высокометаморфизованных областей. М.С.Марков и др. [64] использовали этот подход при составлении структурно-формационной схемы верхнеархейского среза Кольского полуострова. На этой схеме выделены три основных типа структурно-формационных зон: гранулитогнейсовые области; зоны полиметаморфизма, ультраметаморфизма и гранитизации (гранито-гнейсовые области); зеленокаменные пояса. Сопоставление двух схем райониро-

вания показывает, что контуры блоковых структур соответствуют высокометаморфизованным (гранито-гнейсовым и гранулитогнейсовым) областям, а многие мобильно-проницаемые зоны совпадают с зеленокаменными поясами [44, 64]. Выделенные структурно-формационные зоны (или блоковые и линейные структуры) различаются по составу, строению, возрасту, степени метаморфизма слагающих их пород, по мощности и типу коры (см. рис. 2).

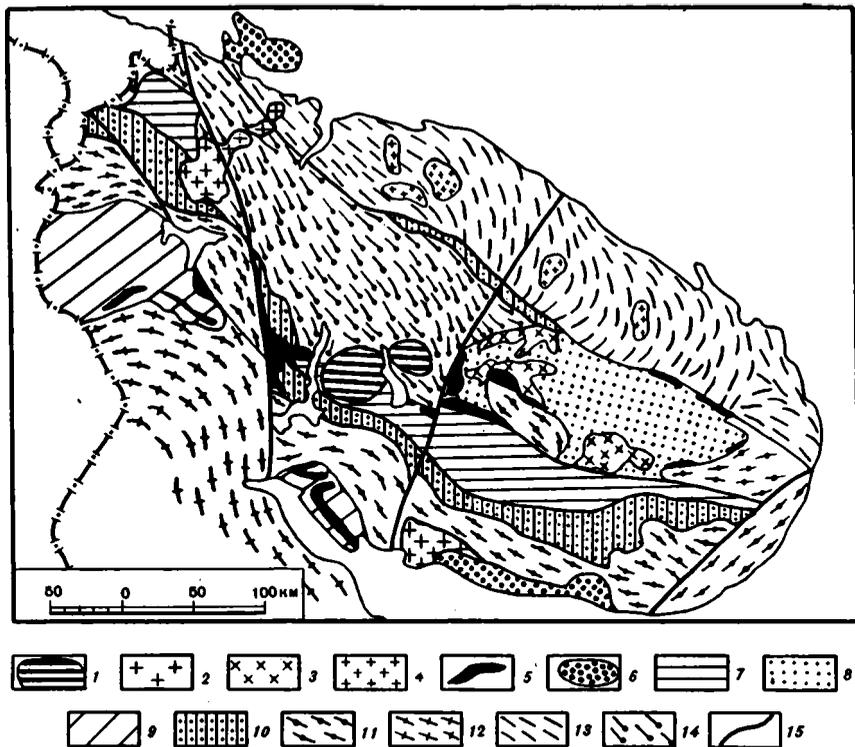


Рис. 2. Схема тектонического строения северо-восточной части Балтийского щита (по [29, 44] с дополнениями автора)

1—5 — интрузивные образования: 1 — герцинские интрузивы нефелиновых сиенитов, 2 — интрузивы существенно калиевых гранитов (типа лицко-арагубского комплекса), 3 — щелочные граниты, 4 — микроклиновые и плагиомикроклиновые граниты нормальной щелочности, 5 — синкинематические интрузивы габро-лабрадоритов; 6—14 — структуры раннего и позднего докембрия Кольского полуострова: 6 — позднепротерозойские (рифей-венд) структуры полуострова Рыбачий и Терского берега; 7—9 — раннепротерозойские структуры: 7 — Печенгский и Имандра-Варзугский зеленокаменные пояса, 8 — Кейвская структура, 9 — Лапландско-Кольвицкий гранулитовый пояс; 10—14 — позднерехейские структуры: 10 — Оленегорский и Колмозеро-Вороньинский зеленокаменные пояса, 11, 12 — Беломорская (11) и Терско-Лоттинская (12) архейские гранито-гнейсовые области, интенсивно переработанные в раннем протерозое, 13 — Мурманская гранито-гнейсовая область, 14 — Центрально-Кольская гранулитогнейсовая область. 15 — разломы

Отсутствие единого подхода к проблеме типизации раннедокембрийских структур и неразработанность различных терминологических систем привели к отсутствию единообразия в их номенклатуре. Поэтому автор пользуется как традиционной для Кольского полуострова системой терминов (блоки, сегменты,...), так и более современной систематикой.

На Уфимском стратиграфическом совещании [37] было решено в качестве наиболее крупных стратиграфических подразделений докембрия принимать глобальные тектонические (тектономагматические, диастрофические) циклы, завершающие относительно спокойные и длительные этапы геологического развития.

В соответствии с представлениями большинства исследователей формирование земной коры Кольского полуострова происходило в три этапа: саамский (раннеархейский), лопийский (позднеархейский) и карельский (раннепротерозойский) [18, 29, 34, 44, 71, 82, 83].

Считается, что породы саамского комплекса слагают фундамент верхнеархейских и протерозойских образований и по физическим свойствам отвечают «диоритовому» и «базальтовому» слоям земной коры [44, 52]. О времени проявления саамского диастрофизма нет достоверных изотопных данных. Предполагается, что он произошел примерно 3,5 млрд лет тому назад (по другим данным — 3 млрд лет назад) и сопровождался гранулитовым метаморфизмом умеренных давлений. Гранулиты такого типа встречаются в Мурманском [16, 25, 29, 56], Центрально-Кольском, Терском, Лоттинском и Беломорском блоках [17, 106] (см. рис. 2). Однако, изотопное датирование пород указывает лишь на позднеархейский возраст гранулитового метаморфизма. Обычно это объясняют тем, что в позднеархейское время все образования саамского комплекса подверглись интенсивной тектонической и метаморфической перестройке.

Лопийский структурно-формационный комплекс слагает Колмозеро-Вороньинский, Оленегорско-Тальинский и другие зеленокаменные пояса [29, 64] (см. рис. 2). Осадочно-вулканогенные образования этих поясов метаморфизованы от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. В смежных с поясами областях в это время происходили широкомасштабные процессы регионального метаморфизма, гранитизации, мигматизации и гранитного плутонизма, сопровождавшиеся активными тектоническими движениями. Лопийский цикл эволюции земной коры завершился 2,7—2,6 млрд лет тому назад ребольской фазой диастрофизма [44, 71].

Специфику архейских процессов корообразования можно выявить, лишь изучая комплексы, наиболее сохранившиеся от воздействия более поздних эндогенных процессов. Центрально-Кольская гранулит-гнейсовая область является вполне подходящим объектом для решения такой задачи. Автор проводил исследования главным образом в центральной части этой области (рис. 2, 3), являвшейся, по мнению А.А.Полканова [82], древнейшим ядром, вокруг которого происходило разрастание всего Балтийского щита. В дальнейшем эта идея была развита П.М.Горяиновым [23], который выделяет здесь «Кольско-

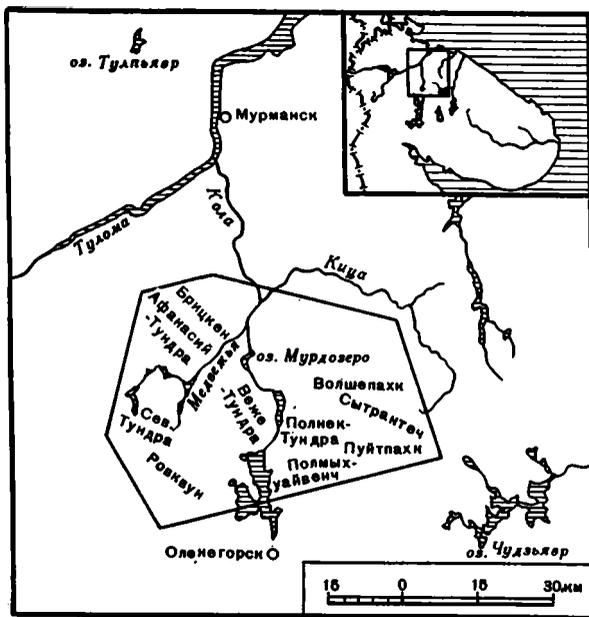


Рис. 3. Схематическая карта района работ

Норвежский мегаблок» — структуру наиболее ранней консолидации среди докембрийских образований Кольского полуострова («кратон»).

А.А.Полканов [79—83] считал, что самые древние образования Кольского полуострова представлены комплексом гранатовых и слюдяных гнейсов кольской серии, причем гранатовые гнейсы являются метаморфизованными мергелисто-глинистыми породами с известняками, а слюдяные гнейсы — это преобразованные песчано-глинистые породы с джеспилитами и известняками. Он же выдвинул гипотезу о метасоматическом происхождении магнетитовых сланцев и кварцитов, полагая, что метасоматические процессы вызваны внедрением синорогенных интрузий габбро-амфиболитов, гиперстеновых диоритов и олигоклазовых гранитов во время саамской эпохи диастрофизма.

И.В.Бельков, И.Д.Батиева [7, 8] выделяют древнейший «тоналитовый» фундамент, в составе которого преобладают эффузивные и интрузивные породы, объединенные в «первично-коровую вулканоплутоническую ассоциацию». По химическому составу породы этой ассоциации соответствуют дацитам, андезитам, андезито-базальтам. П.М.Горяинов [23] тоже считает, что «Кольско-Норвежский мегаблок» состоит из архейского фундамента или «нижнего структурного этажа» (олигоклазовые граниты и гранодиориты), но залегающие на нем супракристалльные породы «верхнего структурного этажа», по его мнению, являются нижнепротерозойскими. В.А.Масленников [67] в качестве фундамента кольской серии рассматривал массив основных и ультраосновных пород Чуна-Монча-Волчьих тундр. В основании

«гнейсового комплекса кольской серии» он обнаружил конгломераты с галькой габбро–норитов и лабрадоритов. Однако другие исследователи считают эти «конгломераты» зонами бластомилонитизации, или эруптивными брекчиями [30, 44].

Согласно данным Л.П.Бондаренко, В.Б.Дагелайского [11, 12] кольская серия имеет фундамент, сложенный породами «ультраметаморфического комплекса». В его составе они выделили «два подкомплекса: нижний — гнейсо–плагиограниты, гранито–гнейсы и мигматиты, и верхний (“чарнокитовая серия”) — кристаллические сланцы и гнейсы основного состава, подвергшиеся чарнокитизации, антипертитовые и мигматитовые чарнокиты, а также микроклинизированные, амфиболитизированные и биотитизированные диориты, гнейсо–диориты и габбро–диориты» [12. С. 15]. Такое расположение двух подкомплексов аргументировалось более древними значениями калий–аргоновых возрастов в гранито–гнейсах и тем, что «породы чарнокитовой серии залегают в синклиналиях, обрамляющих ядра антиклинорий, сложенных гранито–гнейсами...» [11. С. 6]. Однако современные изотопные исследования выявили ненадежность калий–аргоновых возрастов [85, 98], а структурно–геологические данные Л.Ф.Добржиницкой, И.К.Кацура, М.С.Маркова и автора [1—5, 26—28, 36, 64] указали на отсутствие столь строгой структурной приуроченности в расположении пород обоих подкомплексов.

Кольская серия, по данным Л.П.Бондаренко и В.Б.Дагелайского [11, 12], состоит из метаморфизованных, в основном первично осадочных пород и залегает в линейно–синклиналиях структурах, трансгрессивно перекрывая различные подкомплексы пород ультраметаморфического комплекса. В ее составе они выделяют две толщи: нижнюю — интенсивно мигматизированные меланократовые биотитовые гнейсы, реже гранат–биотитовые и биотит–амфиболовые гнейсы; и верхнюю — более мощную, состоящую из трех свит (снизу вверх): пинкельяврской, чудзьяврской, волшепахской. Пинкельяврская свита представлена биотитовыми и гранат–биотитовыми гнейсами, кристаллическими сланцами основного состава, амфиболитами, магнетитовыми сланцами. Чудзьяврская свита сложена кристаллическими сланцами и гнейсами основного состава, амфиболитами и подчиненными им биотитовыми и гранат–биотитовыми гнейсами и магнетитовыми сланцами. Волшепахская свита состоит из высокоглиноземистых (силлиманит–гранат–биотитовых, силлиманит–кордиерит–биотитовых и др.) гнейсов, переслаивающихся с маломощными слоями высокожелезистых силикатных пород и руд.

Забегая несколько вперед, отметим, что исследования автора и его коллег проходили в районе работ Л.П.Бондаренко и В.Б.Дагелайского, но стратиграфическое несогласие между ультраметаморфическим комплексом и кольской серией обнаружить не удалось [1, 27, 28, 36, 64]. Не удалось также воспроизвести выделенные этими исследователями стратиграфические подразделения кольской серии.

Некоторые геологи обнаруживают тесную связь между Центрально–Кольской и Беломорской областями. Например, К.А.Шуркин [107] полагает, что кольские гнейсы не представляют стратиграфиче-

ски единой формации, а включают как породы раннепротерозойского возраста (собственно кольские гнейсы), так и подстилающего их фундамента, причем «последний...является первоначально беломорским» [107. С. 38]. Далее он предлагает принять для железорудных сланцев и связанных с ними гнейсов и амфиболитов наименование «кольские гнейсы» в качестве географического понятия. С.И.Макиевский [56] считает архейскими лишь амфибол-гиперстеновые гнейсы и гнейсо-диориты баренцевоморской толщи. На них залегают гнейсы, амфиболиты и железистые кварциты оленегорской толщи нижнего протерозоя («промежуточный комплекс»), а высокоглиноземистые гнейсы он отнес к лоухской свите кольско-беломорской серии среднего протерозоя. Гиперстеновые диориты хребта Веже-тундра, по его мнению, являются раннепротерозойской интрузией, причем более молодой, чем оленегорская толща.

Нетрадиционными можно назвать точки зрения В.В.Жданова и Т.П.Малковой [33], В.Б.Крюкова [45]. В.В.Ждановым было высказано предположение, что западная часть Кольского полуострова представляет собой резко приподнятый, единый блок земной коры, который состоит из глубокометаморфизованных древнейших образований, сопоставимых с образованиями «базальтового» слоя земной коры. Комплексы гиперстеновых диоритов типа хребта Веже-тундра являются реликтовыми зонами среди их диафторированных аналогов (гнейсо-диоритов и гнейсов). По данным В.В.Жданова и Т.П.Малковой [33], формирование железистых кварцитов связано с метаморфотметасоматическими процессами, проявленными в раннепротерозойских породах. В.Б.Крюков [45] пришел к почти аналогичным выводам на основе структурно-геологических наблюдений. Он полагает, что гнейсы кольской серии приурочены к зонам смятия и являются динамометаморфическими образованиями, сформировавшимися в раннем протерозое за счет дислокационного метаморфизма пород гранитоидного комплекса («ультраметаморфического комплекса» по: [11, 12]), подвергшегося глубинной блоково-глыбовой складчатости.

Из приведенного выше обзора видно, что древнейшие образования центральной части Кольского полуострова обычно подразделяют на «комплекс гнейсов кольской серии» и «комплекс олигоклазовых гранитов и гиперстеновых диоритов». Остроении, времени формирования и соотношения этих комплексов высказываются самые разные точки зрения: 1) осадочные породы кольской серии древнее «гиперстеновых диоритов», являющихся синорогенными интрузиями раннеархейской [18, 79—83] или раннепротерозойской [56] эпохи диастрофизма; 2) гранитоидный комплекс древнее кольских гнейсов и слагает нижние части разреза кольской серии [67, 97]; 3) кольские гнейсы образовались из гранитоидных пород в результате их глубинного дислокационного динамометаморфизма [45] или метаморфо-метасоматической переработки [20, 33]; 4) гранитоидный комплекс является фундаментом для пород кольской серии [7, 8, 11, 12, 23, 34, 71].

Большинство исследователей поддерживает последнюю точку зрения. В данной работе предлагается иная трактовка — кольская серия и «гранитоидный комплекс» одновозрастны и представляют собой еди-

ный комплекс, в составе которого выделяются эндербит—метабазитовая группа ортопород и существенно метапелитовая группа парапород. Обе группы неоднократно подвергались совместным деформациям, метаморфизму, гранитизации и в настоящее время они структурно едины.

Нет ясности и в истории метаморфизма пород центральной части Кольского полуострова. По данным Л.П.Бондаренко и В.Б.Дагеляйского [11, 12], раннедокембрийские образования этой области обнаруживают зональность высокой степени прогрессивного регионального метаморфизма и интенсивные проявления ультраметаморфизма и метасоматоза. Региональный метаморфизм протекал одновременно со складкообразованием. Метаморфическая зональность проявлена в постепенном увеличении интенсивности метаморфизма от амфиболитовой к гранулитовой фации с зоной перехода, в которой наблюдается прогрессивное наложение гранулитовой фации на амфиболитовую. Отмечалось также, что на некоторых участках проявились локальная бластомилонитизация и диафторез амфиболитовой фации. Л.П.Бондаренко [10] впервые обнаружила на Кольском полуострове сапфириновую ассоциацию, что имеет большое значение для понимания истории метаморфизма пород данного региона.

Г.М.Другова и др. [30] считают, что в раннем архее вся Центрально—Кольская зона подверглась деформациям и региональному метаморфизму гранулитовой фации (андалузит—силлиманитового типа) с сопутствующей интенсивной гранитизацией. В результате позднеархейской складчатости сформировались основные структурные черты древнейшего комплекса, но в раннем протерозое местами на него вновь наложился метаморфизм амфиболитовой фации (кианит—силлиманитового типа).

Противоречие между этими двумя точками зрения сводится к вопросу о пространственных и возрастных соотношениях гранулитовых и амфиболитовых зон метаморфизма. А.И.Тугаринов и Е.В.Бибикова установили, что «региональный метаморфизм кольских гнейсов протекал одновременно как в гранулитовой, так и амфиболитовой фациях метаморфизма 2700 ± 50 млн лет назад» [98. С. 52]. Во второй главе будут приведены новые изотопные данные, подтверждающие этот вывод [2, 3, 9, 15, 24, 30].

Таким образом, метаморфизм Центрально—Кольской области практически синхронен с процессами метаморфизма и гранитизации в Мурманском и Беломорском блоках [17, 21, 22, 24, 30, 85, 86, 98]. Следовательно, высказанное А.А.Полкановым предположение о том, что данный блок является древнейшим ядром, пока не подтверждено изотопными данными.

Приведенный здесь литературный обзор показал, что обилие противоречивых суждений о геологическом строении Центрально—Кольской гранулито—гнейсовой области порождено большой сложностью изучаемого объекта и отсутствием достоверных первичных данных о составе, строении, генезисе и возрасте слагающих ее комплексов.

1.2. Центральнокольский метаморфический комплекс: состав и строение

Древнейшие образования Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области исследовались в пределах междуречья Кола—Медвежья—Кица (см. рис. 3). Площадь этой территории составляет около 1000 км². Картирование осуществлялось совместно с М.С.Марковым, Л.Ф.Добержинецкой и И.К.Кацура (рис. 4), которые проводили здесь детальные структурные исследования. Результаты этих работ уже частично опубликованы [1—5, 27, 28, 36, 64, 65].

Полученные данные свидетельствуют, что в пределах изученной территории все древнейшие породы образуют единый метаморфический («центральнокольский») комплекс. Он состоит из метаморфизованных в гранулитовой и амфиболитовой фациях вулканических, плутонических и седиментогенных образований (около 70—80%) и связанных с ними синметаморфических пород, возникших в результате процессов аллохимического метаморфизма, гранитизации и метасоматоза — 20—30%. Парاپороды, ортопороды и продукты их переработки образуют две резко различающиеся по минеральному и химическому составу группы пород. Они слагают согласные протяженные тела пластовой формы, которые, чередуясь в разрезе коры, занимают примерно равную площадь.

Собственно ортопороды в зонах гранулитовой фации представлены эндробитами (55—65% от общего объема пород группы), основными кристаллосланцами (15—20%), метапироксенитами (~1%), а в зонах амфиболитовой фации — амфиболовыми и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами, амфиболитами и горнблендитами (количественные соотношения такие же, что и в гранулитовой зоне).

Практически все ортопороды мигматизированы. Они содержат субсогласные и секущие зоны порфиробластеза, жилы и небольшие тела крупнозернистых плагиоклазитов, лейкократовых массивных эндробитов и биотитовых плагиогранитов (15—20%). В отличие от них продукты аллохимического метаморфизма (гранатовые эндробиты, гранат-биотитовые плагиогнейсы, гранат-амфибол-двупироксеновые основные кристаллосланцы и гранатовые амфиболиты) и метасоматоза (ортопироксен-силлиманитовые и сапфириновые калиево-магнезиальные породы, кварц-плагиоклазовые породы и кварциты) имеют локальное развитие (3—5%) и приурочены к зонам пластических сдвигов.

Группа парापород и продуктов их переработки представлена преимущественно глиноземистыми гнейсами — около 70—80%, кальциево-магнезиальными (метаизвестково-силикатными) и высокожелезистыми силикатными породами (железистыми кварцитами) — не более 3%, гранатсодержащими ортоклазовыми (иногда микроклиновыми) гранитами — 15—20%, разнообразными метасоматитами — 2%. В целом эта группа пород соответствует волшепакской свите кольской серии [11, 12]. К собственно парापородам относятся только глиноземистые гнейсы, кальциево-магнезиальные породы и железистые кварциты. Гнейсы представлены мелкозернистыми гранат-био-



титовыми разностями и подчиненными им прослоями крупно- и гигантозернистых, порфиробластовых пород с кианитом (только в зонах амфиболитовой фации), силлиманитом, кордиеритом, шпинелью, корундом. Практически все гнейсы содержат тонкие (от 1 мм до нескольких сантиметров) инъекции гранатосодержащих калишпатовых гранитов. В некоторых участках доля гранитов достигает 30—40%.

Метасоматиты, ассоциирующие с глиноземистыми гнейсами, являются продуктами кислотного выщелачивания (кварциты с силлиманитом, биотитом, гранатом, кордиеритом; кальцит-гранатовые силлиманититы) и сопряженного основного метасоматоза (линзы и прослои феррогиперстен-альмандин-анортит-кварцевых и других пород). Как и в ортопорадах, они приурочены к зонам пластических сдвигов, обычно совпадающих с тектонизированными контактами парапород и ортопород.

Формационное единство орто- и парапород кажется естественным. Возможно, это обусловлено однотипностью наложившихся на них структурно-вещественных преобразований — тектонических деформаций, регионального метаморфизма, гранитизации, метасоматизма. Во всяком случае, несомненно, что они совместно подвергались этим воздействиям.

1.2.1. Структурная и метаморфическая зональность

Детальные структурно-геологические исследования [1, 27, 28, 36, 64] выявили сложное чешуйчато-складчатое строение Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области. В пределах изученной территории установлена структурная зональность. В зонах, примыкающих к Оленегорскому (см. рис. 2, 4) и Колмозеро-Вороньинскому зеленокаменному поясам, породы центральнокольского комплекса слагают линейные относительно узкие полосы, вытянутые в северо-западном направлении и представляющие собой серию чередующихся пла-

Рис. 4. Геологическая карта центральной части Кольского полуострова. Составили И.К.Кацура, Л.Ф.Добржинецкая, М.С.Марков и К.Х.Авакян

1 — четвертичные отложения; 2 — дайки диабазов; 3 — ортоклазовые и микроклиновые граниты (а), и гранито-гнейсы (б); 4 — гранатосодержащие граниты; 5, 6 — группа парапород: 5 — гранат-биотитовые, силлиманит-кордиерит-биотит-гранатовые и другие глиноземистые гнейсы гранулитовой фации с резко подчиненными прослоями пироксеновых плагиогнейсов и железистых кварцитов, 6 — гранат-биотитовые и кианит-силлиманит-биотит-гранатовые гнейсы амфиболитовой фации; 7—12 — группа ортопород: 7 — гранат-пироксеновые и гранат-амфибол-пироксеновые кристаллосланцы, гранатовые и гранат-пироксеновые амфиболиты, гранатовые эндрбиты, иногда с редкими прослоями сапфириновых ортопироксен-силлиманитовых пород (отмечены звездочкой *), 8 — двупироксеновые и биотит-амфибол-двупироксеновые основные кристаллосланцы с подчиненными прослоями эндрбитов, метапироксенитов и секущими жилами плагиоклазитов, 9 — амфиболиты с подчиненным развитием прослоев плагиогнейсов и горнблендитов, 10 — мезократовые и лейкократовые эндрбиты с подчиненным развитием основных кристаллосланцев, 11 — амфиболовые, биотит-амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы с реликтовым гиперстеном и подчиненным развитием прослоев пироксеносодержащих амфиболитов, 12 — амфиболовые, биотит-амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы с подчиненными прослоями амфиболитов; 13 — элементы залегания кристаллизационной сланцеватости с углами падения: а — вертикальные (80—90°), б — <80°; 14 — направление минеральной линейности; 15 — зоны пластических сдвигов; 16 — геологические границы

стин, сложенных группами то орто-, то парапород. Пластины мощностью 20—500 м погружаются в направлении поясов под углом 30—50°. Внутри пластин как парапороды, так и ортопороды многократно и сложно деформированы, образуют пакеты лежащих и опрокинутых складок с субгоризонтальными шарнирами. Складки деформируют кристаллизационную сланцеватость, метаморфическую и мигматитовую полосчатость.

Одна из наиболее крупных пластин ортопород прослеживается от Пулозера через хребет Веже—тундра до горы Афанасий—тундра и далее на северо-запад (см. рис. 4). Ее длина превышает 30 км, а максимальная ширина выхода достигает 5—6 км. В районе Мурдозера и станций Кица, Лопарская и Тайбола закартировано еще несколько небольших пластин ортопород, чередующихся с пластинами парапород.

В центральной зоне породы центральнокольского комплекса деформированы в сжатые изоклинальные складки с вертикальными шарнирами и осевыми плоскостями северо-западного направления. Главной структурной особенностью зоны является крупная кольцевая структура диаметром 7—8 км, центральная часть которой совпадает с вершиной горы Сытрантеч (см. рис. 4). Ядро кольцевой структуры сложено эндербитами и кристаллосланцами, причем пласты чередующихся меланократовых и лейкократовых пород образуют конформные дугообразные полосы. Выходы парапород также картируются в виде узких и протяженных дугообразных полос, расположенных на расстоянии 3—4 км от центра кольцевой структуры. Кольцевая структура имеет форму цилиндра, ось которого крутоориентирована на север-северо-восток [36]. Плоскостные элементы пород (метаморфическая и мигматитовая полосчатость, кристаллизационная сланцеватость) характеризуются субвертикальными падениями. Как в ортопородах, так и в парапородах осевые плоскости средне- и мелкомасштабных складок повторяют контуры кольцевой структуры. С запада и востока кольцевая структура ограничена зонами пластических сдвигов, представленных бластомилонитами, бластокатаклазитами и милонитами. По данным И.К.Кацура [36], она представляет собой структуру вращения.

Породы центральнокольского комплекса подверглись региональному метаморфизму гранулитовой и амфиболитовой фаций и локально проявившемуся более позднему метаморфизму эпидот-амфиболитовой фации. В центральной части области преобладают гранулиты. Они слагают две параллельные линейные полосы шириной по 12—15 км, протягивающиеся в северо-западном направлении через всю исследованную территорию (Веже—тундра — Афанасий—тундра, Пуйтпахк—Волшепахк) (рис. 5). Западная (припоясовая) часть исследованной территории граничит с Оленегорским зеленокаменным поясом и состоит из двух участков: юго-западный участок (горы Ровкун и Медвежья Тундра) сложен преимущественно породами амфиболитовой фации метаморфизма, а в северо-западном участке (район горы Северная Тундра) преобладают породы гранулитовой фации. Граница между ними постепенная и имеет запад-северо-западную ориентировку (см. рис. 5).

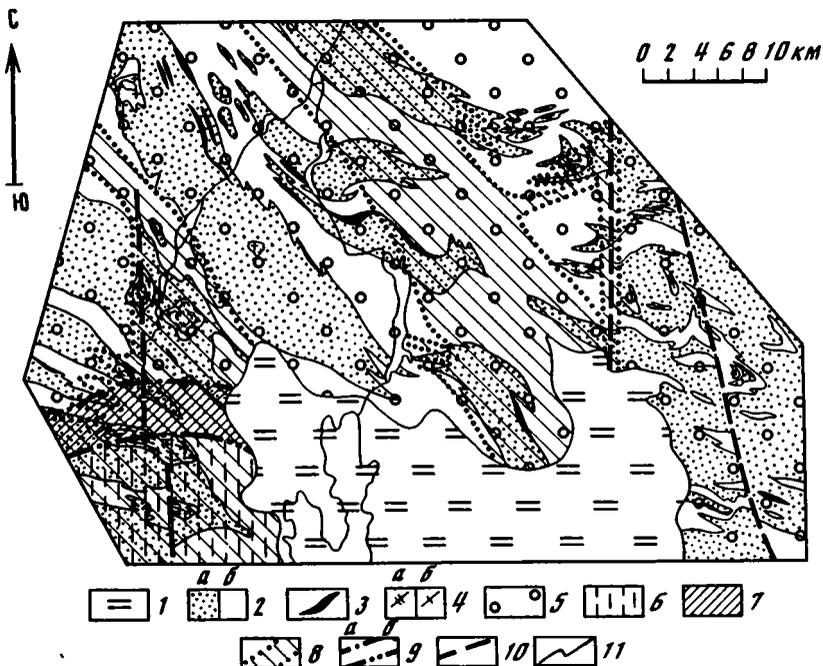


Рис. 5. Схема метаморфической зональности центральной части Кольского полуострова

1 — неметаморфизованные образования; 2 — центральнокольский комплекс: а — ортопороды, б — парапороды; 3 — гранатовые эндробиты, ортопироксен-силлиманитовые, сапфириновые и эклогитоподобные породы; 4 — микроклиновые и ортоклазовые граниты: а — гранатсодержащие, б — безгранатовые; 5—7 — зоны метаморфизма: 5 — гранулитовая, б — амфиболитовая, 7 — переходная; 8 — зоны низкотемпературных регрессивных преобразований в эпидот-амфиболитовой фации; 9 — границы между зонами метаморфизма: а — гранулитовой и переходной, б — переходной и амфиболитовой; 10 — разрывные нарушения; 11 — геологические границы

Следовательно, зональность метаморфизма согласуется с тектонической структурой региона — от центральной части гранулит-гнейсовой области в направлении к Оленегорскому зеленокаменному поясу степень метаморфизма понижается.

Детальные петрологические, структурные и изотопные исследования показали, что на регрессивной ветви регионального метаморфизма центральнокольский комплекс подвергся калиевой гранитизации и связанному с ней диафорезу эпидот-амфиболитовой фации.

В западном районе структуры этого этапа представлены гранито-гнейсовыми куполами и вертикальными зонами интенсивного рассланцевания, вдоль которых сосредоточены инъекции гранитов (см. рис. 4). Зоны рассланцевания имеют запад-северо-западную ориентировку и накладываются на ранее созданный структурный ансамбль, представленный пакетами изоклинальных лежащих складок (устное сообщение И.К.Кацура). В центральной («гранулитовой») зоне мине-

ральные ассоциации амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации накладываются на уже деформированные и мигматизированные породы гранулитовой фации и слагают протяженную, вытянутую в северо-западном направлении полосу шириной 5—6 км (гора Полмых-уайвенч—гора Полнек—тундра—станция Лопарская). Пространственно она совпадает с субмеридиональной зоной пластического сдвига, которая делит гранулитовую зону на две части (см. рис. 5).

В таких участках породы центральнокольского комплекса преобразованы в мусковит-биотитовые и мусковит-биотит-гранатовые гнейсы, эпидотовые и гранат-эпидотовые амфиболиты, гранито-гнейсы, гнейсо-граниты и другие породы. В стратиграфической схеме Л.П.Бондаренко и В.Б.Дагелайского [11, 12] эти образования необоснованно помещены даже ниже пород «чарнокитовой серии».

1.2.2. Последовательность деформаций

Метаморфический комплекс, слагающий Центрально-Кольскую гранулитогнейсовую область, несет следы неоднократных пластических деформаций, сопровождавшихся метаморфизмом гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Структурные ансамбли центральной части области сформировались в основном в условиях гранулитового метаморфизма. Деформации в западной припоисовой части происходили в условиях амфиболитовой, и несколько позже — эпидот-амфиболитовой фации. Структуры, синхронные зональному региональному метаморфизму, переработаны более поздней складчатостью и пластическими сдвигами, сопровождавшимися относительно низкотемпературной калиевой гранитизацией пород центральнокольского комплекса.

В центральной зоне первый этап деформаций представлен единичными мелкими изоклинальными складками F_1 , шарниры которых погружаются на юго-запад под углом 10—30°, и кристаллизационной сланцеватостью S_1 , развитой параллельно осевым плоскостям этих складок. Складки этого типа установлены только в ортопородах. Они деформируют метаморфическую полосчатость, выраженную в чередовании эндербитов, основных кристаллосланцев и линз метапироксенитов. В западной припоисовой зоне кристаллизационная сланцеватость развита повсеместно, а складки F_1 не наблюдались.

Второй этап деформаций выражен в повсеместном развитии пакетов разномасштабных изоклинальных складок F_2 , которые деформируют кристаллизационную сланцеватость, метаморфическую и мигматитовую полосчатость. В западной зоне шарниры этих складок имеют субгоризонтальную ориентировку, а осевые плоскости падают на юго-запад под углом 10—40° [1]. В центральной зоне в пределах кольцевой структуры осевые плоскости и шарниры складок этой генерации ориентированы субвертикально, конформно повторяя ее контуры. Параллельно шарнирам складок F_2 развита минеральная линейность, выраженная в ориентировке пироксенов, роговой обманки, биотита, силлиманита, граната и кварца.

Мигматитовый материал занимает двойственное положение относительно структурных элементов складок. Обычно и в орто- и в парапородах жилы лейкосом деформированы изоклинальными складками, реже они пересекают крылья и осевые плоскости складок или концентрируются в их осевых частях. Стиль деформаций в обоих группах пород одинаковый, следовательно, калиевая мигматизация парапород и натриевая мигматизация ортопород происходили одновременно и охватывали доскладчатый, синскладчатый и послескладчатый периоды.

Этап складкообразования F_2 и синхронная ему мигматизация контролировались процессами надвигообразования. В районе горы Вежундра, во фронтальной части одной из крупных пластин ортопород Л.Ф.Добржинецкая [1, 27] наблюдала нагромождение пакетов изоклинальных складок F_2 , формирование которых сопровождалось образованием здесь крупных антиформных «валов». На заключительной стадии надвигообразования вдоль плоскостей подошвы надвиговых пластин происходили пластические сдвиги в латеральном направлении. В результате этого ортопороды, находящиеся в твердопластическом состоянии, как бы растекались в направлении, перпендикулярном транспорту пластин. В процессе сдвигообразования мигматитовый материал занимал структурные направления, отвечающие касательным напряжениям сдвиговой системы [36]. Это устанавливается по наличию ромбовидных тектонических фрагментов метапироксенитов и основных кристаллосланцев, промежутки между которыми «залечены» плагиоклазитами, лейкократовыми эндербитами и гиперстенсодержащими плагиогранитами.

Третий этап деформаций сопровождался формированием крутоориентированных пластических сдвигов северо-западного простирания, вдоль которых происходили аллохимические преобразования и интенсивная бластомилонитизация пород. В результате этого в комплексе ортопород формировались гранатсодержащие разности, в том числе и эклогитоподобные породы, а также ортопироксен-силлиманитовые и сапфириновые породы. Эти новообразованные породы слагают узкие локальные зоны, вытянутые в северо-западном направлении и приуроченные к контактам между мелкими чешуями внутри крупных пластин ортопород или к контактам ортопород с парапородами. В парапородах сдвигообразование сопровождалось бластомилонитизацией глиноземистых гнейсов, интенсивной калиевой мигматизацией и формированием метасоматитов.

В метасоматитах и аллохимически метаморфизованных породах сдвиговых зон развита локальная мелкомасштабная складчатость F_3 . В эклогитоподобных и калиево-магнезиальных породах левобережья р. Кола эти складки характеризуются резко выраженной дисгармоничностью замковых частей, крутыми осевыми поверхностями и почти вертикальными шарнирами. По мнению Л.Ф.Добржинецкой [27, 28], складкообразование и бластомилонитизация контролировались крупной зоной сдвига, происходившего в условиях гранулитового метаморфизма. Плоскость сдвига имеет северо-западное простирание при кру-

том (70—80°) падении на юго-запад. Вследствие сдвига наблюдается закономерный для геометрии сдвига поворот сланцеватости и метаморфической полосчатости (см. рис. 4).

В районе гор Волшепахк и Сытрантеч в это время заложилась два крупных сдвига, перемещения вдоль которых привели к вращению пород, находящихся между ними, и к формированию кольцевой структуры [36]. В ходе вращения происходил послойный срыв отдельных пластов и усиление структурной анизотропии пород, которая выражается в разлинзовании и смещении маломощных пластов относительно друг друга.

Четвертый этап деформаций в центральном участке ознаменовался формированием локальных зон диафтореза, приуроченных к узким сдвиговым зонам (см. рис. 5). Такие зоны закартированы на западных склонах Афанасий-тундры, в районе Полнек-тундры и горы Полмых-уайвенч. В них наблюдается замещение гранулитовых минеральных ассоциаций на амфиболитовые и эпидот-амфиболитовые. Л.Ф.Добржинецкая [1, 27] с этим этапом связывает также образование открытых складок с крутопадающими шарнирами и осевыми плоскостями северо-восточной ориентировки. Эти складки деформируют отдельные пластины, придавая их границам слабеволнистый характер (см. рис. 4).

Наиболее широкое развитие деформации четвертого этапа получили в западной (краевой) части гранулитогнейсовой области. Здесь с процессом калиевой гранитизации связано формирование гранитогнейсовых куполов, происходившее на фоне общего сдвигообразования. По данным И.К.Кацура (устное сообщение), сдвигообразование четвертого этапа выражено в заложении запад-северо-западных крутоориентированных зон интенсивного рассланцевания, доходящего до бластомилонитизации. В пределах этих зон формируются сланцеватость S_4 и локальные асимметричные складки F_4 , характерные для структур пластических сдвигов. Сдвиги «линеаризуют» гранитогнейсовые купола и нарушают ранее сформированные пакеты лежащих изоклиальных складок.

Таким образом, современная структура Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области формировалась в условиях пластического течения вещества и при участии сдвигово-надвиговых деформаций. Следовательно, в позднем архее Центрально-Кольская область представляла собой зону сжатия и скупивания [64].

Деформации пород центральнокольского комплекса сопровождались интенсивными вещественными преобразованиями. Региональный метаморфизм и гранитизация происходили на фоне глубинного покровообразования, характеризовавшегося тектоническим расчешиванием, скупиванием, изоклиальной складчатостью и формированием крутоориентированных сдвиговых зон северо-западного простирания. Эти процессы осуществлялись в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма.

Локально проявившиеся минеральные преобразования эпидот-амфиболитовой фации и вызвавшая их калиевая гранитизация связаны с зонами амфиболитовой фации и с наиболее поздними пласти-

ческими сдвигами. Это была заключительная стадия архейского тектогенеза. В центральной зоне она не оказала существенного влияния на сложнопостроенный к этому времени структурный ансамбль древнейших гранулитовых комплексов, тогда как в западной зоне проявилась наиболее широко, что очевидно, связано с развитием Оленегорского зеленокаменного пояса, расположенного несколько западнее (см. рис. 4, 5) [64].

1.2.3. Геологическое описание центральнокольского метаморфического комплекса

Как уже отмечалось в начале главы, высокометаморфизованные образования Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области традиционно подразделяются на кольскую серию (метавулканогенно-осадочная толща) и комплекс «олигоклазовых гранитов и гиперстеновых диоритов». Наиболее ярким представителем последнего считаются гиперстеновые диориты хребта Веже-тундра. Однако специальные исследования, проведенные автором, показали, что эндербиты и кристаллосланцы Веже-тундры по составу ничем не отличаются от аналогичных пород, включаемых обычно в состав кольской серии, т.е. все ортопороды исследованной области по своим геохимическим и петрологическим особенностям едины. Из-за высокотемпературного метаморфизма и интенсивных деформаций в настоящее время плутонические породы невозможно отличить от аналогичных по химизму вулканических пород. Поэтому все ортопороды должны быть объединены в одну группу, а все парапороды — в другую.

На геологической карте района видно, что обе группы пород занимают примерно равную площадь и имеют единый стиль тектонического строения (см. рис. 4). Во всяком случае, нет оснований считать, что ортопороды, или какая-то их часть, прорывают супракрустальные образования кольской серии, либо, наоборот, — служат фундаментом для этих образований. Следовательно выделяемая совокупность орто- и парапород одновозрастна, геологически нерасчленима и в этом смысле едина.

Термин «кольская серия» включает лишь метавулканогенно-осадочную часть этого единого метаморфического комплекса и не учитывает присутствия метаморфизованных плутонических пород. Поэтому автор решил отказаться от использования этого термина и предлагает называть выделенный комплекс центральнокольским.

Ортопороды и связанные с ними синметаморфические образования

Под общим названием «ортопороды» в действительности объединены несколько генетически разнородных групп пород. Судя по их соотношениям, внутреннему строению, минеральному и химическому составу, с собственно ортопородами тесно ассоциируют продукты их синметаморфической переработки.

Наиболее древняя и самая большая группа представлена собственно ортопородами: мезократовыми эндербитами, основными кристал-

том (70—80°) падении на юго-запад. Вследствие сдвига наблюдается закономерный для геометрии сдвига поворот сланцеватости и метаморфической полосчатости (см. рис. 4).

В районе гор Волшепахк и Сытрантеч в это время заложилась два крупных сдвига, перемещения вдоль которых привели к вращению пород, находящихся между ними, и к формированию кольцевой структуры [36]. В ходе вращения происходил послыйный срыв отдельных пластов и усиление структурной анизотропии пород, которая выражается в разлинзовании и смещении маломощных пластов относительно друг друга.

Четвертый этап деформаций в центральном участке ознаменовался формированием локальных зон диафтореза, приуроченных к узким сдвиговым зонам (см. рис. 5). Такие зоны закартированы на западных склонах Афанасий-тундры, в районе Полнек-тундры и горы Полных-уайвенч. В них наблюдается замещение гранулитовых минеральных ассоциаций на амфиболитовые и эпидот-амфиболитовые. Л.Ф.Добржинская [1, 27] с этим этапом связывает также образование открытых складок с крутопадающими шарнирами и осевыми плоскостями северо-восточной ориентировки. Эти складки деформируют отдельные пластины, придавая их границам слабоволнистый характер (см. рис. 4).

Наиболее широкое развитие деформации четвертого этапа получили в западной (краевой) части гранулитогнейсовой области. Здесь с процессом калиевой гранитизации связано формирование гранито-гнейсовых куполов, происходившее на фоне общего сдвигообразования. По данным И.К.Кацура (устное сообщение), сдвигообразование четвертого этапа выражено в заложении запад-северо-западных крутоориентированных зон интенсивного расланцевания, доходящего до бластомилонитизации. В пределах этих зон формируются сланцеватость S_4 и локальные асимметричные складки F_4 , характерные для структур пластических сдвигов. Сдвиги «линеаризуют» гранито-гнейсовые купола и нарушают ранее сформированные пакеты лежащих изоклиальных складок.

Таким образом, современная структура Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области формировалась в условиях пластического течения вещества и при участии сдвигово-надвиговых деформаций. Следовательно, в позднем архее Центрально-Кольская область представляла собой зону сжатия и скучивания [64].

Деформации пород центральнокольского комплекса сопровождалась интенсивными вещественными преобразованиями. Региональный метаморфизм и гранитизация происходили на фоне глубинного покровообразования, характеризовавшегося тектоническим расчешиванием, скучиванием, изоклиальной складчатостью и формированием крутоориентированных сдвиговых зон северо-западного простирания. Эти процессы осуществлялись в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма.

Локально проявившиеся минеральные преобразования эпидот-амфиболитовой фации и вызвавшая их калиевая гранитизация связаны с зонами амфиболитовой фации и с наиболее поздними пласти-

ческими сдвигами. Это была заключительная стадия архейского тектогенеза. В центральной зоне она не оказала существенного влияния на сложнопостроенный к этому времени структурный ансамбль древнейших гранулитовых комплексов, тогда как в западной зоне проявилась наиболее широко, что очевидно, связано с развитием Оленегорского зеленокаменного пояса, расположенного несколько западнее (см. рис. 4, 5) [64].

1.2.3. Геологическое описание центральнокольского метаморфического комплекса

Как уже отмечалось в начале главы, высокометаморфизованные образования Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области традиционно подразделяются на кольскую серию (метавулканогенно-осадочная толща) и комплекс «олигоклазовых гранитов и гиперстеновых диоритов». Наиболее ярким представителем последнего считаются гиперстеновые диориты хребта Веже-тундра. Однако специальные исследования, проведенные автором, показали, что эндербиты и кристаллосланцы Веже-тундры по составу ничем не отличаются от аналогичных пород, включаемых обычно в состав кольской серии, т.е. все ортопороды исследованной области по своим геохимическим и петрологическим особенностям едины. Из-за высокотемпературного метаморфизма и интенсивных деформаций в настоящее время плутонические породы невозможно отличить от аналогичных по химизму вулканических пород. Поэтому все ортопороды должны быть объединены в одну группу, а все парапороды — в другую.

На геологической карте района видно, что обе группы пород занимают примерно равную площадь и имеют единый стиль тектонического строения (см. рис. 4). Во всяком случае, нет оснований считать, что ортопороды, или какая-то их часть, прорывают супракрустальные образования кольской серии, либо, наоборот, — служат фундаментом для этих образований. Следовательно выделяемая совокупность орто- и парапород одновозрастна, геологически нерасчленима и в этом смысле едина.

Термин «кольская серия» включает лишь метавулканогенно-осадочную часть этого единого метаморфического комплекса и не учитывает присутствия метаморфизованных плутонических пород. Поэтому автор решил отказаться от использования этого термина и предлагает называть выделенный комплекс центральнокольским.

Ортопороды и связанные с ними синметаморфические образования

Под общим названием «ортопороды» в действительности объединены несколько генетически разнородных групп пород. Судя по их соотношениям, внутреннему строению, минеральному и химическому составу, с собственно ортопородами тесно ассоциируют продукты их синметаморфической переработки.

Наиболее древняя и самая большая группа представлена собственно ортопородами: мезократовыми эндербитами, основными кристал-

лосланцами, метапироксенитами — в зоне гранулитовой фации метаморфизма; амфиболовыми и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами, амфиболитами и горнблендитами — в зоне амфиболитовой фации. Сходство между пироксенитами и горнблендитами, основными кристаллосланцами и амфиболитами, эндербитами и плагиогнейсами подчеркивается наличием реликтов пироксенов в некоторых породах амфиболитовой фации. Пласты и линзы основных пород переслаиваются с более мощными пластами эндербитов и плагиогнейсов. Контакты между ними четкие и резкие, причем плоскость контакта параллельна метаморфической полосчатости и кристаллизационной сланцеватости. По составу и строению эта группа пород напоминает интенсивно деформированный и метаморфизованный в гранулитовой и амфиболитовой фациях расслоенный магматический комплекс (пироксенит—габбро—норит—кварцевый диорит, тоналит) или толщу переслаивания бимодальных вулканитов (базальт—андезит, дацит). В таком случае метаморфическая полосчатость наследует либо первичную магматическую расслоенность, либо последовательность напластования вулканитов.

Группа собственно ортопород соответствует чарнокитовым сериям многих других высокометаморфизованных раннедокембрийских областей. Впервые чарнокитовая серия была описана Т.Х.Холландом [122] в Индии. Он рассматривал ее как единую серию плутонических пород, возникших в результате магматической дифференциации. Химический состав этих пород варьирует от ультраосновного до кислого, причем все они содержат ромбический пироксен в качестве типоморфного минерала. Граниты с ортопироксеном Т.Х.Холланд выделил особо, назвав их собственно чарнокитами. Значительно позже, при изучении чарнокитового комплекса Земли Эндерби (Антарктида) К.И.Тилли [144] обнаружил гиперстенсодержащие кислые породы с преобладанием плагиоклаза над щелочными полевыми шпатами и назвал их эндербитами. Выяснилось также, что в большинстве чарнокитовых провинций эндербиты резко преобладают над собственно чарнокитами. В настоящее время у петрологов нет единого мнения о генезисе пород чарнокитовой серии. Детальный обзор этих представлений приведен в работе В.М.Шемякина [105].

Во вторую группу входят массивные лейкократовые эндербиты, жильные гиперстенсодержащие и биотитовые плагиограниты, плагиоклазиты, а также зоны порфиробластеза в породах первой группы. Эти крупнозернистые, массивные породы слагают субсогласные или секущие жилы и тела в собственно ортопородах. По-видимому, они являются продуктами регионально проявившейся мигматизации пород первой группы.

Третья группа представлена гранатсодержащими минеральными ассоциациями: гранатовыми эндербитами и плагиогнейсами, гранат-амфибол-двупироксеновыми кристаллосланцами, гранатовыми амфиболитами (эклогитоподобными породами), жильными гранат-плагиоклаз-кварцевыми, гранат-кварцевыми и другими породами. В отличие от аналогичных безгранатовых пород эти образования имеют локальное развитие и приурочены к зонам тектонизированных кон-

тактов с парапорадами и к зонам пластических сдвигов. Практически во всех их проявлениях устанавливается новообразованность граната. Строгий тектонический контроль проявлений гранатовых эндербитов, плагиогнейсов и эклогитоподобных пород, присутствие в последних жильных «гранатитов», наличие секущих гранатосодержащих жил, — все это свидетельствует, что формирование гранатосодержащих минеральных ассоциаций происходило во время регионального метаморфизма и мигматизации и объясняется особыми физико-химическими условиями петрогенезиса в зонах пластических сдвигов.

В четвертую группу входят богатые калием сапфириновые и ортопироксен-силлиманитовые породы, а также биотит-дупироксеновые монзонито-гнейсы. Как и породы двух предыдущих групп, они приурочены к зонам контакта с парапорадами и к зонам пластических сдвигов. Пространственно калиево-магнезиальные породы тесно ассоциируют с гранатосодержащими породами (особенно — с гранатовыми эндербитами). Так же как и вмещающие породы они мигматизированы и содержат зоны порфиروبластеза. Соотношения между ними согласные, что указывает на одновременность формирования наблюдаемых в них минеральных ассоциаций.

Железистые кварциты образуют малочисленную пятую группу. Среди ортопород они встречаются очень редко и обычно приурочены к зонам контакта с парапорадами. Во вмещающих их эндербитах и кристаллосланцах наблюдается интенсивная биотизация, амфиболизация и силицификация. Характерно также повышенное количество плагиоклазитов, лейкократовых эндербитов, плагиогранитов и калиевых гранитов. Вопрос о генетической принадлежности этих образований является предметом острой дискуссии. Приуроченность железистых кварцитов к зонам наиболее интенсивной гранитизации, диафтореза и силицификации, по-видимому, подтверждает гипотезу А.А.Полканова [80] о метасоматическом происхождении железистых кварцитов, ассоциирующих с ортопорадами.

В ортопорадах присутствуют и более поздние секущие тела магматических пород. Розовые крупнозернистые калиевые граниты наиболее широко распространены в зонах амфиболитовой фации метаморфизма, хотя встречаются и среди гранулитовых пород. Присутствуют также маломощные (от 20 см до 10 м) дайки диабазов и других основных и ультраосновных пород протерозойского или палеозойского возраста.

1. *Метапироксениты и горнблендиты* наблюдаются в виде мелких линз или будинированных пластов протяженностью от 10—15 см до 5—10 м. Единственное крупное тело метапироксенитов, обнаруженное в центральной части хребта Веже-тундра, имеет мощность 15—20 м и длину 60—80 м. Соотношения с вмещающими основными кристаллосланцами и эндербитами (или амфиболитами и плагиогнейсами) как правило согласные или субсогласные. Однако в нескольких случаях автор наблюдал, как линзы метапироксенитов были рассечены жилами плагиоклазитов и лейкократовых массивных эндербитов. Местами в метавебстеритах наблюдаются единичные жилоподобные

зоны порфиробластеза, состоящие из крупных кристаллов ортопироксена и клинопироксена.

2. *Основные кристаллические сланцы (основные гранулиты) и амфиболиты* переслаиваются с эндербитами (плаггиогнейсами) и слагают протяженные пласты, линзы или полосы мощностью от 1—2 см до 10—30 м. Контакты с эндербитами и плаггиогнейсами обычно четкие и резкие. Местами пласты двупироксеновых и амфибол-двупироксеновых основных кристаллических сланцев и амфиболитов нередко рассечены плаггиоклазитами, лейкократовыми эндербитами и плаггиогнейсами, жильными гиперстен-плаггиоклаз-кварцевыми и плаггиоклаз-кварцевыми породами. Важной особенностью описываемых пород является наличие в них маломощных (2—3 см) жилоподобных зон порфиробластеза, которые имеют одинаковый с вмещающими кристаллосланцами и амфиболитами минеральный состав. Размеры отдельных порфиробластов ортопироксена, клинопироксена, амфибола и плаггиоклаза достигают 1—2 см. Обычно зоны порфиробластеза располагаются параллельно полосчатости и сланцеватости вмещающих пород, но иногда наблюдаются секущие соотношения.

3. *Эндербиты и плаггиогнейсы* являются наиболее распространенными ортопородами. Выделяются две их разновидности: гнейсовидные биотит-двупироксеновые мезократовые эндербиты и биотит-амфиболовые плаггиогнейсы тоналитового или кварц-диоритового состава, а также массивные или слабо гнейсовидные лейкократовые эндербиты и плаггиогнейсы трондjemит-плаггиогранитного состава. Мезократовые разновидности имеют как правило согласные контакты с прослоями и линзами меланократовых пород, а лейкократовые эндербиты и плаггиогнейсы, наоборот, находятся с ними в секущих соотношениях. Вариации в минеральном составе, зернистости, а также текстурно-структурная неоднородность придают эндербитам и плаггиогнейсам полосчатый облик. Переходы между отдельными разновидностями постепенные и не всегда четкие, поэтому оценить количественные соотношения между ними довольно сложно.

Иногда в мезократовых эндербитах и плаггиогнейсах наблюдается обилие зон порфиробластеза, имеющих форму жил и раздувов. Они сложены гиперстен- и (или) биотитсодержащими кварц-плаггиоклазовыми породами. В некоторых участках количество этого лейкократового материала достигает почти 40% общего объема пород, а мезократовые эндербиты и плаггиогнейсы преобразуются настолько, что становятся не отличимыми от лейкократовых разновидностей.

4. *Жилы плаггиогранитов* (гиперстенсодержащих и безгиперстеновых) заметно выделяются на более темном фоне вмещающих их основных кристаллосланцев, мезократовых эндербитов и плаггиогнейсов. Благодаря этой контрастности обычно легко обнаруживаются многочисленные изоклинальные складки, в которые деформированы вмещающие эти жилы ортопороды. В целом они субсогласны с полосчатостью и сланцеватостью вмещающих пород, но нередко и секущие контакты. Мощность жил варьирует от 1 мм до 2—3 м, но преобладают жилы мощностью 1—5 см.

5. *Плаггиоклазиты* встречаются в виде крупных изометричных раздувов (до 20—30 м) и маломощных жил (2—20 см). Чаще всего они приурочены к меланократовым породам, занимая в них секущее положение относительно метаморфической полосчатости и сланцеватости.

6. *Гранатовые эндербиты и плаггиогнейсы* — наиболее распространенная разновидность гранатосодержащих пород. Судя по неравномерному, «пятнистому» характеру проявления граната он является новообразованным минералом и наложен на исходную безгранатовую минеральную ассоциацию. Иногда гранат приурочен к жильным плаггиогранитам, которые инъецируют (мигматизируют) вмещающие их безгранатовые эндербиты и плаггиогнейсы. В районе Мурдозера и на левобережье р. Медвежья в пределах лейкократовых гранатовых эндербитов встречаются богатые кварцем участки с гранат—кордиерит—гиперстеновыми келифитами.

7. *Гранатосодержащие основные кристаллосланцы и гранатовые амфиболиты* (эклогитоподобные породы) встречаются исключительно в зонах контактов ортопород с парапородами (см. рис. 4). Они ассоциируют с гранатовыми эндербитами и плаггиогнейсами, безгранатовыми кристаллосланцами, разнообразными жильными образованиями.

Гранат—гиперстеновые и биотит—гранат—гиперстеновые кристаллические сланцы образуют тонкие прослои внутри безгранатовых амфибол—двопироксеновых основных кристаллических сланцев.

Бескварцевые гранат—клинопироксеновые, гранат—двопироксеновые, гранат—амфибол—двопироксеновые основные кристаллические сланцы, а также гранатовые и гранат—пироксеновые амфиболиты обычно слагают протяженные пластовые или линзовидные тела мощностью от нескольких метров до первых десятков метров. С одной стороны, они контактируют с гранатосодержащими ортопородами, а с другой — с бластомилонитизированными парапородами.

Гранат в них распределен неравномерно и приурочен к зонам порфиروبластеза. Размеры отдельных индивидов граната варьируют от 0,3 см до 10 см при среднем значении 0,5—1 см. Кроме граната, в массивных жилоподобных зонах порфиروبластеза присутствуют крупные порфиробласты ортопироксена, клинопироксена, роговой обманки и плаггиоклаза. В эклогитоподобных породах западного берега Мурдозера гранат образует крупные скопления в виде протяженных, прерывистых «жил» или линз (рис. 6). Иногда они смяты в мелкие дисгармоничные складки с субгоризонтальными шарнирами. На рис. 6, б видны обрывки замков сжатых (изоклиналиных) складок асимметричной формы. Длина этих образований достигает 0,5—1 м, а мощность не превышает 5 см. Они имеют зональное строение: центральные части практически мономинеральные и состоят только из граната, вокруг которого развивается двуминеральная оболочка в виде гиперстен—плаггиоклазового или роговообманково—плаггиоклазового симплектита; внешние части зон порфиروبластеза сложены меланократовой пироксеновой оболочкой. Подобные келифитовые структуры характерны и для отдельных, даже не очень крупных кристаллов граната.

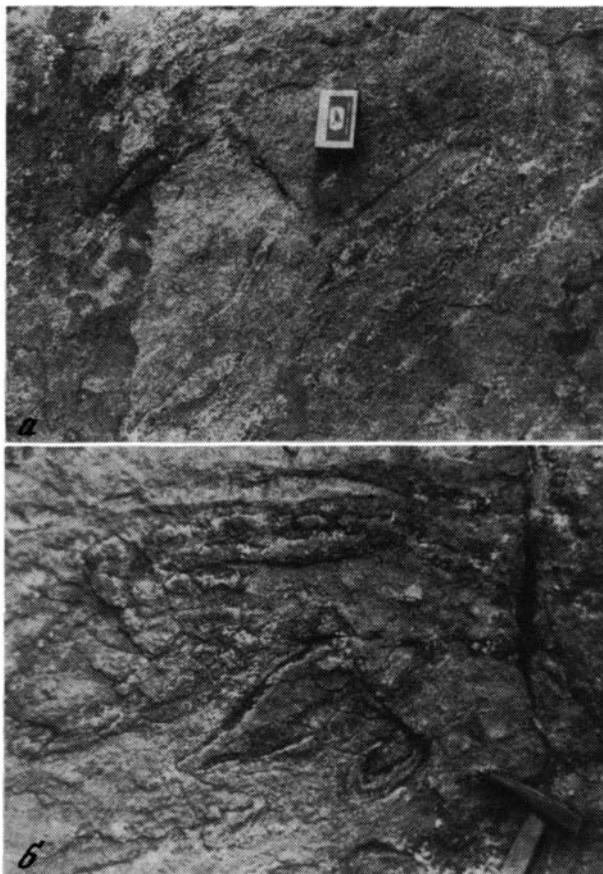


Рис. 6. Зональное строение анортит-гиперстен-гранатовых зон порфириблестеза (а) и устанавливаемые по ним мелкие дисгармоничные складки и обрывки замков изоклиналильных складок (б) в гранат-амфибол-двупироксеновых основных кристаллосланцах (западное побережье Мурдозера, обн. 160^{1/2})

Встречаются также мономинеральные кварцевые жилы, которые вместе с разнообразными по составу, строению и мощности зонами порфириблестеза формируют неяснополосчатую текстуру эклогитоподобных пород. Метаморфическая полосчатость и кристаллизационная сланцеватость параллельны как контурам самих тел эклогитоподобных пород, так и ориентировке плоскостных элементов в пространственно связанных с ними других гранатсодержащих ортопородах.

8. Сапфириновые и ортопироксен-силлиманитовые (кашевомагнезиальные) породы обнаружены на левобережье реки Медвежья. Спорадические проявления этих пород прослеживаются в полосе ортопород шириной 0,5 км и длиной около 3 км, тянущейся вдоль тектонического контакта с парапородами (см. рис. 4). Встречаются они

исключительно внутри гранатовых эндербитов и слагают в них мало-мощные (0,2—3 м) согласные прослои и участки неправильной формы (см. рис. 7—9). Они интенсивно бластомилонитизированы и смяты в

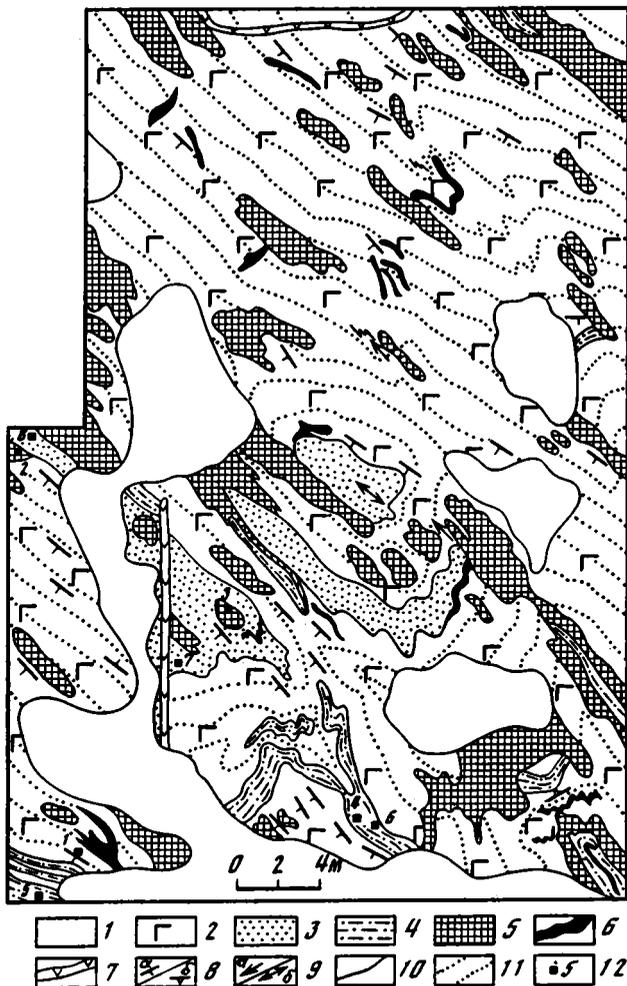


Рис. 7. Геологическая карта детального участка в районе горы Брицкен. Составили Л.Ф.Добржинская, И.К.Кацура, М.С.Марков, К.Х.Авакян [1, 2]

1 — почвенный покров; 2 — гранатовые эндербиты; 3 — биотит-кордиерит-бронзовые мезократовые гнейсы с резко подчиненным количеством шпинели, сапфирина и силлиманита; 4 — мезо- и меланократовые основные биотит-ортопироксеновые гнейсы; 5 — массивные кварц-полевошпатовые породы с гранат-кордиерит-гиперстенowymi келифитами; 6 — кварцевые жилы; 7 — дайки диабазов; 8—12 — структурные элементы: 8 — ориентировка кристаллизационной сланцеватости с углами падения 60—80° (а), 5—10° (б), 9 — направление погружения шарниров мелких асимметричных складок под углами 10—25° (а), 0—5° (б), 10 — геологические границы, 11 — структурные линии, 12 — места отбора и порядковые номера проб, в которых исследована Rb-Sr изотопная система (см. табл. 3, рис. 19)

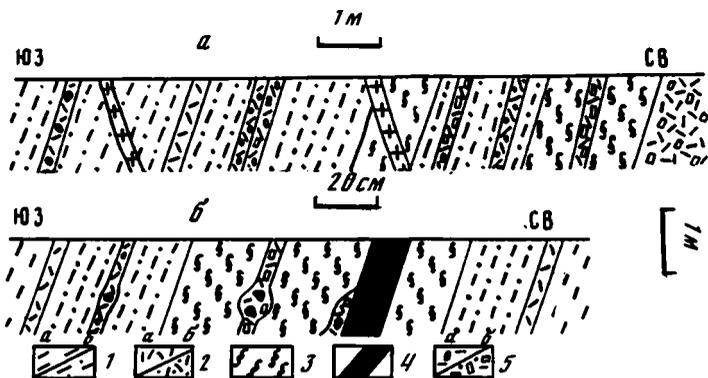


Рис. 8. Взаимоотношения калиево-магнезиальных пород с гранатовыми эндербитами
a, б — схематические зарисовки обнажений на левобережье р. Медвежья: *a* — обн. 585 в 4 км южнее горы Брицкен, *б* — обн. 591 в 2 км юго-восточнее оз. Вшивого
 1 — эндербиты — безгранатовые (*a*) и гранатовые (*б*); 2 — гиперстенсодержащие плагиограниты и кварц-полевошпатовые породы (*a*), те же породы с гиперстен-кордиерит-гранатовыми келифитами (*б*); 3 — мезократовые биотит-кордиерит-ортопироксеновые гнейсы с подчиненным количеством шпинели, сапфирина и силлиманита; 4 — бескварцевые корунд-шпинель-сапфирин-бронзит-флогопитовые породы; 5 — крупнобластические ортопироксен-биотит-полевошпатовые мезо- и меланократовые породы (*a*), те же породы с гранатом (*б*)

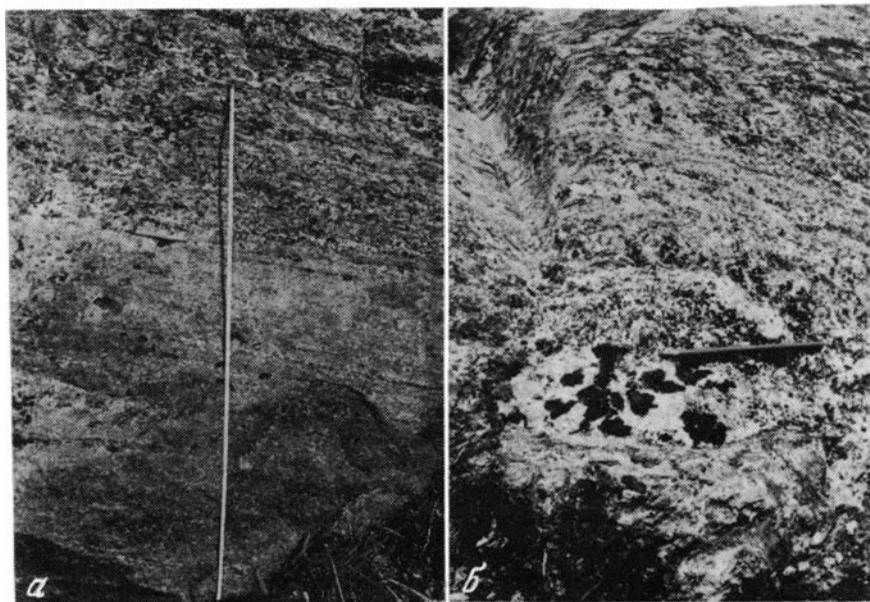


Рис. 9. Силлиманит-кордиерит-сапфирин-флогопит-бронзитовые мезократовые гнейсы с заключенными в них гранат-флогопит-бронзит-мезопертитовыми зонами порфиروبластеза (*a*) и их контакт с гранатовыми эндербитами (карандаш лежит вдоль контакта, длина ленты 1 м) на левобережье р. Медвежья (*б*) (обн. 7)

мелкие дисгармоничные складки с субгоризонтальными шарнирами и крутонаклоненными осевыми плоскостями северо-западного простирания (см. рис. 7) [1, 4]. Границы с эндербитами четкие и резкие — зона перехода составляет 1—2 см (см. рис. 8, 9).

Калиево-магнезиальные породы выделяются своим меланократовым обликом, крупнозернистым строением и сланцеватой, тонкополосчатой текстурой. Полосчатость усиливается благодаря многочисленным субпараллельным крупно- и гигантозернистым жилоподобным зонам порфиробластеза, нередко переходящим в линзовидные раздувы (см. рис. 9). Иногда в этих синметаморфических образованиях с крупными кристаллами ортопироксена, биотита, кордиерита, полевых шпатов и кварца наблюдаются также выделения граната (см. рис. 8, 9).

В зонах проявления калиево-магнезиальных пород присутствуют также многочисленные кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы, с крупными гранат-кордиерит-гиперстеновыми келифитами (см. рис. 7). Во вмещающих эндербитах и кристаллосланцах наблюдается обилие тонких (1—2 мм) инъекций темного лентиккулярного кварца.

9. *Биотит-двупироксеновые монцонито-гнейсы* развиты очень ограниченно. Они обнаружены в районе гор Юксвд и Пуйтпахк (см. рис. 4) среди лейкократовых эндербитов в местах их частого переслаивания с глиноземистыми гнейсами, которые в этих зонах интенсивно инъецированы гранатсодержащими ортоклазовыми гранитами. Монцонито-гнейсы тоже пронизаны многочисленными гранитными жилками.

10. *Железистые кварциты* обнаружены: а) на юго-западном склоне горы Афанасий-тундра среди лейкократовых эндербитов, основных кристаллических сланцев и гранат-биотитовых гнейсов (см. рис. 4); б) у восточного подножия горы Сытрантеч среди меланократовых пироксеновых амфиболитов и амфибол-пироксеновых кристаллосланцев (рис. 10, а) и среди гранат-пироксеновых амфиболитов, гранат-амфибол-пироксеновых кристаллосланцев и гранатовых эндербитов (рис. 10, в); в) западнее горы Юксвд среди окварцованных гранатовых эндербитов и гранат-амфибол-двупироксеновых кристаллосланцев (рис. 10, б); г) в районе горы Полмухуйвенч вместе с гранат-биотитовыми плагиогнейсами и амфиболитами.

На горе Афанасий-тундра высокожелезистые породы слагают пласт мощностью 5—20 м, который залегает согласно с вмещающими породами и прослеживается по простиранию на 300—400 м (см. рис. 4). С запада он контактирует с «окварцованными» основными кристаллосланцами и гранат-биотитовыми гнейсами, а с восточной стороны — с эндербитами и ортоклазовыми гранитами. В районе горы Сытрантеч (рис. 10, а, в) полосчатые железистые кварциты смяты в мелкие дисгармоничные складки и слагают мелкие линзы мощностью 1—2 м и протяженностью до 5—6 м. Иногда встречаются и единичные недеформированные прослои, например, альмандин-кварцевый прослой (см. рис. 10, б).

Макроскопически высокожелезистые породы представляют собой меланократовые, тонкополосчатые породы, состоящие из мелко-

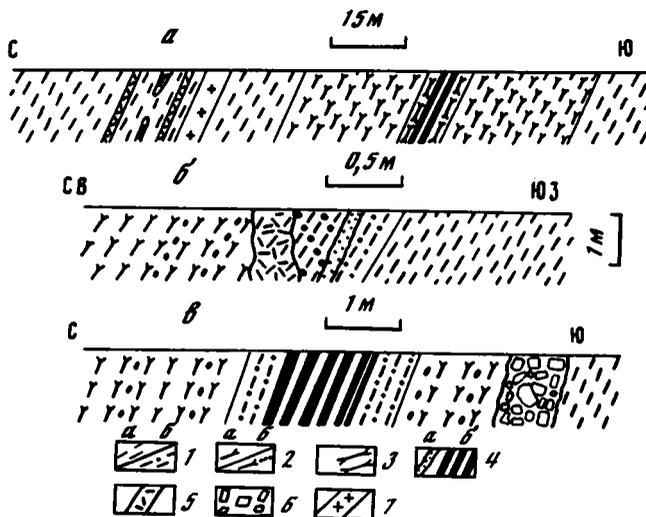


Рис. 10. Прослои элизитов и железистых кварцитов в ортопорадах. Схематические зарисовки обнажений: а, в — восточное подножие горы Сытрантеч (обн. 309 и 388 соответственно); б — в 4 км западнее горы Юксвяд (обн. 328)

1 — эндебиты — безгранатые (а) и гранатые (б); 2 — основные кристаллосланцы — безгранатые (а) и гранатые (б); 3 — метабазиты, роговообманковые метабазиты и биотит—роговообманковые метагаббро—нориты; 4 — полосчатые алмандин—кварцевые (а), алмандин—феррогиперстен—кварцевые, магнетит—кварцевые и другие железистые кварциты (б); 5 — тигрестенсодержащие плагиограниты и кварц—плагиоклазовые породы; 6 — плагиоклазиты; 7 — ортоклазовые граниты

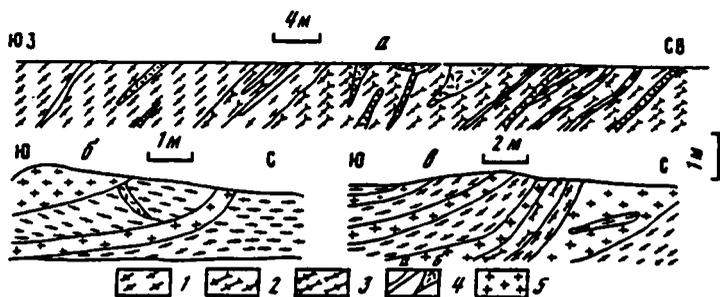


Рис. 11. Схематические зарисовки обнажений ортопоряд амфиболитовой фации

а — соотношения лейкократовых и меланократовых пород (обн. Р-240, в 4 км юго-восточнее горы Ровквун); б — секущие соотношения жил розовых микроклиновых гранитов с биотит—амфиболовыми плагиогнейсами, мигматизированными биотитовыми плагиогранитами (обн. Р-500, в 4 км северо-западнее урочища Медвежья Тундра); в — соотношения жил микроклиновых гранитов с пироксенсодержащими амфиболитами и биотит—амфиболовыми плагиогнейсами (обн. Р-567, в 3,5 км северо-западнее горы Ровквун)

1 — биотит—амфиболовые плагиогнейсы; 2 — амфиболиты; 3 — горнблендиты и меланократовые амфиболиты; 4 — жилы — кварцевые (а) и плагиогранитные (б); 5 — микроклиновые граниты

средне- и крупнозернистых прослоев разного минерального состава. В гранулитовых зонах преобладают прослои ферросалит-эвлит-магнетит-кварцевого и эвлит-магнетит-кварцевого состава, а в зонах амфиболитовой фации доминируют куммингтонит-эвлит-альмандин-магнетит-кварцевые породы. Присутствуют также магнетит-кварцевые, альмандин-кварцевые, альмандин-эвлит-кварцевые и мономинеральные кварцевые прослои. В целом эти породы очень похожи на железистые кварциты, ассоциирующие с глиноземистыми парагнейсами.

11. *Калиевые граниты.* Розовые крупно- и гигантозернистые калиевые граниты в гранулитовых зонах встречаются очень редко, а в зонах амфиболитовой фации образуют густую сеть секущих и пластовых жил и небольших тел (рис. 4, 11). Иногда в пределах довольно обширных площадей их доля среди интенсивно мигматизированных гнейсов и амфиболитов составляет почти 40—50 об.%. Внутри тел гранитов сохраняются реликты вмещающих пород (рис. 11, в).

Парапороды и связанные с ними синметаморфические образования

В составе парапород и связанных с ними синметаморфических образований выделяются следующие петрографические различия: глиноземистые гнейсы (т.е. обогащенные глиноземистыми минералами); дупироксеновые и биотит-гиперстенные плагиогнейсы; железистые кварциты; гранатсодержащие ортоклазовые или микроклиновые граниты и другие жильные образования. Количественные соотношения между выделенными типами пород характеризуются резким преобладанием глиноземистых гнейсов и инъецирующих их гранатсодержащих ортоклазовых гранитов.

1. *Глиноземистые гнейсы* обладают крайне разнообразным минеральным составом и текстурно-структурными особенностями. Встречаются преимущественно гранат-биотитовые гнейсы. Эти мелкозернистые (0,5—2 мм), едва сланцеватые породы встречаются практически во всех изученных нами районах. Остальные разновидности глиноземистых гнейсов имеют более избирательный характер распространения. Наиболее высокометаморфизованные глиноземистые породы обнаружены на западном побережье Мурдозера и в бассейне р. Медвежья. Здесь они представлены гиперстен-кордиерит-биотит-гранатовыми, шпинель-силлиманит-кордиерит-биотит-гранатовыми и другими гнейсами (иногда графитсодержащими). В зонах амфиболитовой фации с гранат-биотитовыми гнейсами ассоциируют прослои бескордиеритовых кианит-силлиманит-биотит-гранатовых гнейсов (рис. 12). Практически все силлиманит- и кордиеритсодержащие разновидности гнейсов представлены крупно- и гигантозернистыми, сланцеватыми, порфиробластовыми, нередко бластомилонитовыми породами.

Они «пронизаны» многочисленными тонкими инъекциями силлиманит- и гранатсодержащих ортоклазовых гранитов. В результате породы приобретают полосчатость, связанную с порфиробластезом и

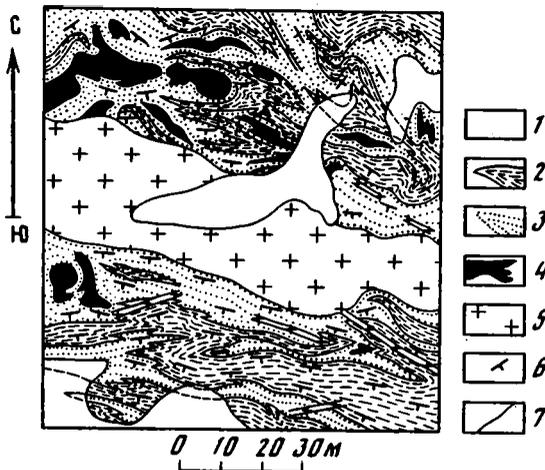


Рис. 12. Геологическая карта детального участка на горе Ровквун. Составили И.К.Кацура и К.Х.Авакян

1 — четвертичные отложения; 2 — кианитсодержащие силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы; 3 — гранат-биотитовые гнейсы; 4 — высокожелезистые сланцы и кварциты; 5 — гранатсодержащие микроклиновые граниты; 6 — элементы залегания сланцеватости и полосчатости; 7 — геологические границы

мигматизацией. Кроме того, интенсивно деформированные и мигматизированные гнейсы нередко обладают бластомилонитовой полосчатостью. Все три вида полосчатости (мигматитовая, бластомилонитовая и метаморфическая) вместе с кристаллизационной сланцеватостью деформированы широко распространенными изоклиральными асимметричными складками мелкого масштаба (рис. 12, 13).

2. *Двупироксеновые и биотит-гиперстеновые плагиогнейсы* представлены редкими и маломощными (0,1—3 м) будинированными прослоями и линзами. Они залегают среди глиноземистых гнейсов и вместе с ними деформированы в изоклиральные складки (см. рис. 13, а). От вмещающих пород они отличаются не только составом, но и крайне мелкозернистым строением. Биотит-гиперстеновые разности встречаются реже, чем двупироксеновые и амфибол-двупироксеновые.

Обычно плагиогнейсы встречаются среди гранат-биотитовых гнейсов и приурочены к зонам контакта с ортопородами (рис. 14, а, в). На южном склоне горы Сытрантеч внутри двупироксенового плагиогнейса обнаружена линза, сложенная высококальциевой кальцит-скаполит-гроссуляр-ферросалит-анортитовой породой (рис. 15, а).

3. *Железистые кварциты* имеют полосчатое строение и представлены магнетитовыми, магнетит-кварцевыми, эвлит-ферросалит-магнетит-кварцевыми и другими разновидностями. Присутствуют также прослой алюмо-железистых пород: альмандин-кварцевые, альмандин-эвлит-кварцевые, альмандин-эвлит-магнетит-кварцевые,

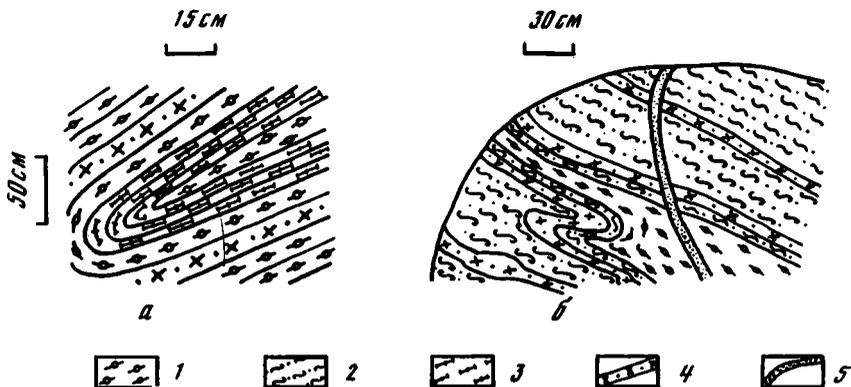


Рис. 13. Схематические зарисовки обнажений парапород

a — изоклиная складка в пироксеновых плагиогнейсах и гранат-биотитовых гнейсах (западный берег Мурдозера, обн. 202); *б* — жила шпинель-гранат-кордиерит-биотит-кварц-ортоклазового состава, рвущая интенсивно мигматизированные и blastомилонитизированные глиноземистые гнейсы (восточный берег р. Медвежья, обн. К-217)

1 — гранат-биотитовые гнейсы; 2 — силлиманит-кордиерит-биотит-гранатовые гнейсы; 3 — сфенсодержащие пироксеновые кальциево-магниевые плагиогнейсы; 4 — гранатосодержащие граниты; 5 — шпинель-гранат-кордиерит-биотит-кварц-ортоклазовая жила

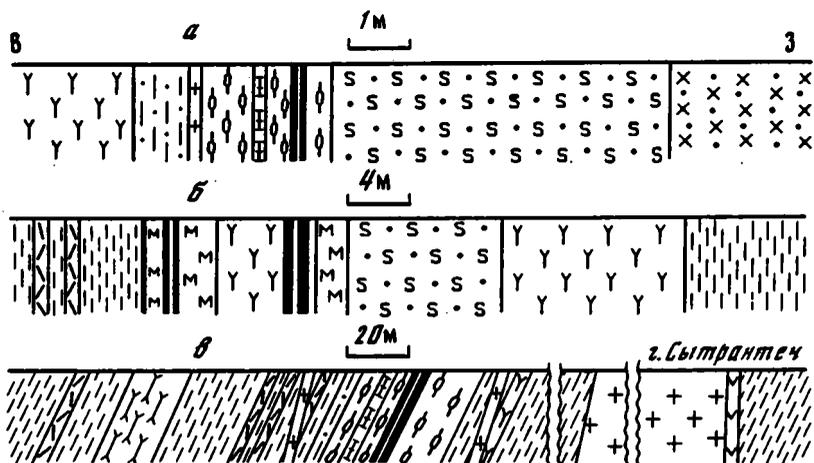


Рис. 14. Соотношение ортопород с парапородами. Схематические разрезы обнажений: *a* — на юго-восточном склоне горы Сытрантеч (обн. 386), *б* — в 4 км западнее горы Сытрантеч (обн. 377), *в* — через гору Сытрантеч (обн. 301—305). М — метапироксениты с псевдокумулятивной текстурой.

Остальные условные обозначения см. на рис. 10, 11, 13

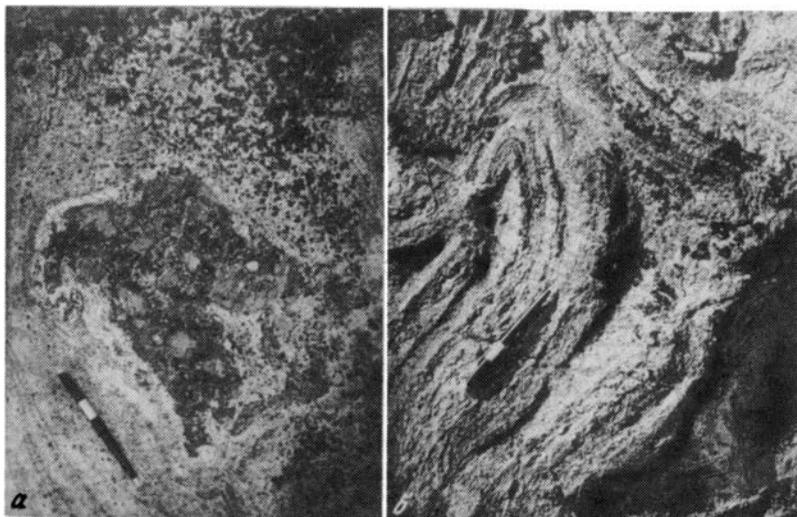


Рис. 15. Прослои высококальциевых и высокожелезистых пород в глиноземистых гнейсах

a — кальцит-скаполит-гроссуляр-ферросалит-анортитовая порода, заключенная внутри дупироксеновых кальциево-магнезиальных плагиогнейсов; *b* — сложные дисгармоничные складки в линзах полосчатых эвлизитов. Южный склон горы Сытрантеч (обн. 355)

альмандин-ферросалит-магнетит-кварцевые, альмандин-грюнерит-кварцевые и др. Вместе с чередующимися с ними прослоями мономинеральных кварцитов они слагают линзы размером от 1—2 до 8—20 м, залегающие среди гранат-биотитовых гнейсов. В силлиманит- и кордиеритсодержащих гнейсах линзы железистых кварцитов никогда не наблюдались. Это хорошо видно на геологической карте детального участка на южном склоне горы Ровквун (см. рис. 12). Обращает на себя внимание обилие гранатсодержащих ортоклазовых гранитов в зонах проявления железистых кварцитов.

Наиболее важной текстурной особенностью описываемых пород является их полосчатое строение, обусловленное вариациями минерального состава и зернистости. Мощность отдельных полос колеблется от 0,1 до 4 см. Многие из них в свою очередь состоят из микрополосочек толщиной 0,5—1 мм. Часто в таких микрополосках помещается лишь один ряд зерен. Размер зерен минералов в пределах каждого из слоев постоянный, но от слоя к слою он может меняться от 0,5 до 10—20 мм. Нередко полосчатые железистые кварциты смяты в сложные дисгармоничные складки (см. рис. 15), причем в замках микроскладок наблюдается нагнетание магнетита.

Вместе с полосчатыми железистыми и алюмо-железистыми породами или вблизи них встречаются кальциево-алюмо-железистые (иногда кальцитсодержащие) породы. Эвлит-ферросалит-альман-

дин-анортит-кварцевые породы обнаружены в бассейне р. Медвежья, где они слагают малоомощные (2—5 см) прослой внутри альмандин-кварцевых и альмандин-эвлит-кварцевых пород. Феррогиперстен-альмандин-анортит-кварцевые породы обнаружены на левобережье р. Медвежья в районе гор Брицкен и Медвежья. Они слагают небольшие линзы и прослой (мощностью 1—3 м), чередующиеся с пластами глиноземистых гнейсов и гранатосодержащих ортоклазовых гранитов. В обоих случаях в окружающих породах встречается до 30—40 об. % гранатосодержащих ортоклазовых гранитов.

4. *Жильные образования* наблюдаются в глиноземистых гнейсах и занимают в них секущее положение (см. рис. 12—14).

Наибольшее развитие имеют пластовые или субсогласные жилы силлиманит- и гранатосодержащих ортоклазовых гранитов, которые инъецируют и мигматизируют глиноземистые гнейсы. Они являются лейкосомой этих мигматитовых гнейсов. Мощность отдельных инъекций варьирует от нескольких миллиметров до 5—10 м (см. рис. 12), что придает всему комплексу глиноземистых гнейсов полосчатый облик от микро- до макроуровня. Пространственные соотношения между мигматитовой полосчатостью и кристаллизационной сланцеватостью субсогласные, т.е. они либо параллельны, либо пересекаются под острым углом (5—15°). Крупные пласты гранитов, мощность которых иногда достигает 20—30 м, также залегают субсогласно, хотя встречаются и рвущие соотношения (см. рис. 12).

Крайне редко в глиноземистых гнейсах наблюдаются жилы, секущие метаморфическую и мигматитовую полосчатость и кристаллизационную сланцеватость (см. рис. 13, б).

Соотношения между орто- и парапородами центральнокольского комплекса

Анализ геологической карты (см. рис. 4) показывает, что обе группы пород занимают примерно равную площадь и слагаемые ими геологические тела имеют единый стиль тектонического строения. В зонах контакта они представлены blastsилонитами. И конечно не случайно пластины ортопород имеют зональное строение: центральные их участки сложены безгранатовыми минеральными ассоциациями, а в краевых частях появляются гранатовые эндербиты, гранат-биотитовые плагиогнейсы, гранатосодержащие кристаллосланцы, гранатовые амфиболиты, а также ортопироксен-силлиманитовые и сапфириновые породы, железистые кварциты и другие породы.

Блаstsилонитизация парапород в приконтактных областях сопровождалась кислотным выщелачиванием, в результате которого образовались силлиманитовые, кордиеритовые, биотит-силлиманитовые, кордиерит-гранат-силлиманитовые кварциты и почти мономинеральные силлиманититы. С ними ассоциируют разнообразные кальциево-магнезиальные, кальциевые, кальциево-железистые и железистые породы. Здесь же встречается обилие пластов и жил гранатосодержащих гранитов.

В процессе картирования автор неоднократно исследовал контакты между орто- и парапородами. Часть из них приведена на рис. 14.

Наиболее типичным является контакт, изображенный на рис. 14, а. Здесь в зоне контакта сильно окварцованные кристаллосланцы сменяются гранатовыми эндербитами, которые в свою очередь контактируют с гранат-биотитовыми гнейсами, содержащими малоомощные прослои эвлит-ферросалит-магнетит-кварцевых пород и сфенсодержащих пироксеновых плаггиогнейсов. В нескольких метрах от контакта гранат-биотитовые гнейсы сменяются интенсивно мигматизированными силлиманит-кордиерит-биотит-гранатовыми гнейсами, чередующимися с пластами гранитов.

Контакты с иным строением встречаются очень редко. Например, на южном склоне горы Волшепахк и у западного подножия горы Сытрантеч (см. рис. 14, б) на контакте глиноземистых гнейсов с основными кристаллосланцами были обнаружены алмадин-феррогиперстеновые кварциты и крупнозернистые высокомагнезиальные ортопироксениты.

На рис. 14, в приведен схематический разрез через гору Сытрантеч. Видно, что парапороды образуют 40-метровый прослой в ортопородах. На юго-восточном склоне горы Сытрантеч и на северных подступах к горе Юксвуд наблюдается многократное чередование прослоев пара- и ортопород. Мощность отдельных прослоев варьирует от 10 до 60 м. Соотношения в зоне контакта обычно такие же, что и на рис. 14, а.

Таким образом, исследование зон контакта между орто- и парапородами показало, что по крайней мере в пределах Волшепахкской кольцевой структуры (наиболее хорошо обнаженном районе) плоскости контактов и метаморфическая полосчатость имеют взаимно параллельное расположение.

Стало ясно также, что зоны контактов характеризуются особыми физико-химическими условиями. Петрогенезис в них происходит в условиях бластомилонитизации и интенсивных аллохимических преобразований исходных пород. Области развития тектонитов являются зонами интенсивного метасоматоза, вызванного повышенной проницаемостью (инфильтрацией) флюидов. Ф.А.Летников с соавторами [50] убедительно показали это на примере тектонитов шарыжалгайского комплекса Прибайкалья. Аналогичного мнения придерживаются А.В.Лукиянов и др. [54].

Итак, для выяснения исходных соотношений между орто- и парапородами мы располагаем следующими данными:

1. Обе группы пород неоднократно подвергались совместным деформациям и в настоящее время характеризуются единым стилем тектонического строения. Отсутствуют какие бы то ни были признаки их разновозрастности (интрузивные контакты, трансгрессивное налегание и т.д.). Характерны лежачие и опрокинутые изоклинальные складки, переходящие в систему пологих покровов и более крутых тектонических чешуй. В целом Центрально-Кольская область представляла собой зону сжатия и скучивания. Скучивание происходило в условиях пластического течения вещества и при участии сдвиго-надвиговых деформаций.

2. Центральнокольский комплекс подразделяется на две разновозрастные группы пород: собственно орто- и парапороды и продукты их синметаморфической переработки. Протолит ортопород, по-видимому, представлял собой бимодальную контрастную вулканоплутоническую ассоциацию габбро-тоналитового типа. Парапороды в настоящее время представлены глиноземистыми гнейсами и, возможно, метаизвестково-силикатными породами и железистыми кварцитами.

3. Синметаморфические новообразованные породы возникли в результате мигматизации, гранитизации и метасоматоза собственно орто- и парапород. Натриевая мигматизация ортопород и калиевая мигматизация парапород происходили одновременно с региональным метаморфизмом и деформациями.

4. С регрессивной ветвью регионального метаморфизма связана вторая, более поздняя, мигматизация. В отличие от первой мигматизации она проявилась локально — в припоясовой зоне амфиболитовой фации метаморфизма и в зонах пластических сдвигов, заложившихся в поле развития пород гранулитовой фации. Она имела калиевую специализацию и происходила в условиях низкотемпературной амфиболитовой фации метаморфизма. Наложившись на породы, уже мигматизированные в гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фациях, она вызвала в них регрессивные преобразования. Завершился этот процесс внедрением субщелочных микроклиновых гранитов.

5. Зоны пластических сдвигов обычно приурочены к контактам парапород с ортопородами. В них породы центральнокольского комплекса подвергаются процессам бластомилонитизации, аллохимического метаморфизма и метасоматоза, характеризующегося большим разнообразием геохимических типов и минеральных фаций.

Таким образом, орто- и парапороды центральнокольского комплекса совместно подверглись однотипным тектоническим деформациям, метаморфизму, мигматизации, гранитизации и метасоматозу, что может косвенно свидетельствовать об их изначальном формационном единстве.

ВОЗРАСТ ПОРОД
ЦЕНТРАЛЬНОКОЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА

Геохронологическое изучение центральной части Кольского полуострова проводилось многими исследователями [9, 21, 22, 24, 31, 53, 85, 86, 98]. И.М.Горохов и др. [21] датировали глиноземистые гнейсы Rb—Sr методом по породе в целом. Возраст метаморфизма гнейсов, отобранных в районе станции Кица, был определен как 2660 ± 40 млн лет. Эта цифра в расчете на современное принятое значение постоянной распада ^{87}Rb дает возраст 2600 ± 40 млн лет. Несколько более молодой возраст — 2500 ± 60 млн лет, установлен тем же методом по валовым пробам биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов, вмещающих Оленегорское месторождение железистых кварцитов [22].

По данным А.И.Тугаринова, Е.В.Бибиковой [98], U—Pb изотопный возраст цирконов, выделенных из орто- и парапород кольской серии, устанавливает в пределах ошибки измерения синхронность метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций — 2700 ± 50 млн лет.

Ю.Д.Пушкарев и др. [53, 85, 86] датировали цирконы из гиперстеновых тоналитов Канентьяврского массива U—Pb и U—Th—Pb методами — 2775 ± 20 млн лет. Аналогичные тоналиты и плагиограниты с мантийными K/Rb-отношениями (более 450) Pb—Pb методом по валовым пробам дают возраст 3085 ± 100 млн лет [53, 86].

В последнее время появились новые данные, полученные U—Pb методом по цирконам из биотит-эпидотовых плагиогнейсов и биотит-амфибол-плагиоклазовых сланцев нижней части разреза Кольской сверхглубокой скважины [15, 31]. Породы этого амфиболит-тоналит-плагиогранитного комплекса большинство исследователей включает в состав кольской серии. Наиболее древняя цифра получена Г.Г.Дук и др. [31] — 2865 ± 50 млн лет, причем несколько зерен цирконов было проанализировано Е.В.Бибиковой на приборе *SHRIMP* — 2860 ± 60 млн лет. По мнению авторов, эти значения определяют время древнейшего метаморфизма пород кольской серии. Данные В.Р.Ветрина и др. [15] устанавливают более молодой возраст верхнеархейского метаморфизма — 2750 ± 50 млн лет и гранитизации — 2630 ± 70 млн лет.

Ниже приводятся результаты Rb—Sr изохронного датирования глиноземистых гнейсов и калиево-магнезиальных пород, а также U—Pb и Pb—Pb изотопного анализа аксессуарных цирконов из ортопород. Пробы были отобраны автором, а изотопные исследования проводились в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН (Rb—Sr метод по породе в целом) [2, 3], в ВИМСе (Pb—Pb термизохронный метод по цирконам) и в ГЕОХИ РАН (U—Pb метод по цирконам) [24].

2.1. Результаты U–Pb и Pb–Pb датирования цирконов из ортопород

Недавно ряд ведущих геохронологов страны выступили с критикой термоизохронного и термоэмиссионного методов изотопного датирования [104]. Тем не менее автор считает возможным представить здесь результаты термоэмиссионного анализа, поскольку они неплохо согласуются с данными U–Pb датирования цирконов.

Свинец–свинцовое термоизохронное исследование цирконов было выполнено Л.В.Суминым [93].

На рис. 16 и в табл. 1 приведены результаты изотопного анализа цирконов из амфибол–дупироксенового кристаллосланца с хребта Веже–тундра (обр. 186/1), лейкократового эндербита со станции Кица (обр. 212), плагиоклазита с горы Сытрантеч (обр. 406) и из микроклинового гранита, прорывающего ортопороды амфиболитовой фации (обр. 500/2).

В каждой из отобранных проб выделено и проанализировано от четырех до девяти разновидностей цирконов, отличающихся по морфологии и окраске зерен. Преобладают изометричные слабоокрашенные прозрачные зерна (табл. 1, тип Г). Длиннопризматические прозрачные светло–розовые цирконы (табл. 1, тип Б) встречаются несколько реже. В резко подчиненном количестве присутствуют непрозрачные темно–бурые зерна субидiomорфно–призматической и изометричной формы (см. табл. 1, типы А и В соответственно). В принципе все многообразие разновидностей цирконов можно свести к двум основным генерациям — «тоналитовой» (дометаморфической — типы А и Б) и метаморфогенной (типы В и Г) [9, 24].

Результаты проведенных термоизохронных исследований выявили широкий временной спектр от 3,22 до 1,88 млрд лет. Значения возраста геологических процессов следует считать достоверными, если они совпадают на сводной гистограмме возрастов (см. рис. 16). Предполагается, что совпадение рубежей перестроек свинец–свинцовых отношений в цирконах различных типов из разных пород вызвано синхронным воздействием эндогенных процессов на все цирконы. На сводной гистограмме намечается пять крупных интервалов: 3,22–3,01; 2,93–2,82; 2,78–2,68; 2,64–2,60; 2,57–2,41 млрд лет.

Наиболее «древняя» компонента радиогенного свинца, имеющая возраст $3,01 \pm 0,1$ млрд лет, была выявлена в разновидностях А, В и Г в нескольких единичных спектрах масс (см. табл. 1). Можно полагать, что она принадлежит реликтовым участкам структуры циркона.

Два следующих интервала с максимумами в 2,85, 2,75 и 2,70 млрд лет зафиксировались во всех цирконах, что связано с воздействием на них процессов гранулитового метаморфизма и мигматизации. Цирконы дометаморфической генерации подверглись при этом полной или частичной перекристаллизации. Два первых максимума особенно сильно проявились в кристаллосланце и эндербите, тогда как в плагиоклазите сильнее отразился максимум в 2,68–2,7 млрд лет.

Интервал в $2,63 \pm 0,03$ млрд лет проявился не только в ортопородах гранулитовой фации, но и в микроклиновом граните. В последнем

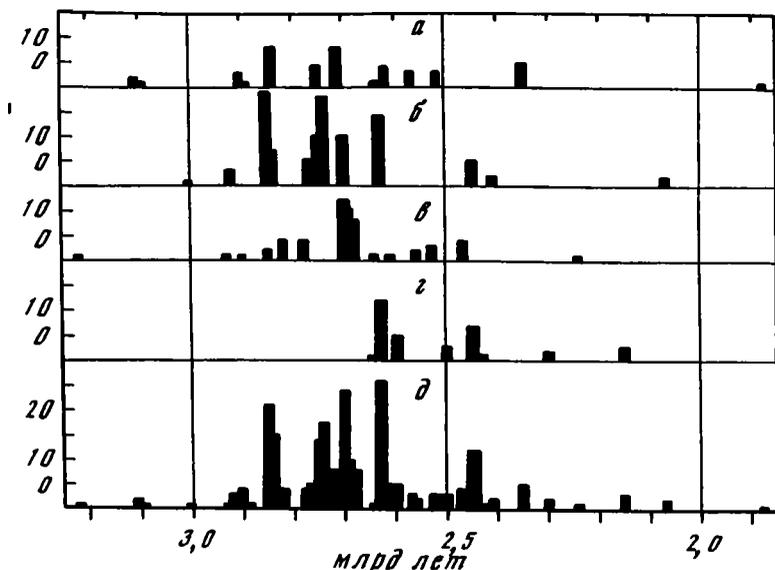


Рис. 16. Результаты термоизохронного Pb-Pb анализа цирконов из ортопород гранулитовой (а-е) и амфиболитовой (z) зон метаморфизма

Гистограммы возрастов цирконов из: а — амфибол-двупироксеновых основных кристаллосланцев Веже-тундры (обр. 186/1), б — лейкократовых эндрбитов ст. Кица (обр. 212), в — плагиоклазитов горы Сытрантеч (обр. 406), z — микроклиновых гранитов горы Ровквун (обр. 500/2), д — сводная гистограмма

вообще отсутствуют цифры древнее 2,63 млрд лет (см. табл. 1, рис. 16). Максимум в 2,63 млрд лет может быть вызван ремобилизацией частично консолидировавшейся к этому времени коры и внедрением калиевых гранитоидов.

Последний временной интервал 2,57—2,41 млрд лет с максимумом в 2,45 млрд лет проявлен во всех проанализированных пробах, но интенсивность воздействия на изотопную систему циркона, по-видимому, была уже невысокой (см. рис. 16). Автор не располагает конкретными данными о природе этого и последующих, более слабых, воздействий на цирконы исследованных пород. Скорее всего, они обусловлены развитием основного-ультраосновного мантийного магматизма в смежных зеленокаменных поясах во время сумийской активизации Балтийского щита.

Уран-свинцовое изотопное датирование в традиционном варианте было выполнено для акцессорных цирконов из амфибол-двупироксенового основного кристаллосланца Веже-тундры (обр. 186/1) [9, 24, 53].

Исследование цирконов производилось отдельно по генерациям. Цирконы дометаморфической генерации по морфологическому типу близки к магматогенным цирконам в древнейших тоналитах. Это субидiomорфно-призматические, прозрачные и полупрозрачные зерна со сглаженными вершинами и ребрами и корродированными поверхно-

Т а б л и ц а 1
Описание цирконов и их Pb-Pb термозохронный возраст (в млрд лет)

Тип	Цирконы	186/1	212	406	500/2
А	Субидиоморфно-призматические, темно-бурые, непрозрачные	3,11*1	-	-	-
		2,90*4	2,92*4	-	-
		2,75*4	2,74*2	2,78*4	-
		-	-	2,69*4	2,60*4
		2,57*4	2,41*4	2,53*4	2,50*4
		1,88*5	2,07*4	-	2,30*4
Б	Длиннопризматические, светло-розовые, прозрачные	2,89*1	2,84*4	2,85*4	-
		-	2,74*3	2,70*2	-
		2,64*5	2,63*2	2,61*5	2,61*4
		2,35*4	-	-	2,45*3
В	Изометричные, темно-бурые, непрозрачные	-	3,01*1	3,22*1	-
		2,84*2	2,85*2	2,93*4	-
		2,72*3	2,77*3	-	-
		-	2,74*4	2,69*3	-
		2,35*5	2,63*3	2,56*4	-
		3,09*1	2,84*4	2,90*1	-
Г	Изометричные, светло-розовые, прозрачные	-	-	2,82*4	-
		-	2,75*2	2,78*4	-
		-	2,70*2	2,70*4	-
		-	-	2,68*2	-
		2,62*4	-	2,64*5	2,63*2
		2,52*4	2,45*4	2,47*4	2,43*5

*1 — реликтовые значения возраста цирконов; *2—*5 — значения возраста, отражающие различные степени вторичного воздействия на цирконы: *2 — очень сильное, *3 — сильное, *4 — среднее, *5 — слабое.

стями граней. Метаморфогенная генерация представлена морфологическим типом гранулитовых цирконов — изометричными, слабоокрашенными, прозрачными зернами.

U-Pb изотопное исследование различных размерных фракций цирконов выявило резкое различие по содержанию урана в двух выделенных генерациях циркона и подтвердило их различный возраст образования (табл. 2). Для метаморфогенной генерации циркона получено изохронное значение возраста 2760 ± 10 млн лет (рис. 17, см. табл. 2), отвечающее, по всей вероятности, времени протекания метаморфизма гранулитовой фации. Для магматической генерации циркона установлено несколько более высокое значение изохронного возраста — 2830 ± 70 млн лет (см. рис. 17, табл. 2) [9]. Поскольку эти цирконы испытали воздействие метаморфизма гранулитовой фации, что, как правило, приводит почти к полной нивелировке U-Pb изотопной системы в цирконах, то полученный возраст можно рассматривать как самый минимальный для времени становления магматического комплекса [24].

Таблица 2
 Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов
 из основного кристаллосланца (обр.186/1)

Размер фракций, мкм	Концентрация, г/т		Атомные отношения						Возраст, млн лет
			измеренные			рассчитанные			
	U	Pb	$\frac{206\text{Pb}}{204\text{Pb}}$	$\frac{207\text{Pb}}{206\text{Pb}}$	$\frac{208\text{Pb}}{206\text{Pb}}$	$\frac{207\text{Pb}}{235\text{U}}$	$\frac{206\text{Pb}}{238\text{U}}$	$\frac{208\text{Pb}}{206\text{Pb}}$	
Магматические цирконы									
150-200	490	254	7394	0,19158	0,07219	12,4601	0,4753	0,068	2742
75-150	535	278	21226	0,18907	0,08416	12,3311	0,4745	0,083	2729
75-100	1081	502	7023	0,18275	0,04466	10,9452	0,4385	0,040	2662
150-250	688	312	19417	0,18387	0,04230	10,8604	0,4299	0,040	2682
Гранулитовые цирконы									
42-75	133	74	8258	0,18474	0,16069	12,1746	0,4818	0,157	2683
75-150	99	58	1974	0,19179	0,17710	12,6315	0,4932	0,162	2705
200-250	118	71	9358	0,19086	0,14473	13,5469	0,5183	0,144	2738

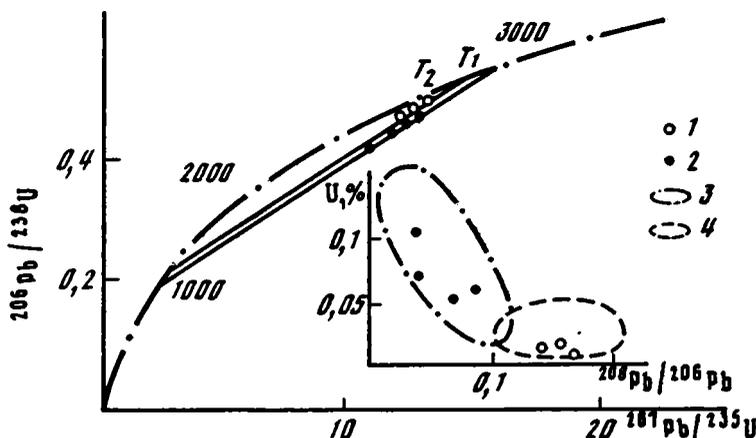


Рис. 17. Диаграмма с конкордией для акцессорных цирконов из амфибол-двупироксеновых кристаллосланцев Веже-гундры (по: [9])

1 — метаморфогенный циркон, 2 — дометаморфический циркон, 3 — поле «тоналитовых» цирконов, 4 — поле гранулитовых цирконов. $T_1 = 2830 \pm 70$ млн лет, $T_2 = 2760 \pm 10$ млн лет

2.2. Rb—Sr возраст глиноземистых гнейсов и калиево—магнезиальных пород

Исследование Rb—Sr системы в глиноземистых гнейсах производилось в двух районах, различающихся по степени метаморфизма и удаленных один от другого почти на 70 км. Всего было отобрано 11 проб: шесть (табл. 3, № 1—6; рис. 18) — из зоны амфиболитовой фации в северо—западной части Центрально—Кольской области (юго—восточное побережье озера Тулпъявр); остальные пять (№ 7—11) — из гранулитовой зоны в районе Мурдозера (см. рис. 3) [3].

Исследованные глиноземистые гнейсы представлены мелкосреднезернистыми гранат—биотитовыми (№ 4, 5, 9, 10) и крупнозернистыми силлиманит—кордиерит—биотит—гранатовыми (№ 1—3) и шпиль—силлиманит—кордиерит—биотит—гранатовыми (№ 7) разновидностями. Железистость мафических минералов в гнейсах района озера Тулпъявр значительно выше, чем в породах района Мурдозера. Расчеты по минеральным геотермометрам позволяют связать это различие с более низкой степенью метаморфизма пород северо—западной части гранулито—гнейсовой области [3].

Помимо глиноземистых гнейсов, проанализированы: синметаморфический гранит, являющийся лейкосомой в мигматизированных гнейсах; бронзит—битовнитовая порода и биотитовый плагиогнейс, распространенный лишь в зонах амфиболитовой фации.

На рис. 18 видно, что девять точек хорошо лежат на прямой, которая соответствует возрасту 2880 ± 50 млн лет при начальном отношении $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7005 \pm 0,0004$. Две точки, соответствующие гранатосодержащему граниту и бронзит—битовнитовой породе, отклонились от прямой в разные стороны. По—видимому, это произошло из—за более молодого возраста гранитов и иного начального отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в метаизвестково—силикатной породе.

Если все точки, образующие изохрону, разделить на две группы, отвечающие гранулитовой и амфиболитовой зонам метаморфизма, то получим две прямые с практически совпадающими характеристиками: $T = 2900 \pm 80$ млн лет, $I_0 = 0,7004 \pm 0,0006$; $T = 2870 \pm 50$ млн лет, $I_0 = 0,7005 \pm 0,0005$ соответственно. Этот факт наряду с геологическими аргументами подтверждает правомерность совместной возрастной интерпретации пород из двух столь отдаленных один от другого и различающихся по степени метаморфизма районов Центрально—Кольской гранулито—гнейсовой области.

Известно, что изохроны, устанавливаемые для метаосадков по образцам пород в целом, указывают на время изотопной гомогенизации, которое в свою очередь может соответствовать возрасту пород источника, либо возрасту диагенеза или метаморфизма осадочных пород [103]. Следовательно, интерпретация таких изохрон требует привлечения дополнительных данных.

Полученная нами датировка значительно древнее возраста метаморфогенных цирконов и в пределах ошибок совпадает с возрастом магматогенных цирконов из ортопород того же комплекса [9, 24, 53]. Поэтому мы вправе предположить, что во время проявившегося около

Т а б л и ц а 3
Результаты изотопных исследований

№ п/п	№ образца	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Rb}$	Rb, г/г	Sr, г/г	$\delta^{18}\text{O},$ ‰
А. Калиево-магнезиальные породы						
1	231/7	0,70877 (0,70870*)	0,1778	15,0	244,6	
2	231/12	0,71654	0,3837	35,3	266,3	
3	231/4	0,71500 (0,71513*)	0,3445	6,2	52,3	
4	231/17	0,75908	1,568	157	291,0	
5	231/8	0,77426 (0,77460*)	1,967 (1,992)	92,2	136,5	
6	231/10	0,82164	3,260	206	185,2	
7	231/5	1,0115	8,935	64,1	21,4	
8	231	1,1029	10,76	210	58,6	
Б. Глиноземистые гнейсы						
1	ТД4	0,76885 (0,76875*)	1,6288	104,8	187,3	7,7
2	ТД5/1	0,75680	1,3812	113,4	238,7	-
3	ТД5/2	0,75679	1,3822	105,4	221,8	-
4	ТД5/3	0,73563	0,8226	55,75	196,6	9,0
5	ТД5/4	0,73187	0,7369	52,43	206,3	-
6	ТД8	0,71691	0,4011	15,15	109,4	-
7	217/1	0,743188	1,0062	103,4	298,3	9,4
8	217/2	0,70981	0,2976	11,92	115,9	8,9
9	460/1	0,71483	0,3442	76,4	642,9	9,3
10	474/2	0,75475	1,3084	101,6	225,7	-
11	474/3	0,71881	0,3352	43,2	366,1	-

* Прямое измерение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в опыте без добавления индикатора.

П р и м е ч а н и е . Места отбора проб: калиево-магнезиальные породы — с левого бережья р. Медвежья; глиноземистые гнейсы — из окрестностей озер Тульгявр (1—6) и Мурдозеро (7—11). Значения $\delta^{18}\text{O}$ — по данным Б.Г. Покровского (ГИН РАН).

2,7 млрд лет назад регионального метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций Rb-Sr система пород в целом осталась закрытой, несмотря на изотопную гомогенизацию минералов и полную перекристаллизацию исходных глинистых осадков. Дополнительную ясность в этот вопрос внесло бы определение возраста метаморфизма с помощью Rb-Sr минеральной изохроны, но эта задача пока не решена.

Итак, скорее всего возраст 2880 ± 50 млн лет соответствует не региональному метаморфизму и не возрасту пород источника (такое возможно лишь при наличии детритовых минералов), а постседиментационному процессу диагенеза и начальному термальному метаморфизму и перекристаллизации. Именно с этими процессами обычно связана первоначальная изотопная гомогенизация осадочных пород [103].

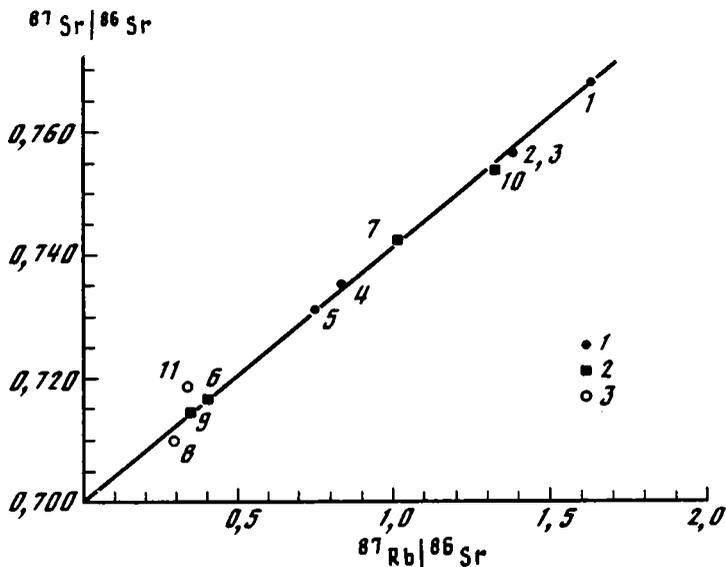


Рис. 18. Рубидий—стронциевая изохрона по породе в целом для глиноземистых гнейсов 1 — гнейсы из района оз. Тулгьявр, 2 — гнейсы района Мурдозера, 3 — точки, не попавшие на изохрону. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 3. $T = 2880 \pm 45$ млн лет ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0,7005 \pm 0,0004$)

Обращает на себя внимание низкое начальное отношение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$) в глиноземистых гнейсах. На эволюционной стронциевой диаграмме ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — время) это отношение при $T = 2900$ млн лет находится вблизи линии деpletированного мантийного вещества. По имеющимся литературным данным [103. С. 206] отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в архейских карбонатных породах (а значит и в поверхностных водах) были подобны этим отношениям в мантии. Объясняют это тем, что обнажавшиеся на поверхности вулканы были молодыми и имели низкие отношения Rb/Sr. Другими словами, образование осадочных пород происходило из материала первичной коры (продукта мантийного магматизма) в течение чрезвычайно малого интервала времени. Таким материалом вполне мог быть метаморфический протолит ортопород центральнокольского комплекса.

Rb—Sr датирование калиево—магнезиальных метасоматитов производилось по пробам, отобраным на левобережье р. Медвежья между горами Брицкен и Афанасий—тундра (см. рис. 3) в пределах небольшого участка, геологическая карта которого показана на рис. 7 [2]. Результаты изотопного анализа приведены в табл. 3 и на рис. 19.

Rb—Sr система исследовалась в пяти пробах калиево—магнезиальных гнейсов (см. табл. 3 и рис. 19, № 4—8), в кварц—полевошпатовой породе (№ 2), в заключенных в ней гранат—кордиерит—гиперстеновых кельфитах (№ 3), а также во вмещающих все эти породы гиперстеновых эндербитах (№ 1).

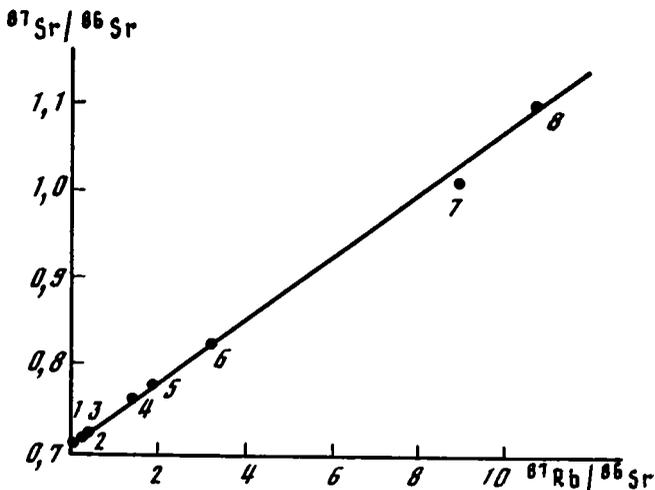


Рис. 19. Рубидий–стронциевая изохрона по валу для калиево–магнезиальных пород левобережья р. Медвежья. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 3 и на рис. 7. $T = 2540 \pm 15$ млн лет; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7023 \pm 0,0002$ (2s)

На рис. 19 видно, что семь точек из восьми хорошо ложатся на прямую, которая соответствует возрасту — 2540 ± 15 млн лет и имеет начальное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7023 \pm 0,0002$ [3]. Это значение интерпретируется нами как возраст метаморфизма, поскольку за небольшим исключением проанализированные породы являются метасоматитами и не имеют протолита.

Вместе с тем эти значения несколько моложе возраста регионального метаморфизма, устанавливаемого цирконометрией [9, 15, 24, 31, 53, 85, 86, 98]. Данное различие носит систематический характер и не может быть связано с двумя разновозрастными метаморфическими событиями, поскольку параметры метаморфизма пород, датированных разными методами, одинаковы. По-видимому, на регрессивной ветви метаморфизма происходило более раннее закрытие U–Pb системы цирконов (при более высоких давлениях и температурах), чем Rb–Sr системы валовых проб.

Таким образом, имеющиеся изотопно–геохронологические данные свидетельствуют о синхронности метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций в орто– и парапородах. Кроме того, близость возраста глиноземистых гнейсов, установленного Rb–Sr методом по породе в целом, к возрасту магматогенных цирконов из ортопород, датированных U–Pb методом, хорошо согласуется с геологическими и геохимическими данными о том, что протолит глиноземистых гнейсов мог образоваться при эрозии продолжающейся формироваться бимодальной габбро–тоналитовой вулканоплутонической ассоциации, представленной в настоящее время группой собственно ортопород.

Глава третья

ПЕТРОГРАФИЯ

3.1. Ортопороды гранулитовой фации

3.1.1. Безгранатовые богатые СаО породы

1. *Метапироксениты* обладают высокой плотностью — $3,27 \text{ г/см}^3$. Минеральные ассоциации метапироксенитов представлены различными сочетаниями ортопироксена, клинопироксена и роговой обманки; реже встречаются оливинсодержащие, плагиоклазовые и биотитовые разновидности (табл. 4). Наиболее распространены среднезернистые метавебстериты и крупнозернистые метаортопироксениты.

Метавебстериты имеют панидиоморфнозернистую структуру, несколько нарушенную ксенобластовыми зернами роговой обманки, биотита и плагиоклаза. Крупные удлиненные зерна пироксенов содержат включения плагиоклаза, роговой обманки, биотита, шпинели и ильменита.

Метаортопироксениты состоят из крупных (1—2 см) кристаллов бронзита и угловатых промежутков, заполненных гранобластовым агрегатом роговой обманки, клинопироксена, ортопироксена, биотита, ильменита, хромистой шпинели (пикотита) и магнетита. Структура гранонематобластовая, пойкилобластовая, реже наблюдается кумулятивная или псевдокумулятивная.

Минералы метапироксенитов характеризуются пониженной общей железистостью: Оп_{21—29}, Кп_{15—22}, Амф_{23—28}, Би_{16—24} (табл. 5).

Клинопироксены представлены диопсидом и салитом, ортопироксены — бронзитом (рис. 20, а), а амфиболы — паргаситом и железистым паргаситом (рис. 20, б). Химический состав пироксенов из зон порфиروبластеза и вмещающей их основной ткани практически одинаковый (см. табл. 5).

2. *Двупироксеновые, амфибол-двупироксеновые и биотит-амфибол-двупироксеновые основные кристаллические сланцы («основные гранулиты»)* — это плотные ($\rho = 2,75 \text{ г/см}^3$), темно-серые, меланократовые породы. Преобладают среднезернистые (1—2 мм), слегка сланцеватые, неясно полосчатые породы. Структура — гранобластовая или нематогранобластовая. Встречаются участки с гранулитовы-

¹ Здесь и далее приняты обозначения: Аб — альбит, Алм — алмадин, Амф — амфибол, Ан — анортит, Анд — андалузит, Ап — апатит, Би — биотит, Гр — гранат, Грю — грюнерит, Ильм — ильменит, Ка — кальцит, Кв — кварц, Ки — кианит, Кокорунд, Кп — клинопироксен; Кпш — калиевый полевой шпат, Крд — кордиерит, Кум — куммингтонит, Мг — магнетит, Му — мусковит, Ол — оливин, Оп — ортопироксен, Орт — ортоклаз, Пл — плагиоклаз, Ру — рутил, С — графит, Сап — сапфирин, Сил — силлиманит, Скап — скаполит, Сф — сфен, Фл — флогопит, Шп — шпинель, Эн — энстатит, Эп — эпидот; Fe* — все железо пересчитано как двухвалентное, f = $100 \text{ FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$, XFe = Fe/(Fe+Mg).

Т а б л и ц а 4
Количественный минеральный состав амфиболовых,
оливин-амфиболовых и биотит-амфиболовых метапироксенитов
и метагаббро-норитов, об. %

№ п/п	Номер образца	Кп	Оп	Амф	Би	Ол	Н.м.**	Пл
1	171*	50	42	5	1	-	1	1
2	183*	45	35	16	1	-	1	3
3	186/3	45	38	15	1	-	1	2
4	465	18	50	25	1	-	1	5
5	465/2	5	89	5	1	-	1	-
6	231/15	40	35	12	2	-	1	10
7	586/4	42	50	6	1	-	1	1
8	580/3	33	28	30	-	5	4	-
9	590/5	30	15	15	5	-	1	35
10	262*	20	40	17	8	-	1	15
11	301*	15	50	-	10	-	1	25
12	306/2	55	15	30	-	-	1	-
13	306*	1	88	6	2	-	3	-
14	377/4	-	90	6	3	-	2	-
15	554/1	25	6	45	10	-	1	14

* Образцы, для которых в табл. 36, 37 приведены химические анализы.

** Здесь и далее Н.м. — непрозрачные минералы.

П р и м е ч а н и е . Места отбора образцов: 1—5 — гора Веже-тундра; 6—10 — участок между горами Афанасий-тундра и Брицкен; 11—14 — район гор Волшепах и Сытрантеч; 15 — гора Северная Тундра.

ми, бластокатакlastическими, диаблостовыми и реликтовыми габбровыми структурами. Химический состав минералов и их количественные соотношения несколько варьируют (табл. 6, 7). Аксессуары представлены ильменитом, магнетитом, апатитом и цирконом.

Главный породообразующий минерал — плагиоклаз, представленный изометричными зёрнами андезина. Составы пироксенов отвечают салитам и гиперстенам (см. рис. 20, а). Железистая паргаситовая (см. рис. 20, б) роговая обманка имеет бурю окраску и, как правило, развивается по пироксенам. Внутри и по краям ее зёрен наблюдаются скопления магнетита и ильменита. Красновато-коричневый биотит развивается как по пироксенам, так и по роговой обманке. При этом возникают биотит-кварцевые и биотит-магнетитовые диаблостовые сростания.

Очевидно, что эти реакции не являются изохимическими и сопровождаются привнесением и выносом компонентов. Количество роговой обманки и биотита сильно варьирует (см. табл. 6) и определяется активностью воды или интенсивностью процессов гидратации на регрессивной ветви гранулитового метаморфизма.

3. *Эндербиты* — довольно плотные ($\rho = 2,64-2,73 \text{ г/см}^3$) породы. Вариации минерального состава (табл. 8), размеров зёрен, а также текстурно-структурная неоднородность придают эндербитам полосчатый облик. Переходы между отдельными разновидностями постепенные. Преобладают среднезернистые, слегка сланцеватые эндербиты. Встре-

Т а б л и ц а 5

Результаты микронзондового анализа минералов из: метабестеритов Веже-тундры (обр.171) и горы Брицкен (обр.580/3), метаортопироксенитов горы Волепахк (обр.306) и метагаббро-норитов горы Сыгрантеч (обр.301) (в мас.%)

Компо- нент	Обр.171			Обр.301					
	Оп	Кп	Амф	Оп	Кп	Оп***	Кп***	Би	Пл
SiO ₂	52,45	51,93	43,00	51,90	51,52	52,08	51,57	37,76	54,04
TiO ₂	0,06	0,24	1,56	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	5,53	Не обн.
Al ₂ O ₃	1,80	2,73	11,76	2,45	2,76	2,56	2,76	15,40	28,09
Cr ₂ O ₃	Не обн.	0,60	Не обн.						
FeO*	19,68	7,41	10,66	19,42	6,65	18,99	6,37	11,04	"
MnO	0,26	0,35	0,13	0,17	0,11	0,17	0,23	0,24	"
MgO	26,75	15,18	15,59	27,13	15,58	27,36	15,30	17,63	"
CaO	0,54	22,47	11,78	0,39	23,74	0,29	24,13	0,36	10,08
Na ₂ O	Не обн.	0,23	1,40	Не обн.	6,89				
K ₂ O	0,02	Не обн.	1,01	"	"	"	"	10,04	Не обн.
Сумма	101,56	101,14	96,89	101,46	100,36	101,45	100,36	98,00	99,10
F; Ан, %**	29,21	21,70	27,71	25,63	16,31	26,13	17,65	24,07	44,44

Компо- нент	Обр. 306					обр. 580/3		
	Оп	Амф	Би	Шп	Илм	Ол	Оп	Кп
SiO ₂	54,12	42,79	39,06	0,03	Не обн.	40,11	55,25	51,45
TiO ₂	0,12	1,29	1,75	0,01	51,88	Не обн.	0,89	3,54
Al ₂ O ₃	3,02	15,03	17,84	56,83	0,14	"	2,65	3,21
Cr ₂ O ₃	Не обн.	0,33	0,29	6,33	0,12	"	0,13	0,03
FeO*	14,51	7,82	6,87	24,60	43,48	20,05	13,17	4,73
MnO	0,09	0,05	Не обн.	0,18	0,20	0,37	0,32	0,14
MgO	28,77	15,06	20,16	11,30	2,34	41,70	28,76	15,25
CaO	0,19	11,74	0,01	0,01	Не обн.	Не обн.	0,73	23,82
Na ₂ O	Не обн.	2,20	0,70	Не обн.	"	"	Не обн.	Не обн.
K ₂ O	0,01	0,65	9,36	"	"	0,05	0,04	0,06
Сумма	100,83	96,96	96,04	99,29	98,16	102,28	101,94	102,23
F; Ан, %**	22,05	22,60	15,98	54,90	-	21,21	20,63	14,58

FeO* = FeO + 0,9 Fe₂O₃;

** Здесь и далее: F = 100 Fe / (Fe+Mg) %; Ан = 100 Ca / (Ca+Na) %.

*** Пироксены из зон порфиробластеза.

П р и м е ч а н и е . Модальный состав исследованных пород приведен в табл. 4, а их химические анализы (кроме обр. 580/3) — в табл. 36, 37.

Т а б л и ц а 6

Количественный минеральный состав амфибол-двупироксеновых и биотит-амфибол-двупироксеновых основных кристаллических сланцев, об. %

№ п/п	Номер образца	Оп	Кп	Амф	Би	Н.м.	Пл	Кв
1	163/2*	10	13	17	2	3	52	3
2	168/1	15	14	6	1	3	60	2
3	169*	10	15	5	2	3	60	5
4	169/1*	12	23	12	1	1	50	1
5	186/1*	10	8	22	1	2	56	1
6	193*	8	6	20	2	4	55	5
7	246/1*	8	14	2	3	3	65	5
8	252*	15	18	8	5	3	50	1
9	586/3	20	15	3	1	1	50	10
10	7/1	7	15	5	3	10	52	8
11	304/1*	15	17	1	1	5	55	6
12	309/1	10	15	10	1	3	60	1
13	316	20	15	13	1	1	50	1
14	328/1*	10	6	25	3	2	52	2
15	529/1	5	7	5	15	3	60	5
16	538/1	8	10	30	1	1	50	1

* Образцы, для которых в табл. 36,37 приведены химические анализы.

П р и м е ч а н и е . Места отбора образцов: 1—6 — гора Веже-тундра; 7, 8 — гора Афанасий-тундра; 9, 10 — между горами Афанасий-тундра и Брицкен; 11—14 — район гор Сытрантеч и Пуйтапхк; 15, 16 — гора Северная Тундра.

чаются и отчетливо сланцеватые разности с лентиколярным кварцем. Микроструктура характеризуется сочетанием преобладающей гранобластовой структуры с элементами кумулобластовой, диабластовой и гранулитовой структур.

Лейкократовые эндербиты состоят из биотита, гиперстена, плагиоклаза и кварца (см. табл. 8). Мезократовые разности представлены, как правило, двупироксеновыми эндербитами. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, апатит, циркон.

Главным породообразующим минералом является плагиоклаз, в котором выделяются две генерации: Пл₁ — крупные изометричные, овально-таблитчатые, темно-серые с голубоватым оттенком кристаллы, содержащие обилие микроскопических антипертитовых вростков калиевого полевого шпата; Пл₂ — мелкие, светлые зерна, возникшие в результате грануляции Пл₁. Состав тех и других отвечает олигоклазу (табл. 9, рис. 20, з). Кварц представлен тремя генерациями: Кв₁ — изометричные, ксенобластовые по отношению к Пл₁, зерна величиной в 2—3 мм; Кв₂ — крупные сильно вытянутые (до 2—3 см) лентовидные темные кристаллы с включениями остроугольных «обломков» Пл₁; Кв₃ — слагает мелкозернистый гранобластовый кварц-плагиоклазовый

Т а б л и ц а 7
Результаты микрозондового анализа минералов
основных кристаллических сланцев, мас. %

Компо- нент	Обр.169/1						
	Оп	Кп	Кп	Амф	Би	Мт	Пл
SiO ₂	51,25	51,73	50,67	44,01	35,96	Не обн.	61,43
TiO ₂	Не обн.	0,21	0,32	1,85	6,16	0,30	0,06
Al ₂ O ₃	0,78	1,95	2,21	10,28	14,93	Не обн.	24,87
Cr ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	0,45	Не обн.	Не обн.	0,46	Не обн.
FeO*	28,18	12,33	12,58	17,05	19,23	92,15	"
MnO	0,81	0,40	0,46	9,13	Не обн.	0,29	"
MgO	18,16	12,16	11,76	9,89	11,38	Не обн.	"
CaO	0,70	21,27	21,48	11,17	0,31	"	6,22
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,12	Не обн.	"	7,49
K ₂ O	"	"	"	1,16	9,38	"	0,25
Сумма	99,88	100,05	99,93	99,66	99,35	93,20	100,32
F, Ан, %	46,39	36,11	37,38	47,57	48,73	-	31,58

Компо- нент	Обр. 168/1				
	Оп	Кп	Амф	Би	Пл
SiO ₂	51,11	51,28	42,83	37,31	59,61
TiO ₂	0,09	0,18	2,38	4,39	Не обн.
Al ₂ O ₃	0,74	1,68	10,58	15,04	25,59
Cr ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	0,50	0,06	Не обн.
FeO*	25,11	9,36	14,30	12,08	"
MnO	0,97	0,42	0,19	0,06	"
MgO	20,35	13,26	12,35	16,14	"
CaO	0,65	21,69	11,43	Не обн.	6,92
Na ₂ O	Не обн.	0,46	1,55	0,04	6,88
K ₂ O	0,04	Не обн.	1,45	10,09	0,40
Сумма	99,06	98,33	97,56	95,21	99,40
F, Ан, %	41,12	28,57	39,38	29,64	35,48

Компо- нент	Обр. 567/2							
	Оп	Кп	Оп	Кп	Гр	Би	Амф	Пл
SiO ₂	50,45	51,34	50,72	52,29	37,61	35,16	42,24	60,21
TiO ₂	Не обн.	0,08	Не обн.	Не обн.	0,05	3,73	1,41	Не обн.
Al ₂ O ₃	0,24	1,10	0,53	1,09	22,13	15,11	11,24	26,64
Cr ₂ O ₃	Не обн.	0,37	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,15	Не обн.
FeO*	33,71	13,79	34,48	13,40	32,26	21,50	20,34	"
MnO	2,05	0,83	2,27	0,75	2,50	Не обн.	0,50	"
MgO	14,29	10,56	14,46	10,85	2,72	10,35	8,60	"
CaO	0,45	20,77	0,44	21,47	5,85	Не обн.	10,45	7,69
Na ₂ O	Не обн.	0,40	Не обн.	0,39	Не обн.	"	1,48	7,19
K ₂ O	"	Не обн.	"	Не обн.	"	9,84	1,33	0,12
Сумма	101,19	99,24	102,90	100,24	103,12	95,69	94,74	101,85
F, Ан, %	56,92	41,91	57,44	41,35	86,78	53,77	57,02	37,11

Т а б л и ц а 7 (окончание)

Компо- нент	Обр. 538/1								
	Кл	Оп	Оп	Кл	Кл	Оп	Амф	Би	Пл
SiO ₂	53,13	52,20	53,79	53,24	52,90	51,14	44,82	36,93	59,33
TiO ₂	Не обн.	0,04	0,01	0,06	0,12	Не обн.	1,11	4,85	0,04
Al ₂ O ₃	0,87	0,56	0,55	0,92	1,07	0,55	11,41	14,70	25,59
Cr ₂ O ₃	0,05	0,01	0,04	0,04	0,02	0,69	0,04	0,01	Не обн.
FeO*	11,17	30,25	29,10	10,79	11,40	30,70	16,91	19,41	0,04
MnO	0,48	1,14	1,09	0,36	0,42	1,18	0,20	0,04	0,05
MgO	12,85	17,08	14,96	12,52	12,02	15,99	10,25	11,25	Не обн.
CaO	22,79	0,36	0,58	22,56	22,46	0,43	11,53	0,01	8,35
Na ₂ O	0,38	0,03	0,06	0,35	0,36	0,02	1,34	0,06	6,95
K ₂ O	Не обн.	Не обн.	Следы	Следы	Не обн.	Не обн.	1,11	9,06	0,22
Сумма	101,72	101,67	100,18	100,84	100,77	100,70	98,72	96,32	100,57
F, An%	32,79	49,84	52,18	32,59	34,73	51,82	48,07	49,19	39,91

П р и м е ч а н и е . Места отбора образцов: обр. 169/1, 168/1 — гора Веже-тундра; обр. 567/2 — северный склон горы Ровквун; обр. 538/1 — гора Северная Тундра. Модальный минеральный состав исследованных пород приведен в табл. 6.

Т а б л и ц а 8
Модальный состав эндрбитов, об. %

№ п/п	№ образца	Оп	Кл	Би	Амф	Н.м.	Пл	Кв
1	167	10	8	3	1	1	70	8
2	169/2	13	12	2	1	1	62	10
3	386	16	4	6	1	1	66	7
4	300/2	9	7	5	1	2	68	8
5	322	9	6	1	2	3	72	8
6	529	8	5	10	-	1	66	10
7	186/2	10	1	2	4	3	75	6
8	221	18	-	1	2	3	58	20
9	0163	13	-	3	-	1	60	23
10	168	6	-	2	-	1	66	25
11	194	4	-	4	-	2	65	25
12	183/1	3	-	4	-	1	63	30
13	165	4	-	1	-	1	65	30
14	212	5	-	2	-	1	62	30
15	193/1	3	-	1	-	1	60	36
16	172	3	-	1	-	1	55	40
17	562	5	-	2	2	1	56	35
18	230/1	4	-	6	-	2	58	30
19	231/9	5	-	2	-	1	56	36
20	304	5	-	3	-	2	55	35
21	379	4	-	2	-	1	58	35
22	300/1	3	-	2	-	1	54	40

П р и м е ч а н и е . Места отбора образцов: 1, 2, 7, 9—16 — гора Веже-тундра; 6, 17 — гора Северная Тундра; 8, 18, 19 — район горы Брицкен и озера Вишвого; 3—5, 20—22 — горы Сытрантеч и Волшепахк.

Таблица 9

Результаты микрондового анализа минералов мезократовых (обр. 167, 186/2) и лейкокатовых (обр. 0163, 168) эндрбитов Веже-гундры, мас. %

Компо- нент	Обр.167					Обр. 0163		
	Оп	Кп	Би	Илм	Пл	Оп	Би	Пл
SiO ₂	54,47	54,75	38,89	Не обн.	60,63	51,71	36,41	60,86
TiO ₂	Не обн.	0,22	4,91	56,71	Не обн.	0,11	5,17	0,01
Al ₂ O ₃	0,51	1,08	16,81	Не обн.	24,99	0,68	14,43	24,19
Cr ₂ O ₃	Не обн.	0,90	Не обн.	"	Не обн.	0,04	0,04	Не обн.
FeO*	23,57	8,35	14,09	46,29	"	25,44	15,76	0,05
MnO	0,41	0,07	0,09	0,81	"	0,67	0,05	Не обн.
MgO	20,78	14,85	13,54	0,23	"	20,15	13,34	"
CaO	0,62	20,30	0,30	Не обн.	5,31	0,44	Не обн.	5,67
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	"	8,49	Не обн.	"	8,17
K ₂ O	"	"	9,18	"	0,39	0,03	9,48	0,52
Сумма	100,36	100,52	97,81	104,04	99,81	99,27	94,68	99,47
F, Ан, %	38,95	24,07	36,82	-	25,51	41,33	39,80	27,55

Компо- нент	Обр.186/2				
	Оп	Кп	Амф	Би	Пл
SiO ₂	52,35	52,20	42,85	38,38	61,17
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	1,42	3,59	Не обн.
Al ₂ O ₃	0,62	0,97	10,86	14,97	25,39
Cr ₂ O ₃	Не обн.	0,46	0,03	0,05	Не обн.
FeO*	25,09	8,69	14,78	13,41	"
MnO	0,49	0,19	0,05	Не обн.	"
MgO	20,94	13,88	11,70	16,00	"
CaO	0,47	21,54	10,80	0,03	6,26
Na ₂ O	Не обн.	0,41	1,22	Не обн.	7,69
K ₂ O	0,06	0,07	1,54	9,40	0,35
Сумма	100,02	98,41	95,25	95,83	100,86
F, Ан, %	40,10	26,42	41,54	32,04	31,25

Компо- нент	Обр. 168				
	Оп	Би	Плц	Пл*	Мт
SiO ₂	52,10	37,04	62,76	61,81	0,02
TiO ₂	0,09	4,94	0,05	0,01	0,51
Al ₂ O ₃	0,90	14,79	22,86	23,55	2,62
Cr ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,36
FeO*	24,89	14,92	0,04	0,01	88,32
MnO	0,59	0,04	Не обн.	0,02	0,07
MgO	21,87	14,50	0,02	0,02	0,41
CaO	0,38	Не обн.	4,85	5,66	0,03
Na ₂ O	Не обн.	"	8,10	8,46	0,23
K ₂ O	"	9,66	0,36	0,37	Не обн.
Сумма	100,82	95,89	99,04	99,91	92,57
F, Ан, %	39,00	36,69	24,73	27,00	-

П р и м е ч а н и е . Химические анализы исследованных пород приведены в табл. 36, 38, а их модалный состав в табл. 8. Здесь и далее: ц — центр, к — край зерен.

Т а б л и ц а 10
Количественный минеральный состав
плаггиоклазитов и жильных плаггиогранитов, об. %

№ п/п	№ образца	Оп	Би	Н.м.	Пл	Кв
1	186*	10	1	1	86	2
2	594	1	3	1	96	1
3	362	8	2	1	88	1
4	359	6	2	1	90	1
5	406*	9	1	1	82	8
6	397/1	1	2	1	68	28
7	211/1*	2	1	1	70	26
8	582/2	6	3	1	65	25
9	231/12*	1	5	2	60	32
10	169/3*	1	3	1	62	33
11	465/1	2	2	1	60	35
12	580/2	1	6	1	47	45
13	359/1	1	2	1	37	60

* Образцы, для которых в табл. 36, 38 приведены химические анализы.

П р и м е ч а н и е . Места отбора образцов: 1, 10, 11 — гора Веже-тундра; 2, 8, 9, 12 — участок между горами Афанасий-тундра и Брицкен; 3—6, 13 — горы Сытрантеч и Волшепахк; 7 — окрестности станции Тайбола. В обр. 362 присутствуют единичные зерна клинопироксена.

агрегат, который возникает при грануляции крупных кристаллов Пл₁, Кв₁, Кв₂.

Пироксены представлены ксенобластовыми относительно плаггиоклаза и кварца зернами салита, авгита и гиперстена (см. табл. 9, рис. 20, а). По клинопироксену обычно развивается эденитовая роговая обманка (см. рис. 20, б), а гиперстен замещается биотит-кварцевыми и биотит-магнетитовыми симплектитам.

4. *Гиперстенсодержащие плаггиограниты и плаггиоклазиты* имеют гигантозернистое, почти пегматоидное строение и характеризуются гетеробластовой blastoцементной структурой. В плаггиоклазитах она определяется наличием гигантских (1—6 см), темных кристаллов плаггиоклаза (Пл₁) и заключенных между ними гранобластовых участков. Последние состоят из агрегата мелких зерен белого плаггиоклаза (Пл₂) и подчиненного ему кварца (Кв₂) (табл. 10). Аналогичная структура в плаггиогранитах дополняется присутствием крупных изометричных кристаллов кварца (Кв₁).

Идиобластовые кристаллы плаггиоклаза имеют олигоклаз-андезиновый состав (рис. 20, г, табл. 11) и содержат крупные антипертитовые вроски щелочного полевого шпата. Присутствуют также гиперстен, биотит и магнетит (см. табл. 10). В плаггиоклазитах наблюдаются единичные зерна салита (см. рис. 20, а, табл. 10, 11). Аксессуарные минералы представлены ильменитом, апатитом и цирконом.

Т а б л и ц а 11

Результаты микрозондового анализа минералов плагиоклазитов (обр. 186, 362, 406) и жильных гиперстенсодержащих плагиогранитов (обр. 169/3), мас. %

Компонент	Обр. 406					
	Опц	Оп ^к	Пл ₁ ц	Кпш ^а	Пл ₂ ^а	Пл ₂
SiO ₂	50,47	50,87	57,48	64,35	57,80	58,08
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	2,88	2,70	26,11	19,53	25,86	25,87
FeO*	25,16	23,64	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
MnO	0,82	0,85	"	"	"	"
MgO	23,35	23,50	"	"	"	"
CaO	0,46	0,39	7,55	0,40	7,50	7,56
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	7,78	0,32	7,97	7,65
K ₂ O	"	"	0,39	15,42	0,20	0,33
Сумма	102,14	101,95	99,31	100,02	99,33	99,49
F, Ан, %	36,41	33,67	34,95	-	34,29	35,29

Компонент	Обр. 362						
	Опц	Оп ^к	Кп	Пл ₁ ^а	Кпш ^а	Кпш ^п	Пл ^п
SiO ₂	52,30	50,59	51,77	58,22	64,64	64,04	59,54
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	"	2,41	2,64	24,59	19,05	19,70	24,52
FeO*	26,65	25,72	9,60	1,03	Не обн.	Не обн.	Не обн.
MnO	0,65	0,66	Не обн.	Не обн.	"	"	"
MgO	22,39	22,27	14,09	"	"	"	"
CaO	0,41	0,51	22,75	6,49	0,35	0,45	5,90
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	8,13	0,38	1,02	9,14
K ₂ O	"	"	"	0,79	15,57	14,66	0,11
Сумма	102,40	102,16	100,85	99,25	99,99	99,87	99,21
F, Ан, %	37,50	36,73	25,71	30,69	-	-	26,42

Компонент	Обр. 186		Обр. 169/3		
	Пл ₁	Пл ₂	Би	Пл ₁	Пл ₂
SiO ₂	69,60	58,92	39,16	62,42	61,78
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	5,27	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	24,43	24,82	17,72	23,97	24,20
FeO*	Не обн.	Не обн.	14,72	Не обн.	Не обн.
MnO	"	"	Не обн.	"	"
MgO	"	"	11,93	"	"
CaO	3,97	3,62	0,37	4,58	4,10
Na ₂ O	9,84	10,92	Не обн.	8,90	9,37
K ₂ O	0,43	0,30	9,02	0,14	0,25
Сумма	99,27	98,58	98,19	100,01	99,70
F, Ан, %	18,45	15,45	40,97	22,45	19,19

П р и м е ч а н и е . Модальный состав исследованных пород приведен в табл. 10, а их химический состав (кроме обр. 362) — в табл. 36, 38. Пл₁ и Пл₂ — разные генерации плагиоклаза (см. текст); а — антипертит, п — анализ пертитового калишпата и плагиоклазового вроска в нем, причем сам калишпат является антипертитовым вроском в Пл₁.

3.1.2. Гранатосодержащие богатые СаО породы

1. *Гранатовые эндревиты* представлены лейкократовыми, среднезернистыми, сланцеватыми и неяснополосчатыми породами.

Плаггиоклаз имеет андезин-олигоклазовый состав (табл. 12, 13, рис. 20, *з*). Ортопироксен, гранат и биотит образуют вытянутые вдоль сланцеватости кумулобластовые скопления. Клинопироксен отсутствует даже в мезократовых разностях гранатовых эндревитов. Крупные ситовидные зерна граната содержат многочисленные округлые включения кварца и плаггиоклаза. Состав гранатов отвечает железо-магнезиально-кальциевому ряду (рис. 20, *д*). По мере увеличения общей железистости граната растет его кальциевость (см. табл. 13, рис. 20, *д*) и одновременно с этим повышается железистость ортопироксенов и биотитов. В целом в гранатовых эндревитах биотит и гиперстен имеют более высокую железистость, чем в безгранатовых разностях (см. рис. 20, *а, в*; табл. 9, 13).

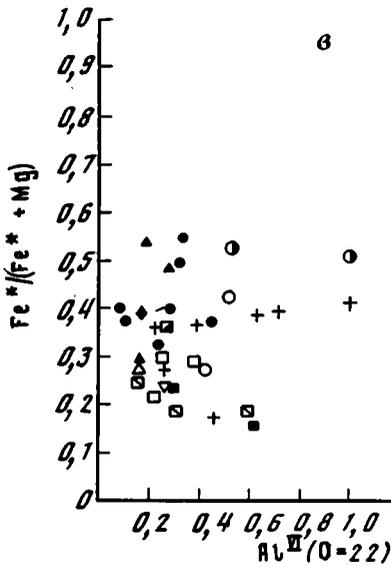
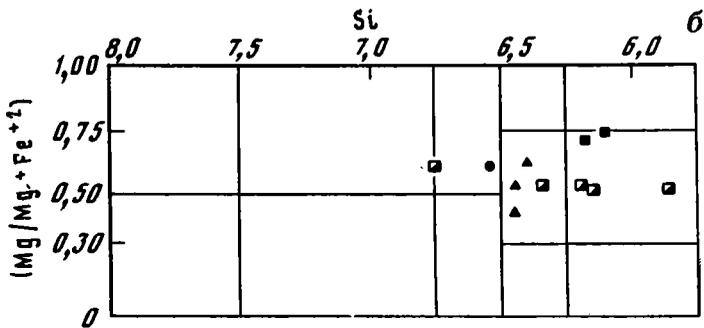
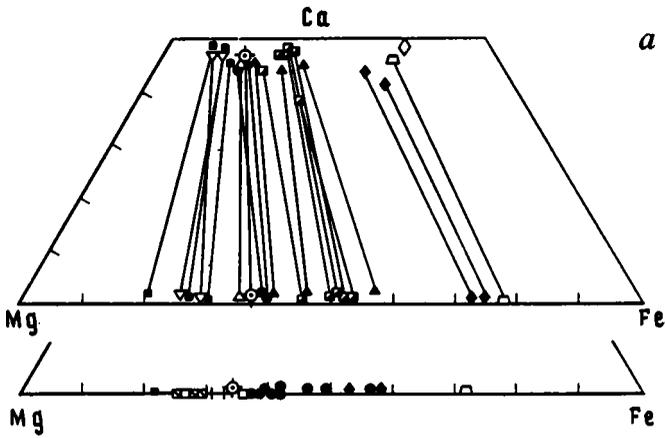
Гранат является новообразованным синметаморфическим минералом и возникает он за счет ортопироксена и плаггиоклаза ($Op + Pl = Gr + Kz$). Реакция сопровождается выносом кальция и натрия.

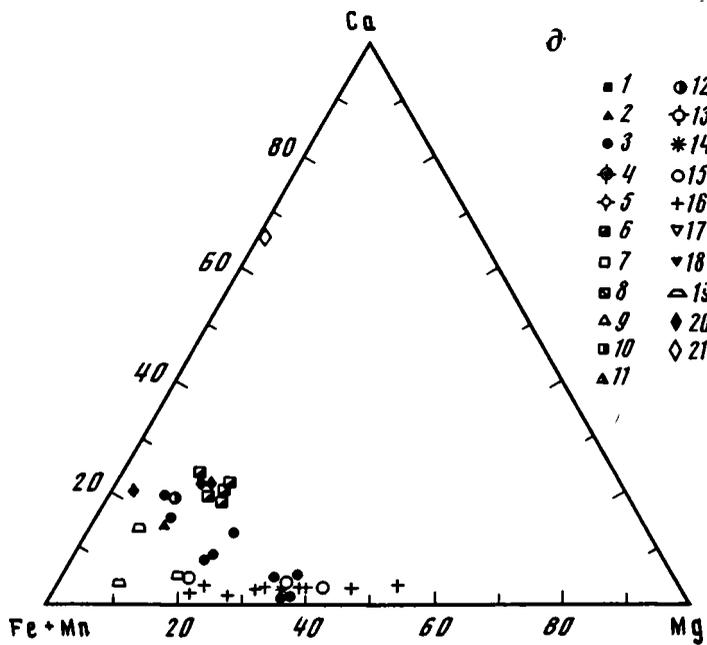
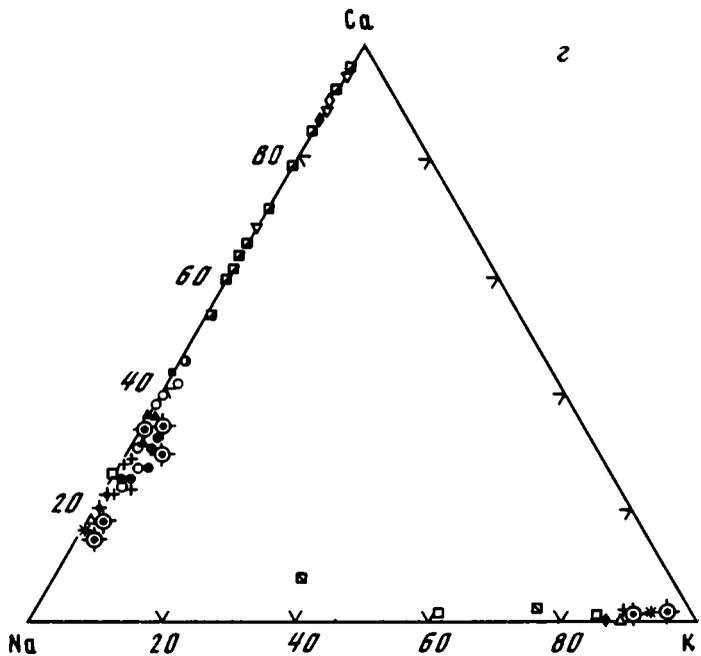
2. *Жильные гранатосодержащие образования* представлены гиперстеновыми плаггиогранитами и мезопертит-плаггиоклазовыми гранитами, гранат-кварцевыми и гранат-кварц-плаггиоклазовыми породами, содержащими иногда гранат-гиперстен-кордиеритовые келифиты (см. табл. 12). Эта группа синметаморфических жильных пород имеет лейкократовый облик и характеризуется крупнозернистым, массивным строением. Основная ткань имеет гранобластовую структуру и состоит из крупных зерен кварца и андезина или мезопертита.

Порфиробласты пироп-альмандинового граната (табл. 14, см. рис. 20, *д*) содержит многочисленные включения кварца, плаггиоклаза и реже биотита и магнетита. Присутствуют также биотит и крупные зерна гиперстена, кварца и антипертитового плаггиоклаза. Вблизи зон развития калиево-магнезиальных пород наблюдаются калишпат-плаггиоклазовые жильные граниты (см. табл. 12, обр. 586/12).

Рис. 20. Составы главных породообразующих минералов пород центральнокольского комплекса: *а* — пироксены; *б* — амфиболы (классификация по [126]); *в* — биотиты; *г* — полевые шпаты; *д* — гранаты

1—13 — группа ортопород и связанных с ними синметаморфических образований: 1 — метапироксениты, 2 — двупироксеновые, амфибол-двупироксеновые и биотит-амфибол-двупироксеновые основные кристаллосланцы, 3 — эндревиты, 4 — плаггиоклазиты, 5 — гиперстеносодержащие и биотитовые плаггиограниты, 6 — гранатосодержащие основные кристаллосланцы (эклгитоподобные породы); 7, 8 — калиево-магнезиальные породы: 7 — кварцсодержащие, 8 — бескварцевые; 9 — биотит-двупироксеновые монзонито-гнейсы; 10 — горнblendиты, 11 — амфиболиты, 12 — биотит-амфиболовые плаггиогнейсы, 13 — ортоклазовые и микроклиновые граниты; 14—21 — группа паропород и связанных с ними синметаморфических образований: 14 — гранатосодержащие ортоклазовые граниты, инфицирующие глиноземистые гнейсы, 15 — биотит-гранатовые гнейсы, 16 — кордиерит-биотит-гранатовые, силлиманит-кордиерит-биотит-гранатовые и другие глиноземистые гнейсы; 17, 18 — двупироксеновые калиево-магнезиальные, биотит-двупироксеновые и амфибол-двупироксеновые плаггиогнейсы; 19 — эвлизиты и железистые кварциты, 20 — феррогиперстен-альмандин-анортит-кварцевые породы; 21 — эпидот-гроссуляр-ферросалит-анортит-кварцевая порода





- Legend for symbols:
- 1
 - ▲ 2
 - 3
 - ◆ 4
 - ◇ 5
 - 6
 - 7
 - 8
 - △ 9
 - 10
 - ▲ 11
 - 12
 - ◇ 13
 - * 14
 - 15
 - + 16
 - ▽ 17
 - ▽ 18
 - △ 19
 - ◆ 20
 - ◇ 21

Т а б л и ц а 1 2
 Модальный состав гранатовых эндербитов (1—11) и
 гранатсодержащих жильных образований (12—20), об. %

№ п/п	№об- разца	Оп	Би	Гр	Крд	Н.м.	Пл	Кпш	Кв
1	591/2	6	5	3	-	1	58	1	27
2	585/1	2	2	5	-	1	58	1	32
3	231/7	6	2	3	-	1	58	1	30
4	231/14	3	1	5	-	1	60	1	30
5	7	1	6	4	-	1	54	1	35
6	538	4	2	1	-	1	62	1	30
7	554	1	3	1	-	1	60	1	34
8	328/2	14	1	2	-	1	42	1	40
9	328	8	2	10	-	1	59	1	20
10	386/1	10	4	10	-	1	55	1	20
11	388/1	10	2	15	-	1	60	1	12
12	388/2	2	1	37	-	1	5	-	55
13	309/2	1	1	70	-	4	6	-	18
14	456/1	1	1	18	1	1	42	3	34
15	455/4	3	2	4	-	1	50	2	38
16	591/3	1	1	5	-	1	55	1	38
17	590/6	7	2	3	-	1	54	1	33
18	586/12	1	1	4	-	1	15	44	35
19	459	3	1	15	5	1	8	2	65
20	231/4	6	1	9	17	3	15	10	40

П р и м е ч а н и е . Места отбора образцов: 1—5, 16—18, 20 — левобережье р. Медвежья; 6,7 — гора Северная Тундра; 8—13 — район горы Сытрантеч; 14,15,19 — западный берег Мурдозера.

В гиперстен-гранатовых гранитоидах Мурдозера (табл. 12, 14, обр. 459 и 231/4) на контакте граната с кварцем нередко возникает гиперстен-кордиеритовая симплектитовая оболочка, а вокруг нее нарастает еще одна — мономинеральная гиперстеновая оболочка (рис. 21, а, б). К гиперстен-кордиеритовому симплекtitу присоединяются в варьирующем количестве магнетит или шпинель (см. табл. 12). Гиперстен характеризуется повышенным содержанием глинозема — 2,4—7,4 мас. % Al_2O_3 (см. табл. 14).

Возникновение келифитовых структур вокруг граната обычно объясняют его неустойчивостью и разложением при понижении давления [58, 60, 78] или при повышении температуры [43]. Этот процесс можно представить в виде реакции: $Гр + Кв = Крд + Оп$. В тех случаях, когда реакция идет до полного разложения граната, на его месте наблюдается лишь шпинель (магнетит)-кордиерит-гиперстеновый симплектит.

3. Гранатсодержащие основные кристаллические сланцы — это меланократовые темно-серые породы с размером зерен от долей миллиметра до 3—4 мм. В зонах порфиробластеза размеры зерен граната и пироксенов достигают 10 см. Минеральные ассоциации гранатсодержащих кристаллических сланцев представлены различными сочета-

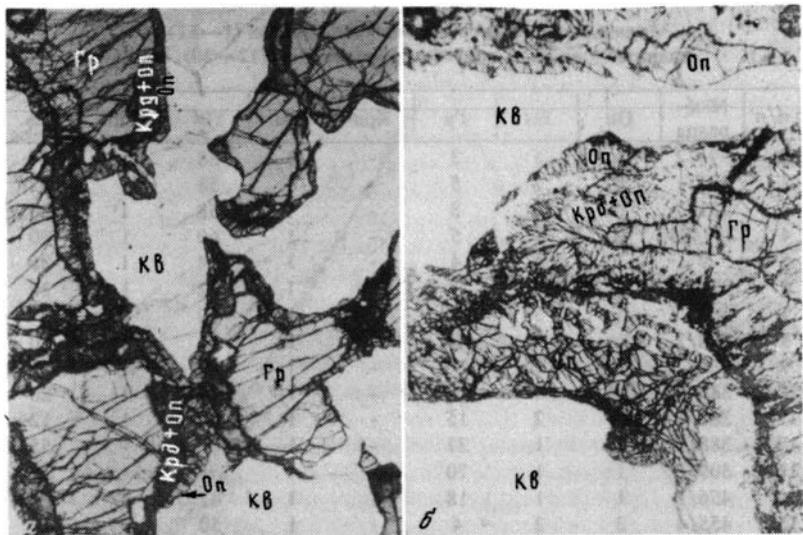


Рис. 21. Гиперстеновые и гиперстен-кордиеритовые келифитовые каймы вокруг граната в кварц-полевошпатовых породах

а — обр. 456/6, без анализатора, увел. 30^х; *б* — обр. 586, без анализатора, увел. 20^х

ниями ортопироксена, клинопироксена, граната, роговой обманки, биотита, плагиоклаза и кварца (табл. 15). Они подразделяются на две группы пород: кварцсодержащие гранат-гиперстеновые и биотит-гранат-гиперстеновые кристаллосланцы с подчиненным содержанием клинопироксена; практически бескварцевые гранат-клинопироксеновые, гранат-двупироксеновые и гранат-амфибол-двупироксеновые кристаллосланцы, гранат-пироксеновые и гранатовые амфиболиты.

Гранат-гиперстеновые и биотит-гранат-гиперстеновые кристаллосланцы (см. табл. 15, № 2, 4, 7, 8) слагают тонкие полосы внутри безгранатовых амфибол-двупироксеновых и биотит-двупироксеновых кристаллосланцев (см. табл. 15, № 1, 6) и отделяют последние от мигматизирующих их сравнительно более лейкократовых гиперстен-биотит-гранатовых плагиосланцев (см. табл. 15, № 3, 5). Все три разновидности пород обладают субпараллельными сланцеватостью и полосчатостью.

Вмещающие породы (биотит-амфибол-двупироксеновые кристаллосланцы) имеют среднезернистое четко сланцеватое строение и характеризуются гранобластовой или гранонематобластовой структурой. В связи с формированием в них мигматитовых полос их минеральный состав несколько преобразуется — клинопироксен замещается ортопироксеном, а роговая обманка вытесняется биотитом. В результате образуются биотит-гиперстеновые основные кристаллические сланцы с пониженным содержанием клинопироксена.

Т а б л и ц а 13

Результаты микрозондового анализа минералов гранатовых эндербитов, мас. %

Компонент	Обр.231/14				Обр.386/1		
	Оп	Гр	Би	Пл	Оп	Гр	Пл
SiO ₂	49,25	38,71	36,36	59,48	50,40	37,09	55,87
TiO ₂	Не обн.	0,17	5,52	0,07	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	5,56	22,94	16,82	25,69	"	21,41	26,99
FeO*	26,80	28,45	16,46	Не обн.	31,99	31,17	Не обн.
MnO	0,19	0,53	0,07	"	1,07	2,22	"
MgO	20,63	9,97	13,99	"	18,86	6,08	"
CaO	Не обн.	1,93	0,37	6,68	0,47	4,71	8,64
Na ₂ O	"	Не обн.	Не обн.	7,30	Не обн.	Не обн.	7,65
K ₂ O	"	0,02	9,25	0,50	"	"	Не обн.
Сумма	102,43	102,72	98,84	99,90	102,79	102,68	99,15
F, Ан, %	42,05	61,59	39,80	34,37	46,27	72,16	38,32
Х _{Гр} Х _{Са}	-	4,89	-	-	-	12,90	-

Компонент	Обр. 328					
	Оп	Би	Гр ^к	Гр ^ц	Гр ^к	Пл
SiO ₂	49,11	35,21	36,14	36,84	36,37	57,91
TiO ₂	Не обн.	5,67	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	3,76	15,87	20,10	20,37	20,47	26,57
FeO*	32,77	20,94	36,40	34,57	35,50	Не обн.
MnO	0,46	Не обн.	1,95	1,82	1,97	"
MgO	16,88	11,92	5,03	5,76	5,50	"
CaO	0,13	0,18	3,25	3,45	3,15	8,06
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	0,09	0,08	Не обн.	6,90
K ₂ O	"	9,33	Не обн.	Не обн.	"	0,05
Сумма	103,11	99,12	102,96	102,89	100,96	99,49
F, Ан, %	49,48	46,99	78,49	75,18	76,53	39,39
Х _{Гр} Х _{Са}	-	-	8,75	9,21	8,52	-

Компонент	Обр.554				
	Оп	Би	Гр	Гр	Пл
SiO ₂	48,50	37,13	38,28	37,64	60,08
TiO ₂	0,07	4,95	0,04	0,01	Не обн.
Al ₂ O ₃	0,66	14,97	22,56	23,40	24,61
FeO*	34,47	21,83	31,99	31,01	Не обн.
MnO	0,50	0,02	1,70	1,27	"
MgO	14,87	10,25	3,05	2,31	"
CaO	0,50	0,01	4,96	6,91	5,01
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	8,58
K ₂ O	"	10,11	"	"	0,39
Сумма	99,57	99,27	102,58	102,55	98,67
F, Ан, %	56,44	54,51	85,60	88,16	24,49
Х _{Гр} Х _{Са}	-	-	13,90	19,45	-

Т а б л и ц а 13 (окончание)

Компо- нент	Обр.538									
	Оп	Гр	Пл	Гр	Оп	Пл	Гр	Би	Би	Гр
SiO ₂	51,02	37,73	61,38	38,14	51,65	60,96	37,69	35,80	35,31	37,92
TiO ₂	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,22	5,34	5,27	0,05
Al ₂ O ₃	0,60	20,96	23,84	21,21	0,62	23,55	21,06	14,79	15,17	20,94
FeO*	32,14	29,90	0,02	30,04	31,65	0,09	33,18	19,95	20,01	32,13
MnO	0,51	1,86	0,05	2,45	0,77	0,07	1,31	0,15	0,02	1,26
MgO	15,30	2,39	He обн.	2,90	15,21	He обн.	2,64	9,79	9,63	2,48
CaO	0,35	6,38	6,17	6,74	0,45	6,29	4,41	He обн.	0,02	5,51
Na ₂ O	0,05	He обн.	8,34	He обн.	He обн.	8,05	He обн.	"	0,08	He обн.
K ₂ O	He обн.	"	0,18	"	"	0,27	"	9,47	9,27	"
Сумма	100,00	99,24	100,00	101,50	100,38	99,30	100,51	95,29	94,78	100,29
F, Ан, %	54,07	87,52	30,34	85,31	53,85	30,13	87,57	53,33	53,79	87,88
X _{Ca} ^{Гр}	-	18,49	-	18,64	-	-	12,60	-	-	14,30

* Здесь и далее $X_{Ca}^{Гр} = 100 Ca / (Ca + Mg + Fe + Mn) \%$

П р и м е ч а н и е . Количественный минеральный состав исследованных образцов приведен в табл. 12, а их химические анализы — в табл. 36, 39.

Полосы мигматитовых гиперстен-биотит-гранатовых плагиосланцев внешне напоминают зоны порфиروبластеза. Их минеральный состав (см. табл. 15, № 3, 5) характеризуется высоким содержанием граната, биотита, присутствием лентиккулярного темного кварца, наличием мирмекитов и крупных антипертитовых вростков в краевых частях зерен плагиоклаза.

Гранат-гиперстеновые и биотит-гранат-гиперстеновые кристаллосланцы представлены крупнозернистыми, неоднородными породами, в которых сочетаются гранобластовые, кумулобластовые, симплектитовые и келифитовые структуры. Важной особенностью этих пород является наличие в них многочисленных реакционных структур. Гранат представлен как крупными порфиробластами, так и очень мелкими зернами. Последние нередко обволакивают чешуйки биотита и зерна магнетита (рис. 22, а). Гиперстен часто развивается по клинопироксену и содержит в себе его мелкие реликты (рис. 23, б); он же образует тоненькие келифитовые оболочки вокруг магнетита и биотита.

Соотношения между гранатом и гиперстеном двойственны. С одной стороны, агрегат из мелких зерен граната окаймляет кристаллы гиперстена, отделяя их от плагиоклаза (рис. 22, б), с другой — между порфиробластами граната и гиперстеном возникают гиперстен-плагиоклазовые и гранат-гиперстен-плагиоклазовые симплектитовые прорастания (рис. 23, б). Клинопироксен изолирован от других минералов ортопироксеновой каймой. Плагиоклаз имеет андезиновый состав.

Т а б л и ц а 1 4
Результаты микронзондового анализа минералов
в гранат-гиперстен-кордиеритовых келифитах и вмещающих их
полевошпат-кварцевых породах, мас. %

Компонент	Обр. 459					
	Грц	Би	Гр ^к	Крд ^с	Оп ^о	Пл
SiO ₂	38,13	36,92	38,55	48,37	50,28	54,56
TiO ₂	0,02	3,49	0,01	Не обн.	0,02	Не обн.
Al ₂ O ₃	22,89	17,19	22,76	33,51	4,38	27,68
FeO*	27,66	11,63	27,48	3,03	21,29	0,09
MnO	1,86	0,01	1,69	0,04	0,34	0,10
MgO	8,74	16,45	8,63	10,95	22,24	Не обн.
CaO	1,52	Не обн.	1,89	0,03	0,08	8,78
Na ₂ O	Не обн.	0,10	Не обн.	0,03	Не обн.	6,43
K ₂ O	"	9,31	0,01	0,05	0,04	0,14
Сумма	100,82	95,10	101,02	96,01	98,67	97,78
F, Ан, %	64,03	28,49	64,00	13,40	34,90	43,00

Компонент	231/4					
	Гр	Крд	Крд	Оп	Оп ^о	Гр ^к
SiO ₂	37,49	49,37	48,72	48,06	47,52	38,13
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,10	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	22,77	34,84	52,12	6,97	7,43	23,09
FeO*	29,54	3,49	4,56	25,60	24,49	28,42
MnO	1,52	0,08	Не обн.	0,35	0,42	1,52
MgO	10,04	12,15	11,52	20,99	21,97	10,52
CaO	1,10	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,05	0,88
Na ₂ O	Не обн.	"	"	"	Не обн.	Не обн.
K ₂ O	0,06	"	0,05	"	"	"
Сумма	102,52	99,93	99,97	102,07	101,88	102,56
F, Ан, %	62,29	13,94	18,27	40,62	36,66	60,34
$\chi_{\text{Гр}}^{\text{Гр}}$ $\chi_{\text{Са}}^{\text{Гр}}$	2,85	-	-	-	-	2,24

П р и м е ч а н и е . Места отбора образцов: обр. 459 — западное побережье Мурдо-зера; обр. 231/4 — в 4 км южнее горы Брицкен. о — внешняя ортопироксеновая оболочка вокруг гиперстен-кордиеритовых симплектитов в келифитах; с — анализы симплектитовых зерен ортопироксена и кордиерита.

Т а б л и ц а 1 5
Количественный минеральный состав
гранатосодержащих основных кристаллических сланцев, об. %

№ п/п	№ образца	Оп	Кп	Гр	Би	Амф	Н.м.	Пл	Кв
1	316	10	15	-	1	20	1	54	1
2	316/1	35	5	6	1	5	1	44	4
3	316/2	6	-	16	20	-	1	49	8
4	609/4	34	-	3	9	-	1	50	4
5	609/4a	10	-	18	8	-	2	55	7
6	452/2	20	20	-	15	-	1	45	-
7	452/1	18	5	6	3	-	1	60	7
8	452/3	30	3	10	4	1	2	45	6
9	452*	5	25	-	-	30	1	40	-
10	452**	8	28	10	1	5	1	48	-
11	160/2**	14	26	11	1	3	1	46	-
12	598**	2	32	13	1	2	1	50	-
13	388*	-	24	-	-	32	1	44	-
14	388**	2	40	4	-	6	2	46	-
15	204*	-	2	-	3	53	1	40	2
16	204**	1	30	4	1	20	1	45	-

* Основная ткань.

** Зона порфиробластеза.

П р и м е ч а н и е . Места отбора образцов: 1—3, 13, 14, — район горы Сытранчек; 4, 5 — гора Брицкен; 6—11 — западный берег Мурдозера; 12 — южная часть горы Афанасий-тундра; 15, 16 — район станции Тайбола.

Вторая группа гранатосодержащих основных кристаллических сланцев представлена бескварцевыми меланократовыми, очень плотными ($\rho = 3 \text{ г/см}^3$) эколитоподобными породами. Они состоят из среднезернистой, слегка сланцеватой, гранобластовой или гранонематобластовой основной ткани и крупно- и гигантозернистых зон порфиробластеза.

Минеральный состав зон порфиробластеза отличается от состава основной ткани наличием граната и резким преобладанием пироксенов над роговой обманкой (см. табл. 15). Зачастую минеральный состав основной ткани соответствует пироксеновым амфиболитам или пироксен-амфиболовым основным кристаллосланцам, а зоны порфиробластеза в этих же породах сложены гранат-двупироксеновыми, гранат-клинопироксеновыми или гранат-амфибол-пироксеновыми кристаллосланцами (см. табл. 15).

Плаггиоклаз — главный минерал основной ткани. Он представлен крупными (до 3 мм) полисинтетически сдвойникованными изометричными зернами и мелкими включениями внутри пироксенов, амфиболов и гранатов. Обе разновидности часто обладают зональным строением, явно обусловленным метаморфическими процессами. В одном и том же шлифе можно увидеть плаггиоклазы как с прямой, так и с обратной зональностью, причем состав их варьирует от лабрадора до битовнита ($An = 59\text{—}80\%$) (табл. 16, 17, см. рис. 20, з). Химический

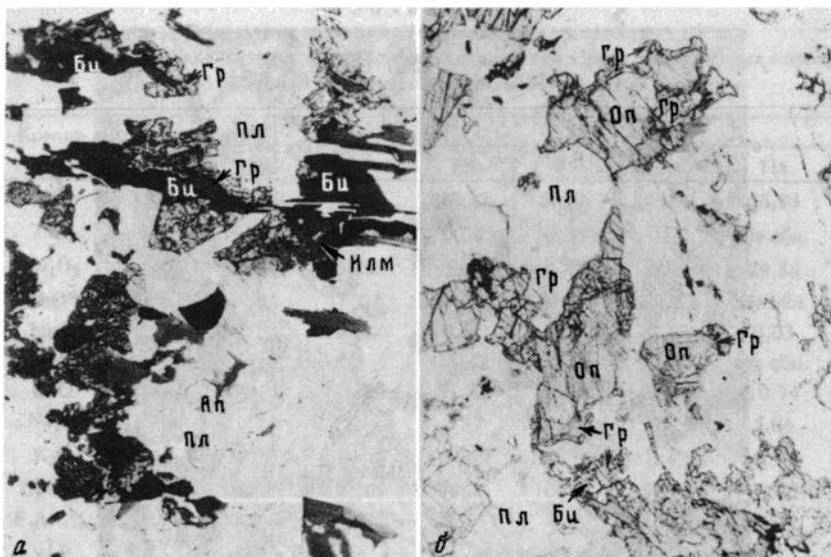
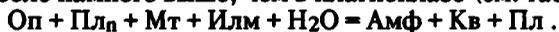


Рис. 22. Гранатовые каймы вокруг биотита и ортопироксена на контакте с плагиоклазом в биотит—гранат—двупироксеновом кристаллосланце с западного побережья Мурдозера

а — обр. 452/1, без анализатора, увел. 30 \times ; *б* — обр. 452/1 без анализатора, увел. 40 \times

состав мафических минералов основной ткани почти одинаков во всех петрографических разновидностях и характеризуется высокой железистостью: Оп₅₂₋₅₄, Кп₃₆₋₄₃, Амф₄₇₋₄₈ (см. табл. 16, 17). Ортопироксен играет подчиненную роль в составе этих пород. Его содержание заметно повышается лишь в тех участках основной ткани, которые примыкают к зонам порфиробластеза (см. табл. 15). Количество роговой обманки в этих зонах, наоборот, уменьшается.

В зависимости от поведения роговой обманки меняется и тип зональности в плагиоклазах. Амфиболизация пироксенов вызывает прямую зональность в плагиоклазах, поскольку отношение Са/Na в амфиболе намного выше, чем в плагиоклазе (см. табл. 16, 17):



И, наоборот, — прогрессивное разложение амфибола приводит к обратной зональности в плагиоклазах. В эклогитоподобных породах Мурдозера составы центральных и краевых частей плагиоклаза различаются на 13—19% (см. табл. 16).

В целом, в основной ткани эклогитоподобных пород амфибол-содержащие минеральные парагенезисы преобладают над безамфиболовым парагенезисом Кп + Оп + Пл (рис. 24, *а*). Но в участках, примыкающих к порфиробластам граната, наблюдаются обратные соотношения.

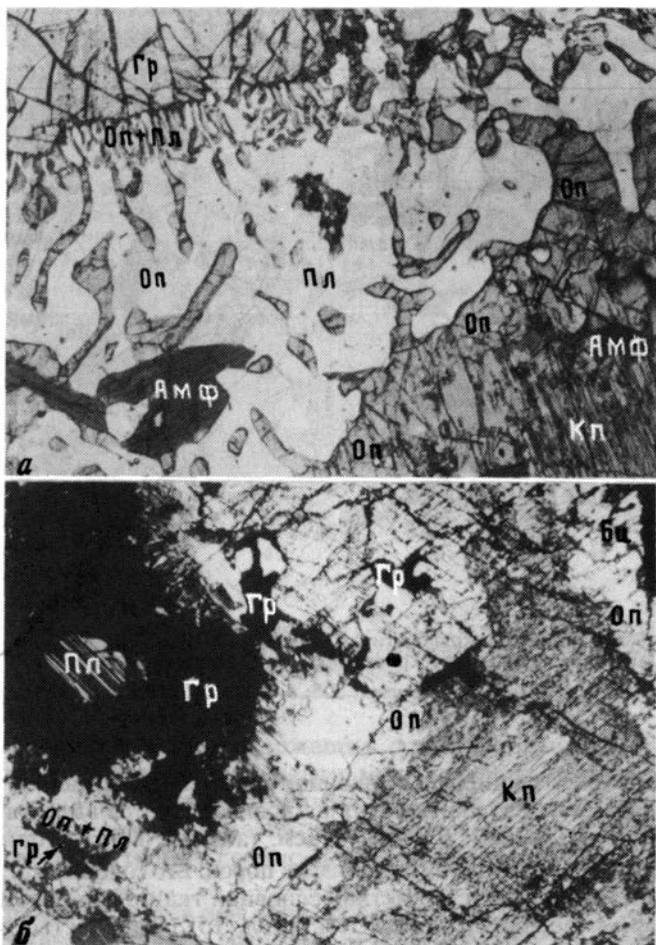


Рис. 23. Реакционные структуры в амфибол–двопироксеновом (а) и биотит–гранат–двопироксеновом (б) кристаллосланцах: разложение крупных зерен граната на ортопироксен–плаггиоклазовый симплектит (а, б); развитие мелких зерен граната на контакте ортопироксена с плаггиоклазом (б); образование ортопироксеновых оторочек вокруг клинопироксенитов (а, б)

В зонах порфириобластеза внутри граната обычно содержатся пой-килобластовые включения ортопироксена, клинопироксена, роговой обманки, плаггиоклаза (см. рис. 23, б), магнетита и реже — биотита и кальцита. Прямые контакты граната с клинопироксеном типичны для эклогитоподобных пород гор Афанасий–тундра, Сытрантеч и окрестностей станции Тайбола. Минеральные парагенезисы в зонах порфириобластеза этих пород приведены на рис. 24, в, г. Главными являются

Т а б л и ц а 1 6

Результаты микросондового анализа минералов
гранатсодержащих основных кристаллических сланцев (эклогитоподобных пород)
западного побережья Мурдозера, мас. %

Компо- нент	Обр.452*			Обр.452**					
	Кп	Плц	ПлК	Кп	Оп	Амф	Пл		
SiO ₂	52,47	53,89	49,28	52,17	50,79	45,97	53,93		
TiO ₂	0,04	Не обн.	0,06	0,08	0,06	0,98	Не обн.		
Al ₂ O ₃	0,84	27,61	31,75	1,02	0,44	8,46	29,86		
FeO*	12,02	0,06	0,07	9,64	28,18	14,63	Не обн.		
MnO	0,40	0,05	Не обн.	0,31	1,00	0,18	0,03		
MgO	11,94	0,10	"	13,42	18,92	12,85	Не обн.		
CaO	21,94	12,19	14,36	21,21	0,54	11,30	10,74		
Na ₂ O	0,29	4,76	3,11	0,37	0,07	0,95	5,06		
K ₂ O	Не обн.	0,06	0,06	Не обн.	Не обн.	0,50	0,13		
Сумма	99,94	98,72	98,69	98,22	100,00	95,82	99,75		
F, Ан, %	36,19	58,82	71,72	28,97	45,50	38,96	54,17		
χ_{Ca}^{Gr}	-	-	-	-	-	-	-		
Компо- нент	Обр.160/2**					Обр.160/2*			
	ГрК	Плс	Опс	ОпО	КпО	Кп	Амф	Плц	ПлК
SiO ₂	37,65	43,42	48,71	49,21	49,10	49,87	42,63	46,63	50,19
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,58	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	21,02	35,78	2,37	2,25	4,23	3,86	11,83	33,16	30,72
FeO*	27,97	Не обн.	33,66	33,76	13,20	13,16	17,83	Не обн.	Не обн.
MnO	3,21	"	1,06	1,82	0,62	0,76	0,26	"	"
MgO	4,78	"	16,79	15,61	11,33	10,82	10,01	"	"
CaO	7,84	19,65	0,37	0,51	22,53	22,68	12,06	17,13	13,48
Na ₂ O	Не обн.	0,71	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,22	2,49	4,80
K ₂ O	"	Не обн.	"	"	"	"	0,76	Не обн.	Не обн.
Сумма	102,47	99,56	102,96	103,16	101,01	101,15	98,18	99,41	99,19
F, Ан, %	74,66	94,17	50,26	52,11	37,25	38,38	47,34	79,25	60,75
χ_{Ca}^{Gr}	21,43	-	-	-	-	-	-	-	-

* Основная ткань.

** Зона порфиروبластеза.

П р и м е ч а н и е . Количественный минеральный состав исследованных пород и химический анализ обр. 160/2 приведены в табл. 15 и 36 соответственно.

парагенезисы: Гр + Кп + Пл и Гр + Амф + Кп. В районе Афанасий-гундры парагенезис Гр+Кп+Амф сосуществует с парагенезисом Гр + Амф + Пл (см. рис. 24, в), а в районе Тайболы и горы Сытрантеч эти парагенезисы являются взаимоисключающими (см. рис. 24, з).

Иногда на границе между гранатом и клинопироксеном образуется гиперстен. Очевидно, происходит реакция обмена катионами между

Т а б л и ц а 17

Результаты микронзондового анализа минералов основных кристаллических сланцев Афанасий-тундры (обр. 598) и горы Сытрантеч (обр. 388), мас. %

Компонент	Обр.598						
	Би	Гр ^П	Оп ^М	Кп	Амф ^С	Пл ^С	Илм
SiO ₂	37,89	35,93	50,56	50,48	42,80	46,60	Не обн.
TiO ₂	3,29	0,07	0,06	0,14	Не обн.	Не обн.	52,86
Al ₂ O ₃	15,37	22,89	1,10	1,58	14,37	33,86	0,19
FeO*	15,42	26,92	30,42	12,23	16,60	Не обн.	46,24
MnO	0,05	1,23	0,62	0,31	Не обн.	"	0,64
MgO	14,94	4,68	16,29	11,56	9,73	"	0,83
CaO	Не обн.	7,95	0,78	22,89	12,90	17,85	0,03
Na ₂ O	0,05	Не обн.	0,04	0,37	Не обн.	1,64	Не обн.
K ₂ O	9,54	"	0,02	Не обн.	1,04	Не обн.	"
Сумма	96,55	99,67	99,89	99,56	97,44	99,95	100,79
F, Ан, %	36,68	76,29	51,30	37,50	48,18	85,44	-
X _{Ca} ^{Гр}	-	21,82	-	-	-	-	-

Компонент	Обр. 598					
	Амф	Гр ^О	Пл ^Ц	Пл	Оп	Кп
SiO ₂	41,37	37,58	50,74	50,15	49,63	49,11
TiO ₂	1,47	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	14,60	21,98	30,90	31,08	1,27	5,17
FeO*	15,90	28,03	0,03	0,09	32,70	15,79
MnO	0,12	1,32	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
MgO	9,49	3,03	"	"	15,54	11,63
CaO	11,54	8,28	12,74	13,17	0,64	16,83
Na ₂ O	1,82	Не обн.	4,40	4,22	Не обн.	1,01
K ₂ O	1,00	"	0,07	0,08	"	Не обн.
Сумма	97,31	100,14	98,88	98,79	99,78	99,54
F, Ан, %	48,41	83,71	61,39	63,73	53,81	42,61
X _{Ca} ^{Гр}	-	23,08	-	-	-	-

Т а б л и ц а 17 (окончание)

Компонент	Обр. 388					
	Гр	Гр	Кп	Кп	Амф	Пл
SiO ₂	36,29	36,77	51,15	50,04	40,16	49,15
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	2,10	Не обн.
Al ₂ O ₃	20,29	20,64	3,38	3,49	12,41	31,81
FeO*	29,54	29,71	12,57	12,57	18,30	Не обн.
MnO	4,02	3,86	0,84	0,48	0,48	"
MgO	4,82	4,36	11,46	11,79	10,39	"
CaO	7,30	7,12	21,91	22,66	11,29	14,19
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,74	4,14
K ₂ O	"	"	"	"	0,75	Не обн.
Сумма	102,26	102,46	101,31	101,03	97,62	99,29
F, Ан, %	75,54	77,63	36,00	35,29	47,07	65,71
$X_{Ca}^{Гр}$	19,25	19,11	-	-	-	-

П р и м е ч а н и е . Количественный минеральный состав исследованных пород приведен в табл. 15; химический анализ обр. 388 — приведен в табл. 39; п — порфиروبласт граната с включением биотита в нем; м — мелкое зерно ортопироксена на стыке зерен граната (п) и клинопироксена; с — амфибол-плаггиоклазовый симплектит вокруг "п"; о — тонкая гранатовая оболочка вокруг амфибола.

гранатом и пироксеном, выявленная А.А.Маракушевым [58. С. 249]: Гр + Кп = Гр^{Ca} + Оп. Ортопироксен-гранатовые сростания наиболее характерны для эклогитоподобных пород Мурдозера. Прямые контакты граната с клинопироксеном здесь не наблюдались. Поэтому в зонах порфиробластеза главным является парагенезис Гр+Оп+Пл (см. рис. 24, б).

Наличие гранат-пироксеновых сростаний наряду с такими фактами, как: отсутствие граната в основной ткани и приуроченность его к жилородным зонам порфиробластеза; крупный, гигантобластический характер выделений граната и пироксена; замещение амфибола пироксенами в участках основной ткани, прилегающих к зонам порфиробластеза. Все это свидетельствует о том, что формирование гранатосодержащих зон порфиробластеза происходило в изначально безгранатовой породе и сопровождалось прогрессивными минеральными преобразованиями.

Однако в большинстве порфиробластов граната наблюдаются признаки ограничения их устойчивости. Вокруг разлагающихся кристаллов граната образуются двойные келифитовые оболочки. Ближняя к гранату оболочка состоит из симплектитовых сростков основного плаггиоклаза (с содержанием анортита до 86—94%, см. табл. 16,17) с мелкими зернами ортопироксена (только в породах Мурдозера) (см.

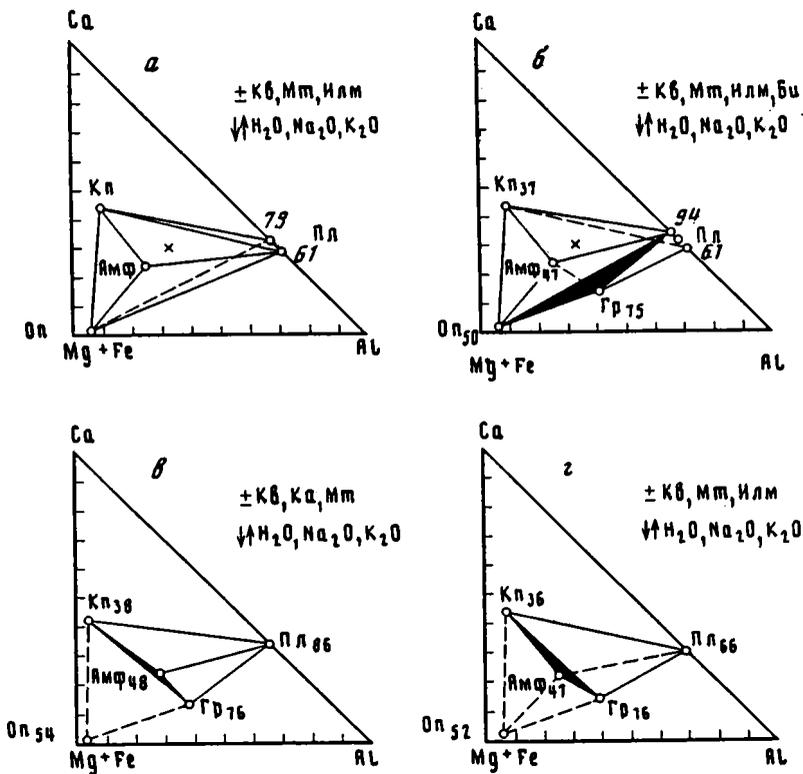


Рис. 24. Минеральные парагенезисы в гранатосодержащих основных кристаллосланцах: а — основная ткань; б—г — зоны порфиробластеза в породах Мурдозера (б), Афанасий-тундры (в), горы Сытрантеч (г). Пояснения см. в тексте

рис. 23, а), амфибола (Афанасий-тундра, гора Сытрантеч) и реже — граната, магнетита и клинопироксена. Внешняя оболочка имеет меланократовый облик и образована крупными зернами пироксенов и подчиненного им амфибола. Вокруг крупных кристаллов клинопироксена (и реже — роговой обманки), входящих в состав внешней оболочки, наблюдаются мономинеральные гиперстенные каймы, изолирующие их от внутренней оболочки и от разлагающихся зерен граната (см. рис. 23, а). Последнее наиболее характерно для пород Мурдозера. Это свидетельствует о неустойчивости гранат-клинопироксенового (эклогитового) парагенезиса и о замещении его гиперстен-анортитовой (гранулитовой) минеральной ассоциацией (см. рис. 24, б): $\text{Гр}_{75} + 0,35 \text{Кп}_{37} = 0,86 \text{Оп}_{52} + \text{Пл}_{94} + 0,31 \text{Мт}$ (см. табл. 16, обр. 160/2).

3.1.3. Калиевые породы

1. *Ортопироксен-биотитовые гнейсы* — это мезо- и меланократовые породы основного и среднего состава. Они имеют сланцеватую неяснополосчатую текстуру и гранолепидонематобластовую структуру.

Минеральный состав в гнейсах (табл. 18, № 1—4) и в зонах порфиробластеза (табл. 18, № 5,6) одинаковый: ортопироксен, биотит, плагиоклаз, ортоклаз и небольшое количество кварца. Аксессуары — циркон, апатит, ильменит и рутил.

Ортопироксены обогащены глиноземом $Al_2O_3 = 6,7—7,4$ мас. % и представлены бронзитом $F = 27\%$, а в зонах порфиробластеза — гиперстеном $F = 36\%$ (табл. 19, см. рис. 20, а). По магнезиальному биотиту $F = 22—30\%$ развиваются микроскопические иголки кианита (табл. 19, см. рис. 20, в). Полевые шпаты представлены антипертитовым олигоклазом и (или) пертитовым ортоклазом (см. табл. 18, рис. 20, з).

Возникновение ортопироксен-ортоклазовой ассоциации возможно лишь в условиях очень высокой активности окиси калия [40]. Минеральная ассоциация Оп + Би + Пл + Орт + Кв относится к биотит-гиперстен-ортоклазовой субфации биотит-силлиманит-ортоклазовой фации [43]. Образование кианита по биотиту связано с регрессивным этапом метаморфизма.

Т а б л и ц а 18
Количественный минеральный состав калиево-магнезиальных пород, об. %

№ п/п	№ образца	Оп	Би	Крд	Сап	Сил	Шп	Пл	Орт	Кв
1	586/7	20	18	-	-	-	-	-	58	4
2	586/9	23	17	-	-	-	-	-	54	6
3	231	15	31	-	-	-	-	12	38	4
4	231/2	16	30	-	-	-	-	16	36	2
5	231/10	30	36	-	-	-	-	27	6	1
6	231/18	28	21	-	-	-	-	40	8	3
7	585	30	15	23	2	5	1	-	10	15
8	231/5	32	10	25	2	6	1	-	7	18
9	231/13	20	10	27	1	1	1	-	28	14
10	231/11	23	16	22	1	1	1	-	30	8
11	231/8	25	16	10	-	1	1	-	44	5
12	7/4	18	16	6	-	1	1	-	48	12
13	591/1	28	18	27	2	3	1	-	22	1
14	7/2	35	26	12	18	5	1	-	4	-
15	591	25	42	-	32	-	1	-	-	-
16	7/5	84	6	-	5	-	5	-	-	-

П р и м е ч а н и е . Все образцы отобраны на левобережье р.Медвежья: 1—11 — район озера Вишиного; 12—16 — между горой Медвежья и р.Медвежья. Обр. 231/10 и 231/18 отобраны из зон порфиробластеза. В обр. 591 обнаружено до 0,3 об. % корунда. Полевые шпаты представлены ортоклаз-пертитом и мезопертитом. Химические анализы пород (кроме обр. 7/2, 7/4, 7/5) приведены в табл. 36, 41.

Т а б л и ц а 19

Результаты микрозондового анализа минералов калиево-магнезиальных пород: мезократовых биотит-ортопироксеновых гнейсов (обр. 231, 231/10) и меланократовых корунд-шпинель-бронзит-сапфирин-биотитовых пород (обр.591), мас. %

Компонент	Обр.231				
	ОпЦ	ОпК	Би	КшП	ПлП
SiO ₂	49,18	50,03	37,59	64,57	61,07
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	3,16	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	6,84	6,72	16,93	18,98	22,81
FeO*	17,79	17,51	10,02	Не обн.	Не обн.
MnO	0,18	0,26	Не обн.	"	"
MgO	27,14	26,79	19,72	"	"
CaO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,42	4,40
Na ₂ O	"	"	"	4,61	10,62
K ₂ O	"	"	10,01	10,82	Не обн.
Сумма	101,13	101,31	97,43	99,40	98,90
F, Ан, %	27,00	26,90	22,22	-	18,75

Компонент	Обр. 231/10				
	ОпЦ	ОпК	Би	Пл ^а	Кш ^а
SiO ₂	47,93	48,47	36,11	59,06	64,07
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	3,98	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	7,19	7,40	16,83	25,17	19,17
FeO*	22,05	22,80	13,25	Не обн.	Не обн.
MnO	Не обн.	0,21	0,25	"	"
MgO	24,24	22,87	17,54	"	"
CaO	0,12	0,10	Не обн.	6,32	0,43
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	"	8,69	1,56
K ₂ O	"	"	9,82	0,08	14,44
Сумма	101,53	101,85	97,78	99,32	99,67
F, Ан, %	34,00	35,90	29,81	28,57	-

Компонент	Обр.591				
	Оп	Би	Сап	Шп	Ко
SiO ₂	48,89	38,58	13,96	Не обн.	Не обн.
TiO ₂	Не обн.	1,85	Не обн.	"	"
Al ₂ O ₃	8,84	17,78	60,59	63,70	95,56
FeO*	15,03	8,16	8,81	19,80	0,71
MnO	0,11	0,07	Не обн.	0,09	Не обн.
MgO	24,40	19,76	16,28	14,65	"
CaO	0,01	Не обн.	0,01	Не обн.	0,05
Na ₂ O	Не обн.	0,21	Не обн.	"	Не обн.
K ₂ O	0,06	7,30	0,03	0,03	0,02
Сумма	97,34	93,71	99,68	98,27	96,34
F, Ан, %	25,56	18,74	23,28	43,14	-

П р и м е ч а н и е . В сапфирине и шпинели (обр. 591) содержится 0,06-0,07 мас. % Cr₂O₃. Модальный состав пород приведен в табл. 18, а их химические анализы — в табл. 36, 41.

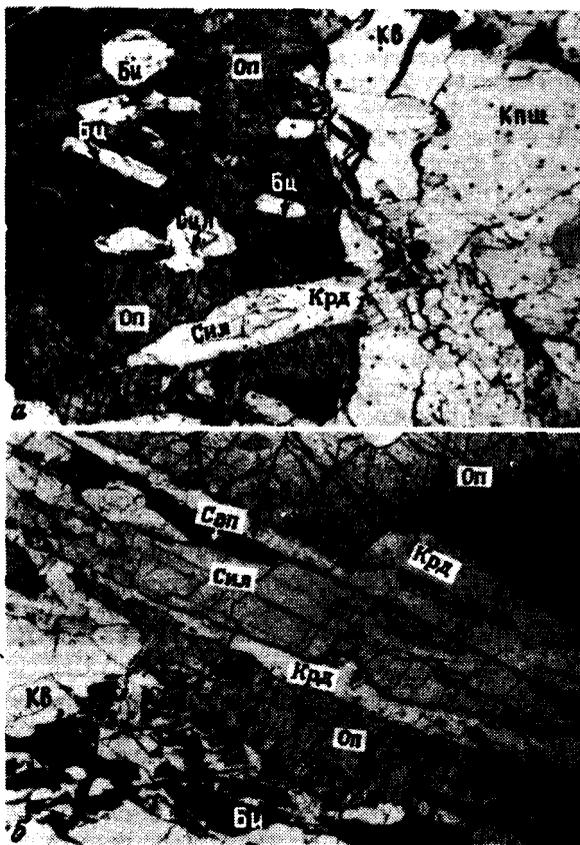


Рис. 25. Реакционные структуры в шпинель-сапфирин-силлиманит-биотит-кордиерит-бронзитовых гнейсах: кордиеритовые каймы вокруг включений силлиманита внутри бронзита (а, б); развитие сапфирина на контакте силлиманита с кордиеритом (б). Обр. 231/5, без анализатора, увел. 20 \times

2. Силлиманит-, сапфирин- и шпинельсодержащие биотит-кордиерит-ортопироксеновые гнейсы. Это мезократовые, голубовато-серые и довольно плотные ($\rho = 2,8 \text{ г/см}^3$) породы. Они имеют неоднородное, мигматитоподобное строение и характеризуются бластомилолитовой текстурой и нематогранобластовой структурой.

Лейкократовые участки сложены мезопертитом, кварцем, кордиеритом и силлиманитом. Меланократовые участки состоят из бронзита, кордиерита, биотита, сапфирина, шпинели и силлиманита (см. табл. 18, № 7—12). Между ортопироксеном и силлиманитом, ортопироксеном и сапфиринном, силлиманитом и биотитом, силлиманитом и кварцем, сапфиринном и мезопертитом, шпинелью и кварцем всегда наблюдается каемка кордиерита.

Главный мафический минерал гнейсов — ортопироксен. Он представлен высокоглиноземистым бронзитом ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 5,1\text{—}8,4 \text{ мас.}\%$)

Т а б л и ц а 2 0

Микрозондовые анализы минералов калиево-магнезиальных
силлиманит-биотит-кордиерит-ортопироксеновых (обр. 231/11) и шпинель-
сапфирин-силлиманит-биотит-кордиерит-ортопироксеновых (обр. 231/5)
мезократовых гнейсов, мас. %

Компо- нент	Обр.231/5						
	Оп	Оп	Крд	Шп	Сап	Би	Клш
SiO ₂	50,88	48,66	50,15	Не обн.	11,19	35,70	64,24
TiO ₂	0,09	0,09	Не обн.	"	0,05	3,55	Не обн.
Al ₂ O ₃	7,43	8,41	35,03	62,70	66,35	17,09	21,37
FeO*	16,10	17,88	2,62	22,11	6,34	7,77	Не обн.
MnO	0,26	0,11	Не обн.	Не обн.	0,08	Не обн.	"
MgO	24,75	26,07	11,50	11,23	15,25	18,64	"
CaO	Не обн.	0,05	0,01	Не обн.	Не обн.	0,01	1,55
Na ₂ O	0,03	Не обн.	0,06	0,04	"	0,18	6,16
K ₂ O	0,04	"	0,02	Не обн.	0,03	10,00	6,40
Сумма	99,58	101,27	99,39	96,08	99,29	92,94	99,72
F, Ан, %	26,78	27,75	11,46	52,58	18,86	18,96	-

Компо- нент	231/11				
	Оп	Сил	Крд	Би	Клш
SiO ₂	50,85	35,90	49,90	37,92	64,98
TiO ₂	0,17	0,11	0,13	5,44	0,14
Al ₂ O ₃	5,14	63,04	34,95	16,58	19,07
FeO*	18,21	0,42	3,03	10,63	Не обн.
MnO	0,39	Не обн.	Не обн.	Не обн.	"
MgO	26,66	"	11,92	17,69	"
CaO	Не обн.	"	Не обн.	0,41	0,53
Na ₂ O	"	"	"	Не обн.	2,33
K ₂ O	"	0,04	0,09	9,52	12,87
Сумма	101,42	99,51	100,02	98,19	99,92
F, Ан, %	27,69	-	12,50	25,20	-

П р и м е ч а н и е . В сапфирине и шпинели (обр. 231/5) содержится 0,06 мас. % Cr₂O₃. Модальный состав пород приведен в табл. 18, а их химические анализы — в табл. 36, 41.

(табл. 20, см. рис. 20, *a*). Его крупные (5—12 мм) линзовидные кристаллы содержат биотит, кордиерит и силлиманит. Однако и в таких включениях силлиманит отделен от бронзита кордиеритовой каймой, ширина которой едва достигает 0,1 мм (рис. 25, *a*). Иногда в порфиробластах бронзита встречается магнезиальный сапфирин (см. табл. 20, *F* = 18%), который вместе со шпинелью развивается по краям крупных включений силлиманита. Но и он тоже изолирован от ортопироксена кордиеритом (см. рис. 25, *b*).

Сапфирин представлен несовершенными образованными мелкими кристаллами (0,1—0,6 мм) и агрегатами призматических зерен (см. рис. 25, *b*). Силлиманит, сапфирин и шпинель постоянно ассоциируют с кордиеритом (см. рис. 25). Находясь в кварце, они изолируются от него кордиеритовой оболочкой, толщина которой зачастую не превышает и долей миллиметра (см. рис. 25, *b*). Есть все основания полагать, что эти келифитовые оболочки образовались на относительно позднем этапе метаморфизма.

И кордиерит, и биотит обладают крайне низкой железистостью — 12 и 19—25% соответственно (см. табл. 20). Если кордиерит имеет все признаки новообразованного минерала, то биотит явно неустойчив, и в шлифах обнаруживаются признаки его разложения на кордиерит, силлиманит, ортопироксен и ортоклаз (см. рис. 25, *b*). Распад биотита несомненно имеет прогрессивный характер и происходит по реакциям типа: $Bi + Kв = Оп + Сил + Орт + K_2O + H_2O$; $Bi + Kв = Оп + Крд + Орт + K_2O + H_2O$.

Минеральные парагенезисы биотит—кордиерит—бронзитовых гнейсов, представленные на рис. 26, *a, б*, свидетельствуют о том, что по степени метаморфизма они относятся к верхним ступеням кордиерит—гиперстен—ортоклазовой субфации гиперстен—силлиманитовой фации (по классификации [43]). Парагенезис $Bi + Сил + Kв$, свойственный более низкотемпературной — биотит—силлиманит—гиперстеновой субфации, здесь уже неустойчив (см. рис. 26, *a*), поскольку между биотитом и силлиманитом всегда образуется кордиерит. Наличие сапфирина знаменует собой переход к сапфирин—кварцевой субфации [43], но в изученных нами породах парагенезис $Сап + Kв$ не обнаружен. Возможной причиной ограниченной стабильности этого парагенезиса является реакция $Сап + Kв = Крд$.

Каждый из парагенезисов, представленных на рис. 26, характеризует лишь конкретный небольшой участок породы с определенным химизмом. Вследствие неравномерного распределения алюминия и кремния в одной и той же породе возникают как кварцсодержащие, так и высокоглиноземистые бескварцевые парагенезисы, причем между наиболее глиноземистыми ($Сил + Сап + Шп$) и наиболее кремнекислыми ($Оп + Орт + Kв$) парагенезисами наблюдается непрерывный ряд промежуточных по составу парагенезисов (см. линию в виде стрелочек на рис. 26). Количественно преобладают сравнительно кремнекислые парагенезисы, поскольку в целом описываемые породы характеризуются умеренной глиноземистостью и довольно высоким содержанием кремнезема (см. главу 5).

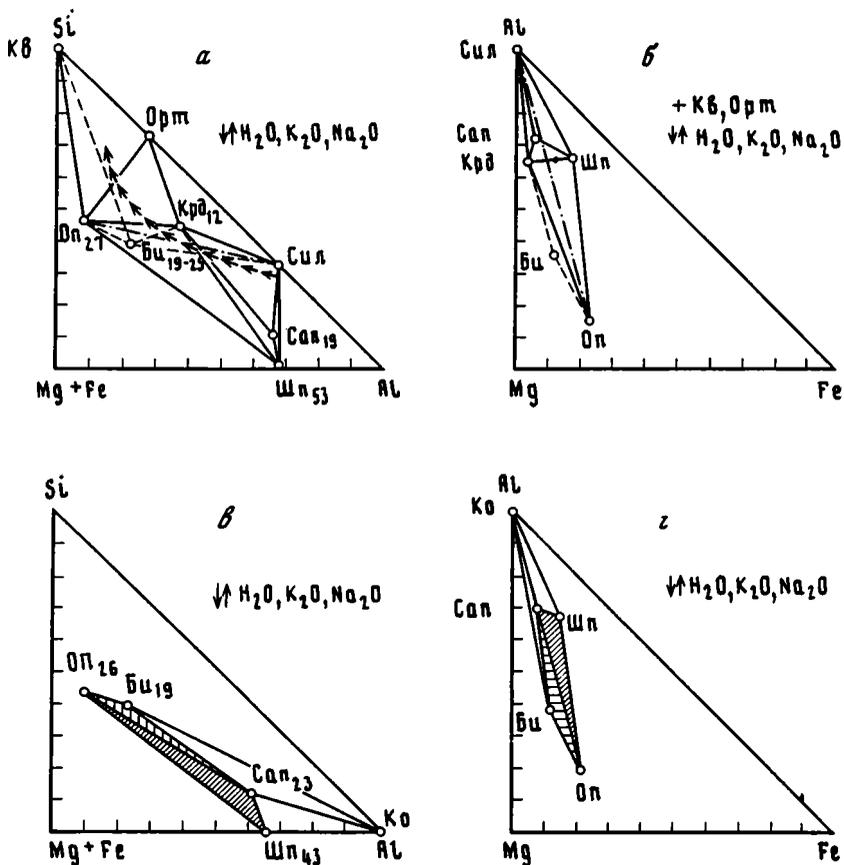


Рис. 26. Парагенезисы кварцосодержащих (а, б) и бескварцевых (в, г) калиево-магнезиальных пород

а, б — шпинель-сапфирин-силлиманит-биотит-кордиерит-бронзитовые мезократовые гнейсы. Исходные и неравновесные парагенезисы показаны пунктиром и штрих-пунктиром. Кривая в виде стрелок указывает на непрерывный ряд парагенезисов от самых глиноземистых до наиболее кремнекислых; в, г — бескварцевые сапфирин-шпинель-флогопит-бронзитовые и корунд-шпинель-бронзит-сапфирин-биотитовые меланократовые породы

3. *Бескварцевые силлиманит-сапфирин-кордиерит-биотит-бронзитовые гнейсы* (табл. 18, обр. 591/1 и 7/2) — меланократовые голубовато-серые, крупно- и гигантобластовые, четко сланцеватые породы с мигматитовой и бластомилонитовой полосчатостью (см. рис. 9). Структура породы очень сложная. В ней сочетаются элементы нематогранобластовой, лепидобластовой, келифитовой и бластомилонитовой структур.

Меланократовые полосы состоят из линзовидных порфиробластов бронзита и обволакивающего их силлиманит-сапфирин-кордиерит-биотитового агрегата. Лейко- и мезократовые полосы сложены мезо-

пертитом и подчиненным количеством биотита, ортопироксена и кордиерита. По биотиту развиваются мелкие зерна вторичного кианита.

Породы с минимальным содержанием полевых шпатов (см. табл. 18, обр. 7/2) характеризуются обилием глиноземистых минералов — сапфирина, силлиманита, шпинели. Сапфирин представлен удлиненными скоплениями мелких призматических зерен. Силлиманит часто встречается внутри порфиробластов бронзита, но прямого контакта между ними нет, поскольку зерна силлиманита окаймляются сапфирином, а тот, в свою очередь, окружен кордиеритовой оболочкой. Очевидно, произошла реакция: $Op + Sil = Sap + Kpd + Kв$. Такие же келифитовые оболочки нередко наблюдаются между силлиманитом и биотитом: $Bi + Sil = Sap + Kpd + Kв$.

В целом характер соотношений между минералами такой же, что и в описанных выше кварцсодержащих гнейсах (см. рис. 26). Различие состоит лишь в том, что в бескварцевых основных гнейсах количественно преобладают глиноземистые парагенезисы.

Жилоподобные или линзовидные зоны порфиробластеза состоят из гигантских кристаллов бронзита, мезопертита и реже биотита, граната, кварца (см. рис. 9). Размеры порфиробластов граната достигают 2—3 см. Вокруг них по трещинам образуется келифитовая оболочка в виде симплектитовых сростков кордиерита, гиперстена, шпинели и сапфирина. Вокруг биотита наблюдается ортопироксеновая реакционная кайма. Такие соотношения могли возникнуть лишь в условиях прогрессивного роста температуры [43]. Возникновение кианита по биотиту указывает на то, что на регрессивном этапе тренд метаморфизма проходил через поле кианита.

4. *Бескварцевые сапфирин-шпинель-биотит-бронзитовые и корунд-шпинель-бронзит-сапфирин-биотитовые меланократовые породы* встречаются в виде маломощных прослоев или линз.

Сапфирин-шпинель-биотит-бронзитовые породы, или сапфирин-шпинель-биотитовые бронзититы (табл. 18, обр. 7/5), состоят из крупных (1—1,5 см) кристаллов бронзита и резко подчиненных им более мелких зерен шпинели, сапфирина, и биотита. Темно-зеленая шпинель встречается в виде сростков с сапфирином или образует вставки в бронзите. Биотит контактирует с бронзитом, сапфирином и реже — со шпинелью.

Меланократовые корунд-шпинель-бронзит-сапфирин-биотитовые породы (табл. 18, обр. 591) характеризуются крупнобластовым строением, четкой сланцеватостью и лепидобластовой структурой.

Все мафические минералы представлены высокомагнетными разностями: Op_{26} , Bi_{19} , Sap_{23} , $Шп_{43}$, причем содержание окиси алюминия в бронзите достигает 8,8 мас. % (см. табл. 19) [4]. Сапфирин, бронзит и биотит постоянно контактируют между собой и образуют взаимные прорастания (рис. 27). Сапфирин представлен крупными (0,5—1 см), трещиноватыми кристаллами. В трещинах наблюдается биотит, шпинель, корунд. Корунд встречается исключительно внутри сапфирина и очень часто окаймлен или просто контактирует со шпинелью (см. рис. 27).

Описываемые породы крайне бедны кремнеземом, поэтому для них характерны высокоглиноземистые парагенезисы. Преобладает парагенезис Сап + Оп + Би, а наиболее глиноземистым является Ко—

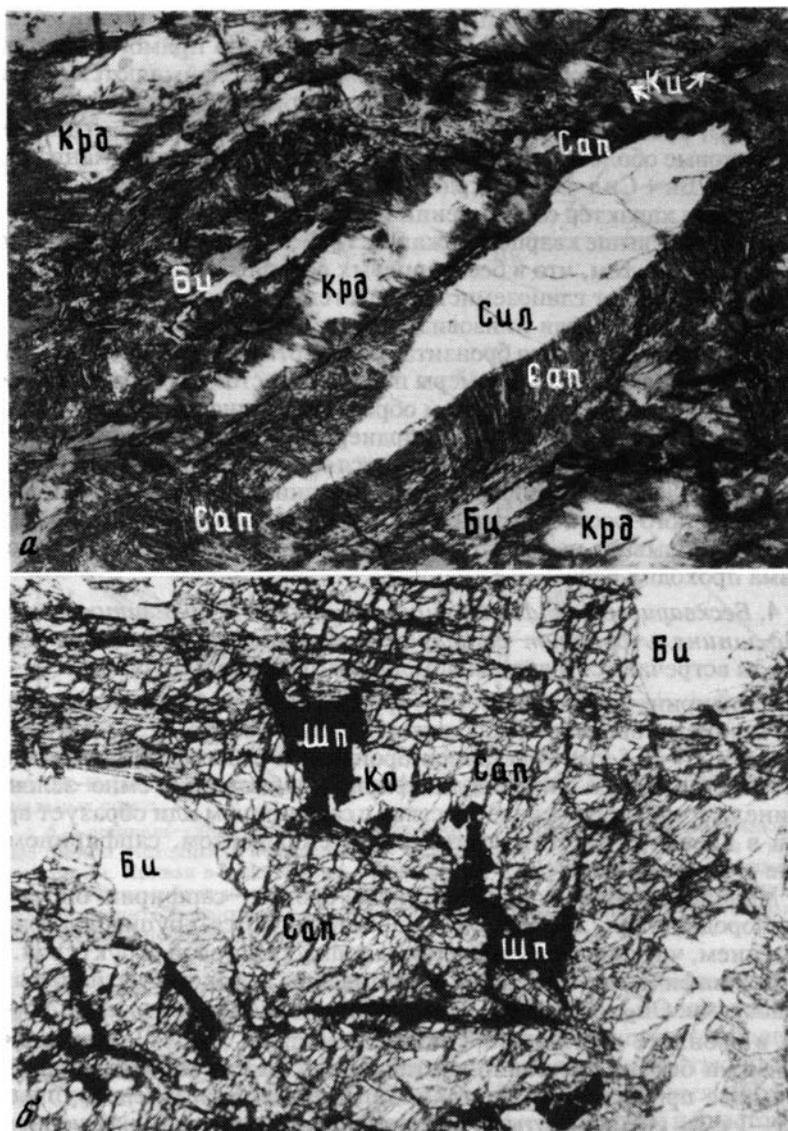


Рис. 27. Соотношения между бронзитом, флогопитом и сапфирином (а) и корундом, шпинелью, сапфирином и флогопитом (б) в бескварцевых калиево-магниевых породах с левобережья р. Медвежья; обр. 591, без анализатора, увел. 25^x

Сап—Шп парагенезис (см. рис. 26). Бескварцевые глиноземистые кристаллические сланцы представляют редкий тип пород и условия их образования изучены недостаточно.

5. *Биотит-двупироксеновые мезократовые гнейсы* монцонитового состава. Это коричневато-серые, сланцеватые, среднебластические породы, в которых сочетаются гранобластовая, нематобластовая, дибластовая и мирмекитовая структуры.

Общая железистость мафических минералов (табл. 21) и средний модальный состав монцонитовых гнейсов, об. %: Кп₂₄ — 15, Оп₃₅ — 5, Би₂₈ — 6, Амф — 1, Мт — 3, Пл — 30, Орт — 37, Кв — 3.

Т а б л и ц а 21
Результаты микронзондового анализа минералов мезократового биотит-двупироксенового монцонито-гнейса (обр. 333), мас. %

Компонент	Оп	Оп	Кп	Би	Мт	Илм	Орт ^п	Пл ^п
SiO ₂	52,60	54,39	55,13	40,92	0,09	0,01	64,49	63,18
TiO ₂	Не обн.	0,11	0,10	4,41	0,24	48,51	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	0,60	0,64	1,37	13,31	0,18	0,08	18,45	22,75
FeO*	21,93	21,68	7,81	11,48	91,49	49,48	0,02	0,14
MnO	0,74	0,79	0,31	0,04	Не обн.	0,39	Не обн.	Не обн.
MgO	22,27	22,43	13,92	16,66	0,11	0,52	0,02	Не обн.
CaO	0,39	0,53	21,68	Не обн.	0,02	Не обн.	0,03	3,91
Na ₂ O	Не обн.	0,06	0,84	0,09	Не обн.	0,14	1,23	9,55
K ₂ O	"	Не обн.	Не обн.	9,71	"	Не обн.	15,50	0,10
Сумма	98,53	100,63	101,46	96,62	92,13	99,13	99,74	99,63
F, Ан, %	35,57	35,08	24,00	27,82	-	-	-	18

П р и м е ч а н и е . Химический анализ исследованного образца приведен в табл. 36. П — пертитовые полевые шпаты.

Главными породообразующими минералами являются полевые шпаты. Чаще всего они представлены пертитовым ортоклазом, причем доля пертитовых вростков плаггиоклаза достигает 35—45 об. %. Встречаются и отдельные антипертитовые зерна плаггиоклаза. Плаггиоклаз является реликтовым и замещается ортоклазом. На контакте между ними наблюдаются мирмекиты. Из мафических минералов доминирует салит (см. рис. 20, а), который замещается роговой обманкой и биотитом. По трещиноватым зернам гиперстена развивается биотит, нередко образующий диабластовые сростки с кварцем.

Выявленные реакционные взаимоотношения указывают на то, что формирование мигматизированных биотит-двупироксеновых монцонито-гнейсов происходило в условиях повышенной щелочности.

3.2. Ортопороды амфиболитовой фации

3.2.1. Богатые СаО породы

1. *Основные породы.* Это меланократовые темно-серые, сланцеватые, среднебластические породы с гранонематобластовой структурой.

Главными породообразующими минералами являются амфибол и плагиоклаз (табл. 22, № 1—14). Встречаются также разности, содержащие кварц, бурый биотит, эпидот, гранат, клинопироксен и ортопироксен. Акцессории: магнетит, циркон, апатит.

Среди амфиболов преобладает зеленая роговая обманка. В одном случае обнаружен жедритовый кристаллосланец (см. табл. 22, обр. К-239). Куммингтонит представлен единичными зернами и развивается по роговой обманке. Эпидот возникает на границе зерен амфибола и плагиоклаза. Зерна пироксенов имеют реликтовый облик и замещаются зеленой роговой обманкой и биотитом. Гранатсодержащие амфиболиты встречаются редко. Гранат приурочен к лейкократовым плагиогранитным прожилкам. Иногда он образует каймы по амфиболу и магнетиту.

Т а б л и ц а 22
Модальный состав амфиболитов (1—14), высокожелезистых (15—18) и высококальциевых (19) пород, об. %

№ п/п	№ образца	Амф	Би	Оп	Кп	Гр	Эп	Н.м.	Пл	Кв
1	К 239/1	80	-	-	-	-	-	1	20	-
2	К 240/3	65	1	-	-	-	5	1	27	3
3	К 240/5	55	1	-	-	-	-	6	31	7
4	К 240*	42	10	-	-	-	-	1	43	5
5	К 239	46 ^ж	4	-	-	-	-	1	44	5
6	500/1	57	-	-	6	-	3	1	32	2
7	520/1*	58	-	-	5	-	-	1	37	-
8	567/2	18	6	5	2	4	-	4	60	1
9	571/2	48	1	5	7	-	-	1	39	-
10	469/4	75	-	-	-	-	-	1	21	3
11	470	64 ^{рк}	1	-	-	6	-	1	28	1
12	К 203	62	-	-	-	-	-	1	35	3
13	К 235/1	42 ^{рк}	1	2	5	-	-	1	46	3
14	264/2	18	2	6	10	-	-	1	60	3
15	264*	-	-	45	10	-	-	25	-	20
16	469/2	4 ^{кр}	1	38	-	22	-	15	-	20
17	Ф28/5	16 ^{кр}	1	15	-	28	-	6	-	34
18	8/3	1	2	-	-	63	-	-	5	20
19	471/2*	-	-	-	7	20	4	1	60	8

* Химические анализы пород см. в табл. 36, 40.

П р и м е ч а н и е . Места отбора образцов: 1—9 — горы Ровквун и Северная Тундра; 10—13, 16—19 — горы Полнек-тундра и Полмышуйвенч; 14, 15 — гора Афанасий-тундра; ж — жедрит; р — роговая обманка; к — куммингтонит.

Мафические минералы имеют высокую общую железистость. Например, в гранат-биотит-двупироксеновом амфиболите из переходной зоны железистость убывает в ряду минералов: Гр₈₇, Амф₅₇, Оп₅₇, Би₅₄, Кп₄₂. Гранат относится к кальциево-железо-магнезиальному ряду и кальциевость его достигает 16% (см. табл. 7, см. рис. 20, д, обр. 567/2, 538/1). Плагиоклаз представлен олигоклазом.

В основных породах переходной зоны наряду с доминирующими парагенезисами амфиболитовой фации наблюдаются реликтовые гранулитовые парагенезисы (район Северной Тундры, Полнек-Тундры и др.).

2. *Плагιοгнейсы* — мезо- и лейкократовые, серые, среднебластические породы со сланцеватой текстурой и гранолепидобластовой структурой. Выделяются биотит-амфиболовые, амфибол-биотитовые, биотитовые и гранат-биотитовые разновидности (табл. 23). Реже встречаются гнейсы, содержащие микроклин, эпидот и мусковит.

Амфибол представлен зеленой роговой обманкой, реже — куммингтонитом и жедритом. Биотит имеет зеленовато-бурую окраску. Эпи-

Т а б л и ц а 23
Модальный состав биотит-амфиболовых (1—10), биотитовых (11—15) и гранат-биотитовых (16—20) пород, об. %

№ п/п	№ образца	Амф	Би	Гр	Эп	Му	Н.м.	Кпш	Пл	Кв
1	К 240/1	3	10	-	-	-	1	-	60	27
2	К 240/4	8ж	17	-	-	-	1	-	62	12
3	К 240/7*	26	6	-	-	-	1	-	68	8
4	500*	8	10	-	4	-	1	-	60	18
5	515/1	15рк	12	-	-	1	-	-	68	5
6	520*	16	10	-	1	-	1	-	64	10
7	564	7	20	1	-	-	1	-	63	9
8	567/1	8	12	-	1	-	1	-	53	27
9	466*	3	7	-	1	-	1	-	64	26
10	469*	28	5	-	-	-	1	-	61	6
11	565	-	21	-	-	-	-	-	61	18
12	242*	-	12	-	-	-	2	3	53	30
13	210*	-	8	-	-	-	1	8	73	10
14	211*	1	7	-	-	-	1	4	62	26
15	К 210/2	1	15	-	1	1	1	2	48	33
16	Ф27/3	1	16	2	-	1	1	-	62	18
17	468	-	12	2	-	1	-	1	61	23
18	469/3	1	12	5	-	-	1	-	67	16
19	207/2*	1	10	2	-	-	1	-	68	18
20	264/1*	-	3	5	-	-	1	2	45	45

* Химические анализы пород см. в табл. 36, 40.

П р и м е ч а н и е . Места отбора образцов: 1—8, 11 — гора Ровквун; 9, 10, 16—19 — горы Полнек-тундра и Полмыхуйвенч; 12, 20 — гора Афанасий-тундра; 13, 14 — станция Тайбола. Буквенные обозначения: ж — жедрит; р — роговая обманка; к — куммингтонит.

дот и мусковит встречаются в гнейсах, претерпевших наиболее интенсивную калиевую гранитизацию.

В наименее гранитизированных разностях сохраняются реликты гиперстена. По ним развиваются куммингтонит и биотит. Зерна граната так же, как и в основных породах, сконцентрированы вдоль плагиогранитных прожилков. Мафические минералы характеризуются высокой железистостью (табл. 24, обр. Ф-27/3; см. табл. 13, обр. 538, 554). Плагиоклаз имеет андезин-олигоклазовый состав. Доминируют парагенезисы амфиболитовой фации, а реликтовые ортопироксеновые минеральные ассоциации встречаются лишь в переходной зоне.

Т а б л и ц а 24

Результаты микронзондового анализа минералов амфиболитов (обр. 500/1, К 240), гранат-биотитовых гнейсов (обр. Ф27/3), высокожелезистых (обр. Ф28/5, 8/3, 264) и высококальциевых (обр. 471/2) пород, мас. %

Компонент	500/1			К240		
	Кп	Пл	Амф	Би	Би	Пл
SiO ₂	53,58	52,56	45,41	38,63	38,48	55,99
TiO ₂	0,05	0,04	1,06	1,84	2,00	0,01
Al ₂ O ₃	0,69	29,81	9,73	16,99	16,84	27,68
FeO*	7,89	0,15	15,22	12,22	12,20	Не обн.
MnO	0,32	Не обн.	0,38	Не обн.	0,09	"
MgO	13,49	"	11,64	16,21	16,26	"
CaO	23,51	12,49	11,74	Не обн.	0,01	10,12
Na ₂ O	0,40	4,40	1,29	0,34	0,36	6,11
K ₂ O	Не обн.	0,14	1,01	8,95	8,85	0,09
Сумма	99,93	99,59	97,48	95,18	95,09	100,00
F, Ан, %	25,00	61,00	42,28	29,80	29,80	48,00
$\chi_{Ca}^{Гр}$	-	-	-	-	-	19,29

Компонент	Обр. Ф27/3			Обр. 264		Обр. Ф 28/5		
	Би	Гр	Пл	Оп	Кп	Оп	Гр	Кум
SiO ₂	37,02	36,97	56,20	47,19	48,40	47,65	35,85	52,18
TiO ₂	3,00	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	17,68	20,73	27,20	"	1,86	0,60	20,05	0,18
FeO*	20,75	30,13	0,20	49,92	24,04	41,45	36,07	35,88
MnO	0,10	2,37	Не обн.	0,26	0,24	0,15	0,45	0,13
MgO	10,45	2,77	"	6,93	5,63	9,55	1,93	10,92
CaO	Не обн.	7,03	9,70	0,51	21,98	0,25	5,18	0,27
Na ₂ O	"	Не обн.	6,40	Не обн.	Не обн.	0,30	0,55	0,48
K ₂ O	10,40	"	0,10	"	"	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Сумма	99,40	100,00	99,80	104,81	102,15	99,95	100,08	100,04
F, Ан, %	52,69	85,96	45,63	78,50	68,57	71,86	91,14	64,81
$\chi_{Ca}^{Гр}$	-	-	-	-	-	-	14,11	-

Т а б л и ц а 2 4 (о к о н ч а н и е)

Компонент	Обр.8/3			Обр.471/2			
	Грц	Би	Грц	Гр	Кп	Эп	Пл
SiO ₂	36,40	38,30	36,30	37,03	47,50	44,40	45,12
TiO ₂	Не обн.	0,50	Не обн.	0,35	0,16	0,03	Не обн.
Al ₂ O ₃	20,60	20,90	20,20	13,15	2,64	29,41	36,04
FeO*	37,00	20,20	37,70	13,38	22,07	0,12	0,09
MnO	2,00	0,30	2,00	Не обн.	0,05	Не обн.	Не обн.
MgO	2,60	10,80	2,30	0,10	4,57	"	"
CaO	1,50	Не обн.	1,40	29,69	22,47	19,36	18,24
Na ₂ O	Не обн.	"	Не обн.	Не обн.	0,42	2,69	1,15
K ₂ O	"	9,00	"	0,02	0,07	0,19	0,03
Сумма	100,10	100,00	99,90	99,72	99,95	96,20	100,67
F, Ан, %	88,73	51,16	90,21	99,25	73,27	-	89,90
X _{Ca} ^{Гр}	4,18	-	3,85	66,07	-	-	-

П р и м е ч а н и е . Места отбора образцов и модальные составы проанализированных пород приведены в табл. 22, 23.

Т а б л и ц а 2 5

Количественный минеральный состав жил плагногранитов (1—5), плагиоклазитов (6) и калишпатовых гранитов (7—17), об. %

№ п/п	Номер образца	Би	Му	Гр	Н.м.	Кпш	Пл	Кв
1	К 240/2	1	1	-	-	-	69	30
2	515*	2	1	-	1	-	60	38
3	520/2*	5	-	-	1	-	55	37
4	565/1	8	-	6	-	-	56	30
5	К 202/1	5	-	4	1	-	59	32
6	К 203/1	6	1	-	1	2	85	7
7	500/2*	3	1	-	1	75	2	20
8	567/3	6	-	2	1	62	14	15
9	468/1	1	1	-	-	15	65	20
10	469/1	12	4	-	-	51	20	13
11	К 236	-	5	-	1	70	5	20
12	168/2*	6	-	-	2	49	14	29
13	235/1*	6	2	-	1	54	5	33
14	585/2*	2	-	-	2	60	10	26
15	585/3*	15	-	-	1	9	51	25
16	609/5*	1	-	-	-	53	5	41
17	305*	4	-	-	1	58	9	29

* Образцы, химические анализы которых приведены в табл. 40.

П р и м е ч а н и е . Места отбора образцов: 1—4, 7, 8 — район гор Ровквун и Северная Тундра; 13—16 — горы Афанасий-тундра и Брицкен; 5, 6, 9—11 — район гор Полнек-тундра и Полмышуайвенч; 12 — гора Веже-тундра; 17 — гора Сытрантеч.

3. *Плаггиограниты и плаггиоклазиты* — крупно- и гигантозернистые светло-серые породы с массивной текстурой и гранобластовой структурой. Главными минералами плаггиогранитов и плаггиоклазитов являются плаггиоклаз и кварц (табл. 25, № 1—6). Калиевый полевой шпат присутствует лишь в виде антипертитовых вростков в плаггиоклазе. Мафические минералы представлены зеленовато-бурым биотитом, реже — гранатом и мусковитом.

3.2.2. *Калишпатовые граниты*

Розовые калиевые граниты встречаются как в орто-, так и в паропородах гранулитовой и амфиболитовой фаций. Обычно они имеют гранобластовую структуру, но встречаются и сланцеватые по биотиту, мусковиту и кварцу разновидности с «очковым» калишпатом.

Главные минералы гранитов — ортоклаз (или микроклин), плаггиоклаз, кварц и биотит. Реже встречаются мусковит и гранат (см. табл. 25, № 7—17). На контакте плаггиоклаза с ортоклазом образуются мирмекиты и антипертиты замещения. Пертитовые включения плаггиоклаза в калишпате часто имеют форму реликтовых пятен.

В контактирующих с ортоклазовыми гранитами эндербитах и пироксеновых кристаллосланцах происходит амфиболизация и биотитизация пироксенов; в плаггиоклазах возникают структуры антипертитов замещения, повышается содержание кварца. В породах амфиболитовой зоны в связи с гранитизацией образуются мусковит и эпидот. В зонах интенсивной гранитизации вмещающие породы преобразуются в гранито-гнейсы.

3.2.3. *Железистые кварциты и кальцево-железистые породы*

1. *Ферросалит-эвлит-магнетит-кварцевые и альмандин-эвлит-магнетит-кварцевые породы* встречаются в гранулитовых зонах среди диафторированных ортопород (на юге Афанасий-тундры). Это тонкополосчатые породы, состоящие из мелко-, средне- и крупнобластических прослоев разного минерального состава. Преобладают прослои ферросалит-эвлит-магнетит-кварцевого (см. табл. 22, обр. 264) и эвлит-магнетит-кварцевого состава. Реже встречаются магнетит-кварцевые и альмандинсодержащие породы. И орто-, и клинопироксен характеризуются высокой железистостью — 78 и 69% соответственно (см. табл. 24, обр. 264; см. рис. 20, а).

2. *Куммингтонит-эвлит-альмандин-магнетит-кварцевые и куммингтонит-эвлит-магнетит-кварцевые породы* (см. табл. 22, обр. 469/2, Ф28/5) имеют тонкополосчатое строение и состоят из чередующихся существенно гранатовых, ортопироксеновых, кварцевых и магнетит-кварцевых прослоев. Структура породы нематогранобластовая.

Куммингтонит развивается вокруг магнетита или между зернами граната и ортопироксена. Все мафические минералы характеризуются высокой железистостью: Gr_{91} , Op_{72} , Kum_{65} (см. табл. 24, обр. Ф28/5). Гранат обладает повышенной кальциевостью (см. табл. 24, $X_{Ca} = 14\%$; рис. 20, б).

3. *Альмандин-полевошпат-кварцевая порода* (см. табл. 22, обр. 8/3) представляет собой крупнозернистую массивную породу с гранобластовой структурой. Она состоит из округлых порфиробластов альмандин с железистостью 89—90% (см. табл. 24, обр. 8/3) и заключенного между ними кварц-полевошпатового агрегата. Внутри граната и вокруг него наблюдается кварц, мусковит и бурый железистый биотит (см. табл. 24).

4. *Сфен-эпидот-гроссуляр-ферросалит-анортит-кварцевая порода* (см. табл. 22, обр. 471/2) характеризуется мелкобластическим, неяснополосчатым строением, массивной текстурой и гранобластовой структурой. Она состоит из гранат-плагиоклазовых, клинопироксен-плагиоклазовых и кварцевых полос с постепенными переходами между ними.

Главным минералом является битовнит-анортитовый плагиоклаз (см. рис. 20, а, см. табл. 24, обр. 471/2), внутри которого наблюдаются мелкие зерна сфена, апатита и рутила. Состав граната отвечает андрадит-гроссуляровому ряду. Его зерна обычно окружены мономинеральной эпидотовой каймой. В зонах перехода от гранат-плагиоклазовых полос к клинопироксен-плагиоклазовым наблюдаются гранат-клинопироксеновые сростки, причем в некоторых случаях зерна ферросалита окаймляются гранатовой оболочкой (см. рис. 20, а, табл. 24, обр. 471/2). Вокруг ферросалита образуются двухслойные келифитовые оторочки: внутренняя — гранатовая и внешняя — эпидотовая. Описанная высококальциевая порода по наблюдаемым в ней минеральным парагенезисам напоминает скарноид.

3.3. Парাপороды гранулитовой и амфиболитовой фаций

3.3.1. Глиноземистые гнейсы

Характерной особенностью глиноземистых гнейсов является наличие в их составе таких глиноземистых минералов, как биотит, гранат, кордиерит, силлиманит, кианит, шпинель, корунд. Присутствуют также полевые шпаты, кварц, гиперстен, магнетит, ильменит, рутил, графит, апатит, циркон, монацит, сульфиды (табл. 26, 27). Многообразие сочетаний главных породообразующих минералов приводит к большому петрографическому разнообразию глиноземистых гнейсов.

1. *Гранат-биотитовые гнейсы* имеют светло-серую окраску. Структура гранолепидобластовая, реже порфиробластовая. Признаки бластомилонитизации и катаклаза практически отсутствуют.

Модальный состав гнейсов примечателен тем, что в породах из относительно слабо метаморфизованных районов (см. табл. 26, № 8, 9) нет калишпата и биотит преобладает над гранатом, тогда как в гнейсах из более высокометаморфизованных районов (см. табл. 26, № 1—7) гранат преобладает над биотитом и присутствует немного калишпата.

Зерна граната нередко представлены порфиробластами, содержащими пойкилобластовые включения кварца, биотита и плагиоклаза. Состав граната соответствует пироп-альмандиновому ряду. В районе горы Ровквун он имеет высокую общую железистость — 78% (табл.

Т а б л и ц а 26
 Модальный состав биотит-гранатовых гнейсов (1—9);
 гранатсодержащих гранитов (10—13) и жильных образований (14—20), об. %

№ п/п	№ образца	Гр	Би	Крд	Сил	Н.м.	Пл	Орт	Кв
1	217/2	7	5	-	-	1*	48	5	35
2	460/3*	15	9	-	-	1	51	-	25
3	605	20	11	2	1	1	46	8	12
4	334/1*	12	9	-	-	1	48	4	26
5	337*	20	4	-	-	1	45	2	28
6	354*	16	8	-	-	1	45	10	21
7	395*	18	9	-	-	1	52	8	12
8	P56*	5	20	-	-	1	57	-	17
9	237a	5	18	-	-	1	62	-	14
10	386/3*	2	1	-	1	-	18	45	33
11	460*	3	2	-	1	1	22	54	18
12	605/2	3	2	-	1	1	19	47	28
13	P105*	2	6	-	-	1	48	20	24
14	P21*	-	3	-	-	1	33	16	48
15	215*	1	-	1	6	-	22	4	66
16	217	1	-	-	7	-	15	12	65
17	217/5	-	1	42	1	1	-	-	56
18	217/4	3	4	2	-	1	-	68	23
19	237/2	-	3	-	-	1	5	74	18
20	395/1*	-	3	-	-	1	53	7	37

* Химические анализы см. в табл. 42—44.

П р и м е ч а н и е . Места отбора проб: 1, 2, 11, 15—18 — Мурдозеро, р. Медвежья; 3, 12 — гора Брицкен; 4—7, 10, 20 — гора Сытрантеч; 8, 9, 13, 14, 19 — горы Ровквун и Северная Тундра.

28, обр. P59/1; см. рис. 20, д); в аналогичной породе с горы Сытрантеч эта величина варьирует от 56% в центре до 62% в краях зерен (см. табл. 28, обр. 354). В гранулитовых областях состав биотита тоже более магнизиальный и высокотитанистый (см. табл. 28, рис. 20, в). Изометричные зерна олигоклаза и кварца формируют гранобластовую структуру основной ткани. Калиевый полевой шпат представлен ксенобластовыми мелкими зернами.

Известно [42, 43, 58, 60], что по мере увеличения степени метаморфизма магнизиальность граната и биотита растет. Это происходит путем разложения наиболее железистых биотитов: $Bi_{Fe} + Kв = Bi_{Mg-Fe} + Gr + Oрт$. Количество биотита при этом уменьшается, а граната растет. Одновременно с этим увеличивается количество калишпата.

2. Силлиманит-кианит-биотит-гранатовые гнейсы (см. табл. 27, № 1—3) встречаются в относительно слабо метаморфизованных районах: в окрестностях гор Ровквун и Северная Тундра и в районе

Т а б л и ц а 27
 Модальный состав глиноземистых гнейсов и кварцитов, об. %

№ п/п	Номер образца	Гр	Би	Крд	Сил	Н.м.	Пл	Орт	Кв
1	P33*	18	22	-	14**	1	26	6	13
2	P237	9	18	-	6**	1	48	4	15
3	P545*	20	11	-	8**	1	25	8	27
4	307*	22	10	6	1	1	52	2	6
5	364/1*	16	12	6	-	1	45	10	11
6	460/2*	27	11	4	1	1	32	1	22
7	215/1*	18	10	3	2	1	38	20	8
8	Д80/1*	27	11	10	7	2	32	4	8
9	217/1*	22	18	8	5	1	30	7	10
10	228*	25	18	8	3	1	13	8	24
11	255*	23	11	7	6	2	38	6	8
12	605/1	23	9	8	5	2	20	15	18
13	386/2	13	8	6	4	1	26	30	12
14	325/1	6	4	16	4	1	42	12	15
15	222*	8	5	4	6	1	20	6	50
16	603/2	6	3	4	17	5	-	12	54
17	161*	35	5	12	13	2	-	3	30
18	161/1*	2	11	-	15	1	-	3	68
19	452/5	-	8	-	20	1	-	5	66
20	217/3	4	1	-	90	1	5	-	-
21	ТД4*	10	15	7	5	< 1	43	8	12
22	ТД5/1*	22	23	-	7	< 1	40	3	5
23	ТД5/2*	22	14	8	8	< 1	38	5	5
24	ТД5/3*	7	13	-	1	< 1	53	-	26
25	ТД5/4*	8	11	-	1	< 1	49	-	31
26	ТД8*	-	14	-	-	< 1	54	-	32
27	474/2	19	16	1	-	< 1	40	9	15

* Химические анализы см. в табл. 42, 43.

** Суммарное количество силлиманита (30%) и кианита (70%).

П р и м е ч а н и е . В обр. 460/2 присутствуют 4 об. % гиперстена, а в обр. 217/3 — 5 об. % корунда. Места отбора образцов: 1—3 — горы Ровкун и Северная Гундра; 4, 5 — гора Волшепак; 6—9, 17—20 — между Мурдозером и р. Медвежья; 10—12, 15, 16 — гора Брицкен; 13, 14 — гора Сытрантеч; 21—26 — район оз. Тулпъявр; 27 — район станции Полнек-гундра.

озера Тулпъявр. Это мезократовые, четко сланцеватые, тонкопослачатые породы коричневатого-серого цвета. По облику они напоминают бластомилониты.

Описываемые гнейсы состоят из порфириобластов граната (размеры от 1 до 5 мм), очень тонких (1—2 мм) и протяженных (до 10 см) темно-серых прослоев графит-гранат-биотит-силлиманит-кианитового состава (иногда с единичными зернами ставролита) и лейкокра-

Т а б л и ц а 2 8

Результаты микрозондового анализа минералов глиноземистых гнейсов
(обр. Р33 и Р59/1 — с горы Ровквун, обр. 354 — с горы Сыгрантеч)
и гранатосодержащего гранита (обр. 386/3 — с горы Сыгрантеч), мас. %

Компонент	Обр.Р33						
	ГрЦ	ГрК	Би	ГрМ	БиМ	Пл	
SiO ₂	37,87	37,49	36,76	36,72	36,24	59,51	
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	3,38	0,02	2,84	Не обн.	
Al ₂ O ₃	23,08	23,38	19,28	22,61	20,00	25,17	
FeO*	33,97	33,43	14,94	34,12	15,05	"	
MnO	0,61	0,87	Не обн.	1,05	0,02	"	
MgO	5,24	6,05	13,26	5,46	13,11	"	
CaO	0,87	1,09	Не обн.	1,03	Не обн.	5,80	
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	0,12	Не обн.	"	8,26	
K ₂ O	"	"	10,60	"	10,54	0,23	
Сумма	101,64	102,32	98,34	101,01	97,80	98,97	
F, Ан, %	78,37	75,52	38,76	77,78	39,10	28,00	
$\chi_{\text{Гр}}^{\text{Ca}}$	2,39	2,99	-	2,96	-	-	
Компонент	Обр. Р59/1						
	ГрЦ	ГрК	Би	Пл			
SiO ₂	38,77	38,67	35,06	62,77			
TiO ₂	Не обн.	0,06	3,40	Не обн.			
Al ₂ O ₃	23,43	23,41	18,13	25,95			
FeO*	36,15	36,17	16,21	Не обн.			
MnO	1,14	1,16	Не обн.	"			
MgO	5,66	5,63	12,58	"			
CaO	1,14	1,61	Не обн.	6,43			
Na ₂ O	Не обн.	0,07	"	7,99			
K ₂ O	"	0,05	9,64	0,19			
Сумма	106,30	106,83	95,02	103,33			
F, Ан, %	78,28	78,20	42,01	30,93			
$\chi_{\text{Гр}}^{\text{Ca}}$	3,01	4,30	-	-			
Компонент	Обр.354				Обр.386/3		
	ГрЦ	ГрК	Би	Пл	Гр	ОртЦ	ПлП
SiO ₂	39,00	38,72	36,78	59,57	37,65	64,41	61,95
TiO ₂	0,01	0,05	5,31	0,03	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	23,40	23,20	17,07	24,26	22,17	19,57	22,82
FeO*	25,01	28,77	9,87	0,03	31,30	Не обн.	Не обн.
MnO	0,43	0,50	Не обн.	Следы	0,82	"	"
MgO	11,18	10,16	14,88	Не обн.	9,82	"	"
CaO	0,94	1,06	Не обн.	5,58	0,95	0,47	3,63
Na ₂ O	0,01	0,02	0,03	7,74	Не обн.	0,70	10,48
K ₂ O	0,03	0,05	9,36	0,43	"	14,87	0,23
Сумма	100,01	102,53	93,30	97,61	102,71	100,02	99,11
F, Ан, %	55,94	61,62	27,43	28,42	61,69	-	16,04
$\chi_{\text{Гр}}^{\text{Ca}}$	2,69	2,91	-	-	2,60	-	-

П р и м е ч а н и е . Химический и модальный составы исследованных пород приведен в табл. 26, 27 и 42, 43 соответственно; м — мелкие зерна.

товых линзовидно-жилных прослоев кварц-ортоклаз-плагиоклазового состава. Аксессуары представлены шпинелью, рутилом, графитом, ильменитом, монацитом, цирконом, апатитом.

Порфиробласты граната имеют однородное ядро и насыщенную кварцевыми включениями оболочку. Гранат из тонких прослоев представлен либо агрегатом мелких зерен ($<0,5$ мм), либо лентиккулярными кристаллами (удлинение — 4 : 1). Все разновидности граната окаймлены мелкобластической биотит-силлиманит-кианитовой (\pm графит) пленкой, причем между силлиманитом и биотитом и внутри самого биотита образуется микроскопическая вкрапленность граната, железистость которого не отличается от железистости порфиробластовых гранатов (см. табл. 28, № Р33). По биотиту развиваются вторичные зерна кианита, ставролита и шпинели.

Минеральная ассоциация $\text{Гр} + \text{Би} + \text{Сил} + \text{Пл} (\text{Орт}) + \text{Кв}$ относится к силлиманит-биотит-ортоклазовой фации [43]. Судя по высокой железистости гранатов и биотитов (см. табл. 28), параметры метаморфизма этих пород соответствуют амфиболитовой фации. Образование кианита и ставролита связано с регрессивными преобразованиями исходных силлиманит-биотит-гранатовых гнейсов. Следовательно, регрессивная ветвь метаморфизма пересекла линию силлиманит-кианит выше тройной точки, что привело к образованию парагенезисов кианит-биотит-ставролитовой субфации [43].

3. *Кордиерит-биотит-гранатовые гнейсы* — коричневато-серые, среднебластические, сланцеватые, мигматизированные породы. Лейкосома представлена гранатосодержащими ортоклазовыми гранитами. Сами гнейсы состоят из порфиробластов граната и гранолепидобластовой кордиерит-биотит-плагиоклаз-кварцевой основной ткани (см. табл. 27).

Порфиробласты граната имеют размеры от 3 до 15 мм, причем наиболее крупные из них приурочены к жилам лейкосомы. Их железистость возрастает от 66% в центре до 73% в краевых частях (табл. 29, обр. 307). Мелкобластическая основная ткань сложена гранобластовым кварц-полевошпатовым агрегатом, биотитом и кордиеритом (см. табл. 27).

Кордиерит приурочен к порфиробластам граната. В нем присутствуют многочисленные включения кварца, ортоклаза, магнетита и биотита. Биотит резорбирован по краям и часто контактирует с гранатом, отделяясь иногда от него тонким прослоем ортоклаза. Он характеризуется высоким содержанием TiO_2 (5,7—6,1 мас.%) и более высокой чем у кордиерита общей железистостью — 34 и 19% соответственно (см. табл. 29, рис. 20, в).

Наблюдаемые в шлифах реакционные взаимоотношения указывают на ограничение устойчивости биотита и новообразованность кордиерита и ортоклаза. Распад биотита может происходить по реакции: $\text{Би} + \text{Гр} + \text{Кв} = \text{Крд} + \text{Мт} + \text{Орт} + \text{H}_2\text{O}$. Наличие парагенезиса $\text{Гр} + \text{Крд} + \text{Орт}$ указывает на принадлежность этих пород к гранат-кордиерит-ортоклазовой фации.

4. *Гиперстен-кордиерит-биотит-гранатовые гнейсы* — мезократовые, коричневато-серые, послонно мигматизированные, сланце-

Т а б л и ц а 2 9

Результаты микрозондового анализа минералов глиноземистых гнейсов

Компо- нент	Обр. 217/1									
	ГрЦ	ГрЦ	БиЦ	ГрК	КрдК	Пл	Би	Шп	Пл	Пл
SiO ₂	39,15	38,86	36,92	38,68	48,46	58,68	36,40	0,02	60,04	60,84
TiO ₂	0,04	0,05	4,46	0,07	He обн.	0,02	5,14	0,27	0,04	He обн.
Al ₂ O ₃	22,92	23,09	17,12	22,58	34,11	25,99	16,49	62,41	24,02	24,47
Cr ₂ O ₃	0,06	0,72	0,14	0,03	0,01	0,03	0,20	0,53	He обн.	He обн.
FeO*	24,82	25,73	7,34	27,41	3,65	0,22	11,85	23,12	0,05	0,02
MnO	0,56	0,36	0,07	0,43	0,01	He обн.	0,05	He обн.	He обн.	He обн.
MgO	11,62	11,11	18,63	9,40	10,92	"	15,62	8,48	"	"
CaO	0,89	1,03	He обн.	1,01	0,09	7,02	He обн.	He обн.	5,43	5,48
Na ₂ O	He обн.	He обн.	0,11	He обн.	0,04	7,60	0,02	0,26	7,78	8,42
K ₂ O	"	"	9,95	"	0,12	0,12	9,63	He обн.	0,31	0,28
Сумма	100,06	100,95	94,74	99,61	97,41	99,68	95,40	99,09	97,67	99,51
F, Ан. %	54,51	53,00	18,10	62,06	15,80	33,80	29,85	-	26,00	26,44
χ _{Ca} ^{Гр}	2,41	-	-	2,80	-	-	-	-	-	-

Компо- нент	Обр.307						
	ГрЦ	ГрК	КрдК	ГрК	Би	Орт	Пл
SiO ₂	37,96	37,76	49,24	37,00	37,24	64,83	59,77
TiO ₂	He обн.	He обн.	0,24	0,24	5,76	0,23	0,12
Al ₂ O ₃	21,16	21,11	34,24	20,78	16,78	19,04	24,34
Cr ₂ O ₃	He обн.						
FeO*	34,02	34,33	5,25	36,91	14,27	0,53	0,32
MnO	0,25	0,58	He обн.	0,44	0,20	He обн.	He обн.
MgO	8,69	8,31	11,20	7,06	14,17	"	0,47
CaO	0,96	0,97	He обн.	0,83	0,21	0,43	5,75
Na ₂ O	He обн.	He обн.	"	He обн.	He обн.	0,88	8,59
K ₂ O	"	"	"	"	10,03	14,25	0,10
Сумма	103,04	103,06	100,17	103,26	98,66	100,19	99,46
F, Ан. %	66,33	67,56	19,02	72,52	36,13	-	26,73
χ _{Ca} ^{Гр}	2,58	2,57	-	2,24	-	-	-

Т а б л и ц а 29 (продолжение)

Компонент	Обр.Д80/1			
	Гр	Крд	Шп	Би
SiO ₂	38,92	49,85	Не обн.	36,86
TiO ₂	0,19	Не обн.	0,06	5,12
Al ₂ O ₃	23,29	35,30	65,91	17,76
Cr ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	1,20	Не обн.
FeO*	26,46	3,82	25,53	13,92
MnO	0,21	Не обн.	Не обн.	0,05
MgO	10,03	11,05	7,91	13,91
CaO	0,83	Не обн.	Не обн.	0,46
Na ₂ O	Не обн.	"	"	Не обн.
K ₂ O	0,16	"	"	9,34
Сумма	100,09	100,02	100,61	97,42
F, Ан, %	59,72	15,98	64,04	35,96
X _{Ca} ^{Гр}	2,41	-	-	-

Компо- нент	Обр.460/2						
	Гр ^к	Крд ^с	Оп ^с	Би ^о	Оп ^о	Пл ^ц	Пл ^к
SiO ₂	39,94	51,68	53,54	35,27	52,62	60,05	60,73
TiO ₂	Не обн.	0,03	0,06	4,85	0,11	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	22,56	33,99	4,19	16,12	5,29	25,41	24,94
FeO*	26,89	2,78	18,99	10,24	20,52	0,07	0,02
MnO	0,28	0,06	0,09	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
MgO	9,62	11,63	23,92	15,64	22,64	"	"
CaO	0,98	0,01	Не обн.	Не обн.	0,01	6,40	4,79
Na ₂ O	0,02	0,02	0,07	0,11	Не обн.	7,70	8,39
K ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	10,06	0,02	0,08	0,11
Сумма	100,29	100,20	100,86	99,29	101,24	99,71	98,98
F, Ан, %	61,00	11,86	31,02	26,86	33,51	31,63	23,96
X _{Ca} ^{Гр}	2,74	-	-	-	-	-	-

Т а б л и ц а 29 (окончание)

Компо- нент	Обр. 255						
	Грц	ГрК	Крд	Шп	Би	Илм	Пл
SiO ₂	42,50	41,79	50,46	Не обн.	39,07	Не обн.	60,59
TiO ₂	Не обн.	0,26	Не обн.	0,14	4,34	61,40	Не обн.
Al ₂ O ₃	26,62	25,93	35,69	70,85	18,36	Не обн.	24,99
FeO*	17,96	21,09	2,34	19,75	7,13	38,99	Не обн.
MnO	0,30	0,20	Не обн.	0,19	0,16	0,36	"
MgO	12,83	10,62	11,62	9,11	19,45	2,19	"
CaO	0,77	0,90	Не обн.	Не обн.	0,37	Не обн.	5,34
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	"	"	Не обн.	"	8,46
K ₂ O	"	0,16	"	"	8,64	"	0,43
Сумма	100,98	100,95	100,11	99,66	97,53	102,94	99,81
F, Ан, %	44,00	52,61	10,05	53,85	17,08	-	25,51
$\chi_{\frac{Гр}{Са}}$	2,33	2,72	-	-	-	-	-

П р и м е ч а н и е . Модальный и химический составы пород приведены в табл. 27 и 42 соответственно. В анализе шпинели обр. 255 присутствует 1,5 мас. % Cr₂O₃. В обр. 460/2 Оп — анализ гиперстена, образующего келифитовую оболочку вокруг Би.

ватые породы. Структура гнейсов сочетает в себе элементы гранобластовой, порфиробластовой, келифитовой, диабластовой и ленткулярной структур.

Модальный состав породы (см. табл. 27, обр. 460/2) характеризуется обилием граната, плагиоклаза, кварца и небольшим содержанием биотита, кордиерита, гиперстена. Общая железистость мафических минералов последовательно убывает в ряду: Гр₆₁, Оп₃₁₋₃₄, Би₂₇, Крд₁₂ (см. табл. 29). Железистость последних трех минералов близка к экстремальному значению: Би₂₅ — Крд₁₅ — Оп₂₆ [42. С. 126].

Главный мафический минерал — гранат пироп-альмандинового ряда. Практически все его зерна окружены гиперстен-кордиеритовыми, ортоклаз-гиперстен-кордиеритовыми и кварц-ортоклаз-кордиеритовыми келифитовыми оболочками (рис. 28, а). Они возникают на контакте граната с биотитом, кварцем или плагиоклазом. Келифитовая оболочка иногда содержит еще одну — внешнюю мономинеральную гиперстеновую кайму.

Основная ткань гиперстен-кордиерит-биотит-гранатовых гнейсов состоит из ленткулярных зерен темного кварца, антипертитового плагиоклаза и биотита. Плагиоклаз представлен олигоклаз-андезином и характеризуется прямой зональностью состава (см. табл. 29, обр. 460/2; рис. 20, з). Биотит обладает явными признаками разложения. Он окаймляется мономинеральной гиперстеновой оболочкой (рис. 28, б), но нередко и гиперстен-кордиеритовые, кварц-кордиеритовые,

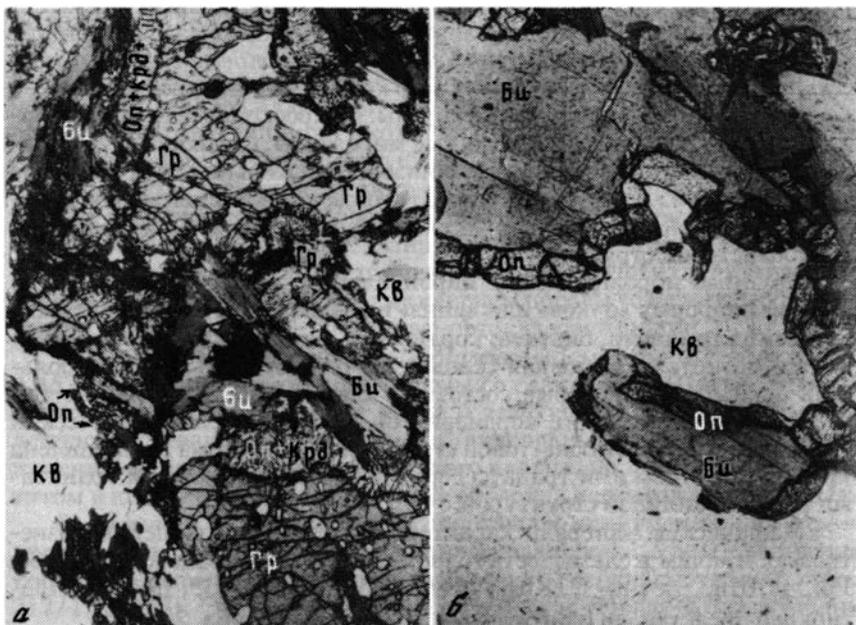


Рис. 28. Реакционные структуры в гиперстен-кордиерит-биотит-гранатовых гнейсах: ортоклаз-гиперстен-кордиеритовые и гиперстен-кордиеритовые симплектитовые оторочки вокруг граната в контакте с биотитом (а); мономинеральные гиперстеновые каймы вокруг биотита в контакте с кварцем (а, б); обр. 460/2, без анализатора: а — увел. 45 \times , б — увел. 110 \times

ортоклаз-кордиеритовые оболочки. Распад биотита с образованием келифитовых структур является следствием повышения температуры и сокращения его устойчивости. Гиперстен — новообразованный минерал и встречается только в келифитовых структурах, развивающихся вокруг биотита и граната.

По расчетам С.П.Кориковского, при повышении температуры в последнюю очередь должны исчезать биотиты с железистостью ~ 25%, поскольку «граница гранат-кордиерит-ортоклазовой и биотитовой температурной субфации проходит по линии экстремального равновесия $Би_{25} + Кв = Крд_{15} + Оп_{26} + Орт + H_2O$ » [42. С. 127]. В результате этой реакции образуется парагенезис $Крд + Оп + Орт$, который является критическим для кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфации гранат-кордиерит-ортоклазовой фации [43]. Переход к этой субфации сопровождается разложением относительно железистых биотитов. Железистость сохраняющихся биотитов приближается к экстремальному значению. В описываемом гнейсе биотит сохраняется внутри зерен граната (в изоляции от кварца) или в основной ткани вдали от граната (см. рис. 28, а). Прямые контакты биотита с гранатом и кварцем практически отсутствуют. Это указывает на неустойчивость парагенезиса $Гр+Би+Кв$, вместо которого образуется парагенезис $Оп + Крд + Орт$. Таким образом, в гиперстен-кордиерит-биотит-

гранатовых гнейсах Мурдозера наблюдаются парагенезисы, характерные для наивысшей ступени гранат–кордиерит–ортоклазовой фации.

5. *Силлиманит–кордиерит–биотит–гранатовые гнейсы и мигматиты* (см. табл. 27, № 7—14). Это крупно- и гигантобластические мезократовые и лейкократовые породы. Макроскопически они выглядят как blastsомилонитизированные мигматиты, среди которых выделяются плейчатые, пятнистые, линзовидно–жильные и полосчатые разновидности. В структуре мигматитов сочетаются элементы blastsомилонитовой, очковой, лентиккулярной, симплектитовой, лепидо- и гранобластовой структур.

Крупные порфиробласты пироп–альмандинового граната (1—5 см) имеют форму «очков» или «линз» и обвалакиваются тонкой пленкой из силлиманита, биотита, кордиерита, шпинели, графита, ильменита и магнетита. Основная ткань присутствует лишь в виде небольших фрагментов, которые состоят из биотитовых, силлиманит–биотитовых и силлиманит–кордиерит–биотитовых мелкобластических гнейсов с гранолепидобластовой структурой. Лейкосома представлена крупнобластическими гранатсодержащими ортоклазовыми гранитами с гранобластовой структурой.

Мафические минералы характеризуются низкой общей железистостью, причем железистость граната от центра к краю резко растет: Гр_{44-60} , Шп_{54-64} , Би_{17-36} , Крд_{10-19} (см. табл. 29, обр. 255, Д80/1). Плагиоклаз представлен олигоклазом (см. рис. 20, з, табл. 29).

В порфиробластах граната присутствуют пойкилобластовые включения биотита, силлиманита, и кварца, причем никаких реакционных соотношений между ними не установлено. Эти же минералы, обволакивающие порфиробласты с внешней стороны, находятся в реакционных взаимоотношениях с гранатом. На контакте между гранатом и биотитом возникают гранат–кордиерит–биотитовые прорастания: $\text{Гр}_{\text{мг}} + \text{Би} + \text{Кв} = \text{Гр}_{\text{мг-Fe}} + \text{Крд} + \text{Орт} + \text{Илм} + \text{H}_2\text{O}$. При этом растет железистость граната, а ортоклаз проявляется в виде антипертитовых востков в плагиоклазе или образует собственные выделения.

Между гранатом и силлиманитом тоже возникают сложные венцовые структуры. Непосредственно вокруг силлиманита развиваются шпинель–кордиеритовые и магнетит–шпинель–кордиеритовые симплектиты; а вблизи граната образуются кварц–кордиеритовые прорастания. Иногда гранат реагирует одновременно и с биотитом и с силлиманитом: $\text{Гр}_{\text{мг}} + \text{Би} + \text{Сил} + \text{Кв} = \text{Гр}_{\text{Fe}} + \text{Крд} + \text{Шп} + \text{Орт} + \text{H}_2\text{O}$.

Наблюдаемые в описываемых гнейсах парагенезисы соответствуют гранат–кордиерит–ортоклазовой фации метаморфизма.

6. *Биотит–кордиерит–гранат–силлиманитовые кварциты* (см. табл. 27, обр. 603/2, 222) во многом сходны с описанными выше гнейсами и отличаются от них обилием кварца и небольшим количеством полевых шпатов.

Сильно удлиненные кристаллы граната содержат пойкилобластовые включения кварца и силлиманита, ориентированные субпараллельно с линейностью граната. В присутствии кварца между силлиманитом и гранатом развивается кордиерит, причем непосредствен-

но вокруг силлиманита образуются кордиерит–шпинелевые и кордиерит–шпинель–магнетитовые симплектиты. В участках, обогащенных кварцем, силлиманит прямо контактирует с ним, но вблизи мафических минералов силлиманит изолирован от кварца кордиеритовой или калишпатовой каймой. Биотит и гранат обычно разделены кордиеритовой каймой. В этом случае в кордиерите сохраняются мелкие одновременно гаснущие реликты биотита. Кордиерит встречается только в келифитовых оболочках вокруг граната, биотита, силлиманита и является новообразованным минералом.

Судя по ограниченной устойчивости биотита и по наличию парагезиса $Gr + Krd + Ort$ эти богатые кварцем породы тоже метаморфизованы в условиях гранат–кордиерит–ортоклазовой фации.

7. *Биотит–силлиманитовые кварциты* (см. табл. 27, обр. 161/1 и 452/5) — голубовато–серые породы со сланцеватой (по биотиту) и линейной (по силлиманиту и кварцу) текстурой. Структура нематолепидобластовая. Биотит прямо контактирует с силлиманитом и удлиненными кристаллами голубоватого кварца, но иногда между биотитом и кварцем развивается тонкая оболочка пертитового ортоклаза.

8. *Гранат– и кальцитсодержащий силлиманит* обнаружен в правом борту р. Медвежья в виде линзы размером $1,5 \times 0,2$ м внутри кордиерит–биотит–силлиманит–гранатового гнейса (см. табл. 27, обр. 217/1, 217/3). Это серая крупнобластическая порода с бластомилонитовой текстурой и нематобластовой структурой. Она состоит из крупных (10×1 мм) кристаллов силлиманита и редких линзовидных прослоев граната, кальцита и плагиоклаза. Иногда на контакте между гранатом и силлиманитом развиваются шпинель–кордиеритовые симплектиты. Акцессорные минералы представлены графитом, цирконом, ильменитом, рутилом.

3.3.2. Кальциево–магнезиальные породы

1. *Биотит–гиперстеновые плагиогнейсы* — мезократовые, среднебластические ($1–2$ мм), серые породы с четкой сланцеватостью по биотиту и ортопироксену. Гранобластовая структура в них сочетается с элементами лепидо– и нематобластовой структуры.

Главный мафический минерал — ортопироксен (табл. 30, обр. 216). Плагиоклаз имеет олигоклаз–андезиновый состав и содержит в себе редкие и очень мелкие антипертитовые вроски.

2. *Двупироксеновые плагиогнейсы* резко выделяются своим крайне мелкобластическим строением. Это коричневато–серые микропеллочатые породы, состоящие из нематобластовых существенно ортопироксеновых полос, промежутки между которыми выполнены более мелким гранобластовым кварц–плагиоклазовым агрегатом.

Модальный состав пород приведен в табл. 30 (№ 2–9). Ортопироксен представлен сильно удлиненными ($4 \times 0,5$ мм) пойкилобластами и ситовыми зернами бронзитового состава ($F = 25–30\%$) (табл. 31; см. рис. 20, а). Клинопироксен имеет диопсидовый состав ($F = 15–16\%$) (табл. 31; см. рис. 20, а). Количественно он резко подчинен ортопироксену (см. табл. 30, кроме обр. 303 и 356). Биотит и амфибол

Т а б л и ц а 3 0
Количественный минеральный состав кальциево-магнезиальных (1—10)
и кальциево-железистых (11—14) пород, об. %

№ п/п	№ образца	Гр	Оп	Кп	Амф	Би	Н.м.	Пл	Кв
1	216*	-	33	-	-	13	-	48	6
2	202*	-	26	5	-	-	1с	45	23
3	308/1	-	40	6	-	-	2	40	12
4	354/1*	-	28	7	-	1	1с	42	22
5	364*	-	41	9	-	2	1с	37	10
6	395/2	-	38	2	1	2	2	55	1
7	527/2	1	29	1	3	5	1	40	21
8	303/1*	-	34	26	6	5	1	40	21
9	356	-	20	24	1	4	2	50	-
10	356/1	10	-	35	-	-	1с	42	2
11	605/3	40	10	25	3	-	2	10	10
12	604	-	36	4	1	1	4с	43	12
13	604	20	26	1	1	1	4с	23	23
14	583*	24	23	2	-	1	4с	25	22

* Образцы, химические анализы которых приведены в табл. 42, 44.

П р и м е ч а н и е . В обр. 356/1 присутствует 3 об. % кальцита и 7 об. % скаполита. с — сфен. Места отбора образцов: 1, 2 — побережье Мурдозера; 3—6, 8—10 — горы Волшепахк и Сыгрантеч; 7 — гора Северная Тундра; 11—14 — гора Бричкен.

Т а б л и ц а 3 1
Результаты микронзондового анализа минералов дупироксеновых
кальциево-магнезиальных плаггиогнейсов, мас. %

Компонент	Обр.354/1					Обр.364			
	Оп	Кп	Плц	Плк	Сф	Оп	Кп	Би	Пл
SiO ₂	53,06	53,18	49,25	44,74	30,27	53,49	52,88	38,11	45,27
TiO ₂	Не обн.	0,38	Не обн.	Не обн.	39,74	Не обн.	Не обн.	3,99	Не обн.
Al ₂ O ₃	"	Не обн.	31,74	35,61	Не обн.	0,89	0,85	14,81	35,56
FeO*	19,30	5,86	Не обн.	Не обн.	"	19,00	5,03	9,45	Не обн.
MnO	Не обн.	0,11	"	"	"	0,08	Не обн.	Не обн.	"
MgO	28,37	16,20	"	"	"	25,41	15,47	16,91	"
CaO	0,64	24,66	14,74	18,18	29,73	0,34	22,56	Не обн.	16,60
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	3,72	1,16	Не обн.	Не обн.	0,18	0,06	1,19
K ₂ O	"	"	Не обн.	Не обн.	"	"	Не обн.	9,51	0,06
Сумма	101,37	100,39	99,45	99,69	99,74	99,21	96,97	92,84	98,68
F, Ац, %	25,73	15,24	68,57	90,00	-	29,44	15,53	23,93	88,17

П р и м е ч а н и е . Модальный состав и химические анализы исследованных пород приведены в табл. 30 и 42, 44 соответственно.

встречаются редко и как правило заключены в зерна ортопироксена. Скорее всего, они замещаются ортопироксеном. В зонах гранулитовой фации амфибол представлен роговой обманкой, а в переходной зоне (см. табл. 30, обр. 527/2) — кумингтонитом. Плаггиоклаз характеризуется резкой обратной зональностью. Содержание анортитовой составляющей увеличивается от 69% в центре до 90% в краевых частях зерен (см. табл. 31, рис. 20, з).

Аксессуарии представлены цирконом, сфеном, рутилом, ильменитом, апатитом. В безбиотитовых и безамфиболовых разновидностях двупироксеновых плаггиогнейсов присутствует до 0,5—1 об. % сфена.

Обратная зональность в плаггиоклазах и присутствие сфена свидетельствуют о повышенном потенциале кальция. Замещение амфибола и биотита ортопироксеном тоже указывает на то, что формирование двупироксеновых плаггиогнейсов контролировалось аллохимическими процессами.

3. *Кальцит—скаполит—гроссуляр—ферросалит—анортитовые породы* (см. табл. 30, обр. 356/1) — состоят из крупно- и мелкобластических участков с порфиристо- и пойкилобластическим, гранобластическим и келифитовым строением. Как в самих породах, так и вокруг них наблюдаются лейкократовые кварц-плаггиоклазовые выделения (см. рис. 15, а).

Крупнобластические участки породы состоят из гломеробластовых скоплений клинопироксена или крупных (до 1 см) ситовых пойкилобластов желтовато-коричневого граната. Гранат содержит многочисленные включения ферросалита, анортита, кальцита и скаполита. Кальцит не является вторичным минералом, поскольку вокруг него развивается тончайшая (0,1 мм) гроссулярная оторочка, отделяющая его от скаполита и анортита (рис. 29, а). Вокруг клинопироксенов тоже наблюдаются гранатовые каймы, изолирующие их от плаггиоклаза. Очевидно, происходит реакция: $Kп + Ан = Гр + Кв$. Плаггиоклаз образует порфириобласты с включениями граната, клинопироксена и сфена. По нему развивается скаполит.

Выявленные взаимоотношения между минералами указывают на то, что гроссуляр и скаполит являются новообразованными относительно анортита, ферросалита и кальцита. Наличие кальцита в парагенезисе с кварцем и анортитом свидетельствует о высоком парциальном давлении углекислоты. Происхождение этой высококальциевой скарноподобной породы либо метасоматическое, либо первично осадочное (известково-силикатная порода?).

3.3.3. Высокожелезистые породы

1. *Эвлит—ферросалит—альмандин—анортит—кварцевые породы* (см. табл. 30, обр. 605/3) — это мелко- и среднебластические массивные породы с гранобластовой и келифитовой структурами. Гранобластная структура характерна для меланократовых участков, состоящих из агрегата зерен граната, клинопироксена и ортопироксена. В лейкократовых участках, кроме этих минералов, присутствуют также роговая обманка, грюнерит, кварц и сильно сосюритизированный

основной плагиоклаз (см. табл. 30, обр. 605/3). И пироксены, и амфиболы отделены от плагиоклаза тонкими гранатовыми каймами, которые тянутся от одного зерна к другому и, сплетаясь между собой, образуют густую сеть (см. рис. 29, б).

Гранат относится к кальциево-железистому ряду, имеет высокую кальциевость $X_{Ca} = 21-22\%$ и, как и другие мафические минералы, — высокую общую железистость: Gr_{95} , Op_{73-75} , Kp_{63-66} (табл. 32, обр. 605/3; см. рис. 20, а, д).

2. Феррогиперстен-альмандин-анортит-кварцевые породы (см. табл. 30, обр. 604, 583) — это меланократовые массивные породы с гранобластовой, келифитовой, порфирио- и пойкилобластической структурами. Модальный минеральный состав приведен в табл. 30 (№

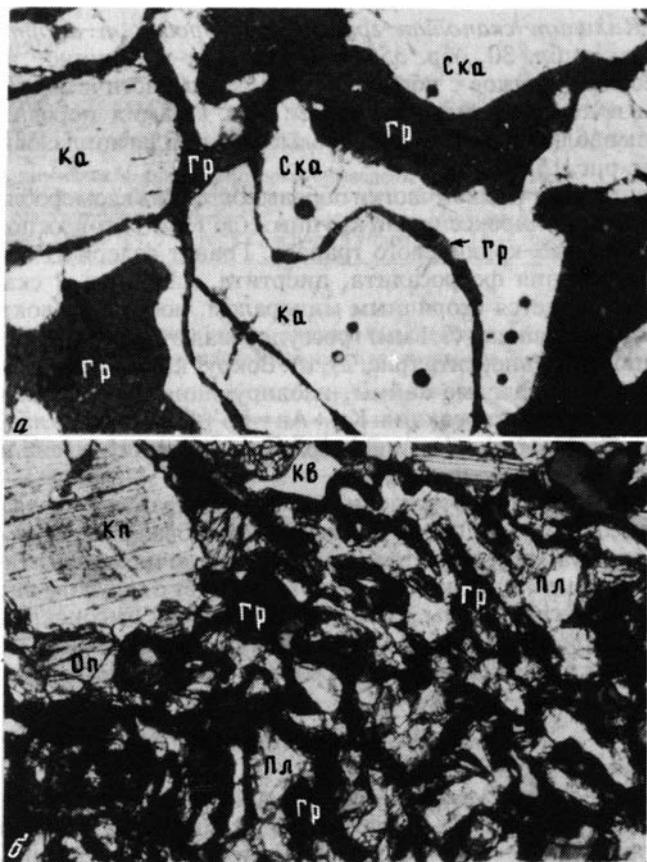


Рис. 29. Развитие гранатовых кайм в кальцит-скаполит-гроссуляр-диопсид-анортитовой породе на стыке кальцита со скаполитом и анортитом (а); в эвлит-ферросалит-альмандин-анортит-кварцевой породе (б). Никולי скрещены, увел. 110 \times : а — обр. 356/1, б — обр. 605/3

Т а б л и ц а 3 2

Результаты микронзондового анализа минералов кальциево-алюмо-железистых пород с горы Брицкен (обр. 583, 605/3) и алюмо-железистой альмандин-кварцевой породы с горы Юксвуд (обр. 339/1), мас. %

Компо- нент	Обр.583								
	Би	Гр	Илм	Оп ^о	Пл ^с	Оп ^с	Гр ^к	Пл ^а	Орт ^а
SiO ₂	36,21	36,83	Не обн.	48,10	45,00	48,47	37,82	44,96	59,70
TiO ₂	5,26	0,08	52,16	0,07	0,02	0,01	0,07	Не обн.	1,51
Al ₂ O ₃	15,45	21,32	0,08	1,02	35,53	1,02	21,82	34,73	20,52
Cr ₂ O ₃	0,18	0,02	1,13	0,03	0,01	0,20	Следы	Следы	Следы
FeO*	15,23	28,79	43,96	33,19	0,40	30,59	28,52	"	"
MnO	0,02	0,63	0,15	0,25	Не обн.	0,22	0,70	"	Не обн.
MgO	13,35	3,50	1,24	14,02	0,44	15,02	4,23	"	"
CaO	0,04	7,50	Не обн.	0,38	18,01	0,48	7,11	18,25	0,12
Na ₂ O	0,07	Не обн.	"	Не обн.	1,07	Не обн.	Не обн.	0,81	0,93
K ₂ O	9,23	0,02	0,02	0,03	0,06	0,04	0,05	0,06	10,11
Сумма	95,04	98,69	98,74	97,09	100,54	96,05	100,32	98,89	94,52
F, Ан, %	38,98	82,35	-	57,29	89,90	53,33	78,90	92,86	-
$\chi_{Ca}^{Гр}$	-	20,92	-	-	-	-	19,87	-	-

Компо- нент	Обр. 605/3						Обр. 339/1
	Гр ^ц	Гр ^к	Оп ^ц	Оп ^к	Кл ^ц	Кл ^к	Гр
SiO ₂	35,70	36,20	47,00	47,30	49,10	49,10	35,74
TiO ₂	0,10	Не обн.	0,20	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	19,60	20,00	0,30	0,30	1,10	0,70	20,28
Cr ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,10	0,20	0,30	Не обн.
FeO*	34,80	33,40	43,30	42,90	22,90	21,00	39,35
MnO	1,00	1,40	0,30	0,20	Не обн.	0,30	0,27
MgO	0,80	0,90	8,10	8,70	6,60	7,00	4,95
CaO	7,90	7,90	0,80	0,40	19,50	21,20	1,90
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,50	0,40	Не обн.
K ₂ O	"	"	"	"	Не обн.	Не обн.	"
Сумма	99,90	99,80	100,00	99,90	99,90	100,00	103,49
F, Ан, %	96,00	95,42	75,12	73,40	66,09	63,06	80,07
$\chi_{Ca}^{Гр}$	21,41	21,63	-	-	-	-	5,10

П р и м е ч а н и е . Модальный состав исследованных пород приведен в табл. 30, 33; химический состав обр. 583 и 339/1 — в табл. 42, 44. с — гиперстен-анортитовый симплектит вокруг граната, о — ортопироксеновая кайма вокруг симплектита.

12—14). Гранат неравномерно распределен по породе, поэтому минеральный состав безгранатовых участков приведен в таблице отдельно. Безгранатовые участки сложены гранонематобластовым агрегатом зерен ортопироксена, клинопироксена, плагиоклаза и кварца. Редкие зерна клинопироксена образуют включения внутри ортопироксена. Плагиоклаз имеет анортитовый состав и содержит антипертитовые вроски ортоклаза (см. табл. 32, обр. 583; см. рис. 20, з). Аксессуары представлены ильменитом, сфеном, апатитом, цирконом.

Мафические минералы имеют высокую общую железистость: Gr_{79-82} , Op_{53-57} , Bi_{39} (см. табл. 32, обр. 583). Гранат обладает высокой кальциевостью и относится к кальциево-железо-магнезиальному ряду (см. рис. 20, д).

Насыщенные гранатом участки состоят из порфиробластов граната и гранобластовой ортопироксен-плагиоклаз-кварцевой основной ткани. В них содержится больше кварца и меньше плагиоклаза, чем в безгранатовых участках. Порфиробласты граната окружены двухслойными келифитовыми оболочками: внутренняя оболочка представлена феррогиперстен-анортитовым симплектитом, а внешняя — мономинеральным феррогиперстеном (см. табл. 32, обр. 583). Часто зерна ортопироксена и в симплектитах, и в мономинеральной кайме заключены в тончайшую гранатовую оболочку.

Соотношения между зернами граната, ортопироксена и плагиоклаза свидетельствуют по крайней мере о трех этапах преобразований исходной пироксен-плагиоклаз-кварцевой породы: 1) этапе роста порфиробластов граната; 2) этапе разложения порфиробластов на феррогиперстен и анортит; 3) этапе образования тонких гранатовых кайм между зернами феррогиперстена и анортита. Все эти преобразования можно представить в виде реакции $Op + An = Gr + Kв$, которая на первом и последнем этапах сдвинута вправо, а на промежуточном — влево.

Причиной таких колебаний могут быть вариации PT -условий метаморфизма или изменение активности компонентов. Высокая основность плагиоклаза и присутствие сфена указывают на повышенный потенциал кальция. Неустойчивость клинопироксена и его замещение ортопироксеном (несмотря на высокую кальциевость породы) свидетельствует о высокой температуре метаморфизма. А развитие граната за счет плагиоклаза и пироксена — это признак повышения давления и (или) химического потенциала железа.

3. *Полосчатые железистые кварциты и сланцы* представлены эвлит-ферросалит-магнетит-кварцевыми породами (табл. 33, обр. 303/5). По составу и строению они очень похожи на высокожелезистые кварциты и сланцы, встречающиеся в ортопородах. Выделяются микрополосы существенно магнетитового, кварц-магнетитового, двупироксенового, гранат-двупироксенового, гранат-магнетит-двупироксенового и другого состава. Структура микрополос гранобластовая.

Альмандин представлен как мелкими зернами (0,5—1,0 мм), так и порфиробластами (3—4 мм). Иногда он образует тонкие келифитовые каймы вокруг зерен магнетита, отделяя их от пироксенов и кварца. Пироксены содержат включения магнетита и кварца.

Таблица 33

Количественный минеральный состав высокожелезистых пород, об. %

№ п/п	№ образца	Гр	Оп	Кп	Амф	Би	Н.м.	Пл	Кв
1	303/5	20	42	5	-	1	8	-	24
2	303/6	1	48	16	-	-	18	-	17
3	P53	80	1	-	4г	1	1	6	7
4	338/3	48	-	-	-	1	3	12	36
5	339/1*	63	-	-	-	1	1	-	35
6	339*	55	26	-	-	1	1	-	18
7	355	45	25	-	-	-	5	-	25
8	377/1*	25	60	-	-	-	1	14	-
9	216/1*	25	42	-	-	-	3	-	30
10	P9*	58	34	-	5г	-	1	-	2
11	P97/1	65	2	-	23г	1	1	1	8
12	P52	86	-	-	3г	5	2	-	4

* Отмечены образцы, химические анализы которых приведены в табл. 42, 44.

Примечание. Места отбора образцов: 1, 2, 7, 8 — гора Сыгрантеч; 4, 5, 6 — северный склон горы Юксвуд; 3, 10—12 — южный склон горы Ровквун; 9 — район Мурдозера; г — грюнерит.

4. *Альмандин-кварцевые, альмандин-плагиоклаз-кварцевые, альмандин-элит-кварцевые и альмандин-грюнерит-кварцевые породы* (см. табл. 33, № 3—12) — наиболее распространенные высокожелезистые породы центральнокольского комплекса. Полосчатая текстура этих пород возникает за счет чередования прослоев с различным минеральным составом и вследствие вариации размеров зерен (см. рис. 15). Структура пород гранобластовая.

Мафические минералы обладают высокой железистостью (см. табл. 32, обр. 339/1; см. рис. 20, д). В качестве второстепенных минералов присутствуют магнетит, биотит, амфиболы, сульфиды, графит.

В районе горы Ровквун обнаружена обогащенная биотитом и графитом альмандин-кварцевая порода (см. табл. 33, обр. P52). Здесь же распространены грюнеритсодержащие породы. В богатых пироксеном разностях грюнерит развивается на контакте между гранатом и ортопироксеном. А в богатых грюнеритом породах внутри его зерен часто наблюдаются реликты ортопироксенов. Такие соотношения свидетельствуют о регрессивном наложении грюнерита на несколько более высокотемпературную альмандин-эвлитовую ассоциацию.

3.3.4. Жильные образования

1. *Силлиманит- и гранатсодержащие ортоклазовые граниты* (см. табл. 26, № 10—13) — лейкократовые средне- и крупноблассические породы с массивной текстурой и гранобластовой структурой. В обогащенных кварцем разновидностях присутствует повышенное количество силлиманита (до 7 об.%) (см. табл. 26, обр. 215, 217), который вносит элемент нематобластовой структуры.

Модальный состав гранитов (см. табл. 26, № 10—13) характеризуется небольшим содержанием граната, биотита, силлиманита и вварь-ирующими количествами кварца, антипертитового плагиоклаза и пертитового ортоклаза. Гранат содержит включения кварца, биотита и силлиманита и имеет пироп-альмандиновый состав (см. табл. 28, обр. 386/3; рис. 20, д). Биотит встречается редко и чаще всего приурочен к гранату. Силлиманит образует гломеробластовые скопления.

На контакте плагиоклаза с пертитовым ортоклазом возникают мирмекиты, причем по краям ортоклаза развиваются иголки силлиманита или фибролита. В некоторых зернах плагиоклаза наблюдаются антипертиты замещения. В табл. 28 (обр. 386/3) приведен анализ ортоклазовой «матрицы» и пертитового врослка олигоклаза. Иногда в крупных кристаллах калишпата находятся небольшие фрагменты зерен плагиоклаза.

Возникновение таких структур, очевидно, вызвано замещением плагиоклаза калишпатом. Поскольку в плагиоклазе содержание глинозема выше, чем в ортоклазе, то это приводит к высвобождению некоторого количества алюминия, который связывается в виде силлиманита (иногда фибролита). Скорее всего, эти процессы обусловлены проявлением послемигматитового кислотного выщелачивания [78].

2. *Единичные секущие жилы щелочнополевошпатовых гранитов* представлены мелкобластическими светло-серыми массивными породами с гранобластовой структурой. Они состоят главным образом из калиевого полевого шпата и кварца (см. табл. 26, обр. 237/2, 217/4).

В районе р. Медвежья в этих породах наблюдаются также шпинель, гранат, кордиерит, биотит. Биотит имеет красновато-коричневую окраску. В нем много радиоактивных включений с плеохроичными двориками. Некоторые чешуйки биотита сильно корродированы по краям и разлагаются на шпинель, кордиерит и ортоклаз. Шпинель чаще всего приурочена именно к таким разлагающимся чешуям биотита. В одном случае обнаружен прямой контакт шпинели с кварцем, что указывает на очень высокую температуру минералообразования.

3. *Кордиерит-кварцевая жила* (см. табл. 26, обр. 217/5) имеет крупнобластическое строение, массивную текстуру и гранобластовую структуру.

4. *Жилы гиперстен- и биотитсодержащих плагиогранитов.* Это среднебластические светло-серые, лейкократовые, массивные, гранобластовые породы. Главные минералы плагиогранитов — плагиоклаз, содержащий крупные пятнистые антипертитовые вросстки калишпата, и кварц (см. табл. 26, обр. 395/1). Мафические минералы представлены единичными зернами буровато-коричневого биотита и ортопироксена.

ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА В ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬСКОЙ ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВОЙ ОБЛАСТИ

Исследованная территория включает центральную и краевую (припоясовую) части гранулито-гнейсовой области. В центральной части преобладают парагенезисы, сформировавшиеся в условиях гранулитовой фации. Минеральные ассоциации амфиболитовой фации здесь возникают лишь в связи с гидратацией пироксенов на регрессивном этапе гранулитового метаморфизма. А в локальных поздних зонах пластического сдвига гранулиты подвергаются диафорезу в условиях эпидот-амфиболитовой (биотит-мусковитовой) фации (см. рис. 5).

В краевой зоне гранулито-гнейсовой области, примыкающей к Оленегорскому зеленокаменному поясу, доминируют парагенезисы амфиболитовой и более поздней, эпидот-амфиболитовой, фации (см. рис. 5). В переходной зоне устанавливается регрессивное наложение минеральных ассоциаций амфиболитовой фации на гранулитовые. В направлении к амфиболитовой зоне железистость пироксенов увеличивается, а количество их реликтов резко уменьшается и в собственно амфиболитовой зоне они уже почти не обнаруживаются.

Развитие минеральных ассоциаций эпидот-амфиболитовой фации непосредственно связано с относительно низкотемпературной калиевой гранитизацией, возраст которой датируется как 2,63 млрд лет.

Изучение минеральных парагенезисов и выяснение последовательности их образования свидетельствуют о длительности и многофазности регионального метаморфизма. Метаморфизм сопровождался мигматизацией пород и поэтому в какой-то мере был аллохимическим. Следовательно, возникновение тех или иных минеральных ассоциаций определялось не только давлением, температурой и мольной долей воды во флюиде, но могло зависеть и от активности тех или иных компонентов.

В настоящее время мы наблюдаем минеральные ассоциации, сформировавшиеся на пике и на регрессивной ветви регионального метаморфизма. Информация о прогрессивной ветви полностью стерта последующими процессами. Будем считать, что пироксеновые парагенезисы сформировались на пике гранулитового метаморфизма и относятся к первому этапу. По-видимому, в это же время происходили процессы региональной мигматизации, поскольку в зонах порфиробластеза и в лейкосоме мигматизированных ортопород наблюдаются порфиробласты пироксенов. В локальных зонах пластических сдвигов (зонах повышенной проницаемости флюидов) с этим этапом связано формирование ортопироксен-силлиманитовых, сапфириновых, эклогитоподобных и других парагенезисов — индикаторов высоких P - T -параметров метаморфизма [43, 58, 60, 78].

Второй этап минералообразования ознаменовался регрессивными преобразованиями. В богатых СаО породах они проявились в гидрата-

ции пироксенов и в замещении их биотитом и амфиболом. Здесь важно подчеркнуть, что часть амфиболов и биотитов образовалась еще на первом этапе и находится в равновесии с пироксенами. В эклогитоподобных породах и в жильных гранатсодержащих кварц-полевошпатовых породах на второй стадии происходит разложение гранатов на гиперстен-кордиеритовые, гиперстен-плагиоклазовые, амфибол-плагиоклазовые и другие симплектиты. В бедных СаО глиноземистых гнейсах и калиево-магнезиальных породах наряду с разложением граната на кордиерит-гиперстеновые и кордиерит-ортоклазовые симплектиты наблюдается развитие кордиерита между ортопироксеном и силлиманитом, силлиманитом и кварцем, шпинелью и кварцем и т.д.

Заключительный, третий, этап позднеархейского тектонометаморфического цикла сопровождался диафоретическими преобразованиями в условиях низкотемпературной амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. С ее проявлением, в частности, связано развитие в бедных СаО породах кианита, андалузита и ставролита, а также образование эпидота, мусковита и бурого низкотемпературного биотита в ортопородах.

Ниже приводятся количественные данные по геологической термобарометрии пород Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области. Часть приводимых данных уже публиковалась [5, 102], но полученные автором новые материалы позволяют уточнить сделанные ранее выводы.

4.1. Геотермометрия

Анализы минералов исследованных пород приведены в главе 3, а рассчитанные по ним значения температур и давлений представлены в табл. 34 и 35. Температура вычислялась по двупироксеновым [101, 148, 151], гранат-пироксеновым [115, 121, 148], гранат-биотитовым [75, 116, 143] и гранат-кордиеритовым [75, 143] геотермометрам.

Равновесность изученных минеральных ассоциаций подтверждена строгой корреляцией составов минералов. Например, в работе В.И. Фонарева и др. [102, с. 35, рис. 2] показано, что соотношение составов орто- и клинопироксенов закономерно и отвечает единой изотерме (около 675°C по [101]).

Железистость пироксенов в целом возрастает в ряду пород: метапироксениты, кальциево-магнезиальные плагиогнейсы, основные кристаллосланцы, эндебиты, гранатсодержащие основные кристаллосланцы и железистые кварциты (см. рис. 20, а). Отметим, что пироксены из пород переходной зоны (горы Ровквун, Северная Тундра) являются наиболее железистыми. Составы биотитов варьируют как в пределах одного шлифа, так и в зависимости от состава пород (см. рис. 20, в). Практически в каждом образце биотит гетерогенен как по железистости, так и по содержанию TiO_2 , но оба эти показателя коррелируют между собой [102]. Гранат также заметно гетерогенен по составу, хотя и меньше, чем биотит (см. рис. 20, д). Обычно от центра к краю железистость гранатов возрастает. Неоднородный состав биотита и граната усложняет проведение гранат-биотитовой термомет-

Таблица 34

РТ-параметры метаморфизма, рассчитанные по двупироксеновым и гранат-пироксеновым геотермометрам и гранат-пироксен-плаггиоклаз-кварцевым геобарометрам

№ п/п	№ образца	T, °C (при P 6 кбар)						P, кбар (при T 700°C)			
		Оп+Кп			Гр+Кп		Гр+Оп	ПН		ПЧ	
		ВБ	В	ФГ	ЭГ	В	Х	рКп	рОп	P _{Mg}	P _{Fe}
Веже-тундра — западный берег Мурдозера											
1	171	885	879	737	-	-	-	-	-	-	-
2	169/1	855	908	742	-	-	-	-	-	-	-
3	168/1	816	833	680	-	-	-	-	-	-	-
4	167	965	1049	653	-	-	-	-	-	-	-
5	186/2	855	887	651	-	-	-	-	-	-	-
6	160/2	771	798	682	784	803	749	3,83	5,91	7,54	6,36
		780	814	665	-	-	-	-	-	-	-
7	452	848	895	638	-	-	-	-	-	-	-
8	459	-	-	-	-	-	661	-	3,61	2,28	4,91
9*	460/2	-	-	-	-	-	604	-	4,71	3,15	6,20
		-	-	-	-	-	659	-	5,07	3,51	5,76
Афанасий-тундра — гора Брицкен											
10	580/3	940	900	709	-	-	-	-	-	-	-
11	598	686	675	672	775	781	723	4,60	7,05	8,44	6,82
		906	1010	816	-	-	-	-	-	-	-
12*	583	-	-	-	-	-	684	-	6,17	7,84	6,35
13	231/4	-	-	-	-	-	735	-	-	-	-
		-	-	-	-	-	782	-	-	-	-
14	231/14	-	-	-	-	-	847	-	7,42	6,23	6,88
15*	605/3	797	846	734	574	597	408	-	-	-	-
		726	742	699	580	599	427	-	-	-	-
16	264	730	740	687	-	-	-	-	-	-	-
Волшепахк — Пуйтпахк											
17	301	848	825	672	-	-	-	-	-	-	-
		800	760	664	-	-	-	-	-	-	-
18	362	856	885	688	-	-	-	-	-	-	-
19	388	-	-	-	706	747	-	3,74	-	-	-
20	333	844	851	674	-	-	-	-	-	-	-
21	386/1	-	-	-	-	-	669	-	5,36	7,34	7,32
22	328	-	-	-	-	-	599	-	4,03	5,36	5,83
23*	354/1	744	688	625	-	-	-	-	-	-	-
24*	364	884	879	-	-	-	-	-	-	-	-
Полмыхуйвенч											
25	Ф28/5	-	-	-	-	-	565	-	-	-	-
26	471/2	-	-	-	645	427	-	1,91	-	-	-

Таблица 34 (окончание)

№ п/п	№ образца	T, °C (при P 6 кбар)						P, кбар (при T 700°C)			
		Оп+Кл			Гр+Кл		Гр+Оп	ПН		ПЧ	
		ВБ	В	ФГ	ЭГ	В	Х	рКл	рОп	P _{Mg}	P _{Fe}
Ровквун — Северная Тундра											
27	554	-	-	-	-	-	548	-	6,12	8,83	8,78
28	567/2	796	841	683	600	660	520	2,83	4,08	7,28	7,35
		782	820	662	-	-	-	-	-	-	-
29	538	-	-	-	-	-	480	-	4,87	-	8,83
		-	-	-	-	-	530	-	5,94	-	8,75
30	538/1	774	796	636	-	-	-	-	-	-	-
		807	849	616	-	-	-	-	-	-	-
		779	807	633	-	-	-	-	-	-	-

* Группа парапород.

Примечание. ВБ — [151], В — [148], ФГ — [101], ЭГ — [115], Х — [121], ПН — [136], ПЧ — [135]. рКл — по Гр-Кл-Пл-Кв — геобарометру, рОп — по Гр-Оп-Пл-Кв — геобарометру, P_{Mg} и P_{Fe} — пояснения см. в тексте.

рии. Кордиерит в породах является наиболее магнезиальным минералом, состав его практически постоянен.

Вычисления производились по программе *TRF*, разработанной сотрудниками ИЭМ РАН — В.И.Фонаревым, А.А.Графчиковым, А.Н.Кониловым. Эти исследователи критически проанализировали наиболее используемые геотермометры, сравнив их показания с экспериментальными данными и изучив природные парагенезисы [101, 102]. В результате отобран ряд геотермометров, которыми преимущественно и пользовался автор. При $T < 900^\circ\text{C}$ наиболее надежным является дупироксеновый геотермометр В.И.Фонарева и А.А.Графчикова [101], основанный на новых экспериментальных данных по распределению железа, магния и кальция между пироксенами. Расчетные по нему температуры минералообразования в породах центральнокольского комплекса варьируют от 616 до 816°C при среднем значении $680 \pm 30^\circ\text{C}$ (по 18 анализам) — в гранулитовой зоне и $645 \pm 26^\circ\text{C}$ ($n = 5$) — в зоне перехода к амфиболитовой фации метаморфизма (см. табл. 34). Обращает на себя внимание мощный температурный максимум в интервале 660 — 680°C , резко выделяющийся на фоне слабее выраженного пика в 620 — 640°C и единичных определений в интервале 700 — 820°C без статистически значимого максимума (рис. 30, а).

Поскольку большинство исследователей, изучающих гранулитовые комплексы, продолжает пользоваться полуэмпирическими дупироксеновыми термометрами Б.Вуда, С.Банно [151] и П.Веллса [148], в табл. 34 приводятся результаты расчетов и по этим термометрам. Устанавливаемые по ним средние температуры (830 ± 70 и $840 \pm 100^\circ\text{C}$ ($n = 20$) — для гранулитовой зоны; 790 ± 15 и $820 \pm 25^\circ\text{C}$ ($n = 5$) — для переходной зоны) примерно на 150° выше, чем по [101] (см. табл. 34).

Т а б л и ц а 35

РТ-параметры метаморфизма, рассчитанные по гранат-биотитовым и гранат-кордиеритовым геотермометрам и гранат-кордиерит-силлиманит-кварцевому геотермометру

№ п/п	№ образца	Т, °С (при Р 6 кбар) .					Гр+Крд+Сил+Кв	
		Гр+Би			Гр+Крд		Т, °С	Р, кбар
		Том	ФС	П	Том	П	П	П
Мурдозеро — р. Медвежья								
1*	217/1	592	570	5577	722	694	702	7,58
		613	596	590	750	716	727	8,00
		536	505	537	647	619	630	6,30
		718	726	660	-	-	-	-
2*	217/3	675	676	636	605	595	-	-
		660	655	625	553	544	-	-
		-	-	-	575	570	-	-
		-	-	-	625	610	-	-
		-	-	-	605	590	-	-
3*	460/2	683	687	632	566	563	549	3,06
4*	Д80/1	865	952	747	689	666	657	4,31
5	459	668	667	620	590	574	560	3,07
р. Медвежья — гора Брицкен								
6*	255	613	595	588	611	598	588	3,86
7*	583	541	505	534	-	-	-	-
8	231/4	-	-	-	601	585	570	3,19
		-	-	-	630	603	590	3,49
9	231/14	904	1013	769	-	-	-	-
10	598	605	585	580	-	-	-	-
Волшепак — Пуйтпак								
11*	307	624	610	595	644	625	610	3,23
12*	354	683	687	631	-	-	-	-
		764	801	684	-	-	-	-
13	328	694	703	639	-	-	-	-
Полмыхуйвенч								
14	Ф27/3	610	591	585	-	-	-	-
15	8/3	529	490	530	-	-	-	-
Ровквун-Северная Тундра								
16*	Р59/1	636	625	601	-	-	-	-
17*	Р33	610	593	584	-	-	-	-
		597	574	573	-	-	-	-
18	554	640	630	604	-	-	-	-
		573	545	559	-	-	-	-
19	567/2	599	577	577	-	-	-	-
20	538	572	548	561	-	-	-	-
		570	545	558	-	-	-	-

* Группа парапород.

Примечание. Том — [143], ФС — [116], П — [75].

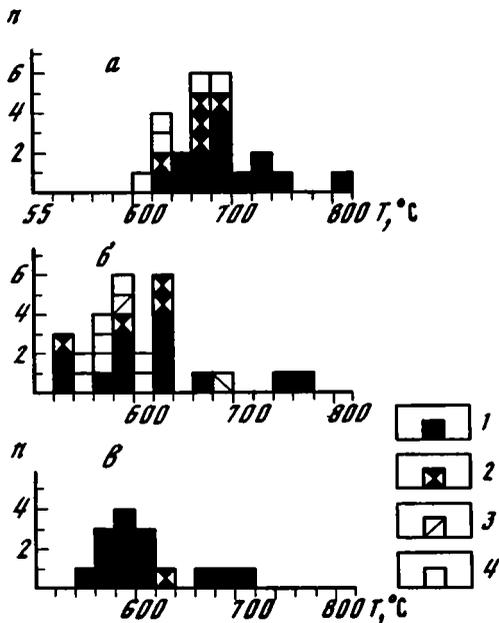


Рис. 30. Температурные оценки по двупироксеновому (а), биотит-гранатовому (б) и кордиерит-гранатовому (в) термометрам [75, 101]

1—4 — образцы: 1 — из центральной части гранулитовой зоны метаморфизма (Веже-тундра, Афанасий-тундра, Мурдозеро), 2 — из восточной части гранулитовой зоны (Волшепах, Сытрангеч, Пуйтапак), 3 — из зоны интенсивных регрессивных преобразований в центральной части района (Полнек-тундра, Подмыхуйвенч), 4 — из западной припоясовой зоны амфиболитовой фации и переходной к ней зоны (Ровквун, Северная Тундра)

Средние температуры, рассчитанные по экспериментально откалиброванным гранат-ортопироксеновому [121] и гранат-клинопироксеновому [115] геотермометрам, в целом хорошо согласуются с данными по двупироксеновому термометру [101], но имеют более высокие среднеквадратичные отклонения.

Гранат-биотитовый геотермометр Л.Л.Перчука и др. [46, 75] по сравнению с другими использовавшимися вариантами [116, 143] дает в среднем более низкие показания при относительно небольших среднеквадратичных отклонениях (см. табл. 35). Большинство значений ниже 640°C . На рис. 30, б видно, что они формируют три четких температурных максимума: $630 \pm 10^{\circ}\text{C}$, $585 \pm 25^{\circ}\text{C}$, $530 \pm 10^{\circ}\text{C}$. Самый высокотемпературный из них совпадает с наиболее низкотемпературным максимумом, фиксируемым по двупироксеновому термометру. Средняя температура по гранат-биотитовому геотермометру [75] для гранулитовой зоны — $610 \pm 10^{\circ}\text{C}$ ($n = 15$) без учета $T > 700^{\circ}\text{C}$, а для амфиболитовой и переходной зон — $580 \pm 20^{\circ}\text{C}$ ($n = 8$).

Парагенезис граната с кордиеритом наблюдается только в гранулитовых зонах. По гранат-кордиеритовым геотермометрам А. Томпсо-

на [143] и Л.Л.Перчука и др. [47, 75] получаются примерно одинаковые значения температур, которые хорошо согласуются с данными гранат-биотитовой термометрии и образуют максимум вблизи 600°C (средняя температура — $590 \pm 25^{\circ}\text{C}$ [75]). Кроме того, гранат-биотитовый и гранат-кордиеритовый термометры дают единичные определения вблизи 690°C , что соответствует главному температурному максимуму, устанавливаемому двупироксеновым термометром [101].

Сравнение температур минералообразования отдельно по орто- и парапородам не выявило особых различий. А сопоставление температур, полученных для различных зон метаморфизма по двупироксеновому и биотит-гранатовому термометрам, показывает, что в гранулитовой зоне она в среднем на $30\text{—}40^{\circ}$ выше, чем в амфиболитовой и переходной зонах. Такое понижение температуры наряду с увеличением железистости мафических минералов и постепенным исчезновением ортопироксена в направлении к Оленегорскому зеленокаменному поясу свидетельствует о зональном проявлении регионального метаморфизма.

Таким образом, произведенные расчеты выявили широкий спектр температур минералообразования. Используемые биминеральные термометры и их разные модификации дают различные интервалы температур, что, по-видимому свидетельствует о многостадийном и импульсном характере регрессивного метаморфизма. Если основываться только на данных гранат-биотитового и двупироксенового геотермометров [75, 101] (по-видимому, наиболее достоверных), то можно выделить не менее пяти этапов минералогенеза (в $^{\circ}\text{C}$): > 700 ; 680 ± 20 ; 630 ± 10 ; 590 ± 25 ; 530 ± 10 .

Самый высокотемпературный этап ($> 700^{\circ}\text{C}$) характеризуется отсутствием четко выраженного максимума и небольшим количеством данных. Он является либо реликтовым, либо ошибочным, поскольку нет полной уверенности в равновесности конкретно тех минеральных пар, которые его фиксируют.

Второй этап лучше всего устанавливается по двупироксеновому термометру [101], хотя имеются и единичные гранат-биотитовые и гранат-кордиеритовые определения. Максимум определений приходится на значение около 680°C (см. рис. 30), которое зафиксировалось не только в собственно орто- и парапородах, но и в синметаморфических образованиях — зонах порфириобластеза, плагноклазитах, эклогитоподобных породах. Следовательно, эта температура отражает условия регионального процесса мигматизации и генетически связанного с ней метасоматоза. По-видимому, значение 680°C можно принять за среднюю фоновую температуру гранулитового метаморфизма в данном регионе.

Третий этап с максимумом проявлений в $630 \pm 10^{\circ}\text{C}$ устанавливается по гранат-биотитовому и двупироксеновому термометрам (см. рис. 30). Возможно, он отражает начало процессов гидратации пироксенов (биотизация, амфиболизация) на регрессивной ветви регионального метаморфизма. В амфиболитовой зоне ни один из этих этапов не выявлен, а в переходной зоне зафиксированы два последних этапа.

Четвертый этап ($590 \pm 25^\circ\text{C}$) очень мощно проявился во всех зонах метаморфизма. Интересно, что с этим этапом связаны температурные максимумы в показаниях как гранат–биотитового, так и гранат–кордиеритового термометра [75], хотя парагенезис граната с кордиеритом встречается только в гранулитовой зоне. По-видимому, кордиерит начинает формироваться еще на втором этапе (см. рис. 30), а обменные равновесия с гранатом прекращаются при температурах, соответствующих уже условиям амфиболитовой фации.

Последний, самый низкотемпературный, этап ($530 \pm 10^\circ\text{C}$) выявляется по единичным данным гранат–биотитовых геотермометров (см. табл. 35). При более низкотемпературных условиях катионный обмен между минералами крайне затрудняется из-за кинетических особенностей.

Итак, если признать проблематичность существования первого этапа и объединить третий и четвертый этапы из-за их близости, то определенно можно говорить всего о трех температурных этапах минералогенеза, что хорошо согласуется с петрографическими наблюдениями.

4.2. Геобарометрия

Проблема точной количественной оценки давления на различных стадиях минералогенеза очень сложна. Однако некоторые предварительные выводы можно сделать уже при анализе парагенезисов минералов. Например, широкое развитие силлиманитсодержащих минеральных ассоциаций в гранулитовой зоне ограничивает верхний предел давлений значением 7,2 кбар при $T = 680^\circ\text{C}$, ибо при более высоких давлениях мы наблюдали бы кианитсодержащие парагенезисы. Точно так же наличие кианит–силлиманит–биотит–гранатовых гнейсов в амфиболитовой зоне свидетельствует о давлениях около 5 кбар при $T = 580^\circ\text{C}$ (рис. 31).

Для количественной оценки давлений автор пользовался Гр—Оп(Кп)—Пл—Кв и Гр—Сил—Крд—Кв геобарометрами [75, 132, 135, 136]. Критический анализ геобарометров, проведенный авторами программы *TRF*, показал, что наиболее достоверные результаты дает Гр—Оп—Пл—Кв-барометр Д.Перкинса, Р.Ньютона [136]. Рассчитанные по нему средние давления при $T = 700^\circ\text{C}$ равны: в гранулитовой зоне — $6,2 \pm 1,2$ кбар ($n = 6$, без учета кордиеритсодержащих ассоциаций); в зоне перехода к амфиболитовой фации — $5,2 \pm 0,9$ кбар ($n = 4$) (см. табл. 34, рис. 31).

Аналогичный геобарометр Д.Перкинса, С.Чиперы [135], откалиброванный по реакциям гроссуляр+пироп+кварц=анортит+энстатит (P_{Mg}) и гроссуляр+альмандин+кварц=анортит+ферросалит (P_{Fe}), дает для этих же зон относительно более высокие показания: $6,9 \pm 0,9$ и $8,3 \pm 0,8$ кбар (среднее по P_{Mg} и P_{Fe} вместе взятым) соответственно. В отличие от данных [136] здесь средние давления в породах гранулитовой зоны оказались ниже, чем в гранулитовых парагенезисах переходной зоны (см. табл. 34), что весьма маловероятно.

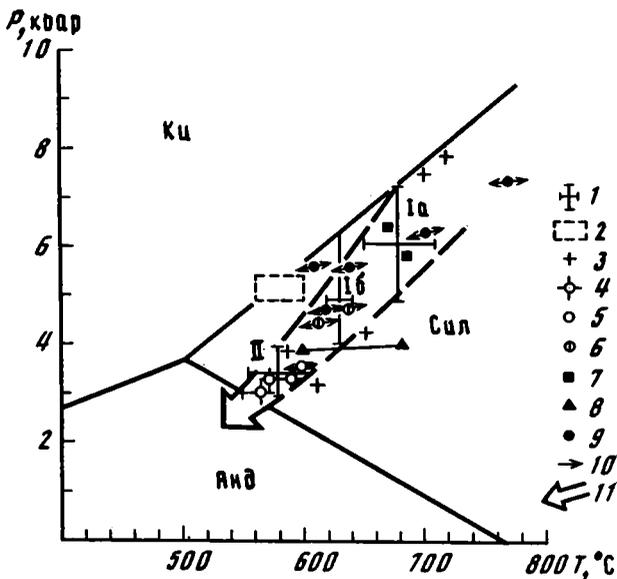


Рис. 31. Эволюция метаморфизма в Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области

1 — средние PT -параметры и интервалы их неопределенности в I, II этапы минералогенеза в гранулитовой (а) и переходной (б) зонах; 2 — то же для амфиболитовой зоны метаморфизма; 3, 4 — Гр-Крд-Сил-Кв-термобарометрия по: 3 — глиноземистым гнейсам, 4 — гранатосодержащим келифитовым кварц-полевошпатовым породам; 5—9 — Гр-Оп-Пл-Кв-барометрия и Оп-Кп, Гр-Би, Гр-Крд-термометрия по: 5 — тем же породам, что и (4), 6 — глиноземистым гнейсам, 7 — эклогитоподобным породам, 8 — гранат-пироксеновым амфиболитам, 9 — эндербитам и плаггиогнейсам; 10 — направление смещения PT -параметров при небольших вариациях температуры (из-за большого разброса температурных оценок); 11 — направление регрессивного тренда метаморфизма

В кордиеритсодержащих породах гранулитовой зоны среднее давление, рассчитанное при $T 700^{\circ}\text{C}$ по [136], равно $4,5 \pm 0,6$ кбар ($n = 3$), по [135] — $4,3 \pm 1,6$ кбар ($n = 3$). Показания Гр-Крд-Сил-Кв-термобарометра [75] представлены двумя группами значений: $3,5 \pm 0,5$ кбар ($n = 7$) при $T_{\text{ср.}} 590^{\circ}\text{C}$, и $P = 7,3 \pm 0,9$ кбар ($n = 3$) при $T_{\text{ср.}} 680^{\circ}\text{C}$ (см. табл. 34, 35). Эти данные хорошо согласуются со значением $4 \pm 0,5$ кбар ($n = 3$), установленным для эклогитоподобных пород гранулитовой зоны по Гр-Кп-Пл-Кв-геобарометру [132] (см. табл. 34).

Полученные геотермобарометрические данные использованы для построения PT -диаграммы (см. рис. 31). При расчете средних PT -параметров регионального метаморфизма на приведенные в табл. 34 значения давлений вводилась температурная поправка, учитывающая реально установленные температуры. Главный этап гранулитового метаморфизма характеризуется параметрами $P_1 = 6,2 \pm 1,2$ кбар, $T_1 = 680 \pm 30^{\circ}\text{C}$; в переходной зоне эти значения равны $5,0 \pm 0,9$ кбар и $645 \pm 25^{\circ}\text{C}$ (по данным [101, 136]). Рассчитанный по ним средний геотермический градиент составляет примерно $31^{\circ}/\text{км}$ и $36^{\circ}/\text{км}$ соот-

ветственно. Из-за отсутствия надежных геобарометров давление в амфиболитовой зоне устанавливается лишь по наличию в ней кианит-силлиманитовых минеральных ассоциаций. При $T_{cp} = 580 \pm 20^\circ\text{C}$ оно может быть принято за 5,3 кбар (см. рис. 31). Величина геотермического градиента при этом совпадает со значением в гранулитовой зоне — $31^\circ/\text{км}$.

Второй этап метаморфизма в гранулитовой зоне происходил при $P_2 = 3,5 \pm 0,5$ кбар, $T_2 = 590 \pm 24^\circ\text{C}$, средний градиент — около $48^\circ/\text{км}$. Задача количественной оценки давления на втором этапе в зоне амфиболитовой фации и на третьем этапе в регионе в целом пока невыполнима из-за отсутствия соответствующих геотермобарометров.

Итак, гранулиты Центрально-Кольской области сформировались в условиях умеренных давлений и при более низком геотермическом градиенте, чем относительно низкотемпературные и малоглубинные минеральные ассоциации регрессивного этапа [68].

4.3. Флюидный режим

Известно, что в породах гранулитовой фации кварц и полевые шпаты содержат флюидные включения, представленные почти чистой углекислотой [114, 120, 125, 133]. При повышенной доле CO_2 во флюидной фазе поле гранулитовой фации должно сместиться в сторону низких температур [14, 137]. Это связано с тем, что при уменьшении активности воды реакции дегидратации должны осуществляться при относительно меньших температурах. В таких низкотемпературных условиях небольшие вариации состава флюида могут вызвать увеличение активности воды и привести к смене гранулитовых минеральных ассоциаций амфиболитовыми [14].

Активность воды в метаморфическом флюиде рассчитывается по равновесиям: $\text{Фл} + 3\text{Кв} = 1,5\text{Эн} + \text{Сан} + \text{H}_2\text{O}$ — в чарнокитах; и $\text{Амф} - \text{Кп} + \text{Оп} + \text{Пл} + \text{H}_2\text{O}$ — в основных породах гранулитовой фации (рис. 32).

Равновесие $\text{Би} - \text{Кв} - \text{Оп} - \text{Орт} - \text{H}_2\text{O}$ изучено экспериментально Д.Вонессом, Ф.Доджем [150] и С.Бойленом и др. [109]. В модельной системе $\text{K}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ линии моновариантных равновесий пересекаются при 780°C и ограничивают верхний предел существования чарнокитового парагенезиса $\text{Оп} + \text{Кпш}$ значением $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,7$ кбар (по [127]). Р.Ньютон, Э.Хенсен [131], основываясь на модели идеального смешения CO_2 и H_2O , рассчитали положение линий моновариантного распада флогопита для $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{общ}}$. Если исходить из того, что в центральнокольских гранулитах $P = 5 - 7$ кбар и $T = 600 - 700^\circ\text{C}$, то, как это видно на рис. 32, $X_{\text{H}_2\text{O}}$ имеет значение меньше 0,2. Экспериментальные данные по стабильности роговой обманки в мафических системах при $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{общ}}$ [110] и расчеты линий равновесия $\text{Амф} - \text{Кп} - \text{Оп} - \text{Пл} - \text{H}_2\text{O}$ при $X_{\text{H}_2\text{O}} < 1$ [131] дают аналогичные результаты (см. рис. 32).

Кроме того, наличие графита в некоторых разновидностях глиноземистых гнейсов центральнокольского комплекса свидетельствует о низком потенциале кислорода во время метаморфизма, а присутствие

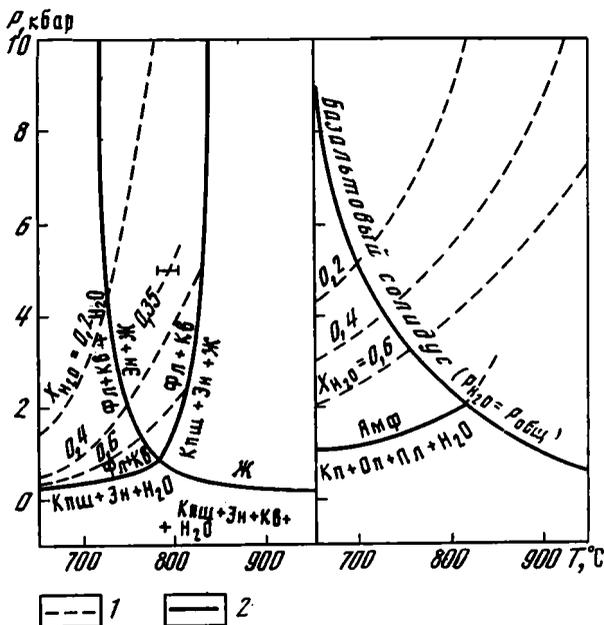


Рис. 32. Устойчивость ассоциации флогопит + кварц в системе $K_2O-Al_2O_3-MgO-SiO_2-H_2O$ и роговой обманки — в мафической системе по экспериментальным данным (по: [131])

1 — линии реакций распада роговой обманки и флогопита с кварцем, рассчитанные для $X_{H_2O} < 1$; 2 — положение реакции распада ассоциации флогопит+кварц при $X_{H_2O} = 0,35$ (по: [109])

кальцита в скарноподобных породах и силлиманититах указывает на высокую активность углекислого газа во флюиде.

Следовательно можно полагать, что в центральной части Кольского полуострова гранулитовый метаморфизм происходил при небольшой активности воды. Это подтверждается и расчетами по Оп-Мт-Кв-геооксометру, согласно которым летучесть кислорода в железистых кварцитах Афанасий-тундры имеет значение $lg f_{O_2} = -(16,88 \pm 0,12)$, а активность воды во флюиде оценивается как $a_{H_2O} < 0,25-0,30$ (В.И.Фонарев и др., устное сообщение).

Таким образом, вся совокупность имеющихся прямых и косвенных данных свидетельствует о восстановленности флюида и низкой активности воды в нем в процессе гранулитового метаморфизма.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОКОЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА

5.1. Ортопороды и связанные с ними синметаморфические образования

Химический состав изученных ортопород и связанных с ними синметаморфических образований приведен в табл. 36—41¹.

Петрогенные элементы. Составы собственно ортопород варьируют от ультраосновного до кислого, причем количественно преобладают эндербиты тоналитового состава. Из-за весьма незначительного развития пород андезито-базальтового состава описываемый чарнокитовый комплекс является бимодальным.

Это хорошо видно на вариационных диаграммах Харкера (рис. 33), из которых следует также, что содержания TiO_2 , $FeO+Fe_2O_3$, MnO , MgO и CaO в ортопородах и синметаморфических выплавках лейкократовых эндербитов связаны отрицательной линейной корреляцией с SiO_2 и характеризуются трендами фракционирования известково-щелочного типа. Концентрации этих элементов закономерно уменьшаются от основных кристаллосланцев и амфиболитов к эндербитам и плагиогнейсам. В эту закономерность не вписываются метапироксениты-кумуляты, эклогитоподобные породы (обогащенные CaO), плагиоклазиты и калиево-магнезиальные породы.

Количество щелочей с ростом кремнекислотности увеличивается, причем большинство ортопород имеет ярко выраженную натриевую специализацию (рис. 34) и характеризуется нормальной щелочностью [38]. Лишь наиболее биотизированные амфиболиты и кристаллосланцы имеют повышенную щелочность и заметно более высокое содержание калия. В целом ортопороды амфиболитовой фации более калиевые, чем гранулиты, хотя по остальным петрогенным элементам заметных различий нет (рис. 35, см. рис. 33, 34).

Монцонито-гнейсы и калиево-магнезиальные породы резко отличаются от собственно ортопород своим субщелочным, калиевым химизмом. Причем в силлиманит-ортопироксеновых и сапфириновых породах значения K_2O и K_2O+Na_2O заметно ниже, чем в монцонито-гнейсах и биотит-ортопироксеновых калиево-магнезиальных породах (см. рис. 33, 34; табл. 41).

¹ Анализы главных петрогенных элементов выполнены в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН. Редкие и рассеянные элементы анализировались в Бронницкой геолого-геохимической экспедиции ИМГРЭ старшим научным сотрудником С.М.Ляпуновым. Редкоземельные элементы, Th, Hf, Ta, Nb, Cr, Sc, Co определялись по методикам нейтронно-активационного анализа, Rb, Sr, Ba, Zr — с помощью флюоресцентного рентгено-радиометрического метода.

Таблица 36

Содержание главных и рассеянных элементов в ортопородах и связанных с ними синметаморфических образованиях

Компонент	1	2	3	4	5	6
	171	186/1	163/2	169	452/1	386
SiO ₂	50,70	49,51	50,16	52,81	54,73	57,13
TiO ₂	0,43	0,97	1,10	0,74	0,81	0,68
Al ₂ O ₃	2,96	17,46	14,21	14,82	17,68	18,95
Fe ₂ O ₃	3,80	6,31	5,59	5,15	0,94	1,97
FeO	9,16	4,47	6,82	6,01	7,73	5,33
MnO	0,21	0,14	0,21	0,17	0,24	0,15
MgO	19,48	5,27	6,82	5,52	3,75	2,77
CaO	11,18	9,34	10,35	9,17	9,26	7,27
Na ₂ O	0,68	4,46	2,89	4,35	2,96	4,08
K ₂ O	0,43	0,76	0,84	0,80	0,74	0,88
P ₂ O ₅	0,10	0,23	0,05	0,14	0,13	0,14
ППП	0,40	0,54	0,51	0,49	0,59	0,29
Сумма	99,53	99,66	99,55	100,17	99,56	99,64
La	3	-	13	11	20	20
Ce	7,10	-	28	30	48	46
Sm	1,20	-	3,10	5,10	7	4,8
Eu	0,35	-	1,20	1,30	1,6	1,4
Tb	0,26	-	0,73	1,10	0,77	0,79
Yb	0,58	-	2,80	3,90	2,6	2,8
Lu	0,09	-	0,42	0,52	0,41	0,44
Rb	14	9	< 10	5	10	< 10
Sr	24	450	160	360	360	220
Ba	50	210	150	130	250	240
Hf	< 1	-	1,2	2,8	1,7	4,6
Zr	7	61	32	110	76	170
Ta	0,16	-	0,42	0,37	0,23	0,51
Nb	< 10	-	< 10	24	< 5	6
Th	< 2	-	< 2	< 2	< 1	< 0,7
Y	< 20	-	< 20	75	32	20
Sc	40	-	47	36	28	28
Co	95	28	42	37	33	36
Cr	3520	75	200	63	94	61
Ni	640	72	127	88	150	70
V	150	200	231	240	72	110
K/Rb	255	701	> 697	1328	614	> 731
Rb/Sr	0,58	0,02	< 0,06	0,01	0,03	< 0,05
(La/Yb) _N	3,5	-	3,1	1,9	5,2	4,8
(Tb/Yb) _N	2,0	-	5,6	1,2	1,3	1,2

Т а б л и ц а 3 6 (продолжение)

Компонент	7	8	9	10	11	12
	386/1	520/1	240	500	520	160/2
SiO ₂	63,73	46,33	52,23	63,28	58,87	48,00
TiO ₂	0,69	0,67	0,52	0,41	0,58	0,72
Al ₂ O ₃	15,47	15,45	16,68	15,60	16,41	15,01
Fe ₂ O ₃	3,70	3,56	4,04	2,20	2,11	1,68
FeO	4,55	8,19	5,21	3,32	4,29	8,86
MnO	0,17	0,21	0,17	0,07	0,05	0,30
MgO	1,59	8,57	7,84	2,89	4,22	7,71
CaO	5,73	11,69	7,90	5,40	7,36	14,72
Na ₂ O	3,00	2,84	3,33	4,10	3,75	1,10
K ₂ O	0,85	0,63	1,35	1,81	1,72	0,18
P ₂ O ₅	0,14	0,01	0,02	0,03	0,01	0,13
ППП	0,24	1,38	0,63	0,59	0,34	0,58
Сумма	99,86	99,53	99,92	99,67	99,71	98,99
La	24	2,2	8,4	20	24	1,2
Ce	47	8,2	19	38	44	4,3
Sm	4,7	1,8	2,2	4,00	3,30	1,50
Eu	1,3	0,66	0,68	0,93	0,66	0,56
Tb	0,96	0,48	0,42	0,73	0,62	0,50
Yb	4,0	1,60	0,98	2,30	1,30	2,50
Lu	0,53	0,27	0,17	0,36	0,21	0,47
Rb	23	18	40	43	43	7
Sr	280	160	140	260	300	150
Ba	530	18	340	310	380	5
Hf	6,2	1,3	2,4	3,3	6,5	< 0,4
Zr	200	48	78	85	150	14
Ta	0,48	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Nb	9	1,4	4	5,7	4,6	8
Th	< 0,7	1,5	2,4	2,2	5,6	< 0,6
Y	30	25	13	23	16	22
Sc	19	45	22	13	15	72
Co	18	50	37	15	23	52
Cr	< 10	280	240	30	80	340
Ni	24	224	290	73	158	86
V	74	252	125	53	93	222
K/Rb	307	289	280	349	332	213
Rb/Sr	0,08	0,11	0,29	0,17	0,14	0,05
(La/Yb) _N	4,1	0,93	5,8	5,9	12,5	0,32
(Tb/Yb) _N	1,1	1,3	1,9	1,4	2,1	0,88

Таблица 36 (продолжение)

Компонент	13	14	15	16	17	18
	231/14	212	0163	169/3	406	306
SiO ₂	66,52	70,29	67,54	73,63	62,03	43,99
TiO ₂	0,60	0,51	0,57	0,08	0,17	1,21
Al ₂ O ₃	16,36	14,48	13,90	14,68	20,53	5,56
Fe ₂ O ₃	1,73	2,46	2,85	1,05	1,48	4,43
FeO	2,79	1,50	3,31	0,80	1,47	14,58
MnO	0,04	0,03	0,08	0,01	0,05	0,20
MgO	1,38	0,60	2,09	0,27	0,75	25,03
CaO	4,61	4,35	3,84	3,65	6,55	1,83
Na ₂ O	4,12	4,41	4,45	4,86	5,55	0,47
K ₂ O	1,05	0,91	1,07	1,10	1,22	1,26
P ₂ O ₅	0,14	0,07	0,08	0,01	0,07	0,02
ППП	0,34	0,23	0,25	0,15	0,34	0,82
Сумма	99,68	99,84	100,03	100,29	100,21	98,58
La	27	13	9,7	11	19	11
Ce	51	21	17	16	32	24
Sm	3,80	1,40	1,30	0,54	1,40	4,5
Eu	0,92	0,81	0,61	0,69	1,10	0,75
Tb	0,41	0,20	0,21	0,03	0,12	0,53
Yb	0,92	0,47	0,47	0,12	0,24	1,20
Lu	0,15	0,06	0,07	0,01	0,03	0,18
Rb	23	7	18	17	27	76
Sr	420	250	350	340	1100	210
Ba	320	300	320	360	370	270
Hf	3,2	4,3	2,0	2,8	2,2	2,4
Zr	100	110	53	74	84	110
Ta	0,36	0,13	0,10	0,02	0,08	0,55
Nb	4,7	15	4	< 10	< 10	11
Th	2,6	< 0,5	0,7	0,3	4,0	1,3
Y	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	27
Sc	7,6	4,3	9,5	0,44	1,6	35
Co	11	6,3	13	1	5	110
Cr	16	10	43	4	19	1900
Ni	20	15	-	5	18	1395
V	55	21	-	7	13	217
K/Rb	379	1079	493	537	375	138
Rb/Sr	0,05	0,03	0,05	0,05	0,02	0,36
(La/Yb) _N	19,9	18,7	13,9	61,9	53,6	6,2
(Tb/Yb) _N	2,0	1,9	2,0	1,1	2,2	1,9

Таблица 36 (окончание)

Компонент	19	20	21	22	23
	452/2	231/5	231/10	231	333
SiO ₂	49,95	62,94	50,06	58,18	56,46
TiO ₂	1,06	0,64	0,79	0,52	0,58
Al ₂ O ₃	16,57	16,88	18,15	17,69	15,41
Fe ₂ O ₃	1,89	2,00	3,05	2,08	1,93
FeO	7,26	3,29	5,18	2,58	4,89
MnO	0,18	0,04	0,11	0,06	0,08
MgO	6,69	9,05	13,56	8,06	4,62
CaO	9,66	0,81	2,35	1,28	5,06
Na ₂ O	2,96	1,16	2,08	1,92	4,25
K ₂ O	2,65	2,44	3,16	6,10	5,59
P ₂ O ₅	0,10	0,02	0,06	0,06	0,11
ППП	0,78	0,69	1,21	0,94	0,72
Сумма	98,97	99,96	99,76	99,47	99,70
La	18	32	67	22	110
Ce	45	64	130	48	200
Sm	7,1	5,0	9,3	3,6	12,0
Eu	1,70	0,84	1,30	1,20	3,20
Tb ¹	0,78	0,49	0,71	0,47	0,84
Yb	1,50	0,73	0,60	0,93	1,80
Lu	0,23	0,12	0,08	0,13	0,26
Rb	79	54	190	160	160
Sr	500	9	220	41	1600
Ba	490	120	520	330	1300
Hf	1,4	3,8	3,9	3,7	12,0
Zr	72	150	160	89	470
Ta	0,12	0,27	0,81	0,17	0,11
Nb	5	8	9	10	5
Th	1,0	6,5	16,0	3,7	24,0
Y	28	-	-	-	-
Sc	31	11	15	11	15
Co	40	15	28	14	21
Cr	68	15	14	10	98
Ni	147	30	45	22	310
V	153	135	93	48	116
K/Rb	278	375	138	316	290
Rb/Sr	0,16	6,00	0,86	3,90	0,10
(La/Yb) _N	8,1	29,6	75,5	16,0	41,3
(Tb/Yb) _N	2,3	3,0	5,2	2,2	2,1

Примечание. 1—11 — группа I; 1—7 — породы гранулитовой фации, 8—11 — породы амфиболитовой фации; 12 — группа III; 13—17 — группа II; 18, 19 — недепле-тированные гранулиты группы F; 20—22 — группа IV (калиево-магнезиальные поро-ды); 23 — пироксеновый монзонито-гнейс. Здесь и далее содержания окислов в мас. %, а редких элементов — в г/т.

Судя по нормативной диаграмме О'Коннора [134] эндербиты, плагиогнейсы, плагиоклазиты и плагиограниты соответствуют тоналитам, типичным для тоналит-гранодиоритовых серий архейских гранит-зеленокаменных и высокометаморфизованных областей (см. рис. 35). По классификации чарнокитоидов А.Штрекайзена [140, 141], эти породы соответствуют эндербитам (гиперстеновым тоналитам), чарноэндербитам (гиперстеновым гранодиоритам) и анортозитам.

На диаграммах $\text{SiO}_2\text{—FeO}^*/\text{MgO}$ и $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})\text{—FeO}^*\text{—MgO}$ ортопороды образуют несколько «размытый» тренд, наиболее кремнекислая составляющая которого представляет собой известково-щелочной тренд, а метапироксениты, эклогитоподобные породы и часть основных гранулитов и амфиболитов пересекают границу известково-щелочной и толеитовой серий и оказываются уже в поле толеитовых составов [68, 129] (рис. 36, 37). Такой тренд характерен для многих гранулитовых областей [87, 88, 94, 95, 118, 120, 124, 146, 147].

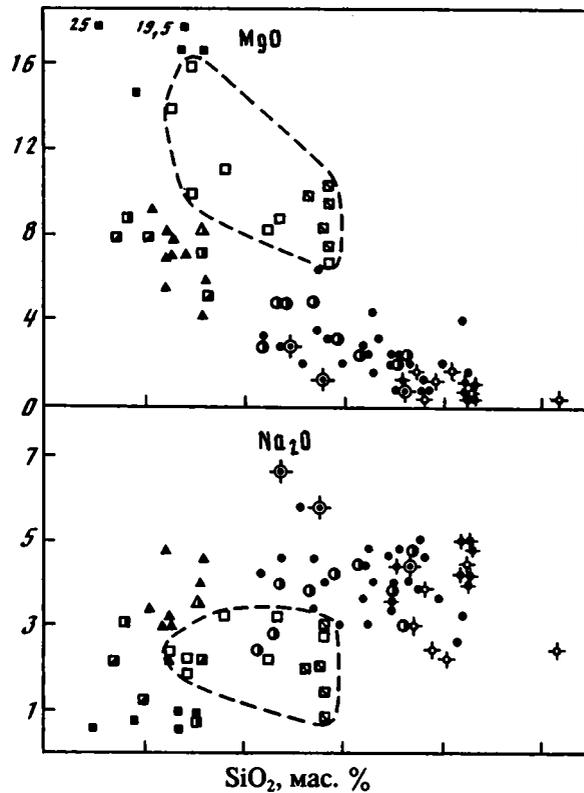
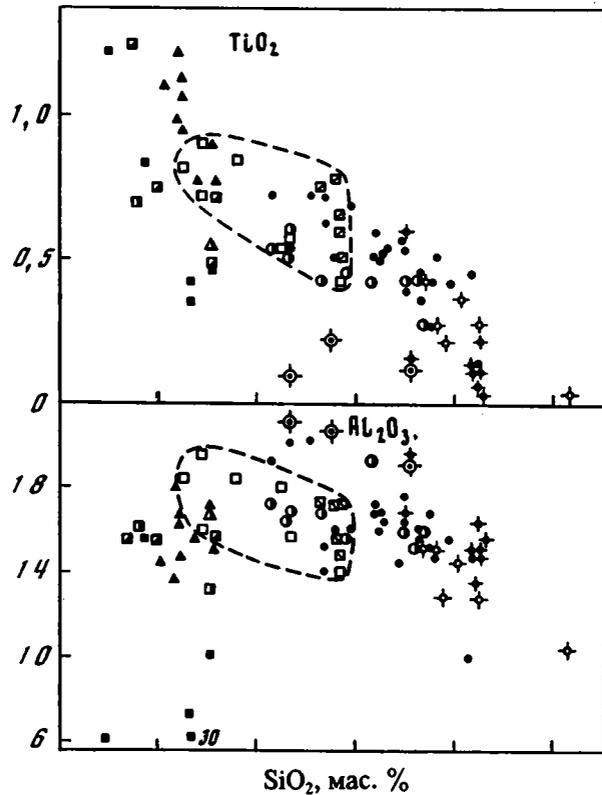
K, Rb, Th и Sr. В настоящее время установлено, что большинство пород гранулитовой фации имеет крайне низкие концентрации крупноионных элементов — особенно *K, Rb, Th, U, Cs* [87, 94, 95, 111, 114, 123—125, 142, 146, 147, 149]. В качестве индикатора степени истощения этими элементами обычно используют отношение *K/Rb*. В породах, метаморфизованных в амфиболитовой фации, *K/Rb*-отношения варьируют в среднем от 200 до 350, что почти совпадает с типичными верхнекоровыми значениями [57, 111]. Породы гранулитовой фации имеют очень высокие *K/Rb*-отношения (в среднем около 600) [111 и др.].

В чарнокитовом комплексе Центрально-Кольской области *K/Rb*-отношения варьируют от 210 до 1330, причем большинство собственно ортопород имеют высокие отношения (> 500) и образует на диаграмме *K—Rb* «деплетированный гранулитовый тренд», названный так Б.М. Джаном (1989г.) (рис. 38). Он характеризуется такими же *K/Rb*-отношениями, что и тренд, установленный Д.М.Шоу [138] для океанических толеитов (ОТ), но последний намного беднее калием. Породы, образующие *DGT*, крайне обеднены *Rb, Th* и в меньшей степени — *K* (см. табл. 36). Ортопороды амфиболитовой фации и небольшая часть биотизированных и амфиболитизированных гранулитов обладает недеплетированными геохимическими характеристиками. *K/Rb*-отношения в них близки к главному тренду Д.М.Шоу [138] (см. рис. 38, *MT*). Калиево-магнезиальные породы обогащены как *K*, так и *Rb*, имеют несвойственные гранулитам низкие *K/Rb* и высокие *Rb/Sr*-отношения (см. табл. 36).

Поскольку *Sr* в процессе метаморфизма менее подвижен, чем *Rb*, деплетированные гранулиты имеют очень низкие *Rb/Sr*-отношения ($< 0,05$). В недеплетированных гранулитах и породах амфиболитовой фации эти значения значительно выше ($< 0,58$), а в калиево-магнезиальных породах — достигают 0,86—6 (см. табл. 36).

Редкоземельные элементы (РЗЭ) и другие элементы-примеси. Имеющиеся в нашем распоряжении геохимические и приведенные в предыдущих главах геологические и петрологические данные позво-

MAC. %



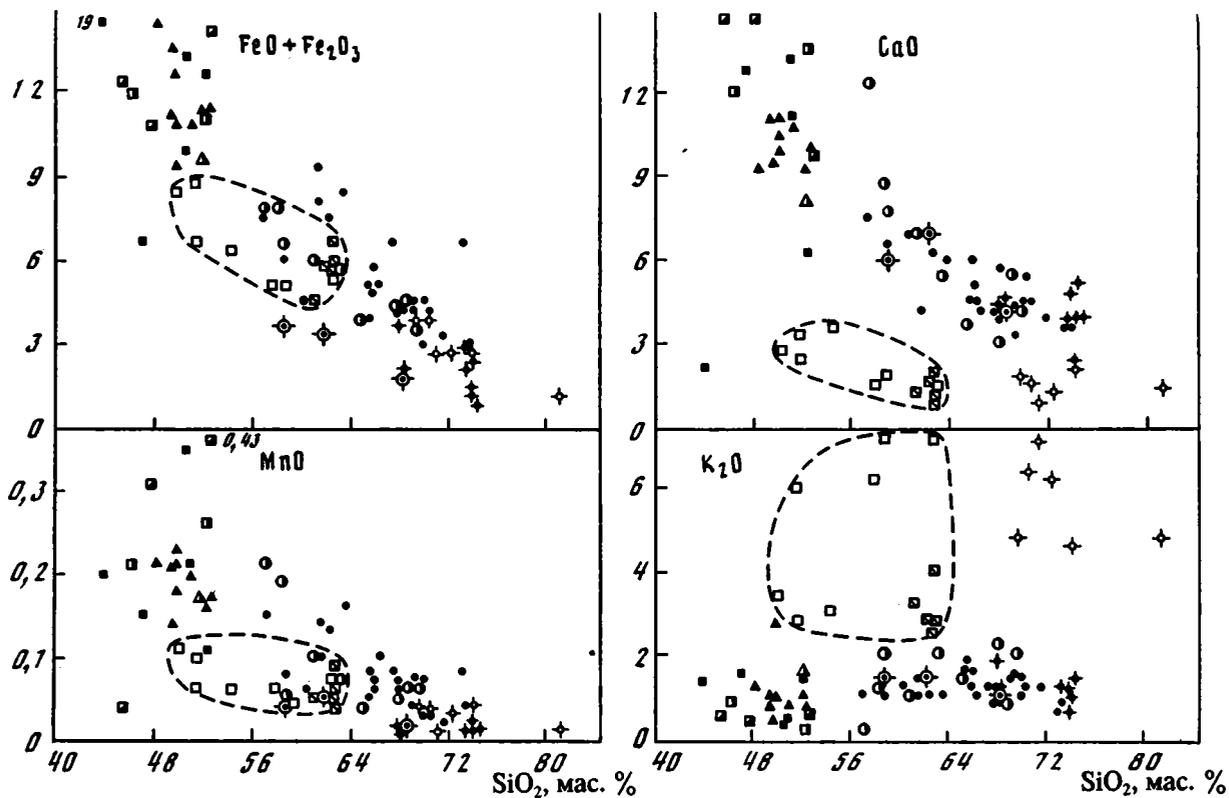


Рис. 33. Распределение главных петрогенных окислов в ортопородах и связанных с ними синметаморфических образованиях
Условные обозначения см. на рис. 20

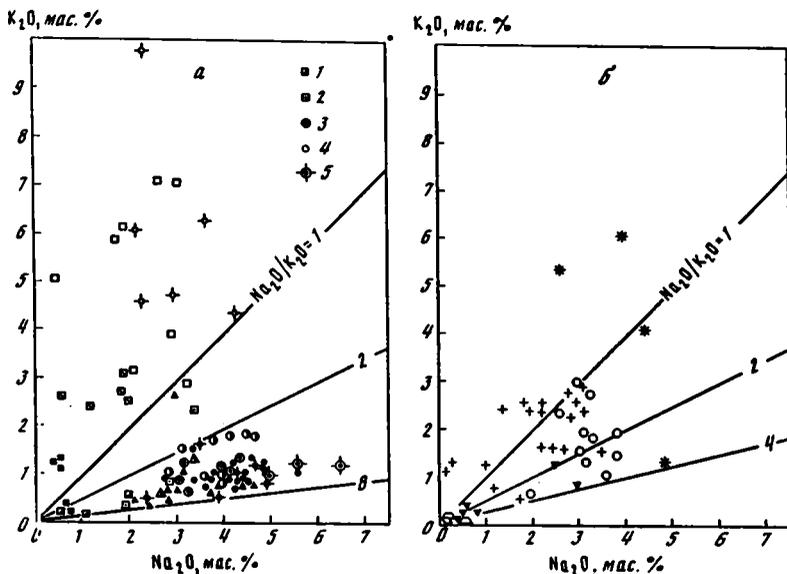


Рис. 34. Соотношения K_2O и Na_2O в орто- (а) и парапородах (б) и связанных с ними синметаморфических образованиях

1 — эклигитоподобные породы; 2 — гранатсодержащие основные гранулиты; 3 — гранатовые эндробиты; 4 — безгранатовые эндробиты; 5 — плагиоклазиты
Остальные условные обозначения см. на рис. 20

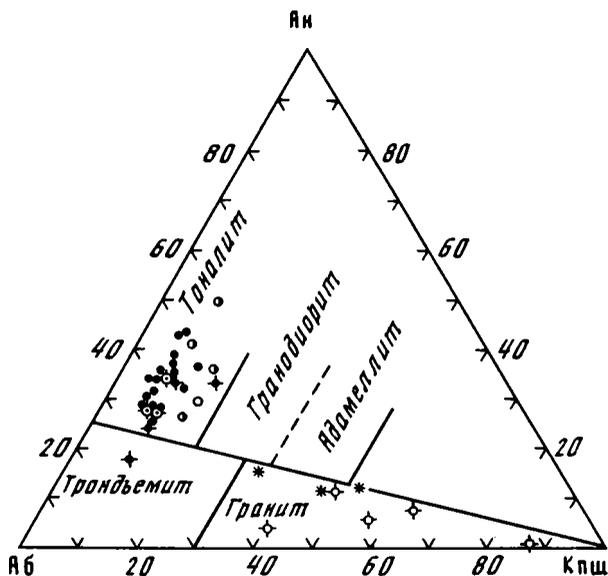


Рис. 35. Нормативная диаграмма Аб-Ан-Орт. Поля нанесены по [134].
Условные обозначения см. на рис. 20

Таблица 37
Петрогенные элементы в метапироксенитах (1—3)
и основных кристаллосланцах (4—9)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	183	301	262	163/2	169/1	193	246/1	252	328/1
SiO ₂	50,96	52,50	47,20	50,16	51,10	52,42	53,84	49,94	48,23
TiO ₂	0,32	0,48	0,82	1,10	0,76	0,88	0,77	0,96	1,08
Al ₂ O ₃	6,82	9,69	15,18	14,21	15,11	16,90	16,30	16,09	13,86
Fe ₂ O ₃	2,20	3,63	1,26	5,59	2,37	4,12	4,76	3,42	4,34
FeO	7,45	8,54	4,91	6,82	8,22	6,59	6,56	7,23	9,71
MnO	0,35	0,11	0,15	0,21	0,20	0,16	0,22	0,23	0,21
MgO	16,46	16,41	14,21	6,82	6,97	4,06	3,86	7,70	8,70
CaO	12,83	5,94	12,66	10,35	10,39	8,96	9,56	10,85	8,96
Na ₂ O	0,75	0,56	0,54	2,89	2,85	3,85	2,42	2,04	3,14
K ₂ O	0,23	1,15	1,34	0,84	0,55	0,78	0,35	0,40	1,09
H ₂ O ⁻	1,25*	0,16	1,29*	0,26	1,09*	0,72*	0,21	0,74*	0,17
H ₂ O ⁺	-	0,09	-	0,25	-	-	0,04	-	0,86
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,28	0,05	0,15	0,10	0,19	0,06	0,03
Сумма	99,69	99,33	99,84	99,55	99,76	99,54	99,08	99,66	100,38
f, %	35,42	41,84	29,84	63,47	59,76	71,72	73,75	57,24	61,01

* Здесь и далее вместо «горной влажности» приведено значение ППП (потери при прокаливании).

Таблица 38
Петрогенные элементы в мезократовых (1—5) и лейкократовых эндрбитах (6—14), плагиоклазитах (15, 16) и гиперстенсодержащих кварц-плагиоклазовых породах (17—21)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
	167	169/2	186/2	300/2	4	163	165
SiO ₂	58,72	61,58	60,22	62,23	62,96	73,58	70,12
TiO ₂	0,54	0,68	0,68	0,47	0,50	0,08	0,42
Al ₂ O ₃	19,52	14,87	19,89	15,55	15,20	14,50	14,64
Fe ₂ O ₃	1,96	3,45	1,65	2,47	3,64	0,64	2,93
FeO	3,84	4,34	2,55	4,61	3,77	1,94	1,34
MnO	0,08	0,10	0,06	0,13	0,07	0,04	0,07
MgO	2,60	3,05	1,54	2,89	1,74	1,34	0,99
CaO	6,43	6,67	6,54	6,30	6,34	3,39	5,09
Na ₂ O	4,35	4,45	5,54	3,70	4,24	3,20	3,65
K ₂ O	0,82	0,76	1,04	0,81	0,70	0,61	0,74
H ₂ O ⁻	0,59*	0,12	0,21	0,18	0,06	0,31*	0,06
H ₂ O ⁺	-	0,03	0,03	0,31	0,33	-	Не обн.
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,08	0,09	0,12	0,09	0,08
Сумма	99,61	100,26	100,03	99,74	99,65	99,72	100,13
f, %	68,31	70,94	72,38	70,28	80,16	65,25	80,07

Т а б л и ц а 38 (окончание)

Компо- нент	8	9	10	11	12	13	14
	168	194	205	221	231/3	231/9	379
SiO ₂	66,32	67,80	69,16	66,02	65,62	71,66	69,93
TiO ₂	0,50	0,39	0,36	0,51	0,58	0,38	0,27
Al ₂ O ₃	16,01	16,18	15,35	16,24	16,60	15,40	16,29
Fe ₂ O ₃	1,78	1,27	1,26	1,74	1,50	1,60	1,42
FeO	3,16	2,54	2,99	2,69	2,05	1,26	1,20
MnO	0,10	0,06	0,04	0,06	0,05	0,02	0,03
MgO	2,85	0,42	1,10	3,91	1,89	1,43	0,59
CaO	3,95	5,49	3,02	4,15	5,81	3,74	4,11
Na ₂ O	3,75	3,90	4,26	2,74	3,32	3,38	4,84
K ₂ O	0,73	1,10	1,30	0,92	1,52	0,92	1,15
H ₂ O ⁻	0,47*	0,30*	0,64*	0,47*	0,46*	0,18*	0,14
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	-	0,01
P ₂ O ₅	0,27	0,16	0,15	0,15	0,21	0,08	0,02
Сумма	99,89	99,61	99,63	99,60	99,61	100,05	100,00
f, %	62,56	89,76	78,94	52,12	64,27	65,38	80,77

Компо- нент	15	16	17	18	19	20	21
	186	211/1	172	183/1	193/1	328/2	591/3
SiO ₂	59,00	68,60	70,00	68,58	74,16	73,16	74,43
TiO ₂	0,09	0,10	0,06	0,15	0,10	0,41	0,01
Al ₂ O ₃	20,99	18,65	16,93	18,75	14,81	9,52	15,12
Fe ₂ O ₃	1,37	0,23	0,20	0,54	0,93	1,84	0,22
FeO	2,03	1,32	0,62	1,01	1,10	4,50	0,51
MnO	0,04	0,01	0,01	0,01	0,02	0,08	0,01
MgO	2,51	0,59	0,33	0,67	0,43	3,72	0,17
CaO	5,69	3,84	3,74	4,32	2,08	3,27	3,75
Na ₂ O	6,48	4,80	3,85	4,18	4,82	2,37	4,70
K ₂ O	1,19	1,00	0,50	1,04	0,90	0,49	1,19
H ₂ O ⁻	0,28	0,40*	0,35*	0,27*	0,28*	0,04	0,06
H ₂ O ⁺	0,07	-	-	-	-	0,38	0,17
P ₂ O ₅	0,09	0,06	0,07	0,05	0,05	0,01	0,01
Сумма	99,83	99,60	99,66	99,57	99,68	99,79	100,35
f, %	56,52	72,13	70,80	69,07	81,83	62,33	80,64

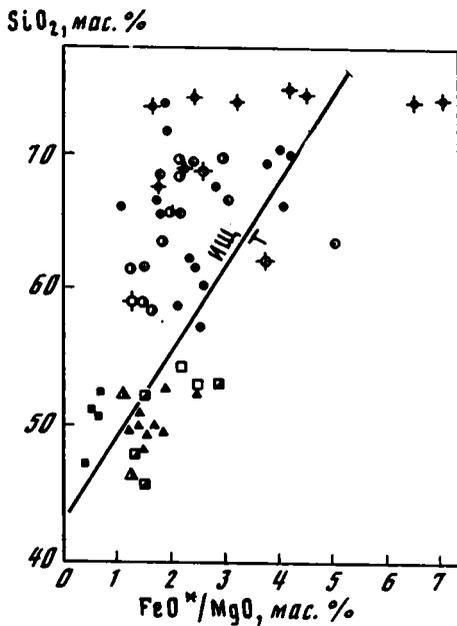


Рис. 36. Диаграмма $\text{SiO}_2\text{—FeO}^*/\text{MgO}$ (по [129]) для ортопород центральнокольского комплекса. Состав: ИЩ — известково-щелочной и Т — толеитовый. Условные обозначения см. на рис. 20, 34

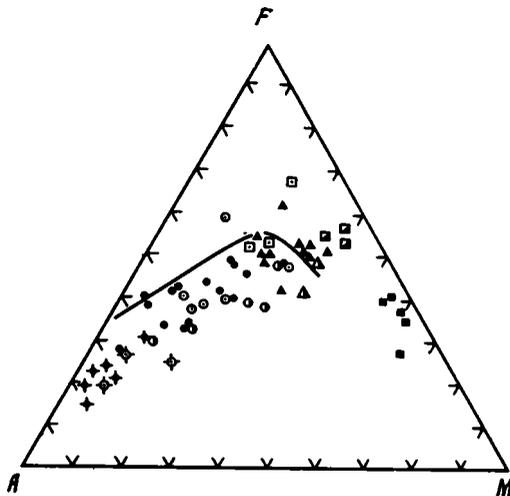


Рис. 37. Диаграмма AFM для ортопород центральнокольского комплекса. Граница между известково-щелочными и толеитовыми составами, по Т.Н.Ирвину и У.Р.А.Барагару (1971 г.)

Условные обозначения см. на рис. 20, 34

Таблица 39

Петрогенные элементы в гранатовых эндробитах (1—4), гранат—кордиерит—гиперстеновых келифитах (5), гранатсодержащих основных кристаллосланцах (6—8) и эклогитоподобных породах (9—10)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	231/7	585/1	591/2	328	231/4	452/3	609/4	609/4A	388	204
SiO ₂	68,18	69,05	65,43	61,48	63,88	52,99	53,95	52,83	45,77	52,22
TiO ₂	0,50	0,45	0,47	0,59	0,13	0,68	0,81	0,98	1,26	0,46
Al ₂ O ₃	17,01	15,75	16,83	13,75	13,29	15,03	16,65	19,73	15,38	12,87
Fe ₂ O ₃	0,51	0,53	1,63	1,58	1,96	1,94	0,31	1,09	2,91	2,87
FeO	3,47	3,48	3,32	7,37	7,66	11,94	8,70	10,00	9,18	8,07
MnO	0,07	0,07	0,08	0,14	0,20	0,43	0,14	0,25	0,04	0,26
MgO	2,16	1,67	2,21	5,82	8,23	4,70	8,49	4,38	7,55	6,98
CaO	3,50	3,92	4,26	3,83	1,69	9,33	4,76	4,88	14,48	13,30
Na ₂ O	3,22	3,89	4,26	3,14	1,61	1,99	3,37	3,37	1,94	0,65
K ₂ O	0,62	1,13	1,33	1,18	0,50	0,39	2,44	2,44	0,41	0,20
H ₂ O ⁻	0,20*	0,04	0,08	0,09	0,28	0,09	0,10	0,11	0,07	1,64*
H ₂ O ⁺	-	0,05	0,14	0,54	0,12	0,32	0,32	0,23	0,38	-
P ₂ O ₅	0,17	0,02	0,02	0,04	0,14	0,06	0,02	0,02	0,07	0,09
Сумма	99,61	100,05	100,06	99,55	99,69	99,89	100,06	100,31	99,44	99,61
f, %	64,53	70,32	68,42	60,17	53,38	74,44	51,40	71,49	60,98	60,42

Таблица 40

Петрогенные элементы в ортопородах и связанных с ними синметаморфических образованиях амфиболитовой фации

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	K240/7	242	210	211	466	469	207/2	264/1	471/2
SiO ₂	61,23	69,30	68,16	65,32	69,43	58,25	68,92	74,24	65,48
TiO ₂	0,42	0,53	0,38	0,38	0,27	0,47	0,42	0,32	0,21
Al ₂ O ₃	16,31	15,09	15,64	18,64	15,54	16,40	14,72	13,66	15,45
Fe ₂ O ₃	1,64	1,47	1,16	0,98	1,03	2,26	1,74	0,54	3,45
FeO	4,11	2,74	2,75	2,75	2,31	5,54	2,59	2,12	1,77
MnO	0,10	0,04	0,05	0,04	0,06	0,19	0,06	0,09	0,04
MgO	4,41	1,90	1,79	1,86	1,09	4,54	1,86	1,36	0,20
CaO	6,51	3,68	3,00	3,24	3,87	8,31	5,22	3,97	13,15
Na ₂ O	3,61	3,18	3,66	4,40	4,61	2,80	2,78	1,96	0,54
K ₂ O	0,89	1,14	2,20	1,28	1,78	0,95	0,65	0,64	0,08
H ₂ O ⁻	0,54	0,70*	0,59*	0,69*	0,35	0,49	0,51*	0,18	0,09
H ₂ O ⁺	Не обн.	-	-	-	Не обн.	0,06	-	Следы	Не обн.
P ₂ O ₅	0,02	0,09	0,12	0,18	0,01	0,06	0,15	0,06	0,01
Сумма	99,79	99,86	99,50	99,76	100,35	100,32	99,62	99,14	100,47
f, %	55,88	68,14	67,94	66,13	74,81	62,52	69,08	65,71	96,06

Таблица 40 (окончание)

Компо- нент	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	264	515	520/2	168/2	235/1	305	500/2	585/2	585/3	609/5
SiO ₂	40,64	73,85	73,75	69,68	72,28	73,91	71,06	70,46	72,61	81,10
TiO ₂	0,08	0,17	0,08	0,38	0,36	0,25	0,17	0,23	0,76	He обн.
Al ₂ O ₃	1,30	14,56	13,60	14,69	13,87	12,48	12,58	14,56	12,21	10,04
Fe ₂ O ₃	21,75	0,83	1,73	1,60	0,61	1,25	1,85	1,64	0,72	0,27
FeO	28,93	0,43	0,86	1,94	1,72	1,25	0,56	2,07	2,77	0,69
MnO	0,18	0,01	0,01	0,04	0,03	0,04	He обн.	0,03	0,02	He обн.
MgO	3,46	0,17	0,76	1,60	1,04	0,60	0,76	He обн.	2,56	0,13
CaO	3,74	4,84	4,39	1,38	1,02	1,74	0,58	1,26	2,48	1,45
Na ₂ O	0,17	3,95	3,95	2,85	2,02	4,19	2,22	3,52	2,85	2,23
K ₂ O	0,14	0,83	0,95	4,70	6,10	4,38	10,10	6,26	2,44	4,58
H ₂ O ⁻	0,01	0,17	0,44	0,67*	0,49*	0,32	0,32	0,27	0,53	He обн.
H ₂ O ⁺	0,17	He обн.	He обн.	-	-	0,04	He обн.	0,04	0,04	0,03
P ₂ O ₅	0,11	Следы	Следы	0,16	0,12	0,01	He обн.	0,10	0,01	0,01
Сумма	100,68	99,81	100,52	99,69	99,66	100,46	100,20	100,44	100,00	100,53
f, %	93,34	87,38	76,08	67,87	68,57	79,83	74,54	100,00	57,18	87,77

П р и м е ч а н и е . 1—6 — биотит-амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы; 7, 8 — гранат-биотитовые плагиогнейсы; 9 — высококальциевая порода; 10 — высокожелезистый сланец; 11, 12 — жилы плагиогнейсов; 13—19 — жилы и тела гранитов.

ляют подразделить комплекс ортопород и связанных с ними синметаморфических образований на несколько генетически разнородных групп. Поэтому геохимическое описание РЗЭ и других элементов-примесей приводится для каждой группы в отдельности.

ГРУППА I. Входящие в нее породы лучше всего сохранились от воздействия синметаморфических процессов частичного плавления, релаксации и метасоматоза. В гранулитовой зоне они представлены оливиновыми метавебстеритами, основными кристаллосланцами и тоналитовыми эндербитами (см. табл. 36—39), слагающими согласно переслаивающиеся пласты и линзы. В зонах амфиболитовой фации в эту группу входят горнблендиты, основные амфиболиты и плагиогнейсы (см. табл. 40).

Нормированные по хондритам графики распределения РЗЭ в них фракционированы с заметным обогащением легкими РЗЭ и имеют отрицательную европиевую аномалию (рис. 39, а, б). Причем степень фракционирования, оцениваемая по отношению $(La/Yb)_N$, в гранулитах несколько ниже ($< 5,2$), чем в породах амфиболитовой фации ($< 12,5$).

Метавебстерит (обр. 171) крайне обеднен несовместимыми элементами, чем очень напоминает описанный Б.Л. Уивером [145] мета-

Т а б л и ц а 4 1
Петрогенные элементы в калиево-магнезиальных породах

Ком- понент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	231/2	231/18	568/7	586/9	585	231/8	231/11	231/13	591/1	591
SiO ₂	51,58	54,36	58,94	62,82	62,72	63,00	61,18	62,24	51,80	35,73
TiO ₂	0,86	0,82	0,55	0,38	0,51	0,56	0,72	0,74	0,68	0,71
Al ₂ O ₃	19,37	17,84	15,03	13,71	15,39	14,30	17,00	16,75	15,64	25,08
Fe ₂ O ₃	1,81	2,63	0,44	0,35	0,46	1,84	1,23	1,57	1,17	2,70
FeO	4,37	3,42	4,40	4,65	5,92	3,61	3,02	3,69	7,31	7,45
MnO	0,06	0,06	0,04	0,07	0,09	0,06	0,05	0,05	0,10	0,10
MgO	9,57	10,76	8,22	6,50	10,14	7,27	9,74	7,89	15,61	19,38
CaO	3,15	3,24	1,44	1,03	0,72	1,48	0,82	1,25	2,17	0,42
Na ₂ O	1,66	3,20	2,93	2,57	0,57	2,88	1,88	1,84	1,96	0,42
K ₂ O	5,90	2,88	7,06	7,06	2,60	3,90	3,06	2,68	2,52	5,03
H ₂ O ⁻	1,26*	0,40*	0,25	0,31	0,10	0,71*	0,90*	0,85*	0,10	0,24
H ₂ O ⁺	-	-	0,28	0,18	0,47	-	-	-	0,51	1,61
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,01	0,01	0,01	0,06	0,05	0,05	0,01	0,02
Сумма	99,64	99,67	99,59	99,64	99,70	99,67	99,65	99,60	99,58	98,89
f, %	38,53	34,97	36,85	43,31	38,45	42,01	29,76	39,28	34,89	33,77

П р и м е ч а н и е . 1—4 — биотит-ортопироксеновые гнейсы; 5—8 — сапфирин-силлиманит-ортопироксен-биотит-кордиеритовые гнейсы; 9, 10 — бескварцевые породы.

пироксенит-кумулят (обр. МР 91) из чарнокитовой области Паллаварам (Индия). Горнблендит (обр. 520/1) из западной зоны амфиболитовой фации, по-видимому, тоже может быть принят за кумулят, хоть и отличается от метавебстерита пологим спектром распределения РЗЭ $(La/Yb)_N = 0,9$ и отсутствием значимой европиевой аномалии. Концентрации некогерентных элементов (К, Ва, Sr, Zr, РЗЭ) в этих кумулятоподобных породах значительно ниже, а когерентных (Cr, Ni), наоборот, выше, чем в большинстве других пород группы. Кроме того, они имеют необычайно низкие К/Rb (250—290) и повышенные Rb/Sr (0,11—0,58) отношения (см. табл. 36).

Основные кристаллические сланцы и амфиболиты имеют более высокие концентрации РЗЭ, чем метапироксениты и горнблендиты (см. рис. 39, а, б, табл. 36). Они обогащены легкими РЗЭ и этим похожи на континентальные платобазальты. Однако в последних значительно выше содержания TiO₂, Zr и Ва. По сравнению со средним позднеархейским зеленокаменным базальтом [113] центральнокольские кристаллосланцы и амфиболиты обогащены легкими РЗЭ, К, Sr и обеднены Cr, Ni, V. Ближе всего они к обогащенному архейскому толенту (ТН-2 по [39]), но и от него отличаются повышенными концентрациями К, Ва и низкими — Ti, V, Cr, Co.

Тоналитовые эндербиты и плагиогнейсы — наиболее обогащенные некогерентными элементами породы первой группы. Но как и основ-

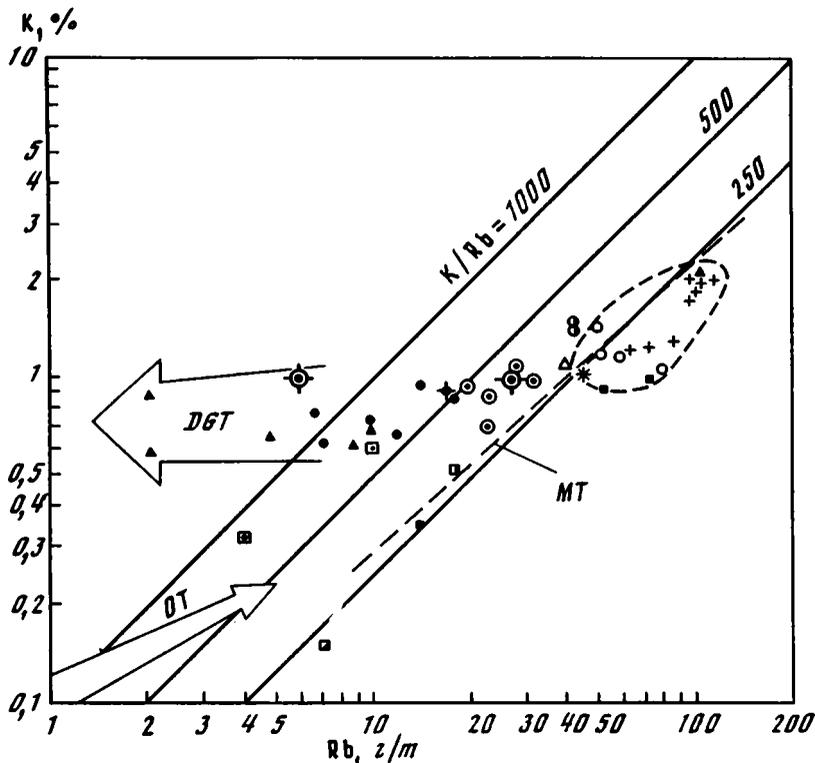
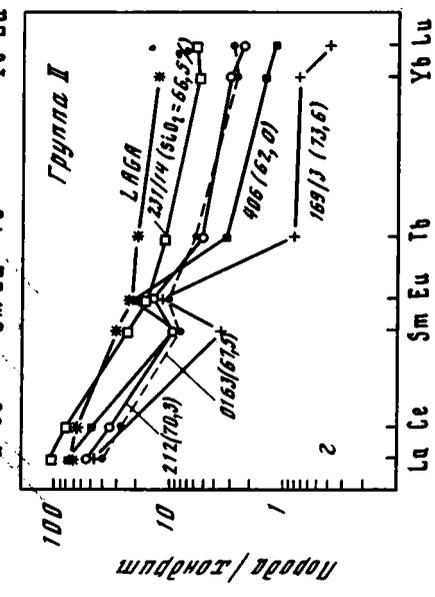
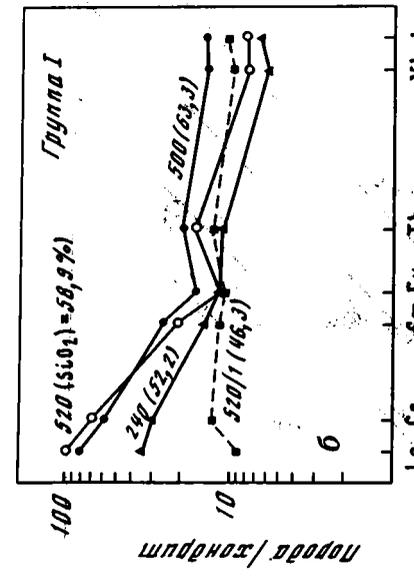
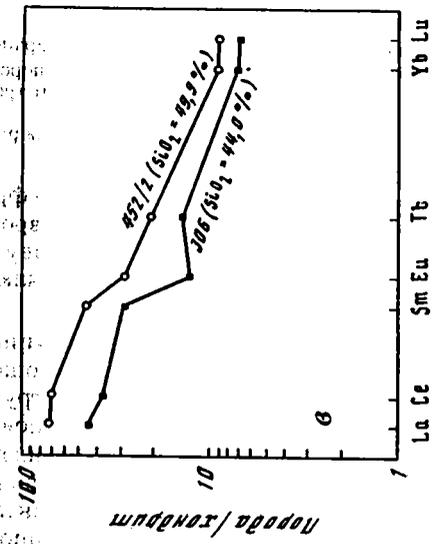
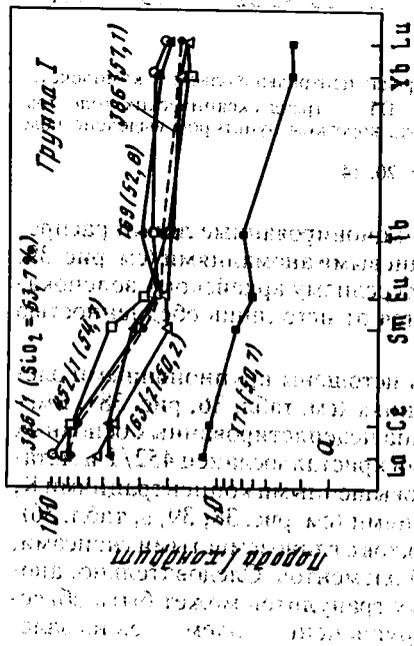


Рис. 38. Соотношения К и Rb в орто- и парапородах центральнокольского комплекса. MT — главный тренд изверженных пород, OT — тренд океанических толеитов, DGT — деплетированный гранулитовый тренд, коротким пунктиром выделено поле парапород. Остальные условные обозначения см. на рис. 20, 34

ные породы они имеют умеренно фракционированные линии распределения РЗЭ с отрицательными европиевыми аномалиями (см. рис. 39, а, б). В целом они близки по составу к среднему архейскому зеленокаменному андезиту [113] и отличаются от него лишь обедненностью крупноионными элементами.

Большинство гранулитов группы истощены крупноионными элементами при высоких К/Rb-отношениях (см. табл. 36, рис. 38). Вместе с тем имеется небольшая подгруппа недеплетированных основных гранулитов (биотит-двупироксеновый кристаллосланец 452/2 и метартопироксенит 306), обладающих повышенными концентрациями К, Rb, Sr, Ba и низкими К/Rb-отношениями (см. рис. 38, 39, в, табл. 36). Чаще они приурочены к зонам контактов с глиноземистыми гнейсами, обогащенными именно этой группой элементов. Следовательно, аномальный химизм недеплетированных гранулитов может быть объяснен метасоматическим привносом крупноионных элементов из зале-



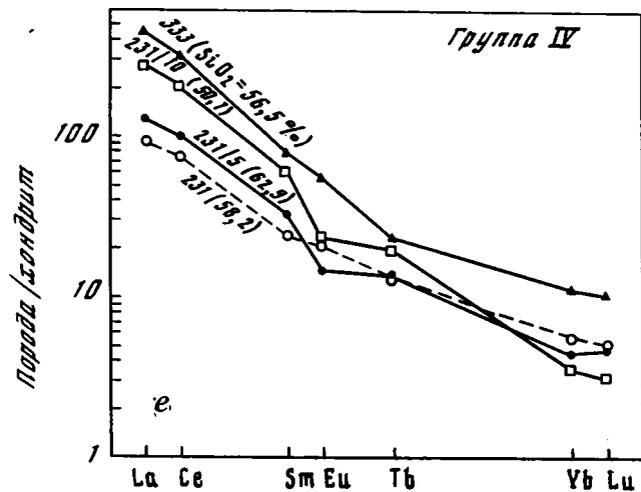
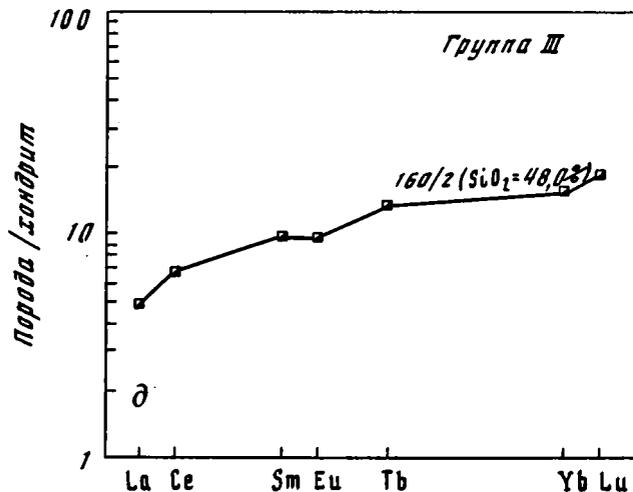


Рис. 39. Распределение редкоземельных элементов в ортопородах и связанных с ними синметаморфических образованиях. Нормы по Н.М.Эвенсену и др. (1978 г.)

a–*в* — породы I группы: *a* — собственно ортопороды гранулитовой фации (метавебстерит, основные кристаллосланцы, мезократовые эндрбиты), *б* — ортопороды амфиболитовой фации (горнблендит, амфиболит, биотит–амфиболовые плагиогнейсы), *в* — ортопороды, обогащенные LIL-элементами (бронзитит, биотит–двупироксеновый основной кристаллосланец); *г* — породы II группы: лейкократовые эндрбиты, плагиоклазит, гиперстенсодержащая кварц–плагиоклазовая жильная порода (LAGA — позднеархейский средний «зеленокаменный» андезит, по Конди, 1989 г.); *д* — породы III группы: гранат–двупироксен–амфиболовая эклогитоподобная порода; *е* — породы IV группы: пироксеновый монцитонит–гнейс (обр. 333) и богатые калием и магнием ортопироксен–биотитовые (обр. 231, 231/10) и сафрин–силлиманит–кордиерит–ортопироксеновые (обр. 231/5) породы

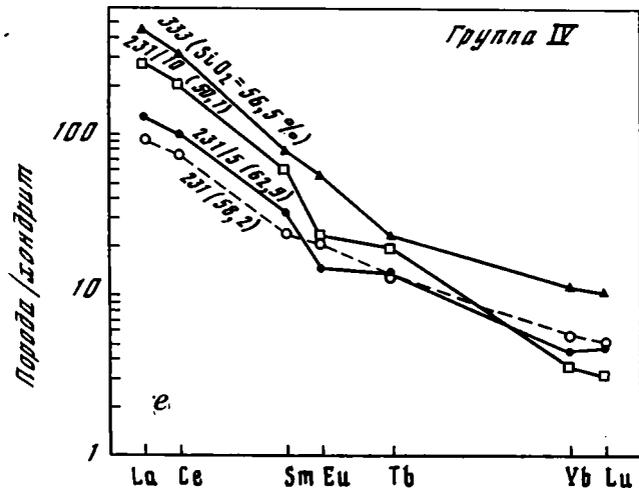
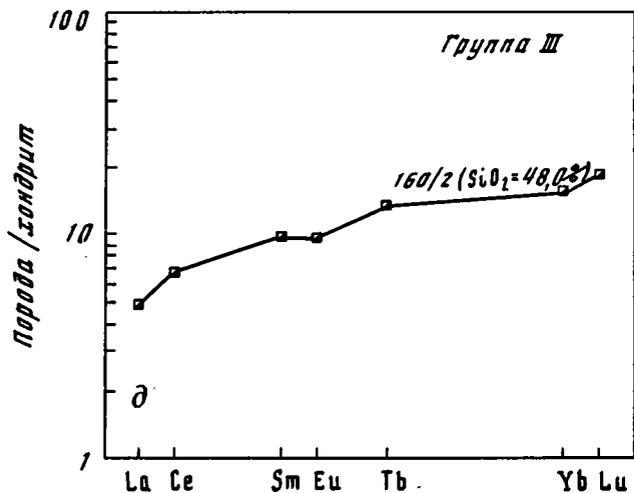


Рис. 39. Распределение редкоземельных элементов в ортопородах и связанных с ними синметаморфических образованиях. Нормы по Н.М.Эвенсену и др. (1978 г.)

a–*в* — породы I группы: *a* — собственно ортопороды гранулитовой фации (метавебстерит, основные кристаллосланцы, мезократовые эндрбиты), *б* — ортопороды амфиболитовой фации (горнблендит, амфиболит, биотит–амфиболовые плаггиогнейсы), *в* — ортопороды, обогащенные LIL-элементами (бронзитит, биотит–двупироксеновый основной кристаллосланец); *г* — породы II группы: лейкократовые эндрбиты, плаггиоклазит, гиперстенсодержащая кварц–плаггиоклазовая жильная порода (LAGA — позднеархейский средний «зеленокаменный» андезит, по Конди, 1989 г.); *д* — породы III группы: гранат–двупироксен–амфиболовая эклогитоподобная порода; *е* — породы IV группы: пироксеновый монцитонит–гнейс (обр. 333) и богатые калием и магнием ортопироксен–биотитовые (обр. 231, 231/10) и сафрин–силлиманит–кордиерит–ортопироксеновые (обр. 231/5) породы

гающих рядом метapelитов. Привнос мог осуществляться флюидами, метаморфизирующими и мигматизирующими глиноземистые гнейсы.

Хотя деплетированные породы первой группы имеют почти параллельные линии распределения РЗЭ, строгой корреляции между концентрациями элементов-примесей и такими индексами дифференциации, как SiO_2 и MgO нет. Лишь как о тенденции можно говорить, что MgO прямо коррелирует с Ni , Co и Cr , тогда как с TiO_2 , Sr , Ba , Hf , Zr , Nb и РЗЭ — корреляция обратная.

Отмеченные особенности могут быть объяснены процессами магматического фракционирования, но с другой стороны, они свидетельствуют о том, что протолиты ортопород являются дифференциатами не одной единственной материнской магмы, а нескольких. Не исключено также, что местами метаморфизм ортопород был не совсем изохимическим. В связи с этим количественное моделирование процесса магматического фракционирования не имеет смысла.

Тем не менее наиболее вероятным механизмом, контролировавшим химизм ортопород первой группы, является фракционная кристаллизация базальтовой или андезито-базальтовой исходной магмы. Процесс фракционирования мог сопровождаться излияниями отдельных дифференциатов (базальтов, андезитов, дацитов) на поверхность. Сочетание вулканитов с плутоническими породами (пироксенитами, габброидами, кварцевыми диоритами и тоналитами) представляло собой вулканоплутоническую ассоциацию контрастного типа. Однако в настоящее время вулканическая и плутоническая составляющие этого комплекса практически неразличимы (за исключением пироксенитов-кумулятов), поскольку в высокометаморфизованных породах отсутствуют реликты первичных текстур и структур, а геохимические особенности вулканитов и плутонитов однотипны даже в фанерозойских вулканоплутонических комплексах.

Породы с похожими геохимическими особенностями описаны в архейских и протерозойских гранулитовых комплексах Лапландии (Кольский полуостров) (К.Х.Авакян и др., в печати), Паллаварамы (Индия) [145], Восточного Хэбея (Китай) [124], Льюиса (Шотландия) [146] и в других чарнокитовых провинциях.

ГРУППА II. Представлена жилами и небольшими телами лейкократовых тоналит-трондьемитовых эндербитов и массивных плагиоклазитов, инъецирующих породы первой группы.

По петрогенным элементам эти синметаморфические породы близки к вмещающим их гранулитам, но по некоторым редким элементам различия очень сильные (см. табл. 36, 38, 39; рис. 33—38, 39, а, б, г). В отличие от богатых РЗЭ, умеренно фракционированных и имеющих европиевый минимум мезократовых эндербитов первой группы, они крайне истощены тяжелыми РЗЭ и имеют сильно фракционированные спектры РЗЭ $(\text{La}/\text{Yb})_N = 13,9—61,9$ с большими европиевыми максимумами — в жильных плагиоклазитах и кварц-плагиоклазовых породах (обр. 169/3, 406), или небольшим дефицитом европия — в лейкократовом гранатовом эндербите (обр. 231/14). Очевидна также тенденция уменьшения общего содержания РЗЭ и исто-

щения тяжелыми РЗЭ с ростом кремнекислотности, что наиболее характерно для архейских тоналит-трондьемитовых пород [87, 94].

Плагноклазиты и лейкократовые эндрбиты бедны Cr, Co, Sc, Ni, V. Как и большинство гранулитов первой группы они истощены крупноионными элементами, имеют низкие Rb/Sr и высокие K/Rb-отношения.

Возникновение пород второй группы, скорее всего, связано с синметаморфическим процессом частичного плавления протолита гранулитов первой группы. Об этом свидетельствуют наблюдаемые между ними соотношения и однотипность химизма пород.

Судя по характеру распределения РЗЭ и содержаниям других элементов-примесей кислые гранулиты подобного состава известны в Восточном Хэбее (Китай) [124], южной Индии [114, 145], Льюисском комплексе (Шотландия) [146], а также среди тоналит-трондьемит-гранодиоритовых пород архейских гранит-зеленокаменных областей [123].

ГРУППА III. Представлена основными и ультраосновными породами, минеральный состав которых характеризуется обилием граната, клинопироксена и (или) амфибола, т.е. именно тех минералов, которые могут обеспечить фракционирование с обогащением тяжелыми редкземельными элементами [119, 123]. Породы этой группы слагают редкие линзы и прослои в гранатосодержащих ортогранулитах.

Исследованная гранат-амфибол-двупироксеновая эклогитоподобная порода (см. рис. 39, д, табл. 36, обр. 160/2) имеет почти такие же концентрации тяжелых редкоземельных элементов, что и основные кристаллосланцы, но резко отличается от них отрицательным наклоном линии распределения РЗЭ, вызванной обедненностью легкими РЗЭ $(La/Yb)_N = 0,32$. Кроме того, для нее характерны низкое K/Rb-отношение и крайняя истощенность такими несовместимыми элементами, как K, Ba, Th, Zr, Hf. Именно такую геохимическую специализацию должны иметь меланократовые реститы, образование которых обычно предполагается в процессе частичного плавления базитовых пород коры и выплавления из них тоналит-трондьемит-гранодиоритовых расплавов с обогащенными легкими РЗЭ ([124] и др.).

ГРУППА IV. Входящие в ее состав калиево-магнезиальные породы и биотит-двупироксеновые монцонито-гнейсы (см. рис. 39, е, табл. 36, 41) встречаются исключительно среди ортопород первой, второй и третьей групп, хотя их химические составы не имеют почти ничего общего.

Они сильно обогащены легкими РЗЭ и имеют высокую степень фракционирования редких земель $(La/Yb)_N = 16,0-75,5$. Характерны также небольшие европиевые минимумы и максимумы. Это наиболее обогащенные несовместимыми элементами породы чарнокитового комплекса. Особенно велики содержания легких и средних РЗЭ, K, Rb, Th, Ba, Hf. K/Rb-отношения низки, что необычно для ортогранулитов, но весьма характерно для гранулитовых кондалитов (метапелитов). Однако в отличие от последних, и калиево-магнезиальные гнейсы и монцонито-гнейсы очень бедны переходными металлами (см. табл. 36, 42).

Необычная обогащенность пород четвертой группы несовместимыми и особенно большими литофильными ионами пока не имеет однозначного объяснения. Из трех возможных версий — осадочной, магматической и метасоматической — наиболее вероятной представляется последняя.

5.2. Парапороды и связанные с ними синметаморфические образования

Петрогенные элементы. Большинство парапород имеет нормальную или пониженную щелочность и лишь синметаморфические инъекции гранатсодержащих гранитов в кондалитовых гнейсах являются субщелочными (табл. 42—44, рис. 40). Количество щелочей в глиноземистых гнейсах варьирует в широких пределах, но в целом они характеризуются кали-натровой специализацией, чем отличаются от большинства ортопород (см. рис. 34). Железистые кварциты, эвлизиты и метаизвестково-силикатные породы очень бедны щелочами.

На рис. 40 видно, что железистые кварциты и эвлизиты подразделяются на высокожелезистые (ферросалит-феррогиперстен-магнетит-кварцевые и др.), алюмо-железистые (альмандин-кварцевые, феррогиперстен-альмандин-кварцевые и др.) и кальциево-алюмо-железистые (феррогиперстен-альмандин-анортит-кварцевые) разности (см. табл. 42—44). Метаизвестково-силикатные породы в сравнении с метапелитами намного богаче CaO, MgO, P₂O₅ и относительно беднее TiO₂, Al₂O₃ и щелочами.

Редкоземельные элементы (РЗЭ) и другие элементы-примеси (см. табл. 42).

1. Глиноземистые гнейсы. Линии распределения РЗЭ в глиноземистых гнейсах характеризуются отрицательными европиевыми аномалиями (за редким исключением) и сильно фракционированными легкими редкоземельными элементами $(La/Yb)_N = 6,3—27,6$ при слабо фракционированных тяжелых РЗЭ $(Tb/Yb)_N = 1,2—2,4$ (рис. 41, а, б). Дефицит европия отсутствует лишь в двух образцах гранат-биотитовых гнейсов из центральной части гранулитовой зоны (рис. 41, б). Интересно, что мигматизирующие глиноземистые гнейсы гранатсодержащие граниты имеют европиевые максимумы (рис. 41, в).

Гнейсы амфиболитовой фации обладают в среднем чуть более высокими K/Na и K/Rb-отношениями ($0,9 \pm 0,4$ и 219 ± 44 соответственно), чем гранулитовые гнейсы ($0,6 \pm 0,2$ и 184 ± 27). В то же время сопоставление линий распределения РЗЭ (см. рис. 41, а, б) показывает, что уровень содержания РЗЭ и степень их фракционирования не зависят от степени метаморфизма.

Глиноземистые гнейсы не истощены большими литофильными элементами и имеют повышенные концентрации несовместимых и переходных элементов. По этим особенностям глиноземистые гнейсы сильно отличаются от собственно ортопород центральнойнольского комплекса. По сравнению с эндербитами и основными кристаллосланцами гнейсы обогащены La, Ce, Th, Rb, Zr; количество Cr, Co, Sc в них

Таблица 42

Содержание главных и рассеянных элементов в парапородах и связанных с ними синметаморфических образованиях

Компонент	1	2	3	4	5	6
	ТД4	ТД5/1	ТД5/2	ТД5/3	ТД5/4	217/1
SiO ₂	62,06	52,04	56,00	69,06	70,24	62,55
TiO ₂	0,89	1,12	1,03	0,80	0,69	0,70
Al ₂ O ₃	18,18	24,50	21,68	14,21	14,12	17,49
FeO*	7,85	10,13	8,70	4,96	4,87	6,57
MnO	0,05	0,09	0,07	0,07	0,05	0,04
MgO	4,00	4,53	3,69	1,92	2,49	3,75
CaO	1,15	1,35	1,61	3,01	1,52	2,05
Na ₂ O	2,12	1,77	2,22	3,12	3,04	2,80
K ₂ O	2,39	2,55	2,50	1,93	1,51	2,24
P ₂ O ₅	0,03	0,10	0,13	0,07	0,01	0,01
ППП	0,38	0,31	0,40	0,31	0,10	0,19
Сумма	99,10	98,49	98,03	99,46	98,64	98,39
La	34	30	60	42	-	48
Ce	60	60	100	87	-	100
Sm	5,4	5,9	9	6,2	-	7,5
Eu	0,96	0,93	1,1	1,2	-	1,1
Tb	0,69	0,91	1,00	0,87	-	0,88
Yb	2,5	3,2	2,0	2,1	-	2,0
Lu	0,45	0,47	0,33	0,29	-	0,27
Rb	105	116	105	56	52	103
Sr	187	237	222	197	206	298
Ba	700	660	680	460	-	480
Hf	5,8	5,0	4,7	8,9	-	4,0
Zr	160	150	180	200	-	120
Ta	0,67	0,10	1,00	0,50	-	0,42
Nb	9,3	9,3	7,8	6,9	-	8,9
Th	16	11	10	9,1	-	34
Y	23	23	20	15	-	19
Sc	26	40	37	18	-	21
Co	20	16	45	30	-	16
Cr	240	290	270	500	-	150
K ₂ O/Na ₂ O	1,1	1,4	1,1	0,6	0,5	0,8
K/Rb	189	183	198	286	241	181
Rb/Sr	0,56	0,49	0,47	0,28	0,25	0,35
La/Th	2,1	2,7	6,0	4,6	-	1,4
La/Sc	1,3	0,8	1,6	2,3	-	2,3
Sc/Th	1,6	3,6	3,7	2,0	-	0,6
(La/Yb) _N	9,2	6,3	20,3	13,5	-	16,2
(Tb/Yb) _N	1,2	1,3	2,2	1,8	-	1,9

Таблица 4.2 (продолжение)

Компонент	7	8	9	10	11	12
	255	460/2	460/1	460/3	474/2	307
SiO ₂	58,59	61,40	66,35	66,20	61,89	59,63
TiO ₂	1,19	0,55	0,48	0,42	0,72	0,68
Al ₂ O ₃	17,91	15,55	16,07	16,49	16,85	19,13
FeO*	9,92	10,03	5,41	4,32	7,72	7,41
MnO	0,09	0,08	0,07	0,04	0,04	0,07
MgO	3,44	5,68	2,82	2,75	3,92	3,30
CaO	3,27	2,14	4,16	3,84	1,78	3,50
Na ₂ O	2,62	2,23	3,12	3,80	2,92	3,47
K ₂ O	1,58	1,65	1,30	1,47	2,60	1,55
P ₂ O ₅	0,02	-	0,18	0,08	0,01	0,02
ППП	0,49	0,67	0,24	0,58	0,21	0,65
Сумма	99,12	99,98	100,20	99,99	98,66	99,41
La	36	43	45	40	-	37
Ce	74	94	88	75	-	70
Sm	5,5	7,7	7,2	4,7	-	5,0
Eu	1,1	0,56	1,2	0,99	-	1,55
Tb	0,71	0,69	0,59	0,28	-	0,62
Yb	2,5	1,70	1,1	0,99	-	1,60
Lu	0,39	0,27	0,20	0,13	-	0,20
Rb	72	88	76	59	102	62
Sr	220	150	643	700	226	370
Ba	220	150	630	450	-	290
Hf	5,3	3,3	4,0	4,1	-	3,9
Zr	170	150	130	150	-	150
Ta	0,36	0,22	0,5	0,19	-	0,39
Nb	6,0	5,0	6,5	5	-	8
Th	2,6	14	8,8	7,7	-	5,7
Y	-	-	10	-	-	-
Sc	32	26	11	10	-	31
Co	24	52	12	12	-	32
Cr	280	430	320	100	-	190
K ₂ O/Na ₂ O	0,6	0,7	0,4	0,4	0,9	0,4
K/Rb	182	156	142	207	212	208
Rb/Sr	0,33	0,59	0,12	0,08	0,45	0,17
La/Th	13,8	3,1	5,1	5,2	-	6,5
La/Sc	1,1	1,7	4,1	4,0	-	1,2
Sc/Th	12,3	1,9	1,3	1,3	-	5,4
(La/Yb) _N	9,7	17,1	27,6	27,3	-	15,6
(Tb/Yb) _N	1,3	1,8	2,4	1,3	-	1,7

Т а б л и ц а 4 2 (продолжение)

Компонент	13	14	15	16	17	18
	474/3	460	386/3	ААS	303/1	354/1
SiO ₂	71,25	68,95	73,77	60,4	55,75	59,64
TiO ₂	0,30	0,25	0,08	0,8	0,58	0,59
Al ₂ O ₃	15,38	16,41	14,48	17,1	13,18	13,94
FeO*	2,12	1,55	1,54	9,5	8,48	6,80
MnO	0,02	-	0,01	0,1	0,17	0,11
MgO	1,06	1,18	0,17	4,3	9,97	7,84
CaO	2,51	1,76	1,69	3,2	7,38	8,69
Na ₂ O	4,80	3,89	2,56	2,1	2,97	0,89
K ₂ O	1,33	6,10	6,10	2,3	0,87	0,23
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,04	-	0,02	0,27
ППП	-	0,30	0,44	-	0,63	0,45
Сумма	98,78	100,42	100,88	99,8	100,00	99,38
La	36	26	12	20	16	107
Ce	71	48	31	42	32	220
Sm	4,0	3,4	0,96	4,0	3,40	16
Eu	1,7	1,5	0,69	1,2	0,91	3,60
Tb	0,56	0,28	0,22	0,57	0,34	0,88
Yb	0,85	0,38	1,0	2,0	1,60	1,0
Lu	0,11	0,05	0,14	0,31	0,26	-
Rb	43	150	19	60	25	18
Sr	366	370	190	180	280	1100
Ba	290	830	630	575	360	590
Hf	<2	1,6	1,3	3,5	2,1	4,3
Zr	33	53	41	120	88	190
Ta	<0,5	0,10	0,02	-	0,26	0,40
Nb	2,4	5	10	-	5	6
Th	3,6	5,0	1,2	6,3	3,1	17
Y	5,3	-	-	18	-	-
Sc	7,1	5,2	6	20	32	17
Co	11	3,6	2	40	38	38
Cr	150	25	10	205	550	310
K ₂ O/Na ₂ O	0,3	1,6	2,4	1,1	0,3	0,3
K/Rb	257	338	2665	318	289	106
Rb/Sr	0,12	0,41	0,10	0,33	0,10	0,02
La/Th	10	5,2	10	3,2	5,2	6,3
La/Sc	5,1	5,0	2,0	1,0	0,5	6,3
Sc/Th	2,0	1,0	5,0	3,2	10,3	1,0
(La/Yb) _N	28,6	46,3	8,1	6,8	6,8	72,2
(Tb/Yb) _N	2,9	3,3	1,0	1,3	0,9	3,9

Т а б л и ц а 4 2 (о к о н ч а н и е)

Компо- нент	19	20	21	22	23	24
	217/2	4Б	4Д	5Г	339/1	339
SiO ₂	49,75	44,40	44,35	57,96	52,38	46,81
TiO ₂	0,60	0,16	0,16	0,16	0,51	0,34
Al ₂ O ₃	11,35	0,15	0,22	0,32	15,89	12,63
FeO*	12,42	46,88	47,55	33,56	24,02	32,20
MnO	0,05	0,18	0,14	0,08	0,22	0,24
MgO	13,31	2,25	1,58	0,88	3,81	3,55
CaO	10,88	3,06	3,06	4,61	2,28	3,81
Na ₂ O	0,49	0,22	0,30	0,30	0,15	0,10
K ₂ O	0,37	0,15	0,15	0,21	0,12	0,08
P ₂ O ₅	0,01	0,06	0,08	0,01	0,06	0,05
ППП	-	0,16	0,11	0,15	0,06	0,12
Сумма	99,23	97,67	97,70	98,24	99,50	99,93
La	3,7	1	1,4	1,2	26	14
Ce	6,6	1,4	2,1	2,4	57	28
Sm	1,7	0,22	0,36	0,34	4,40	3,50
Eu	0,48	0,13	0,21	0,15	0,62	1,0
Tb	0,36	0,051	0,088	0,068	0,62	0,56
Yb	1,4	0,28	0,41	0,24	1,80	1,70
Lu	0,19	0,053	0,068	0,048	0,26	0,24
Rb	12	-	-	-	10	10
Sr	116	-	-	-	10	10
Ba	42	-	-	-	20	10
Hf	1,4	< 2	< 2	< 2	2,6	1,6
Zr	48	-	-	-	89	24
Ta	< 0,2	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,42	0,25
Nb	1,4	-	-	-	< 10	< 10
Th	< 2	< 1	< 1	< 1	7	2
Y	14	-	-	-	-	-
Sc	51	0,72	0,41	1,5	26	15
Co	59	2,9	1,8	3,0	25	16
Cr	1100	400	270	380	130	70
K ₂ O/Na ₂ O	0,8	0,7	0,5	0,7	0,8	0,8
K/Rb	256	-	-	-	> 100	> 66
Rb/Sr	0,10	-	-	-	-	-
La/Th	> 1,85	1,0	1,4	1,2	3,7	7,0
La/Sc	0,1	1,4	3,4	0,8	1,0	0,9
Sc/Th	25,5	0,7	0,4	1,5	3,7	7,5
(La/Yb) _N	1,8	2,4	2,3	3,4	9,8	5,6
(Tb/Yb) _N	1,1	0,8	0,9	1,3	1,5	1,5

П р и м е ч а н и е . 1—5 — глиноземистые гнейсы амфиболитовой фации из района озера Тульпявр, 6—12 — глиноземистые гнейсы гранулитовой фации из центральной части области; 13—15 — гранатсодержащие граниты, инъецирующие эти гнейсы.; 16 — средний архейский аргиллит по [96]; 17—19 — метаизвестково-силикатные породы (пироксеновые плаггиогнейсы); 20—24 — железистые кварциты и эвлизиты.

Т а б л и ц а 43
Химический состав глиноземистых гнейсов, мас. %

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7
	161	161/1	215/1	Д80/1	222	228	364/1
SiO ₂	70,77	73,58	57,31	58,38	77,94	53,80	60,10
TiO ₂	0,99	1,10	0,82	0,82	0,48	1,20	0,66
Al ₂ O ₃	18,29	17,06	18,66	22,17	11,09	22,44	17,63
Fe ₂ O ₃	2,07	0,66	7,98	1,94	2,44	4,52	1,56
FeO	2,38	2,43	2,43	4,97	2,87	7,79	5,28
MnO	0,04	0,02	0,10	0,09	0,05	0,19	0,05
MgO	1,59	1,83	4,49	4,48	1,53	4,80	4,90
CaO	0,74	0,82	2,60	2,07	1,30	2,08	2,83
Na ₂ O	0,17	0,28	2,81	2,42	1,16	1,00	3,14
K ₂ O	1,09	1,30	2,80	1,64	0,76	1,22	2,83
H ₂ O ⁻	0,22	0,85*	0,18	0,83*	0,16	0,68*	0,08
H ₂ O ⁺	0,42	-	0,31	-	0,19	-	0,74
P ₂ O ₅	0,01	0,08	0,05	0,05	0,03	0,04	0,02
Сумма	99,78	100,01	100,54	99,86	100,00	99,76	99,82
f, %	76,73	62,30	68,16	59,99	76,80	71,19	57,70

Компо- нент	8	9	10	11	12	13	14
	P33	P545	334/1	337	354	395	P56
SiO ₂	60,07	66,28	67,24	61,01	65,33	57,80	65,90
TiO ₂	0,63	0,58	0,59	0,84	0,49	0,72	0,48
Al ₂ O ₃	19,15	15,88	14,40	17,94	15,76	18,45	15,73
Fe ₂ O ₃	1,96	1,41	2,37	1,36	2,14	2,08	0,91
FeO	8,00	5,81	3,86	6,58	4,65	6,93	4,03
MnO	0,11	0,04	0,02	0,14	0,09	0,11	0,09
MgO	3,97	2,73	3,51	4,05	3,03	3,62	2,64
CaO	1,53	1,61	2,22	2,87	2,96	3,19	4,41
Na ₂ O	1,35	1,99	3,84	3,59	2,56	3,16	3,26
K ₂ O	2,44	2,44	1,93	1,03	2,37	2,80	1,81
H ₂ O ⁻	0,07	0,15	0,04	0,06	0,14	0,26	0,02
H ₂ O ⁺	0,37	0,66	0,46	0,12	Не обн.	0,43	0,22
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,02	0,04	0,02	Не обн.	0,02
Сумма	99,66	99,59	100,50	99,63	99,54	99,55	99,52
f, %	71,09	72,17	63,06	65,83	68,46	70,86	64,75

Т а б л и ц а 4 4

Химический состав гранатсодержащих гранитов (1), жильных образований (2—4), кальциево-магнезальных (5—7) и высокожелезистых (8—11) пород, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6
	P105	P21	215	395/1	202	216
SiO ₂	67,51	79,81	78,98	72,46	60,00	56,76
TiO ₂	0,37	0,06	0,04	0,13	0,58	0,66
Al ₂ O ₃	15,58	10,39	15,17	14,64	14,14	16,39
Fe ₂ O ₃	0,97	0,25	0,10	1,65	2,63	2,80
FeO	2,12	0,94	0,64	1,00	4,53	4,99
MnO	0,01	0,01	0,01	Следы	0,16	0,12
MgO	1,35	0,93	0,45	0,31	5,86	8,33
CaO	3,05	2,08	1,48	5,27	10,78	4,79
Na ₂ O	4,37	2,91	1,72	3,24	0,35	2,50
K ₂ O	4,08	1,99	0,52	0,98	0,08	1,28
H ₂ O ⁻	0,02	0,08	Следы	0,18	0,58*	0,71*
H ₂ O ⁺	0,23	0,19	0,04	0,16	-	-
P ₂ O ₅	0,07	0,02	0,05	Не обн.	0,31	0,30
Сумма	99,73	99,66	99,20	100,02	100,03	99,63
f, %	68,92	55,61	61,86	88,91	54,06	47,41

Компонент	7	8	9	10	11
	364	377/1	216/1	P9	583
SiO ₂	54,56	45,91	53,00	43,50	54,09
TiO ₂	0,58	0,42	0,24	0,33	1,65
Al ₂ O ₃	12,84	4,21	6,87	7,16	11,95
Fe ₂ O ₃	0,49	6,60	8,52	6,87	1,96
FeO	8,72	25,65	21,07	33,11	16,50
MnO	0,19	0,70	0,19	0,18	0,28
MgO	11,96	12,53	5,37	4,87	3,62
CaO	8,76	3,01	3,85	3,27	7,55
Na ₂ O	0,61	0,34	0,22	0,17	0,47
K ₂ O	0,39	0,15	0,08	0,10	0,27
H ₂ O ⁻	0,06	0,14	0,38*	0,02	0,06
H ₂ O ⁺	0,32	0,10	-	0,67	1,13
P ₂ O ₅	0,12	0,26	0,17	Следы	0,06
Сумма	99,60	100,02	99,96	100,25	99,59
f, %	43,37	71,60	84,26	88,97	83,46

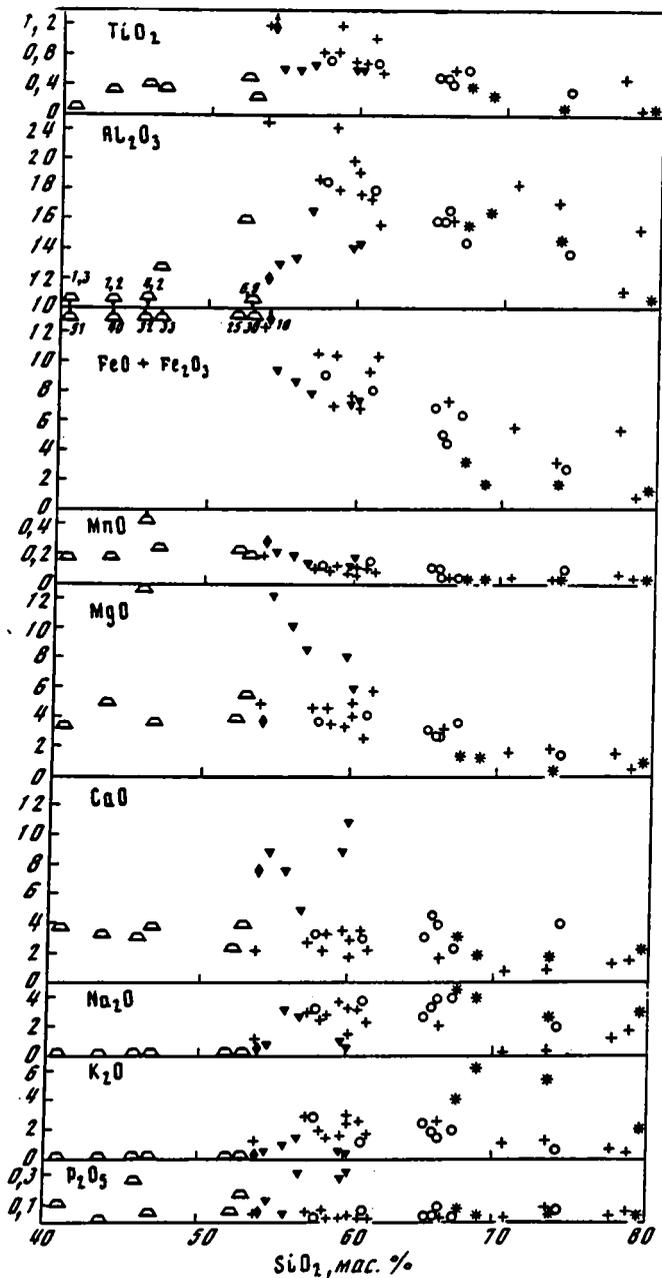


Рис. 40. Распределение главных петrogenных элементов в парапородах и связанных с ними синметаморфических образованиях
Условные обозначения см. на рис. 20

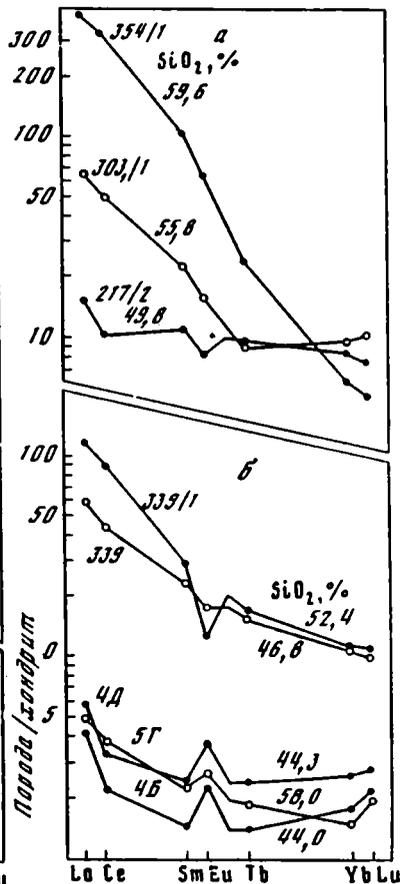
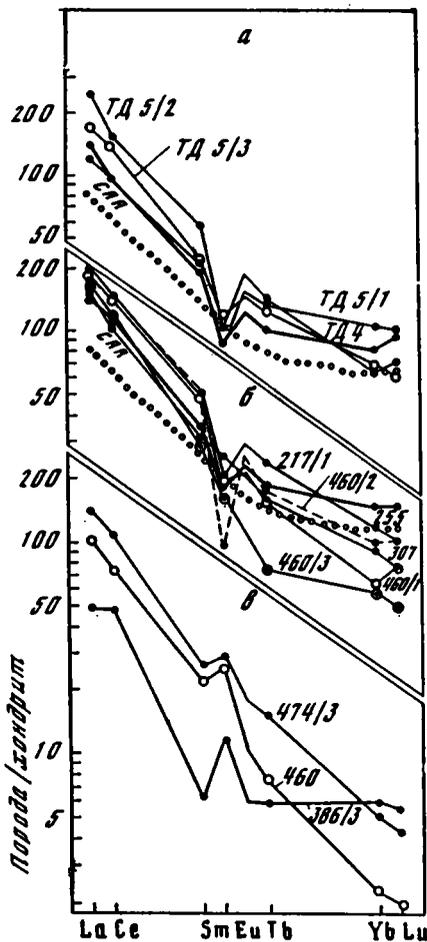


Рис. 41. Распределение редкоземельных элементов в глиноземистых гнейсах (а, б) и инъецирующих их гранатосодержащих гранитах (в)

а — гнейсы амфиболитовой фации (район оз. Тулгьявр); б — гнейсы гранулитовой фации (район Мурдозера и горы Волшепах); в — гранатосодержащие граниты из гранулитовой зоны метаморфизма

САА — средний архейский аргиллит по С.Р.Тейлору, С.М.Мак-Леннану [96]

Рис. 42. Распределение редкоземельных элементов в известково-силикатных (кальциево-магнезиальных) (а) и в высокожелезистых (б) породах

выше, чем в эндебритах и приближается к содержаниям в основных кристаллосланцах.

С.М.Мак-Леннан и С.Р.Тейлор [57,96] установили следующие характерные особенности для архейских осадочных пород: а) содержания редких элементов варьируют в широких пределах; б) наклон линий распределения РЗЭ изменяется от очень пологих до крутых;

в) европиевые аномалии отсутствуют (за некоторым исключением); г) отмечаются высокие концентрации Sr и Ni .

В сравнении со средним архейским глинистым сланцем (AAS — по [96]) высокометаморфизованные центральнокольские пелиты значительно богаче легкими РЗЭ и имеют в среднем более высокую степень фракционирования РЗЭ (см. табл. 42, рис. 41, а, б). Кроме того, в них наблюдается дефицит европия и повышенные содержания Th , Rb , Sr , Zr , Hf . Средние значения многих индикаторных отношений также заметно различаются: $\text{K/Rb}=200 \pm 38$ (в AAS — 318); $\text{La/Sc}=2 \pm 1,2$ (1,0); $\text{La/Th}=4,1 \pm 1,8$ (3,2); $\text{Sc/Th}=2,4 \pm 1,5$ (3,2) (последние две величины рассчитаны без учета значений для обр. 255).

Обычно дефицит европия является характерным признаком послеперархейских осадочных пород, причем полагают, что он вызван истощенностью европием всей верхней континентальной коры. Однако наличие европиевого максимума в лейкоosome обедненных европием центральнокольских метапелитов свидетельствует о том, что во время синметаморфического анатексиса европий мог перераспределиться из реститизированного глиноземистого гнейса в гранатсодержащие гранитные выплавки. Это и другие отмеченные выше различия могут быть обусловлены тем, что, рассчитывая состав AAS, С.Р.Тейлор и С.М.Мак-Леннан [96] использовали преимущественно данные по слабометаморфизованным аргиллитам архейских зеленокаменных поясов.

Вопрос об условиях осадконакопления и источниках сноса при формировании протолита глиноземистых гнейсов весьма сложен и требует специального исследования. Но чтобы прояснить его мы решили воспользоваться методикой, предложенной С.Р.Тейлором и С.М.Мак-Леннаном [96]. На рис. 43 приведены тройные диаграммы $\text{La}-\text{Th}-\text{Sc}$ и $\text{Hf}-\text{Th}-\text{Co}$ с нанесенными на них полями для архейских и постархейских глинистых сланцев. На них видно, что точки, отвечающие центральнокольским гнейсам, образуют широкий разброс, перекрывая поле архейских сланцев. Положение на этих диаграммах точек собственно ортопород свидетельствует, что протолит центральнокольских метаосадков в принципе мог образоваться при эрозии магматических пород, представленных в настоящее время чарнокитовым комплексом.

2. Метаизвестково-силикатные породы. Они представлены двупироксеновыми и биотит-амфибол-двупироксеновыми плаггиогнейсами с широко варьирующими химическими составами. Сфенсодержащий двупироксеновый плаггиогнейс (табл. 42, рис. 42, а, обр. 354/1) характеризуется крайне высокими содержаниями легких и средних РЗЭ, очень высокой степенью фракционирования РЗЭ и максимальными для этой группы концентрациями Ba , Sr , Zr , Th , Hf . В амфибол- и биотитсодержащих разностях (обр. 217/2, 303/1) наблюдаются более низкие концентрации легких и средних РЗЭ и на порядок меньшая степень фракционирования. Обедненность калием и низкие K/Rb -отношения характерны для всех разновидностей метаизвестково-силикатных пород.

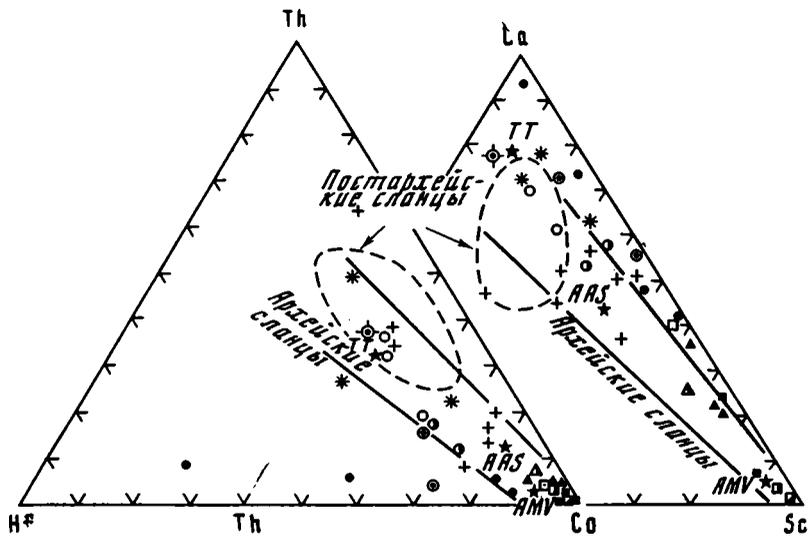


Рис. 43. Диаграммы Hf—Th—Co и Th—La—Sc для пород центральнокольского комплекса

ААS — средний архейский аргиллит, ТТ — средняя кислая архейская изверженная порода, АМV — средний архейский мафический вулканит и поля архейских и постархейских сланцев по С.Р.Тейлору, С.М.Мак-Леннану [96]

Условные обозначения см. на рис. 20 и 34

3. Железистые кварциты и эвлизиты. На рис. 42, б и в табл. 42 видно, что химические составы алюмо-железистых (обр. 339, 339/1) и высокожелезистых (4Б, 4Д, 5Г) пород сильно различаются. Алмадин-кварцевая и феррогиперстен-алмадин-кварцевая породы обогащены РЗЭ в целом и легкими РЗЭ в особенности и имеют отрицательную европиевую аномалию. Ферросалит-феррогиперстен-магнетит-кварцевые породы почти на порядок беднее редкоземельными элементами и характеризуются европиевым максимумом.

Б.Дж.Фриер [117], изучавший распределение РЗЭ в железорудных формациях различных возрастов, установил, что архейские железорудные формации характеризуются низкими концентрациями РЗЭ, в 2—10 раз превышающими хондритовые содержания, имеют положительные европиевые аномалии, но не обладают цериевыми аномалиями. До настоящего времени истощенные европием архейские высокожелезистые породы были описаны лишь в Китае [124]. Породы послеперархейских железорудных формаций содержат больше РЗЭ и имеют отрицательные европиевые и цериевые аномалии. Иными словами высокожелезистые разности центральнокольских кварцитов ближе по химизму к архейской железорудной формации, а алюмо-железистые — к послеперархейским формациям, хотя геологически они несомненно разновозрастны.

5.3. Обсуждение и выводы

Данные о химическом составе метаморфических пород используются не только для геохимического описания того или иного комплекса, но и для выяснения палеотектонической обстановки и генезиса пород. Чаще всего в качестве генетических и тектонических индикаторов применяются R3Э, Rb, Sr, Ba, Zr и другие элементы.

Существует множество гипотез, объясняющих обедненность большинства ортогранулитов большими литофильными ионами. Одни исследователи полагают, что глубинные коровые породы (т.е. гранулитовые комплексы) изначально имеют такой химизм; другие допускают, что K, Rb, Th, U, Cs могли быть вынесены в процессе частичного плавления каких-либо исходных пород [118]; третьи утверждают, что эти элементы выносятся флюидами при метаморфизме и (или) метасоматозе [142, 147].

Ряд исследователей [112, 114, 125, 133, 146] считают, что гранулитовый метаморфизм осуществляется в условиях мантийного потока углекислого флюида, который выносит с собой большие литофильные ионы. В основе этих суждений лежит тот факт, что в очень многих чарнокитовых провинциях флюидные включения в минералах содержат большое количество CO₂ [120]. Предполагается, что богатая углекислым газом флюидная фаза генерировалась на мантийных глубинах и поднималась вверх, дегидратируя вышележащие коровые породы. Перед воздымающимся фронтом дегидратации образуется волна из обогащенного водой высокотемпературного флюида, который вызывает анатексис пород, выщелачивает из них K, Rb, Th и другие элементы и переносит их на более высокие уровни коры. Было даже высказано предположение о том, что переход к гранулитовой фации метаморфизма связан не столько с повышением температуры, сколько с изменением состава флюида [120]. Богатый углекислотой флюид ограничивает поле устойчивости водосодержащих минералов (биотита, амфибола...), является активным агентом, перераспределяющим элементы, и служит носителем тепла при гранулитовом метаморфизме.

В связи с вышеизложенным встает вопрос и о поведении R3Э при гранулитовом метаморфизме. Большинство исследователей [94, 95, 112, 114, 119, 120, 123, 124, 125, 146, 147] полагают, что содержание R3Э не изменяется в процессе метаморфизма и не зависит от поведения K, Rb, Th, U, Cs. Это мнение подтверждается, в частности, отсутствием значительных различий между породами гранулитовой и амфиболитовой фаций, по содержанию R3Э (при одинаковом содержании кремнезема). Такие данные получены Б.Л. Уивером и Дж. Тарни [146, 147] по комплексу Льюис в Шотландии, К.Д. Коллерсоном [111] — по центральной Австралии, Дж. Риваленти [88] и Ф. Колсбэком [35] — по Западной Гренландии, К. Конди и др. [114] — по южной Индии и др.

Однако К.Д. Коллерсон и Б.Дж. Фриер [112], исходя из большей растворимости тяжелых R3Э во флюиде, богатом CO₂, H₂O и галогенами, считают, что тяжелые R3Э могут выноситься этим флюидом. По мнению [119, 124], такой процесс может быть эффективен лишь в

локальных зонах наиболее интенсивной фильтрации флюидов, поэтому в большинстве случаев РЗЭ можно использовать для выяснения генезиса пород.

Конечно, синметаморфические петрогенетические процессы затушевывают и скрывают природу дометаморфических пород. Но изучение геохимии пород центральнокольского комплекса показало, что хотя гранулитовый метаморфизм сопровождался аллохимическими процессами (частичное плавление, реститизация, метасоматоз), геохимические методы вполне применимы для выяснения условий формирования протолитов как орто-, так и парапород.

В целом, геохимические данные подтверждают установленную по геолого-петрологическим наблюдениям генетическую разнородность чарнокитового комплекса (см. гл. 1—3). Хотя геохимическая когерентность ортопород несколько нарушена и количественное моделирование предполагаемых петрогенетических процессов затруднено, есть серьезные основания выделять в центральнокольском чарнокитовом комплексе исходную (известково-щелочную, контрастную габбро-тоналитовую) вулканоплутоническую ассоциацию и аллохимические продукты ее синметаморфических преобразований: тоналит-трондьмитовые выплавки и реститизированные породы.

Особый интерес представляет проблема происхождения тоналит-трондьмит-гранодиоритовых пород. В настоящее время большинство исследователей связывает их образование с источником базальтового состава. Среди существующих моделей главными являются частичное плавление, фракционная кристаллизация и магматическое замещение.

Модели частичного плавления и фракционной кристаллизации разрабатываются в основном в западных странах. В советской петрологической науке наибольшее распространение получили представления Д.С.Коржинского [40, 41], объясняющие образование мигматитов и связанных с ними гранитоидов явлением магматического замещения (гранитизацией) при участии флюидов, которые метасоматически изменяют инъецируемые породы. В соответствии с этими представлениями возникновение лейкократовых эндербитов, жильных плагиоклазитов и плагиогранитов можно было бы объяснить региональным процессом плагиогранитизации («эндербитизации»), который должен был охватить огромные объемы пород чарнокитового комплекса. Необходимыми атрибутами этого процесса являются: привнос кремния и натрия; вынос флюидами из зоны плагиогранитизации компонентов, «избыточных» по отношению к гранитным этектикам; растворение остальных в развивающихся магмах [32, 40, 41, 58—63, 78]. Однако, подобной интерпретации противоречат: сохранность от замещения такими магмами тончайших и протяженных прослоев основных пород и тоналитов первой группы; наличие более чем одной геохимической разновидности тоналит-трондьмитовых пород; отсутствие признаков плагиогранитизации в смежных парапородах; строгая зависимость геохимической специализации лейкосомы мигматитов от состава вмещающих пород.

Модель фракционной кристаллизации была предложена Дж.Г.Артом и др. [108] для габбро-диорит-тоналит-трондьемитовой непрерывной серии юго-западной Финляндии. Авторы [108] показали, что образование тоналитов и трондьемитов с крутыми графиками распределения РЗЭ, а также наблюдаемое в них уменьшение содержаний РЗЭ и увеличение положительной европиевой аномалии по мере роста кремнекислотности — все это вполне может быть вызвано фракционной кристаллизацией роговой обманки и плагиоклаза из базальтовой магмы. Признаком фракционной кристаллизации явилось наличие роговообманковых кумулятов.

Данные, приведенные в разделе 5.1, позволяют нам считать возможным образование части тоналитовых пород в процессе фракционной кристаллизации некой исходной более основной магмы.

К.Конди и др. [114], Б.Джан и З.Занг [124] и многие другие исследователи считают, что модель частичного плавления более успешно объясняет происхождение тоналитов, трондьемитов и гранодиоритов бимодальных контрастных серий архейского возраста. По их мнению, эти породы образовались из архейских толеитовых базальтов, которые подверглись метаморфизму и частичному плавлению. В зависимости от глубины плавления в рестите должны оставаться амфиболиты, гранатовые амфиболиты, гранатовые основные гранулиты, эклогиты. Возможность такого процесса подтверждается приведенными выше данными как по инъекционным плагиоклазитам и лейкократовым эндебитам (породам второй группы), так и по гранат-амфибол-двупироксеновым кристаллосланцам (породам третьей группы). Разница состоит лишь в том, что данные автора предполагают участие в плавлении пород среднего и кислого состава. Представляется, что гранулитовый метаморфизм центральнокольского комплекса происходил в низах коры и сопровождался частичным плавлением пород первой группы (исходного вулканоплутонического комплекса) с выплавлением из них тоналит-трондьемитовых магм и формированием реститов и реститизированных пород.

А.А.Маракушев [58—60, 78] и В.А.Жариков [32] считают маловероятным процесс селективного выплавления гранитной магмы из метаморфических пород в виду отсутствия в них признаков реститообразования. Однако автор полагает, что обнаруженные в центральной части Кольского полуострова гранат-амфибол-двупироксеновые кристаллосланцы имеют как петрологические, так и геохимические признаки рестита. Кроме того, геохимические особенности инъекционных плагиоклазитов и лейкократовых эндебитов подтверждают возможность их выплавления из этих реститов.

Применение петрохимических методов распознавания первичной природы метаморфических пород [84, 90, 91] показало, что глиноземистые гнейсы по своему химизму соответствуют глинам и глинистым сланцам, пироксеновые плагиогнейсы — известково-силикатным породам, а железистые кварциты — полосчатой железорудной формации. Однако к этим результатам надо относиться очень осторожно, так как в центральнокольских метаосадках проявились и сложным обра-

зом сочетаются процессы частичного плавления, калиевой мигматизации и метасоматизма.

По мнению С.М.Мак-Леннана и С.Р.Тейлора [57, 96], химический состав архейских осадочных пород может быть источником информации о составе и природе архейской коры. Большая их часть характеризуется таким же содержанием РЗЭ и некоторых других элементов-примесей, как и архейские андезиты и современные серии известково-щелочных пород. Исходя из систематических вариаций в содержаниях элементов-примесей, они установили, что архейские осадки могли образоваться при эрозии бимодальной магматической серии с соотношением мафических и фельзических пород как один к одному.

По всей видимости, глиноземистые парагнейсы центральнокольского комплекса тоже являются высокометаморфизованными и мигматизированными продуктами эрозии и смешения пород бимодального (габбро-тоналитового) вулканоплутонического комплекса. Они могли формироваться одновременно со становлением этого комплекса, представляя собой его терригенную фацию. Причем если высокие содержания переходных элементов в глиноземистых гнейсах могут быть объяснены возможностью обогащения ими в процессе выветривания или осадконакопления, то обогащенность кольских гнейсов большими литофильными ионами и некоторыми другими несовместимыми элементами, очевидно, не является первичной и скорее всего связана с процессами диагенеза, метаморфизма, мигматизации и метасоматоза.

Наряду с геохимическими данными в пользу такого вывода свидетельствуют: близость возраста глиноземистых гнейсов (Rb/Sr -метод по породе в целом [3]) к возрасту магматогенных цирконов из ортогранулитов [9, 24]; близкий изотопный состав кислорода в них и низкое начальное отношение изотопов стронция в глиноземистых гнейсах (см. гл. 2). Кроме того, геохимические и изотопные данные не только не обнаруживают, но и отрицают возможность существования в данном регионе более древней (раннеархейской) сиалической коры.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ АРХЕЙСКОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Становление зрелой континентальной коры есть результат длительного, стадийного и в целом направленного действия сложных эндогенных и экзогенных процессов, связанных с дифференциацией мантии Земли и последовательным преобразованием вещества первичной коры.

Основной объем континентальной коры сформировался в архее и протерозое. Однако в настоящее время не существует общепризнанной тектонической концепции, объясняющей механизм континентального корообразования в раннем докембрии. И хотя многие исследователи [48, 66, 72, 73, 87, 89, 95, 99, 100, 113] считают возможным привлечение концепции тектоники плит для этой цели, вопрос этот все еще дискутируется, поскольку значительная часть авторов полагает, что ранний докембрий характеризуется совершенно иным тектоническим режимом [68 и др.].

Практически для всех геотектонических моделей традиционно трудным является вопрос о природе гранулитогнейсовых областей. Любая модель происхождения гранулитовых комплексов должна учитывать такие их особенности, как: присутствие пород явно супракrustального происхождения; интенсивная деформированность; высокие параметры метаморфизма, соответствующие по давлениям нижней коре; истощенность ортопород большими литофильными элементами относительно переслаивающихся с ними парапород и обычных верхнекоровых пород; наличие маловодных, богатых углекислым газом флюидных включений в минералах [13].

Приведенные в предыдущих главах новые данные по составу, структурному положению и возрасту пород, слагающих Центрально-Кольскую гранулитогнейсовую область, могут быть использованы для восстановления последовательности геологических процессов, приведших в конечном итоге к возникновению континентальной коры. Выявленные закономерности формирования коры могут иметь не только региональное, но и более общее значение.

6.1. Происхождение и возраст

Наиболее древние магматические образования центральной части Кольского полуострова в настоящее время метаморфизованы в гранулитовой (метапироксениты, метагаббро-нориты, основные кристаллические сланцы и мезократовые эндербиты) и в амфиболитовой (горблендиты, амфиболиты, амфиболовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы) фациях. Наблюдаемые в них минеральные ассоциации сформировались во время позднеархейского тектонометаморфического цикла.

Химический состав ортопород свидетельствует о том, что исходные породы представляли собой известково-щелочную вулканоплутони-

ческую ассоциацию контрастного (габбро–тоналитового) типа. В настоящее время вулканическая и плутоническая составляющие этого бимодального комплекса практически неразличимы (за исключением пироксенитов–кумулятов), поскольку в высокометаморфизованных ортопорадах отсутствуют реликты первичных текстур и структур, а геохимические особенности вулканитов (базальтов, андезитов, дацитов) и плутонитов (габброидов, кварцевых диоритов, тоналитов) однотипны даже в фанерозойских вулканоплутонических комплексах.

Геохимическая когерентность ортопород, закономерное увеличение содержаний РЗЭ и других несовместимых элементов и уменьшение количества совместимых элементов по мере роста кремнекислотности, наличие пироксенитовых кумулатов, — все это позволяет предполагать, что наиболее вероятным механизмом, контролирующим образование магматических пород, была фракционная кристаллизация базальтовой или андезито–базальтовой исходной магмы.

Структурно–геологические данные не противоречат такой интерпретации. Наблюдаемые в настоящее время метаморфическая полосчатость и кристаллизационная сланцеватость, по–видимому, в грубом приближении наследуют первичную магматическую расслоенность и последовательность «напластования» вулканитов.

Судя по полученным возрастным датировкам образование вулканоплутонической ассоциации происходило не менее 2,85 млрд лет тому назад. Породы с более древним возрастом в пределах Кольского полуострова пока не известны.

С ортопорадами центральнокольского комплекса ассоциируют гнейзоместистые парагнейсы, которые, по–видимому, являются высокометаморфизованными и мигматизированными продуктами эрозии и смешения пород бимодального вулканоплутонического комплекса. Однако химизм гнейсов не может быть объяснен простым смешением продуктов выветривания ортопород, поскольку наблюдаемые в них содержания К, Rb, La, Ce, Cr, Co, Sc и ряда других элементов значительно выше, чем в эндебитах и в основных кристаллосланцах. Эти отклонения могут быть вызваны процессами осадочной дифференциации, недостаточным смешением продуктов размыва, сорбирующими свойствами глинистых отложений и (или) позднеархейскими процессами мигматизации и метаморфизма.

Автор полагает, что осадочные породы формировались одновременно со становлением вулканоплутонического комплекса, представляя собой его терригенную фацию. Очевидно, они слагали линзовидные тела различной мощности, чередующиеся в разрезе с потоками базальтов, андезитов и дацитов. По мере увеличения мощности этой вулканогенно–осадочной толщи становилось возможным внедрение в нее интрузивных тел габбро–тоналитового состава.

Таким образом, сформировавшаяся к началу позднего архея протокора была представлена бимодальной вулканоплутонической ассоциацией и пространственно связанными с ней терригенными образованиями. Наличие реликтовых фрагментов чарнокитового комплекса в гранитоидах Мурманского блока и гнейсах беломорской серии может

рассматриваться как доказательство весьма широкого распространения подобной протокоры.

Современные геохронологические данные показывают, что рост континентальной коры происходил эпизодически во время относительно коротких периодов. Архейские области Земли прошли по крайней мере через две стадии развития, которые обычно приходится на периоды 3,8—3,6 и 3,1—2,6 млрд лет назад [70, 130]. В обоих случаях корообразующие процессы привели к формированию существенно тоналитовой коры. Поэтому практически во всех высокометаморфизованных архейских областях наиболее древние образования представлены главным образом плагиогнейсами и эндербитами тоналит—трондемит—гранодиоритового состава. Среди них присутствуют также подчиненные прослойки и тела метабазитов, гранитов и седиментогенных пород.

Изотопные данные указывают на мантийную природу большинства архейских изверженных пород и исключают возможность повторной переработки более древней сиалической коры. Например, С. Мурбат [70] показал, что гнейсы с возрастом 2,7—2,8 млрд лет из Западной Гренландии и северо-западной Шотландии не могли быть получены путем переработки пород типа гнейсов Амйтсок с возрастом 3,7 млрд лет. Это обстоятельство должно учитываться при моделировании докембрийского тектогенеза.

Изотопное исследование кольских глиноземистых гнейсов выявило низкие значения начальных отношений изотопов стронция в них [3]. Из этого следует, что протолит гнейсов мог образоваться при эрозии незадолго до этого сформированного или продолжающего формироваться вулканоплутонического комплекса, являющегося в свою очередь продуктом мантийного магматизма. Иными словами, позднеархейский гранулитогнейсовый комплекс не мог быть получен путем переработки некой раннеархейской сиалической коры.

Эти данные противоречат утверждению, что древнейшие образования центральной части Кольского полуострова сформировались и подверглись гранулитовому метаморфизму еще в раннем архее. Во всяком случае, в исследованном регионе все устанавливаемые тектонические деформации и проявления метаморфизма, мигматизации, гранитизации и метасоматоза датируются как позднеархейские. Признаки более древнего (саамского?) диастрофизма здесь не обнаруживаются. Поэтому на вопрос — есть ли саамий в Центрально-Кольской области, автор дает отрицательный ответ.

6.2. Структурно-вещественные преобразования

Центрально-Кольская гранулитогнейсовая область заключена между Оленегорским и Колмозеро-Вороньинским зеленокаменными поясами. Такая взаимосвязь между близкими по возрасту гранулитовыми и зеленокаменными поясами типична для архейских областей [87, 95, 99, 113], что, очевидно, свидетельствует о генетической сопряженности этих структур. Видимо, существует некий механизм, создающий определенные тектоно-метаморфические условия, необходимые для возникновения этих своеобразных «парных» структур.

Современная структура Центрально-Кольской области формировалась в условиях пластического течения вещества и при участии сдвигово-надвиговых деформаций, следовательно она являлась зоной сжатия и скучивания [65, 128]. В противоположность этому зеленокаменные пояса представляют собой зоны разрыва сплошности протокоры, через которые мантийное вещество проникает вверх. В переходных зонах обнаруживается дивергентное погружение тектонических пластин под структуры поясов. В осевой части Центрально-Кольской области пласты пород, осевые плоскости и шарниры изоклинальных складок, кристаллизационная сланцеватость и полосчатость имеют субвертикальную ориентировку.

Л.Ф.Добржиницкая разработала модель [28], объясняющую возникновение этой латеральной структурной зональности следующей последовательностью тектонических процессов: 1) подъем аномальной мантии, раскальвание протокоры и заложение зеленокаменных трогов; 2) горизонтальное растекание глубинных маловязких горизонтов коры к центру «микроконтинента» во встречных направлениях; 3) скучивание фронтальных частей покровов в центральной области «микроконтинента», где происходит перераспределение материала в вертикальном направлении, сопровождающееся неоднократными деформациями, метаморфизмом и интенсивной мигматизацией и метасоматозом.

Большинство петрологов, основываясь на анализе парагенезисов минералов и расчетах PT -параметров метаморфизма, утверждает, что гранулитовые комплексы были погружены на глубину 30—40 км. Следовательно, мощность архейской коры была близка к мощности современной континентальной коры. Но в настоящее время многие гранулитовые области обнажены на поверхности и подстилаются корой с такой же мощностью — 30—40 км. Исследователи по-разному объясняют этот факт. Вот некоторые из предлагаемых вариантов: 1) одновременно с воздыманием и эрозией гранулитовых комплексов происходит подкоровое наращивание сиалической коры тоналит-трондъемитовыми магмами мантийного происхождения [149]; 2) мощность архейской коры в этих областях достигала 60—80 км вследствие ее тектонического утолщения путем скучивания или за счет столкновения континентов [61]; 3) блоки нижней части коры перемещены к земной поверхности в результате надвигов [113].

Высказываются предположения и о возможности метаморфизма гранулитовой фации в малоглубинных условиях. Например, К.Конди [113] не исключает возможность формирования высокометаморфизованных пород на небольших глубинах во время пологих надвигов при сжатии в процессе деформации. С.К.Саксена [137] на основании экспериментальных данных и теоретического анализа химического состава сосуществующих минералов установил, что чарнокиты формируются в диапазоне температур 800—900°C и давлений 0,5—3 кбар, т.е. на глубине 6—12 км. Как следует из этой работы, чарнокитовая геотерма необычайно крута — 70—100°C/км.

Количественная оценка параметров гранулитового метаморфизма в Центрально-Кольской области ($T \sim 680^\circ\text{C}$, $P \sim 6$ кбар) позволяет от-

нести его к зональному метаморфизму умеренных давлений. Гранулитовая и амфиболитовая зоны метаморфизма различаются по температуре в среднем на 50—100°. Пространственно они разделены узкой переходной зоной. В целом степень метаморфизма закономерно понижается по направлению к Оленегорскому поясу.

Известно, что смена гранулитовых минеральных ассоциаций амфиболитовыми может быть вызвана не только и не столько понижением *PT*-параметров метаморфизма, сколько увеличением мольной доли воды во флюиде [14]. Бесспорно, роль флюидов в процессах метаморфизма необычайно велика. Работы последних лет показали, что наличие флюида меняет реологию горных пород и делает метаморфические реакции практически осуществимыми [51]. Кроме того, флюид осуществляет перенос вещества при метаморфизме и является главным теплоносителем. По мнению многих исследователей [49, 114, 118, 120, 125, 131, 133], источником тепла при гранулитовом метаморфизме является мантийный диапир, дегазирующий углекислым газом.

Изучение флюидных включений в минералах выявило, что в гранулитах флюид маловодный и сильно обогащен углекислым газом, тогда как в породах амфиболитовой фации он существенно водный [125]. Объяснение этого явления лежит в закономерностях окисления флюидов с уменьшением глубинности метаморфизма. Л.Л.Перчук [74. С.78] показал, что на глубинах, соответствующих давлению 5,5—3,5 кбар, происходит резкое окисление метаморфического флюида, преимущественно с образованием H₂O. А возрастание парциального давления воды приводит к плавлению. Видимо, именно этим можно объяснить приуроченность крупных гранитных массивов и широкой гранитизации к метаморфизованным в амфиболитовой фации комплексам. В *PT*-параметрах гранулитовой фации активность и парциальное давление воды низки, и поэтому процессы плавления заторможены. Тем не менее практически все архейские гранулитовые комплексы мигматизированы.

В центральной части Кольского полуострова региональный метаморфизм сопровождался площадной мигматизацией пород центральнокольского комплекса. Здесь выделяются две стадии мигматизации и гранитообразования, различающиеся масштабами проявления, термодинамическими характеристиками процессов и щелочнометалльной специализацией.

Первая стадия происходила в условиях гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фаций метаморфизма, имела региональное развитие и ознаменовалась натриевой мигматизацией (плагиигранитизацией, эндербитизацией) ортопород и калиевой мигматизацией глиноземистых гнейсов. Следовательно, щелочнометалльная специализация лейкосом мигматитов зависела от состава вмещающих пород. Ни в орто-, ни в парапородах (даже в зонах их контактов) не наблюдалось наложения высокотемпературной калиевой мигматизации на натриевую или наоборот. Жилы лейкосом обычно деформированы изоклинальными складками, реже они пересекают крылья складок. Стиль деформаций в обеих группах пород одинаковый. Эти наблюдения тоже свидетельствуют, что натриевая и калиевая линии

гранитообразования проявились одновременно. Региональный метаморфизм и гранитизация происходили на фоне глубинного покровообразования, характеризующегося тектоническим расчешуиванием, скучиванием, изоклинальной складчатостью и формированием круто-ориентированных сдвиговых зон северо-западного простираения.

Вторая стадия гранитообразования проявилась локально: в припоясовой зоне амфиболитового метаморфизма и в поздних зонах пластических сдвигов, заложившихся в поле развития пород гранулитовой фации. Она имела калиевую специализацию и в пара- и в ортопородах, происходила в условиях низкотемпературной амфиболитовой фации метаморфизма и наложилась на уже мигматизированные в гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фациях породы, вызывая в них регрессивные преобразования вплоть до небулитовых мигматитов и гранито-гнейсов. Завершилась она внедрением секущих и субпластовых жил и тел субшелочных микроклиновых гранитов, возраст которых оценивается в 2,63 млрд лет.

Более поздние тектонические события не внесли существенных изменений в структуру коры. Следовательно, полная консолидация континентальной коры Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области наступила к концу позднего архея, когда слагающие его высокометаморфизованные породы были инъецированы относительно низкотемпературными калиевыми гранитами. Эти граниты могут рассматриваться как комплекс-показатель становления континентальной коры [69].

Региональная мигматизация пород центральнокольского комплекса сопровождалась аллохимическими преобразованиями протолитов и возникновением не только синметаморфических лейкократовых выплавов и реститизированных пород, но и метасоматитов. Последние имеют локальный характер проявления и преимущественно приурочены к тектонизированным контактам парапород с ортопородами.

Порфиробластез, замещение пироксенов амфиболом и биотитом, развитие антипертитовых вростков калишпата в плагиоклазах, фельдшпатизация (крайним выражением которой является появление плагиоклазитов в основных породах), плавление и образование плагиогранитных (эндербитовых) инъеక్షий. Эти явления широко развиты и охватывают ортопороды гранулитовой и амфиболитовой зон. Процессы такого масштаба происходят и в глиноземистых гнейсах: наблюдается порфиробластез граната; плагиоклаз замещается калиевым полевым шпатом; гранат-биотитовые плагиогнейсы в процессе плавления blastomylonитизируются и преобразуются в реститизированные гнейсы, содержащие кордиерит, силлиманит, шпинель, корунд; возникают многочисленные инъекции гранатосодержащих ортоклазовых и микроклиновых гранитов.

Метасоматиты характеризуются большим разнообразием геохимических типов и минеральных фаций и могут быть разделены на продукты кислотного выщелачивания и сопряженного отложения оснований. В результате кислотного выщелачивания происходит «окварцевание» эндербитов, кристаллосланцев и глиноземистых гнейсов; образуются разнообразные полевошпат-кварцевые породы; развива-

ются кордиеритовые, силлиманитовые, гранат–силлиманитовые и другие кварциты, гранатсодержащие силлиманититы и т.д. С этими образованиями часто ассоциируют продукты отложения выщелоченных компонентов. Возникновение калиево–магнезиальных, а также части кальцево–железо–магнезиальных и магнезиально–железистых пород, скорее всего, связано с привносом и отложением железа, магния, кальция.

Практически все метасоматиты приурочены к бластомилонитизированным зонам контакта между тектоническими чешуями и пластинами, т.е. к зонам повышенной проницаемости флюидов. Иногда в них наблюдаются такие признаки прогрессивных преобразований, как замещение биотита гиперстеном, возникновение ортопироксен–силлиманитовых, сапфириновых, эклогитоподобных и других парагенезисов, свидетельствующих о высоких *PT*-параметрах метасоматических процессов. Однако количественная оценка этих параметров по минеральным геотермобарометрам дает те же результаты, что и для остальных пород. Это еще раз подтверждает, что метасоматические процессы генетически связаны с региональным метаморфизмом и мигматизацией [13,19].

Результаты изучения процессов мигматизации на примере пород центральнокольского комплекса лучше всего согласуются с представлениями, связывающими мигматитообразование с явлениями неизохимического плавления при участии флюидов, т.е. с привносом и выносом компонентов. В такой модели находят объяснение как гранитообразование и комплементарное ему реститообразование, так и метасоматизм.

Одновременно с региональным метаморфизмом и мигматизацией происходило твердопластическое течение пород, приводящее к формированию многочисленных деформационных структур разного масштаба. Орто– и паропороды были вместе вовлечены в глубинное покровообразование, и в настоящее время они обладают единым стилем тектонического строения. Отсутствуют признаки интрузивных контактов или трансгрессивного налегания. Нет также различий в интенсивности деформаций. Можно, конечно, опасаться, что наблюдаемое формационное единство центральнокольского комплекса обусловлено однотипностью наложенных на него структурно–вещественных преобразований. Однако весь комплекс имеющихся данных позволяет считать эти опасения необоснованными.

Проведенные изотопные исследования убедительно свидетельствуют, что все структурно–вещественные преобразования центральнокольского комплекса происходили в течение одного позднеархейского тектоно–метаморфического цикла. Этот вывод не согласуется с традиционными представлениями о существовании двух этапов преобразований — раннеархейского (саамского) и позднеархейского (лопийского).

Таким образом, если формирование исходной существенно тоналитовой протокры в центральной части Кольского полуострова связано главным образом с мантийным магматизмом и осадконакоплением, то ее последующая эволюция в кору континентального типа обус-

ловлена позднерхейскими тектоническими деформациями и широкомасштабными процессами метаморфизма, мигматизации, гранитообразования и метасоматоза.

Вместе с тем, в современном эрозионном срезе Центрально–Кольской области «гранитно–метаморфический» слой слабо выражен. Кора здесь имеет двухслойное строение и состоит из «диоритового» («промежуточного») и «базальтового» слоев [52]. Отсутствие четко выраженного «гранитно–метаморфического» слоя объясняется высокой плотностью пород. Следовательно, формирование этого слоя должно быть связано с процессами, приводящими к еще большему разуплотнению пород. По современным геофизическим данным в пределах Кольского полуострова, «гранитно–метаморфический слой» фиксируется лишь в областях амфиболитовой фации метаморфизма, например в Мурманском и Беломорском блоках [44, 52].

Современный уровень знания пока не позволяет создать общую модель континентального корообразования в раннем докембрии. Определенно можно говорить лишь о том, что в архее механизм формирования континентальной коры был в значительной мере иным, чем в протерозое и фанерозое, поскольку повсеместное развитие гранит–зеленокаменных и гранулито–гнейсовых областей характерно лишь для архея.

Понятно, что континентальная кора в конечном итоге представляет собой продукт дифференциации вещества Земли, а метаморфизм и гранитообразование являются вещественным выражением этого процесса. Но в одних случаях этим продуктом являются гранит–зеленокаменные области, а в других — гранулито–гнейсовые. Только знание пространственных и возрастных соотношений между ними наряду с условиями формирования каждого из них могут привести к разгадке архейского тектогенеза.

1. *Авакян К.Х., Богданова С.В., Добржинецкая Л.Ф.* и др. Структурное положение чарнокитоидов центральной части Кольского полуострова // Природные ассоциации серых гнейсов архея: (Геология и петрология). Л.: Наука, 1984. С. 123—133.

2. *Авакян К.Х., Буякайте М.И., Ляпунов С.М.* Возраст калиево-магнезиальных метасоматитов Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области архея по данным Rb/Sr метода // Геохимия. 1991. № 5. С. 635—641.

3. *Авакян К.Х., Буякайте М.И., Добржинецкая Л.Ф., Ляпунов С.М.* Геохимия и возраст глиноземистых гнейсов кольской серии архея Балтийского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992.

4. *Авакян К.Х., Дмитриева М.Т.* Ортопироксен-силлиманитовые и сапфириновые парагенезисы в чарнокитовых гнейсах центральной части Кольского полуострова // ДАН СССР. 1985. Т. 285, № 4. С. 978—982.

5. *Авакян К.Х., Марков М.С.* Условия формирования и метаморфическая история эндербитов и чарнокитов Центрально-Кольской зоны // Зап. ВМО. 1984. Ч. 113, вып.5. С. 547—559.

6. *Аллорт Я.* Древние супракрустальные породы с возрастом свыше 3760 млн лет и ассоциирующие с ними полосчатые железистые кварциты, район Исуа, центральная часть западной Гренландии // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 188—201.

7. *Батиева И.Д., Бельков И.В.* Гранитоидные формации Кольского полуострова // Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. С. 5—143.

8. *Батиева И.Д., Бельков И.В.* Вулканоплутонические ассоциации древнейших комплексов Кольского полуострова // Природные ассоциации серых гнейсов архея. Л.: Наука, 1984. С. 104—112.

9. *Бибикова Е.В.* Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 179 с.

10. *Бондаренко Л.П.* Гиперстен-кианитовая ассоциация в гранат-сапфириновых гранулитах и термодинамические условия ее возникновения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 10. С. 48—55.

11. *Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б.* Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. 168 с.

12. *Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б.* Стратиграфия кольской серии архея в зоне Центрально-Кольского антиклинория // Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 15—20.

13. *Бушмин С.А.* Минеральные фации метасоматитов, связанных с региональным метаморфизмом // Зап. ВМО. 1987. Ч. 116, вып.5. С. 585—601.

14. *Вернон Р.Х.* Метаморфические процессы. М.: Недра, 1980. 227 с.

15. *Ветрин В.Н., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф.* и др. Породы архейского комплекса в разрезе кольской сверхглубокой скважины СГ-3 // Новые данные по геохронологии и геохимии изотопов докембрия Кольского полуострова. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1990. С. 19—25.
16. *Виноградов А.Н., Виноградова Г.В.* Эндербиты Канентьяврского массива и проблема петрохимического типа первичнокоровых гранитов // Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1979. С. 91—116.
17. *Володичев О.И., Король Н.Е.* Геология и метаморфизм пород гранулитовой фации Беломорского комплекса // Петрология глубоко-метаморфизованных комплексов Карелии. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1983. С. 5—26.
18. Геология СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1958. Т. 27, ч. 1. 714 с.
19. *Глебовицкий В.А., Бушмин С.А.* Послемигматитовый метасоматоз. Л.: Наука, 1983. 216 с.
20. *Гольтвегер В.Я., Кунина Н.М.* Глиноземистые гнейсы кольской серии архея: Результат гранитизации // Пробл. осадоч. геологии докембрия. 1984. № 9. С. 143—148.
21. *Горохов И.М., Крылов И.Н., Байкова В.С.* и др. Геохронологическое изучение полиметаморфического комплекса пород кольской серии // Развитие и применение методов ядерной геохронологии. Л.: Наука, 1976. С. 177—192.
22. *Горохов И.М., Дагелайский В.Б., Морозова И.М.* и др. Возрастное положение Оленегорского железорудного месторождения (Кольский полуостров) по данным Rb-Sr и K-Ar методов // Геология руд. месторождений. 1981. № 3. С. 67—79.
23. *Горяинов П.М.* Кольско-Норвежский мегаблок — древнейший кратон в докембрии Кольского полуострова // Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980. С. 88—103.
24. *Грачева Т.В., Авакян К.Х., Бибикина Е.В.* и др. U-Pb возраст чарнокитовой серии центральной части Кольского полуострова // Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1985. С. 54—56.
25. *Даркшевич О.Я., Шлайфштейн Б.А.* Процессы метаморфизма и гранитизации в восточной части Мурманского блок-антиклинория // Метаморфизм и метаморфогенное рудообразование раннего докембрия: Тез. докл. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1979. С. 166—167.
26. *Добржинецкая Л.Ф.* Структурно-метаморфическая эволюция кольской серии. М.: Наука, 1978. 148 с.
27. *Добржинецкая Л.Ф.* Структуры архейского тектогенеза в породах чарнокитовой серии Кольского полуострова // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 134—154.
28. *Добржинецкая Л.Ф.* Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 288 с.
29. Докембрийская геология СССР. Л.: Наука, 1988. 440 с.
30. *Другова Г.М., Глебовицкий В.А., Никитина Л.П.* и др. Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: Наука, 1972. 256 с.

31. *Дук Г.Г., Кольцова Т.В., Бибикина Е.В.* и др. Проблемы глубинного петрогенезиса и возраста пород Кольской сверхглубокой скважины // Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 72—86.
32. *Жариков В.А., Омеляненко Б.И.* Классификация метасоматитов // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978. С. 9—28.
33. *Жданов В.В., Малкова Г.П.* Железородные месторождения зон региональной базификации // Л.: Недра, 1974. 198 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 208).
34. *Загородный В.Г., Радченко А.Т.* Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1983. 94 с.
35. *Калсбэк Ф.* Метаморфизм архейских пород западной Гренландии // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 234—245.
36. *Кацура И.К.* Архейская кольцевая структура Волшепахк: Строение и генезис // Структурные исследования в области раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 154—163.
37. *Келлер Б.М., Кратц К.О., Митрофанов Ф.П.* и др. Достижения в разработке общей стратиграфической шкалы докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 11. С. 3—11.
38. Классификация и номенклатура магматических горных пород / *О.А.Богатилов, В.И.Гоньшакова, С.В.Ефремова* и др. М.: Недра, 1981. 161 с.
39. *Конди К.* Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
40. *Коржинский Д.С.* Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 2. С. 56—69.
41. *Коржинский Д.С.* Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.
42. *Кориковский С.П.* Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано—Становой зоны. М.: Наука, 1967. 298 с.
43. *Кориковский С.П.* Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
44. *Кратц К.О., Глебовицкий В.А., Былинский Р.В.* и др. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 232 с.
45. *Крюков В.Б.* Геология и генезис гнейсов кольской серии // Проблемы геологии и петрологии докембрия. Л., 1978. С. 98—112. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. Т.280).
46. *Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л.* Фазовое соответствие в системе биотит—гранат // ДАН СССР. 1981. Т. 260, № 3. С. 731—734.
47. *Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л.* Кордиерит—гранатовый термометр // Там же. Т. 253, № 13. С. 697—700.
48. *Лейтес А.М., Федоровский В.С.* Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии // Геотектоника. 1977. № 1. С. 3—24.
49. *Летников Ф.А.* Физико—химические аспекты металлогении метаморфизма // Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 117—130.

50. *Летников Ф.А., Савельева В.Б., Бальшев С.О.* Петрология, геохимия и флюидный режим тектонитов. Новосибирск: Наука, 1986. 222 с.

51. *Лепезин Г.Г., Ревердатто В.В., Хлестов В.В.* Динамические аспекты метаморфической петрологии // Геология и геофизика. 1986. № 7. С. 59—65.

52. *Литвищенко И.В.* Сейсмические модели земной коры Балтийского щита // XXVII Междунар. геол. конгр.: Тез. докл. М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 131.

53. *Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Левченков О.А., Пушкарев Ю.Д.* Геохронология восточной части Балтийского щита // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. М.: Наука, 1986. С. 77—134.

54. *Лукьянов А.В., Быкова Ю.М., Зиньков В.В.* Распределение давлений во флюиде, мигрирующем через слоистую толщу. Моделирование // Изучение тектонических деформаций. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 137—158.

55. *Лутц Б.Г.* Чарнокитовая серия Анабарского массива в Сибири // Чарнокиты. М.: Наука, 1964. С. 32—38. (XXII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов).

56. *Макиевский С.И.* Геология метаморфических толщ северо-запада Кольского полуострова. Л.: Наука, 1973. 150 с.

57. *Мак-Леннан С.М., Тейлор С.Р.* Архейские осадочные породы и их соотношения с составом архейской континентальной коры // Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 68—97.

58. *Маракушев А.А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 328 с.

59. *Маракушев А.А.* Минеральные фации гранитоидов // Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов: (Материалы к симпозию.). Свердловск, 1971. С. 3—16.

60. *Маракушев А.А.* Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. 322 с.

61. *Маракушев А.А.* Значение метаморфизма в формировании континентальной земной коры // Докембрий. М.: Наука, 1980. С. 5—15. (XXVI Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов).

62. *Маракушев А.А.* Метаморфические фациальные серии и геохимический режим метаморфизма // Петрология. М.: Наука, 1980. С. 51—58.

63. *Маракушев А.А.* Общая система минеральных фаций метаморфических и магматических пород // Метаморфические и магматические формации в истории Земли. Новосибирск: Наука, 1986. С. 8—12.

64. *Марков М.С., Авакян К.Х., Баржицкий В.В.* и др. Позднеархейские структурно-формационные зоны Кольского полуострова (К созданию геодинамической карты Кольского полигона). Препринт. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1987. 44 с.

65. *Марков М.С., Добржиницкая Л.Ф., Авакян К.Х., Кацура И.К.* Области развития серых гнейсов // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 72—84.

66. *Марков М.С., Федоровский В.С.* К проблеме геодинамики ранней Земли: Аспекты сравнительной планетологии и геологии раннего докембрия // Геотектоника. 1986. № 6. С. 21—39.

67. *Маслеников В.А.* Древнейший докембрий Кольского полуострова: Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. М., 1969. 49 с.

68. *Миясиро А., Аки К., Шенгер А.* Орогенез. М.: Мир, 1985. 286 с.

69. *Моссаковский А.А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии и их место в формировании континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 318 с.

70. *Мурбат С.* Границные условия эволюции архейской коры по возрастным и изотопным данным // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 356—366.

71. *Негруца В.З., Загородный В.Г., Стенарь М.М.* и др. Тектоника раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980. С. 5—17.

72. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5—23.

73. *Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П.* и др. Становление континентальной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты) // Геотектоника. 1976. № 5. С. 6—20.

74. *Перчук Л.Л.* Режим воды и углекислоты при метаморфизме и гранитизации // Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1978. С. 68—79.

75. *Перчук Л.Л., Лаврентьева И.В., Котельников А.Р., Петрик И.* Сравнительная характеристика термодинамических режимов метаморфизма пород Главного Кавказского хребта и Западных Карпат // Geol.zb.Geol.Carpath. 1984. Vol.35, № 1. P. 105—155.

76. Петрография. / Под ред. А.А.Маракушева. М.: Изд-во МГУ, 1976. Ч. 1. 384 с.

77. Петрография. / Под ред. А.А.Маракушева. М.: Изд-во МГУ, 1981. Ч. 2. 328 с.

78. Петрография. / Под ред. А.А.Маракушева. М.: Изд-во МГУ, 1986. Ч. 3. 288 с.

79. *Полканов А.А.* Геолого-петрографический очерк северо-западной части Кольского полуострова. Л.: Изд-во АН СССР, 1935. Ч. 1. 566 с.

80. *Полканов А.А.* Геологический очерк Кольского полуострова. Л.: Гл. упр. Севморпути, 1936. 172 с. (Тр. Аркт. ин-та; Т. 53).

81. *Полканов А.А.* Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита // XVII Междунар. геол. конгр.: Труды. М., 1939. Т.2. С. 27—58.

82. *Полканов А.А., Герлинг Э.К.* Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления // Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1961. Вып. 12. С. 7—102.

83. *Полканов А.А., Кратц К.О., Шуркин К.А.* Дочетвертичная геология Карелии и Кольского полуострова // Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1964. Вып. 19. С. 24—45.

84. *Предовский А.А.* Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1970. 116 с.

85. *Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И.* Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 136 с.

86. *Пушкарев Ю.Д., Рюнгеннен Г.И., Шестаков Г.И., Шуркина Л.К.* Гранитоиды древнее 2800 млн лет на Кольском полуострове // Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1979. С. 18—43.

87. Ранняя история Земли / Под ред. Б.Уиндли. М.: Мир, 1980. 620 с.

88. *Риваленти Дж.* Геохимия метавулканических амфиболитов юго-западной Гренландии // Ранняя история Земли / М.: Мир, 1980. С. 223—233.

89. *Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.

90. *Розен О.М.* Количественно-минералогические расчеты в петрохимии седиментогенных пород // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, вып. 5. С. 97—104.

91. *Розен О.М., Нистратов Ю.А.* Определение минерального состава осадочных пород по химическим анализам // Сов. геология. 1984. № 3. С. 76—83.

92. *Розен О.М., Вишневский А.Н., Глуховский М.З.* и др. Строение земной коры Анабарского щита. М.: Наука, 1986. 198 с.

93. *Сумин Л.В., Малышев В.И.* Термоизохронный метод определения возраста // Геохимия. 1983. № 5. С. 703—716.

94. *Тарни Дж., Уивер Б., Друри С.А.* Геохимия архейских трондьемитовых и тоналитовых гнейсов Шотландии и восточной Гренландии // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 204—222.

95. *Тарни Дж.* Геохимия архейских высокометаморфизованных гнейсов. Вывод о происхождении и эволюции докембрийской земной коры // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 407—420.

96. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: Ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

97. *Трусова И.Ф.* К стратиграфии раннего докембрия северо-западной части Кольского полуострова // Изв. вузов. Геология и разведка. 1974. № 9. С. 3—18.

98. *Тугаринов А.И., Бибикова Е.В.* Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 130 с.

99. *Уиндли Б.Ф.* Новые тектонические модели эволюции архейских континентов и океанов // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 115—122.

100. *Федоровский В.С.* Нижний протерозой Байкальской горной области: (Геология и условия формирования континентальной коры в раннем докембрии). М.: Наука, 1985. 200 с.

101. *Фонарев В.И., Графчиков А.А.* Двупироксеновая геотермометрия: (Критический анализ) // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1987. Вып. 14. С. 118—136.

102. *Фонарев В.И., Конилов А.Н., Графчиков А.А., Авакян К.Х.* Геологическая термометрия метаморфических комплексов Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области архея // Кристаллическая кора в пространстве и времени: Метаморфические и гидротермальные процессы. М.: Наука, 1989. С. 29—44. (XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов).

103. *Фор Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

104. *Чернышев И.В., Левченко О.А., Бибилова Е.В.* и др. Анализ возможностей и ограничений «термоэмиссионного» и «термоизохронного» методов изотопного датирования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 3. С. 3—16.

105. *Шемакин В.М.* Чарнокитоиды раннего докембрия. Л.: Наука, 1976. 179 с.

106. *Шемакин В.М., Шуркин К.А.* Чарнокитовые комплексы восточной части Балтийского щита // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 225—231.

107. *Шуркин К.А.* Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968. Вып. 1. С. 5—59.

108. *Arth J.G., Barker F., Peterman Z.E., Friedman 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. Vol. P. 289—316.

109. *Bohlen S.H., Boettcher A.L., Wall V.J., Clemens J.D.* Stability of phlogopite-quartz and sanidine-quartz: A model for melting the lower crust // Contrib. Miner. and Petrol. 1983. Vol. 83. P. 270—277.

110. *Choudhuri A., Winkler H.G.F.* Anthophyllit und Hornblende ineingen Metamorphosen Reactionen // Ibid. 1967. Vol. 14. P. 293—315.

111. *Collerson K.D.* Contrasted patterns of K/Rb distribution in Precambrian high grade metamorphic rocks from central Australia // J. Geol. Soc. Austral. 1975. Vol. 22, pt 2. P. 145—158.

112. *Collerson K.D., Fryer B.J.* The role of fluids in the formation and subsequent development of early continental crust // Contrib. Miner. and Petrol. 1978. Vol. 67. P. 151—167.

113. *Condie K.C.* Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance // Lithos. 1989. Vol. 23. P. 1—18.

114. *Condie K.C., Allen P., Narayana B.L.* Geochemistry of the arcean low-to high-grade transition zone, Southern India // Contrib. Miner. and Petrol. 1982. Vol. 81. P. 157—167.

115. *Ellis D.J., Green D.H.* An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // Ibid. 1979. Vol. 71. P. 13—22.

116. *Ferry J.M., Spear F.S.* Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet // Ibid. 1978. Vol. 66. P. 113—117.

117. *Fryer B.J.* Rare earth evidence in iron-formations for changing Precambrian oxidations states // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1977. Vol. 41. P. 361—367.

118. *Fyfe W.S.* The granulite facies, partial melting and the Archaean crust // *Philos. Trans. Roy. Soc. London. B.* 1973. Vol. 273. P. 457—462.

119. *Hanson G.H.* Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems // *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1980. Vol. 8. P. 371—406.

120. *Hansen E.S., Newton R.S., Janardhan A.S.* Pressures, temperatures and metamorphic fluids across an unbroken amphibolite facies to granulite facies transition in southern Karnataka, India // *Archaean geochemistry.* 1984. P. 161—181.

121. *Harley S.L.* An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1984. Vol. 86. P. 359—373.

122. *Holland T.H.* The charnockite series, a group of Archaean hyperstenic rocks in Peninsular India // *Geol. Surv. Ind. Mem.* 1900. Vol. 28. P. 192—249.

123. *Jahn B.M., Sun S.S.* Trace element distribution and isotopic composition of Archean greenstones // *Origin and distribution of the elements. II symp.* Oxford: Pergamon press, 1979. P. 597—618.

124. *Jahn B.M., Zhang Z.Q.* Archean granulite gneisses from eastern Hebei Province, China: Rare earth geochemistry and tectonic implications // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1984. Vol. 85. P. 224—243.

125. *Janardhan A.S., Newton R.C., Hansen G.N.* The transformation of amphibolite facies gneiss to charnockite in southern Karnataka and Northern Tamil Nadu, India // *Ibid.* 1982. Vol. 79. P. 130—149.

126. *Leake B.E.* Nomenclature of amphiboles // *Amer. Miner.* 1978. Vol. 63. P. 1023—1052.

127. *Luth W.C.* System $\text{KAlSiO}_4\text{—SiO}_4\text{SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. 1. Inferred phase relations and petrologic applications // *J. Petrol.* 1967. Vol. 8. P. 372—416.

128. *Markov M.S., Dobrzhineskaya L.F., Avakyan K.Ch.* Hyperstenic diorites and oldest deposits of the Kola Peninsula // *Intern. symp. on precambrian crustal evolution: Abstracts.* Beijing, 1983. P. 107.

129. *Miyashiro A.* Volcanic rock series and tectonic setting // *Annu. Rev. Earth and planet. Sci.* 1975. Vol. 3. P. 251—269.

130. *Moorbath S., Allaart J.H., Bridgwater D., McGregor V.R.* Rb—Sr ages of early Archean supracrustal rocks and Amitsoq gneisses at Isua // *Nature.* 1977. Vol. 270. P. 43—45.

131. *Newton R.C., Hansen E.C.* The origin of proterozoic and late archaean charnockites — evidence from field relations and experimental petrology // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1983. № 161. P. 167—178.

132. *Newton R.C., Perkins D., III.* Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz // *Amer. Miner.* 1982. Vol. 67. P. 203—222.

133. *Newton R.C., Smith J.V., Windley B.F.* Carbonic metamorphism, granulites and crustal grown // *Nature.* 1980. Vol. 288. P. 45—50.

134. *O'Connor J.T.* A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratio // *US Geol. Surv. Prof. Pap. B.* 1965. Vol. 525. P. 79—84.
135. *Perkins D., III, Chipera S.J.* Garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz barometry: Refinement and application to the English River subprovince and the Minnesota River valley // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1985. Vol. 89. P. 69—80.
136. *Perkins D., III, Newton R.C.* Charnockite geobarometers based on coexisting garnet-pyroxene-plagioclase-quartz // *Nature.* 1981. Vol. 292. P. 144—146.
137. *Saxena S.K.* The charnockite geotherm // *Science.* 1977. Vol. 198. P. 614—617.
138. *Shaw D.M.* A review of K-Rb fractionation trends to covariance analyse // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1968. Vol. 32. P. 573—602.
139. *Stern C.R., Huang W., Wyllie P.J.* Basalt-andesite-rhyolite-H₂O: crystallization intervals with excess H₂O and H₂O-undersaturated liquidus surfaces to 35 kb, with implications to magma genesis // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 28. P. 189—196.
140. *Streckeisen A.* How should charnockitic rocks be named? // *Geologie des Domaines cristallins. Liege,* 1974. P. 349—360.
141. *Streckeisen A.* To each plutonic rock its proper name // *Earth Sci. Rev.* 1976. Vol. 12. P. 1—33.
142. *Tarney J., Windley B.F.* Chemistry, thermal gradients and evolution of the lower continental crust // *J. Geol. Soc.* 1977. Vol. 134. P. 153—172.
143. *Thompson A.B.* Mineral reactions in pelitic rocks: Calculations of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations // *Amer. J. Sci.* 1976. Vol. 276. P. 425—454.
144. *Tilley C.E.* Enderbite, a new member of the charnockite series // *Geol. Mag.* 1936. Vol. 73. P. 312—316.
145. *Weaver B.L.* Rare-earth element geochemistry of Madras granulites // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1980. Vol. 71. P. 271—279.
146. *Weaver B.L., Tarney J.* Rare earth geochemistry of Lewisian granulite-facies gneisses, northwest Scotland: Implications for the petrogenesis of the Archaean lower continental crust // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 51. P. 279—296.
147. *Weaver B.L., Tarney J.* Lewisian gneiss geochemistry and Archaean crustal development models // *Ibid.* 1981. Vol. 55. P. 171—180.
148. *Wells P.R.A.* Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1977. Vol. 62. P. 129—139.
149. *Wells P.R.A.* Chemical and thermal evolution of Archaean sialic crust, SW Greenland // *J. Petrol.* 1979. Vol. 20. P. 187—226.
150. *Wones D.R., Dodge F.C.W.* The stability of phlogopite in the presence of quartz // *Thermodynamics in geology.* Boston: Reidel, 1977. P. 1228—1272.
151. *Wood B.J., Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationship in symple and complex systems // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1973. Vol. 42. P. 109—124.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава первая	
Геологическое строение Центрально–Кольской гранулито–гнейсовой области	6
1.1. Краткий обзор истории исследований	6
1.2. Центральнокольский метаморфический комплекс: состав и строение	13
Глава вторая	
Возраст пород центральнокольского комплекса	38
2.1. Результаты U–Pb и Pb–Pb датирования цирконов из ортопород	39
2.2. Rb–Sr возраст глиноземистых гнейсов и калиево–магнезиальных пород	43
Глава третья	
Петрография	47
3.1. Ортопороды гранулитовой фации	47
3.2. Ортопороды амфиболитовой фации	80
3.3. Паралпороды гранулитовой и амфиболитовой фаций	85
Глава четвертая	
Эволюция метаморфизма в Центрально– Кольской гранулито–гнейсовой области	103
4.1. Геотермометрия	104
4.2. Геобарометрия	110
4.3. Флюидный режим	112
Глава пятая	
Химический состав пород центральнокольского комплекса	114
5.1. Ортопороды и связанные с ними синметаморфические образования	114
5.2. Паралпороды и связанные с ними синметаморфические образования	134
5.3. Обсуждение и выводы	145
Глава шестая	
Происхождение и эволюция архейской коры центральной части Кольского полуострова	149
6.1. Происхождение и возраст	149
6.2. Структурно–вещественные преобразования	151
Литература	157

CONTENTS

Introduction	3
Chapter one	
Geology of the Central-Kola gneiss-granulitic area	6
1.1. Short review of earlier studies	6
1.2. The structure of the Central-Kola metamorphic complex	13
Chapter two	
Rock ages of the Central-Kola metamorphic complex	38
2.1. U-Pb and Pb-Pb ages of zircons from meta-igneous rocks	39
2.2. Rb-Sr age of metapelitic gneisses and potassium-magnesium rich rocks	43
Chapter three	
Petrology	47
3.1. Meta-igneous rocks of the granulitic facies	47
3.2. Meta-igneous rocks of the amphibolitic facies	80
3.3. Metasedimentary rocks of granulitic and amphibolitic facies	85
Chapter four	
Evolution of metamorphism in the Central Kola gneiss-granulitic area	103
4.1. Geothermometry	104
4.2. Geobarometry	110
4.3. Fluid regime	112
Chapter five	
Rock chemistry of the Central-Kola complex	114
5.1. Meta-igneous and conjugated sinmetamorphic rocks	114
5.2. Metasedimentary and conjugated sinmetamorphic rocks	134
5.3. Discussion and conclusions	145
Chapter six	
Origin and evolution of the Archaean crust in the central part of the Kola Peninsula	149
6.1. The age and origin	149
6.2. Geological transformations	151
References	157

Научное издание

Авакян Карен Хоренович

**ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬСКОЙ
ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВОЙ ОБЛАСТИ АРХЕЯ**

Труды, вып. 471

*Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом РАН*

Редактор издательства М.А. Яценко
Художественный редактор И.Ю. Нестерова
Технический редактор Т.А. Калинина

ИБ № 49063

Подписано к печати 22.07.92.

Формат 60×90¹/₁₆. Бумага этикеточная.

Печать офсетная. Фотонабор.

Усл.печ.л. 10,5. Усл.кр.-отг. 10,6. Уч.-изд.л. 12,4

Тираж 300 экз. Тип. зак. 2072.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"

117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"

199034, Санкт-Петербург В-34, 9-я линия, 12

Набор выполнен на персональном компьютере в ГИН РАН