В. Ф. Смолькин

КОМАТИИТОВЫЙ И ПИКРИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ

РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

Кольский научный центр им. С. М. Кирова Геологический институт

В. Ф. Смолькин

КОМАТИИТОВЫЙ И ПИКРИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Ответственный редактор канд. геол.-минер. наук А. Н. ВИНОГРАДОВ



Санкт-Петербург "НАУКА" С.-Петербургское отделение 1992 УДК 552.3 + 551.21 + 550.4 (470.21)

Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. – СПб.: Наука, 1992. – 272 с.

Ключевые слова: БАЗИТЫ, УЛЬТРАБАЗИТЫ, ДОКЕМБРИЙ, КОМАТИИТЫ, ПИКРИТЫ, МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ, МАНТИЯ, ГЛУБИННЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ИЗОТОПИЯ, ЭНДОГЕННОЕ ПОРОДО- И РУДООБРАЗО-ВАНИЕ

Монография посвящена проблемам петрологии высокомагнезиальных мантийных расплавов, ключевых для геологии раннего докембрия. Она базируется на результатах экспериментальных работ и данных, полученных изотопногеохимическими, инструментальным нейтронно-активационным, рентгено-флюоресцентным, микрозондовым и другими методами. В качестве объектов были выбраны коматииты зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (верхний архей) и разнообразные пикриты, пикрито-базальты и ферропикриты Печенгско-Варзугского и Северо-Карельского пояса карелид (нижний протерозой). Рассматриваются вопросы классификации ультраосновных вулканитов, эволюции их состава в разрезе докембрийских структур, генезис материнских расплавов, процессы их дифференциации, кристаллизации и ликвации в промежуточных очагах и поверхностных условиях, а также процессы посткристаллизационного подводного выветривания пород. Приведены геохронологические данные для вулканитов Печенгской зоны. Рассматриваются модели рудномагматических систем и протерозойского палеорифта на примере Печенгско-Варзутского пояса. Библиогр. 203 назв. Ил. 79. Табл. 63.

Рецензенты:

Б.А. МАРКОВСКИЙ (ВСЕГЕИ), В.Р. ВЕТРИН (ГИ КНЦ РАН) Редактор издательства Л.А. РЕЙХЕРТ

Научное издание

ВАЛЕРИЙ ФЕДОРОВИЧ СМОЛЬКИН

КОМАТИИТОВЫЙ И ПИКРИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Утверждено к печати Геологическим институтом Кольского научного центра им. С.М. Кирова РАН

Художник Васильев В.Н. Технический редактор В.В. Шиханова Корректоры Л.Я. Комм и Н.В. Малахова

ИБ № 44827

Подписано к печати 13.11.92. Формат 60 х 90 1/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Усл. печ.л. 17.00 + 0.25 вкл. Усл. кр.-от. 17.50. Уч.-изд. л. 19.07. Тираж 650. Тип. зак. 1983. С 278.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука". С.-Петербургское от 199034, С.-Петербург, В-34, Менделеевская лин., 1

Ордена Трудового Красного Знамени Первая типография издательства "Наука" 199034, С.-Петербург, В-34, 9 лин., 12.

(C) <u>1804020300-61</u> 340-91, II полутодие

042(02)-92

ISBN 5-02-024676-X

.) В.Ф. Смолькин, 1992

С) Геологический институт Кольского научного центра РАН, 1992

введение

Изучая на протяжении многих лет рудоносные и потенциально рудоносные интрузивы перидотитов и габбро-перидотитов позднеархейских и раннепротерозойских структурных зон Кольской провинции с целью разработки петрологических критериев поисков, автор постоянно сталкивался с проблемами восстановления истории развития интрузивного магматизма, определения его возрастных пределов и выявления рудогенерирующей роли магматического расплава, учитывая широко проявленные процессы метаморфизма и рудного метасоматоза.

Подойти к решению данных проблем стало возможным только благодаря комплексному исследованию всех продуктов основного и ультраосновного магматизма позднеархейских и раннепротерозойских зон (или так называемых зон лопид и карелид), а именно интрузивной и вулканогенной фаций. Обращение к вулканитам, комагматическим интрузивам перидотитов и габбро-перидотитов позволило рассмотреть вопросы состава мантийного источника, типов материнских (первичных) фасплавов, механизма их поступления в верхние горизонты земной коры, а также расшифровать процессы дифференциации и ликвации, затушеванные в интрузивных телах.

Необходимо отметить, что вулканиты в силу своего двойственного положения (как члена стратиграфического разреза и члена магматического ряда) могут изучаться с разных позиций. Для Кольской провинции до недавнего времени преобладало изучение вулканитов в рамках стратиграфических, тектонических, метаморфических или геохимических проектов. В последнее десятилетие были предприняты попытки формационного анализа магматических образований [66, 67, 70], однако в силу различных причин вулканические и интрузивные образования по традиции рассматривались раздельно. Возможные их генетические связи базировались главным образом на ограниченном петрохимическом материале. Так, на начало наших исследований практически отсутствовали минералогические, изотопно-геохимические и экспериментальные данные по вулканитам, столь необходимые для решения петрологических вопросов, например таких, как характер источника расплава, источник рудного вещества, время и место отделения рудоносной интрузивной фазы и др.

3

Кольская провинция в отношении возможного решения этих и других петрологических вопросов для раннего докембрия является уникальной, так как характеризуется вследствие своей сложной истории развития разнообразными типами проявления и взаимосвязи продуктов магматизма и широким развитием интрузивов и вулканитов основного и ультраосновного состава. Немаловажным фактором является также относительно высокая степень геолого-геофизической изученности региона, которая еще больше повысилась в результате бурения Кольской сверхглубокой скважины.

Главными объектами наших исследований явились помимо интрузивов перидотитов и габбро-перидотитов пикритовые вулканиты Печенгской, Имандра-Варзугской, Куолаярвинской и Кукасозерской зон карелид, а также вулканиты коматиитовой ассоциации архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья. Основное внимание было уделено Печенгской зоне, с которой связаны основные месторождения и рудопроявления медно-никелевых руд.

Комплекс проведенных работ включал в себя структурное картирование реперных участков, изучение внутреннего строения расслоенных потоков вулканитов, их вещественного состава, минералогических, петрогеохимических и изотопно-геохимических особенностей, экспериментальные исследования распределения рудогенных компонентов в пикритовых и коматиитовых расплавах и математическое моделирование процессов дифференциации и расслоенности.

Математическая обработка петрохимических материалов выполнена на ЭВМ "ЕС-1022" по комплексу программ АСОИ "Геология" (ИВЦ ПГО "Севзапгеология"), математическое моделирование – по программам "РТРК", разработанным в ГЕОХИ им. В.И. Вернадского. По предложению А.А. Маракушева и Н.И. Безмена была экспериментально воспроизведена расслоенность печенгских никеленосных интрузивов на установке высокого газового давления (до 500 МПа) и высокой температуры (до 1500°С) при регулируемом парциальном давлении водорода [6,174].

Вещественный состав пород изучен химическим, атомно-абсорбционным и рентгеноспектральным (Геологический институт КНЦ РАН), а также рентгенофлюоресцентным (РФА) и инструментальным нейтронно-активационным (ИНАА) анализами (Отаниеми, Финляндия и СПбгосуниверситет). При исследовании минералов использовались микрозондовый (МS-46 "Сатеса" и JX А-733 "JEOL") микрохимический, рентгеноструктурный и оптические методы. В разные годы были выполнены изотопно-химические исследования S, O, C, а также Pb-Pb, Sm-Nd, Re-Os и Pb-Sr систем.

На всем протяжении исследований автор помимо изучения вулканитов и интрузивов основного-ультраосновного состава занимался их формационным анализом и разработкой петрологических критериев поисков медно-никелевых руд, а также принимал участие в программах по изучению эволюции магматизма Кольского региона.

Крут лиц, причастных к проведению исследований, отнюдь не исчерпывается автором. На всем протяжении исследований они велись в тесном контакте с геологическими службами экспедиций ПГО "Севзапгеология" и комбината "Печенганикель". В разные годы в работах принимали участие А.Е. Борисов, В.В. Борисова, А.А. Жангуров, Г.О. Саргсян.

Большой объем микрозондовых исследований выполнен Я.А. Пахомовским и С.А. Реженовой, математических расчетов – Н.Б. Филипповым и Н.К. Райковой, математического моделирования – А.А. Арискиным и Г.С. Барминой (ГЕОХИ), изотопно-геохимических исследований – Л.Н. Гриненко (ГЕОХИ), Ю.Д. Пушкаревым (ГИ КНЦ РАН), Х. Хухма и М. Ваасйоки (Геологическая служба Финляндии), Р. Уолкером (Университет Мэриленд, США).

Особо хочется отметить содействие А.Б. Вревского, А.Е. Борисова, В.С. Куликова, В.В. Куликовой, П.К. Скуфьина, Ж.А. Федотова, любезно предоставивших образцы коматиитов, а также сотрудника Геологической службы Финляндии (Рованиеми) Е. Хански, благодаря которому был выполнен рентгено-флюоресцентный и нейтронно-активационный анализ вулканитов. Им же предоставлен общирный банк данных по вулканитам и экспериментальному их изучению. С А.Н. Плаксенко (Воронежский госуниверситет) проводился совместный анализ хромшпинелидов вулканитов Карельской провинции и Воронежского кристаллического массива.

На разных этапах своих исследований автор пользовался советами и консультациями А.А. Маракушева, В.В. Дистлера, Ю.А. Балашова, В.С. Куликова, Б.А. Марковского, Е.В. Шаркова, Н.Ф. Шинкарева, К.А. Шуркина, а также своих коллег по совместной работе Л.А. Арутюняна, А.Н. Виноградова, М.М. Ефимова, Ю.Д. Пушкарева, П.К. Скуфьина, И.Н. Толстихина.

Исследования не были бы возможными без поддержки чл.-кор. РАН Ф.П. Митрофанова. Ценные критические замечания при прочтении рукописи высказаны И.Д. Батиевой, А.Н. Виноградовым и Е.В. Шарковым.

При оформлении работы большую помощь оказали инженер Т.П. Черепанова, фотографы М.П. Базанов, А.И. Алексеев, чертежники Н.В. Кукушкина, Г.А. Пятовская, Е.А. Резник, машинистки Л.В. Клочкова, М.А. Денисенко.

Автор, пользуясь случаем, выражает им свою искреннюю признательность и глубокую благодарность.

СООТНОШЕНИЕ КОМАТИИТОВ И ПИКРИТОВ, ИХ ПОЛОЖЕНИЕ В ОБЩЕЙ СИСТЕМАТИКЕ ВУЛКАНИТОВ

Широко известна история открытия братьями Морисом и Робертом Вильонами в районе нагорья Барбертон (ЮАР) ультраосновных вулканитов, получивших название "коматиит" по р. Комати и ранее принимаемых за интрузивные образования [197]. Открытие коматиитов, несущих безусловно признаки вулканического происхождения, положило конец затяжной дискуссии о принципиальной возможности ультраосновного вулканизма в природе и обусловило резкое повышение к нему интереса. К настоящему времени опубликовано более 950 работ, посвященных данной проблеме.

Первоначально Вильонами коматииты были определены как серия пород с содержанием MgO более 9%, необычно высоким отношением CaO/Al_2O_3 (1.5) и низким содержанием щелочей ($K_2O<1$). Ими же были выделены две разновидности: перидотитовые (ПК) и базальтовые (БК) коматииты. В последующем в связи с открытием и изучением коматиитов на других щитах, и прежде всего в Западной Австралии и Канаде, отношение CaO/Al_2O_3 было снижено до 1.0, введен дополнительный признак – содержание TiO_2 (<0.9%) и выявлена специфическая структурная особенность – спинифекс-структура, что позволяло отличать коматииты от пикритов или толеитов [179, 153, 186, 148].

Н. Арндтом и другими [148] была предложена классификация коматиитов района Манро-Тауншип (Канада), основанная на содержании MqO, согласно которой выделялись перидотитовые (MqO>20%), пироксенитовые (MgO = 12;20%) и базальтовые (MgO < 12%) коматииты. Эта классификация сохранила свою популярность до сих пор и принята в настоящей работе. На коматиитовой конференции в г. Пенроузе (Канада) в 1979 г. было предложено определять коматиит как ультрамафическую некумулятивную вулканическую породу, а не как серию пород [149]. Согласно решению конференции, явно вулканическая порода, содержащая МдО более 18% (на сухой остаток), должна относиться к собственно коматиитам, а меньше 18% - к коматиитовому базальту. В этом случае возникает необходимость дополнительного разделения коматиитовых базальтов на высоко- и низкомагнезиальные типы, что и вынуждены были сделать авторы монографии "Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита" [53].

Строго говоря, коматииты не являются ультраосновными породами, так как содержание в них SiO_2 часто превышает 42%. Однако этому противоречат данные о коматиитах как вулканических аналогах перидотитов. В связи с этим было предложено повысить предельное содержание MgO до 24%, однако и в этом случае часть коматиитов попадает в группу основных пород [53]. Поэтому следует, по-видимому, увеличить верхний предел содержания SiO_2 для

6

высокомагнезиальных вулканитов, как и для семейства оливинитовдунитов, до 44 (±2)%. С такими же трудностями петрологи сталкиваются при классификации пироксенитов, которые должны быть отнесены к основным породам, если в основу классификации положить их химический состав [69], или к ультраосновным при придании главной роли минералогическому составу.

Необходимо отметить, что коматииты представляют собой метаморфизованные архейские породы и не всегда сохраняют спинифексструктуру или первичное отношение ССО/АL₂O₃. Наиболее перспективным подходом к реконструкции является получение исчерпывающей геохимической информации и прежде всего по содержанию редких и редкоземельных элементов (РЗЭ). Для архейских коматиитов установлены нефракционированный характер спектра РЗЭ, нормализованных к хондриту, отсутствие или редко встречающаяся аномалия Eu, устойчивое и последовательное возрастание содержания РЗЭ при переходе от перидотитовых коматиитов к базальтовым [168, 182].

По геохимическим признакам выделяется два основных типа коматиитов: низкоглиноземистый барбертоновский и умеренноглиноземистый йилгарнский, из которых последний наиболее близок к хондриту (табл. 1.1).

Судя по высокому содержанию Mg, Cr, Ni и хондритовому типу распределения РЗЭ, коматииты безусловно являются продуктом глубокого плавления мантийного субстрата. По экспериментальным данным, плавление мантийного субстрата оценивается не менее 50% [9].

Со времени открытия коматиитов остро встал вопрос о их соотношении с ранее известными пикритами, а также меймечитами, который не решен и к настоящему времени.

Для широко используемого в петрологической литературе термина "пикрит" харах терна неоднозначность его трактовки. Первоначально под ним понималась гипабиссальная кристаллическизернистая (собственно пикриты) или порфировидная неполнокристаллическая (пикритовый порфирит^{*}) порода, сложенная преимущественно оливином и титаноавгитом и ассоциирующая с диабазами или тешенитами (Петрографический словарь, 1932 г.). В описании Г. Чермака (1866 г.) явно указывалось на субщелочной ее характер (наличие щелочного амфибола и анальцима), Г. Розенбуша (1887 г.) = на известково-щелочной (присутствие бурой роговой обманки и плагиоклаза).

Г. Розенбуш (1923 г.), а за ним и Ф.Ю.Левинсон-Лессинг (1933 г.) отнесли пикриты к эффузивным представителям перидотитов, хотя собственно излившихся пикритов в то время не было известно. В дальнейшем А.Н. Заварицкий (1965 г.) включил пикриты, как типичные гипабиссальные образования, в группу ультраосновных бесполевошпатовых жильных и эффузивных пород. Однако,

Международной подкомиссией по систематике изверженных пород данный термин признан устаревшим.

Таблица 1.1

Геохимическая характеристика коматиитов [182]

Отношение	1	2	3	Отношение	1	2	3
CarO/Al203	>1.5	~1.0	0.82	Sc/Zr	0.86	1,5	1.4
Al203/TiO2	10	21-25	20	VjZr	4.8	8.5	1•1
Ca0/TiO2	15	21	16.4	V/Sc	5.6	5.6	8
Ti/Zr	100	110	110	TiO2/P205	11	11	0.1
Zn/Y	2.8-4.0	2.5	2.5	(La/Sm)	~1	0.4-0.8	1
Ti/Sc	110	79	78	(Gd/Yb)N	1.43	1.05	1

Примечание. 1 - барбертоновский тип, 2 - йилгарнский тип, 3 - хондрит.

судя по опубликованным в то время данным [40], пикриты не представляли собой химического эквивалента перидотитов, в лучшем случае соответствовали плагиоверлитам.

В зарубежной литературе под влиянием взглядов Н.Л. Боуэна, отрицавшего существование ультраосновных магм, сформировалось и другое мнение о кумулятивной природе пикритов как дифференциатов основной магмы, на что указывала их ассоциация с толеитовыми базальтами или щелочными базальтами [15, 130]. Классическими примерами этому являются пикрит-диабазовый силл Палисейд в США и пикрит-тешенитовый силл островов Шайант в Шотландии [130]. Подобные взгляды были высказаны и советскими исследователями по отношению к пикрит-диабазовым комплексам Печенги [41], Казахстана [79] и Урала [126]. Но не все данные укладывались в эту относительно простую схему образования пикритов, и была выдвинута гипотеза о самостоятельности пикритового расплава и "вторичности" по отношению к нему базальтового [183, 184]. Следует отметить, что до последнего времени не были известны стекловатые лавы пикритов и поэтому естественно вопрос о их происхождении оставался открытым.

70-е годы ознаменовались обнаружением не только коматиитов в архейских зеленокаменных поясах, но и высокомагнезиальных вулканитов в фанерозойских структурах, например в Камчатской и Сихотэ-Алиньской провинциях, представленных ассоциацией массивных, шаровых и подушечных лав, туфов, гиалокластитов, силлов, даек и трубок взрыва [105, 144]. С архейскими коматиитами их роднят высокое содержание MgO (до 34%), Cr , Nì, низкое Ti и щелочей (<1), близкое отношение CaO/Al₂O₃, но отличают отсутствие спинифекс-структуры, широкое развитие туфов и трубок взрыва, а также геохимические особенности и прежде всего обогащение легкой фракцией P39 [75, 63]. От меймечитов их отличают низкое содержание Ti и ассоциация с нормальными толеитовыми базальтами, а не с породами щелочной серии. Учитывая структурные признаки, вулканиты Камчатки были отнесены к пикритам, что в дальнейшем в значительной мере осложнило разработку классификации ультраосновных вулканитов, так как было изменено содержание термина.

Терминологическая комиссия Петрографического комитета, выполнившая большую работу по систематике и классификации магматических пород, предложила выделить два семейства: 1) известковощелочных или нормальных пикритов, объединяющих собственно пикриты, меймечиты и коматииты, и 2) щелочных пикритов [68]. Тем самым пикриты были отнесены к бесполевошпатовым ультраосновным породам. Одновременно А.А. Маракушевым и другими [93] была предложена иная классификация, согласно которой коматииты отнесены к ультраосновным бесполевошпатовым породам нормальной щелочности, меймечиты – повышенной щелочности, пикриты – к группе меланократовых плагио- и роговообманковых пород, которые подразделяются в свою очередь на нормальные и субщелочные пикриты (с фенокристаллами или нефелином в основной массе).

Из вышеизложенного следует, что пикриты и пикритоподобные образования по своему составу и происхождению являются явно неоднородными. Широко известны пикриты кумулятивного типа, возникшие в результате дифференциации толеит-базальтовой или щелочно-базальтовой магм, к которым можно отнести океаниты, пикриты дифференцированных силлов типа уже упомянутых Палисейда или островов Шайант, рудоносных массивов Норильского района. Для них характерны кумулятивная структура, постоянная примесь плагиоклаза (или анальцима), эпизодически – ортопироксена, постепенный переход к базальтам (или тешенитам) через пикрито-базальты, а также незначительные мощности по сравнению с общей мощностью потоков или силлов базальтов (или тешенитов). Подобные пикриты близки к первоначальному определению Г. Чермака и Г. Розенбуша.

Помимо них стали известны высокомагнезиальные вулканиты в виде лав, туфов, биллов и даек, которые хотя пространственно и ассоциируют с толеитовыми базальтами, но имеют отличный от них источник (Камчатка, Сихотэ-Алинь). Будучи близки к коматиитам по петрохимическим данным, они отличаются от них по структурным признакам и соотношению некогерентных элементов. Поэтому целесообразно выделить их в новый вид ультраосновных вулканитов, который по нашему предложению можно назвать пикритоидом, чтобы не дискредитировать старый термин пикрит. Соответственно семейство ультраосновных вулканитов должно включать в себя коматииты (или перидотитовые коматииты), меймечиты, пикриты и пикритоиды, производные различных магм, имеющих различный мантийный источник.

Как указывалось выше, пикриты тесно связаны с пикрито-базальтами, границей между ними принято содержание 42% 500_2 , 1.5% No₂O+K₂O и 2O% MgO [68]. Между тем анализ вариационных диаграмм MgO – окислы для вулканитов многих районов [75, 72] показывает, что изменение связей между окислами наблюдается уже при 16-18% MgO. Оно обусловлено сменой ассоциации оливина и пироксена на ассоциацию пироксена и плагиоклаза. Поэтому целесообразно снизить пограничное содержание МдО до 18% (как и в случае с коматиитами).

Судя по минеральному и химическому составу, интрузивным аналогом перидотитовых коматиитов является леоцолит. пикритоилов верлит, пикритов - плагиоверлит, щелочных пикритов - слюдяной перидотит, а меймечитов - амфиболовый перидотит.

Помимо вышеназванных ультраосновных вулканитов высоким содержанием МОО (до 31%) обладают марианиты и бониниты, известные для внутриокеанических островных дуг и ассоциирующие с андезито-базальтами [21, 166, 98]. С ультраосновными вулканитами их роднит присутствие порфировидных вкрапленников оливина и ортопироксена, отсутствие полевых шпатов, но отличают наличие кислого стекла в основной массе и сильная обедненность легкими РЗЭ. Сочетание высокого содержания MgO и SiO2 приближает их к ортопироксенитам или вебстеритам. До недавнего времени марианиты и бониниты считались принадлежностью молодых внутриокеанических островных дуг типа Тонга-Кермадек-Новая Зеландия [21, 166]. В настоящее время они обнаружены в фанерозойских структурах Восточного Саяна [36]. К палеоаналогам марианит-бонинитов, по-видимому, можно отнести пикрито-базальты сумия и сариолия региона.

Резюмируя вышеизложенное, мы приходим к выводу о необходимости выделения нескольких самостоятельных ассоциаций или серий: коматиитовой, пикритоидной, собственно пикритовой и марианитбонинитовой. С петрологической точки зрения, по мнению Н.Л. Добрецова [36], они соответствуют разным котектикам - клинопироксен-оливиновой, оливин-анортитовой и оливин-ортопироксеновой.

Согласно авторам монографии [71], данные серии следует отнести к конкретным, выделенным по преобладающей группе пород. Они являются частным случаем более общих, традиционных, петрохимических или абстрактных серий (толеитовой, известково-щелочной), но и для них должно сохраниться главное требование - принадлежность к генетически связанной ассоциации магматических горных пород, формирующихся путем магматической дифференциации или парциального плавления относительно гомогенного источника.

Распространенность данных серий различная. Известно, что коматиитовая является типовой для архейских зеленокаменных поясов [55], марианит-бонинитовая - для внутриокеанических островных дуг [36], пикриты и пикритоиды являются сквозными или "проходящими". Сквозной характер последних может быть обусловлен тем, что они приурочены к структурам растяжения, главным образом рифтогенного типа. Намечается определенная связь между составом пикритов и пикритоидов и типом структуры. Например, для Камчатки характерны низкотитанистые низкощелочные образования, а для Сихотэ-Алиня - преимущественно высокотитанистые, подщелоченные. Еще относительно недавно наиболее "древние" пикриты описывались в нижнепротерозойском комплексе Балтийского щита. В настоящее время их наличие предполагается и в более древних, позднеархейских структурах Кольского региона [19]. Таким образом, пикритоиды и пикриты в отличие от коматиитов прослеживаются на протяжении большей части истории развития Земли.

10

Все без исключения вышеназванные серии высокомагнезиальных вулканитов развиты в Кольском регионе, что делает его уникальным полигоном. Например, характерной особенностью лопийских структур типа Колмозеро-Воронья является наличие в них коматиитовой серии [16, 18], зон карелид (Печенгской, Имандра-Варзутской, Пана-Куолаярвинской) – разнообразные пикритовые ассоциации [118], с позднепротерозойским и палеозойским этапами связано формирование щелочных пикритовых и кимберлитовых образований [12, 2].

Представляет интерес рассмотреть соотношение этих серий, вариации их состава и геотектонических позиций. При этом главное внимание будет уделено собственно пикритовым ассоциациям как наиболее рудоносным и изученным в данном регионе. Уникальность региону придает также факт широкого развития разнообразных фаций пикритового магматизма – вулканических и гипабиссальных. Это позволяет проследить эволюцию минерального и химического состава пикритового расплава в зависимости от условий его дифференциации и кристаллизации.

Спецификой пикритового магматизма региона является широкое развитие ликвационных явлений (силикатной и рудной ликвации), изучение которой проливает свет и на общие вопросы дифференциации и расслоенности, на проблемы возникновения магматических серий.

Проведение совместного анализа вулканитов и интрузивов возможно на основе концепции о вулкано-плутонических ассоциациях (ВПА), поэтому в дальнейшем, раскрывая особенности той или иной конкретной серии, под ней мы подразумеваем и определенную вулкано-плутоническую ассоциацию. В общем виде под ВПА мы понимаем вслед за Е.К. Устиевым [132] генетически связанные и пространственно сближенные сообщества интрузивных и вулканических пород, расположенные в пределах одной геотектонической структуры, развивающиеся в течение одного этапа тектоно-магматического цикла и являющиеся производными одного магматического фронта.

Глава 2

ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ РЕКОНСТРУКЦИИ ПЕРВИЧНОГО СОС-ТАВА МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ ОСНОВНОГО-УЛЬТРАОСНОВНОГО СОСТАВА

При изучении высокомагнезиальных пород докембрийских структур исследователь должен постоянно решать задачи реконструкции их первичного состава, так как на практике он имеет дело с глубокометаморфизованными образованиями. Задачи реконструкции можно решить на базе применения традиционных петрографических, геофизических и петрохимических методов. Каждый из методов обладает своими преимуществами и недостатками, поэтому они должны применяться в комплексе.

Петрографический метод заключается в поисках реликтовых магматических структур и текстур, реликтов первично-магматических минералов или псевдоморфоз по ним, поэтому область его применения ограничена зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями, для которых характерно сохранение первичного облика пород. Однако область применения можно расширить, если мы займемся изучением акцессорных минералов, например хромшпинелидов, практически сохраняющих свой состав, как мы увидим ниже, даже в условиях амфиболитовой фации.

Геофизические методы, основанные на применении физических констант, например плотности и магнитной восприимчивости, позволяют хорошо различать породы контрастного состава (перидотиты-пироксениты, перидотиты-габбро, пикриты-базальты), но непригодны для оруденелых, катаклазированных или брекчированных пород.

Петрохимические методы особенно широко были развиты в последнее время в связи с использованием математических методов обработки информации. В основу их положены разные принципы: использование отдельно взятых типоморфных признаков – кремнекислотность, щелочность, изучение связей между компонентами, слагающими породообразующие минералы (корреляционный и факторный анализы), применение количественного нормативно-минерального состава и, наконец, применение эталонов с уже реконструированным петрографическими методами минеральным составом.

Слабым местом петрохимических методов является необходимость допущения изохимичности метаморфических процессов. Однако известно, что при серпентинизации перидотитов содержание StO₂ значительно снижается, а при их отальковании – повышается. Особенно сильно характер и степень метаморфических процессов сказываются при применении нормативно-минерального состава. Поясним это на следующем примере. В табл. 2.1 приведены химические анализы метаперидотитов никеленосных интрузивов Печенгского рудного поля. Пробы были отобраны из одних и тех же частей разреза каждого отдельно взятого массива – Пильгуярви, Котсельваара и Северного и характеризуют серпентинизированные, оталькованные, хлоритизированные и карбонатизированные разновидности метаперидо-

Таблица 2.1

Химический состав перидотитов и их мет	таморфизованных производных Печенгского	рудного поля (здесь и далее в мас. %)
--	---	---------------------------------------

		1	1									and the second second			-
Компонент	1(51)	2	3	4(42)	5	6	7	8	9	10	11(19)	12	13	14	15
Si02	36.40	37.00	34.42	37.13	36.74	37.89	35.94	34.76	35.44	36.72	39.53	41.12	41.41	37.42	44.17
Ti02	0.72	0.92	0.63	0.95	0.86	1.12	1.18	1.71	1.00	0.94	1.35	1.40	1.46	1.16	2.04
Al_2O_3	2.46	2.34	2.12	3.16	2.69	2.95	5.19	4.39	3.19	2.79	4.58	4.29	4.81	3.55	5.32
Cr203	0.51	0.60	0.48	0.50	0.56	0.36	0,54	0.67	0.65	0.49	0.40	0.52	0.43	0.41	0.34
Fe203	9.16	6.66	9.86	8.42	7.45	11,03	10.54	10.97	9.46	10.16	6,66	7.25	6.74	7.19	2.27
FeO	7.41	11.44	8.58	8.58	11.51	6.53	8.45	9.46	8.31	8.53	10.74	8.84	10.51	8,83	12.95
MnO	0.20	0.20	0.24	0.20	0.23	0.18	0.25	0.22	0.17	0.22	0.19	0.20	0.18	0.21	0,18
MgO	32.09	32.99	30.01	28.20	28.86	26.36	25 . 60	26.58	29.71	28.33	23.02	26.44	24.71	23.34	20,73
CaO	1.82	1.84	0.16	2.65	2.60	3.90	3.38	0.38	0.69	0.72	5.13	1.88	0.34	4.25	3.37
Na ₂ 0	0.10	0.14	0.02	0.10	0.17	0.15	0.17	0.04	0.01	0.08	0.13	0.11	0.03	0.03	0.03
K20	0.11	0.19	0.15	0.11	0.29	0.38	0.49	0.02	0.02	0.07	0.09	0.08	0.03	0.01	0.02
H_2O^+	8.00	5.30	10.22	9.00	7.42	7.78	8.02	9.55	6.96	9.92	6.24	7.28	7.67	5.92	5.12
NiO	0.36	0.27	0.74	0.28	0.24	0.44	0.30	0.29	0.28	0.27	0.36	0.18	0.57	0.62	0.31
CO2	0.20	0.05	0.21	0,30	0.11	0.02	0.01	0.12	0.32	0.11	0.65	0.02	0.06	5,88	2.01
						-					•				

Примечание, 1, 2- серпентизированный пироксеновый оливинит; 3 - серпентинит по нему; 4, 5 - серпентинизированный перидотит: (верлит); 6 - серпентинит с поперечноволокнистым шнуровидным и петельчатым серпентинами; 7 - антигоритовый серпентинит с реликтами клинопироксена (с микрочешуйчатым серпентинитом); 8 - он же без реликтов клинопироксена; 9 - хлоритовый и 10 - тальковый серпентинит; 11, 12 - серпентин-хлорит-тальковая порода с карбонатом; 13 - хлорит-тальковый и 14, 15 - карбонат-тальковый сланец; 1, 4, 11 - средние составы, Печенгское рудное поле, в скобках количество анализов; 2, 3, 5, 6, 7, 12 - массив Пильгуярви; 8, 9, 10, 14 - массив Котсельваара; 13, 15 - массив Северный.

титов (частные и средние анализы). Точки нормативных составов нанесены на треугольные и бинарные классификационные диаграммы (рис. 2.1), где они попали в поля лерцолита (серпентинизированный перидотит и пироксеновый оливинит), оливинового ортопироксенита (серпентинит, тальковые, хлоритовые и карбонатизированные разновидности) или гарцбургита (при уменьшении степени окисления железа для исключения влияния на нее процессов серпентинизации выделения магнетита). Между тем метаперии потиты Печенгского рудного поля достоверно относятся верлитовому типу, так как сложены преимущественно оливином и клинопироксеном без примеси ортопироксена [41, 115, 52]. Подобный же результат мы получим, если проанализируем верлиты других регионов - Урала, Алтая-Саян, Корякско-Камчатской провинции, Казахстана и Сихотэ-Алиня, которые попадают в поля лерцолитов или оливиновых вебстеритов.

"Искажение" обусловлено несколькими причинами: а) порядком расчета нормативных минералов, за основу которого взята схема кристаллизации платобазальтов, а не перидотитов; б) расхождением в составе нормативных и реальных минералов и в) главным образом нарушением изохимичности метаморфических процессов.

При решении обратной задачи – реконструкции первично-минерального состава метаперидотитов петрографическими методами, пересчета его на химические компоненты на основе состава реликтов породообразующих и акцессорных минералов – мы получаем вычисленный или расчетный состав (табл. 2.2). При перерасчеге его на нормативный точка состава попадает уже в поле верлита (рис. 2.1, точка СА-14). Сопоставление расчетного и реального химических составов (табл. 2.2) позволяет говорить о выносе Са, АД и щелочей и перераспределении железа (за счет выделения вторичного магнетита при серпентинизации), что в конечном итоге приводит к значительному увеличению нормативного гиперстена и искусственному переводу верлитов в гарцбургиты.

В итоге мы приходим к выводу о неправомерности использования нормативно-минерального состава для реконструкции протосостава метаморфизованных ультраосновных пород докембрия. Кроме того, как совершенно верно отмечают авторы монографии [51], нормативный состав дает ложные представления о петрографическом составе пород и не несет информации об условиях их становления. Однако нормативный минеральный состав сохраняет свое значение в качестве дополнительного критерия при определении сериальности вулканитов, содержащих стекло.

Существенно уменьшить влияние метаморфических процессов можно, если использовать петрохимические эталоны, выделенные на основе реконструкции состава петрографическими методами для каждого конкретного комплекса или семейства. На петрохимической диаграмме (рис. 2.2) нанесены поля интрузивных пород основногоультраосновного состава зон карелид и зеленокаменных поясов верхнего архея Кольского региона. Использованы опубликованные и авторские данные по печенгскому, имандра-варзутскому, куолаярвинс-



Рис. 2.1. Положение точек составов метаперидотитов Печенгского рудного поля на классификационных диаграммах, основанных на нормативном составе.

Номера точек соответствуют номерам анализов в табл. 2.1 и 2.2. Точки со знаком (*) отвечают варианту, при котором Fe₂O₃ и FeO пересчитаны с учетом их соотношения в реликтах первичномагматических минералов (оливин, клинопироксен). Классификационные диаграммы из работ [39, 191].

кому, умбареченскому, мончегорскому, аллареченскому, карикъяврс-кому и фалалейскому комплексам [117].

При выборе набора компонентов для построения петрохимической диаграммы автор руководствовался следующими правилами: а) компоненты должны входить в возможно большее число твердых фаз, контрастно изменяться по содержанию и коррелироваться между собой; б) их набор должен позволять выделить не только семейства пород, но и виды, а также метаморфизованные разновидности.

Как известно, основные и ультраосновные породы сложены ограниченным набором типоморфных минералов – оливином, ортопироксеном, клинопироксеном и плагиоклазом, которые можно охарактеризовать рядом Si-Al-Fe-Mg-Ca-Ng(K) (табл. 2.3).

Число компонентов для выделения видов основных-ультраосновных пород можно уменьшить, так как некоторые из них связаны прямыми соотношениями. Например, AU взаимосвязан с Si (в тетраэдрической позиции) и с Ca (в октаэдрической позиции), Fe²⁺ и Mg имеют обратную зависимость. Кроме того, содержание и форма окисления Fe сильно зависят в ультраосновных породах от характера и степени оруденелости и метаморфических преобразований.

На рис. 2.2 четко выделяется три ряда пород: 1) высокомагнезиальный (дунит-гарцбургит-ортопироксенит-габбронорит-анортозитовый), 2) умеренномагнезиальный, субкальциевый (оливинит-гарцбургит-лерцолитовый) и 3) низкомагнезиальный, кальциевый (или высокожелезистый), субщелочной (верлит-клинопироксенит-габбросубщелочное габбро). Подобное же раздёление ассоциаций на три ряда мы получим, если проанализируем состав реликтов типоморф-



Рис. 2.2. Петрохимическая классификация основных и ультраосновных пород Кольского региона на основе диаграммы Ю.В. Комарова [54].

1 – дунит и гарцбургит; 2 – лерцолит и верлит; 3 – оливинит и пироксеновый оливинит; 4 – ортопироксенит и оливиновый ортопироксенит; 5 – оливин-плагиоклазовый и плагидклазовый ортопироксенит; 6 – норит и оливиновый норит; 7 – габбро-норит и габбро, апогаббровый амфиболит; 8 – оливиновый и плагиоклазовый клинопироксенит; 9 – габбро и меланократовое габбро; 10 – лейкократовое и субщелочное (ортоклазовое) габбро; 11 – направление изменения компонентов при серпентинизации (S), хлоритизации (C), хлорит-амфиболизации (C-A) и отальковании (T). На вставке отображено направление изменения компонентов в метаперидотитах Печенгского рудного поля (номера точек соответствуют номерам в табл. 2.1). Коэффициент железистости f = FeO'/Mg0+FeO', где FeO' = 0.89 $Fe_2O_3 + FeO$, ат.%. Таблица 2.2

Сравнение реального и реконструиров	анного химического соста	ава метаперидотита	(CA-14)) Печенгского	рудного п	лоля
-------------------------------------	--------------------------	--------------------	---------	---------------	-----------	------

Компонент	вы	Расчет	состав	a № 3 n	ю минер	Нормативные	Нормативный состав							
	1	2	3	Ол	Кпи	Kepc	Би	Магн	Илм	Xp	минералы	1	2	3
1.	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO2	36.81	39.61	40.01	26.24	8.73	3.72	1.32				or]	1.67	1.67	2.8
Ti02	0.81	0.87	1,15		0.27	0.44	0.28		0.16		ab	1.05	1.05	ne1.7
Al203	2.97	3.20	2.67	0.30	0.65	1.12	0.56				an	6.68	7.23	4.2
Fe203	5.12	2.66 [*]	1.79		0.35	0.35	0.26	0.83			wo)	1.16	1.28	7.9
FeO	13.26	16.22	15.93	13.04	0.92	0.92	0.22	0.37	0.14	0.22	en Idi	0.80	0.80	5.5
MnO	0.19	0.20	0.22	0.18	0.02	0.02					fs	0.36	0.40	1.7
MgO	30.05	32.37	32.21	27.46	3.13	1.06	0.56				foj	42.63	49.53	52.5
CaO	2.02	2.18	4.63		3.49	1.10	0.04				fa lol	11.61	16.91	17.7
Na20	0.14	0.15	0.34		0.05	0.23	0.06	1			enj	13.15	9.24	
K20	0.31	0.33	0,46			0.11	0.35				fs hy	3.17	3.69	
H20+	6.53	0.20	0.21			0.15	0.06				mt	7.41	3.94	3.2
Cr203	0.60	0.65	0.48							0.48	cm	0.90	0.90	0.5
V205	0.09	0.10									il	1.52	1.67	2.3
Ni,Co,Cu	0.18	0.20						1			pr	0.72	0.72	
P205	0.Q5	0.05									cc	0.20	0.20	
C02	0.13	0.14												
5 Сумма	0.39 99.65	0.42 100.00	100.00	67.2	17.6	9.3	3.7	1.2	0.3	0.7			•	

Примечание. Пересчитано с учетом окисления железа при серпентинизации и Fe сульфидного (0.45%); 1 – реальный состав метаперидотита; 2 – он же, пересчитанный на сухой остаток (0.20% H₂O оставлено с учетом керсутита); 3 – вычисленный состав по количественно-объемному соотношению первично-магматических минералов и псевдоморфоз по ним и их химическому составу.

В.Ф. Смолькин

17

N

Таблица 2.3

Компо-	Оливи	ан	Ортопи	роксен	Клино	пироксен	Плагиоклаз		
ненты	Φο	Фа	Эн	Гип	Ди	Гед	Ан	Ал	
Si02	43	30	6 0	52	56	50	43	69	
AZ203	- '	-	-	-	-	5	37	19	
Fe0'	-	70	-	31	-	12	-	-	
MgO	57	-	40	17	18	15	-	-	
CaO	-	-		-	26	18	20	-	
Na,0	-	-	-	-		- 1	-	12	

Идеализированные составы породообразующих минералов



Рис. 2.3. Соотношение FeO' MgO в оливинах, ортопироксенах и клинопироксенах в основных и ультраосновных интрузивных породах Кольской провинции, а также в коматиитовых вулканитах.

1 – печенгский, 2 – соленоозерский и 3 – дайковый нясюккский комплексы габбро-верлитов; 4 – имандра-варзугский и 5 – куолаярвинский комплексы габбро, пироксенитов и перидотитов (5а – микрозондовый, 56 – микрохимический анализы); 6-8 – расслоенные интрузивы (6 – Мончегорский, 7 – Кивакка, 8 – Карикъявр); 9-10 – аллареченский (9 – Алларечка, 10-Копос) и 11 – стрельнинский комплексы оливинит-гарцбургитов; 12 – дунит-гарцбургиты массива Фалалей; 13-14 – коматииты поясов Колмозеро-Воронъя (Полмос-Порос) и Манро-Тауншип, Онтарио; 15 – поля комплексов зон карелид. ных породообразующих минералов – оливина, ортопироксена и клинопироксена (рис. 2.3).

Учитывая вышеизложенное, мы придерживались следующего порядка реконструкции пород: 1) петрографическое изучение и восстановление первичного структурно-текстурного облика, поиск и изучение типоморфных породообразующих минералов или псевдоморфоз по ним, предварительная классификация; 2) изучение химических особенностей пород и классификация их на основе сравнения с петрохимическими эталонами; 3) изучение физических свойств и их сопоставление с имеющимися эталонами; 4) окончательная классификация пород с определением сериальности, семейства и вида на основе методических указаний, изложенных в работах [68, 51, 71]. При этом петрографические признаки остаются главными при определении семейства и вида, а петрохимические – при определении сериальности.

Глава З

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ И РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПРОТОРИФТОВ КОЛЬ-СКОЙ ПРОВИНЦИИ

Кольская (или Кольско-Норвежская) провинция занимает северовосточную часть Балтийского (Финнско-Скандинавского): шита. Ее южная граница совпадает с Лапландским (Беломорским по К.О. Кратцу) глубинным швом, отделяющим провинцию от Беломорского мегаблока (рис. 3.1). На западе она граничит с Финнско-Карельской провинцией, а на северо-западе ограничена зоной каледонид Норвегии.

Начало современного исследования советской части провинции (Кольский полуостров и Северная Карелия) во многом связано с именем акад. А.А. Полканова, который заложил основы стратиграфии и тектоники региона. Общий анализ геологии, тектоники и металлогении дан в трудах А.А. Полканова, А.Е. Ферсмана, Б.М. Куплетского, Н.А. Елисеева, Л.Я. Харитонова, К.О. Кратца, Г.И. Горбунова, В.Г. Загородного, В.З. Негруцы, В.И. Казанского и многих других исследователей.

В соответствии с решением Второго Всесоюзного совещания по общим вопросам расчленения докембрия СССР, в том числе Балтийского щита (г. Уфа, 1990 г.), в ее пределах выделяются четыре стратиграфических комплекса: саамский или гранито-гнейсовый комплекс древнейшего фундамента (> 3.15 млрд. лет), лопийский (3.15-2.5 млрд. лет), карельский (2.5-1.65 млрд. лет) и рифейский (1.65-0.65 млрд. лет).

Саамский комплекс обнаруживается только в виде фрагментов когда-то обширной первичной тоналит-трондъемитовой коры, а на современном эрозионном срезе слагающей отдельные блоки или ку-



польные структуры [70, 76]. Среди лопийского комплеса выделяются две разновозрастные ассоциации – высокометаморфизованных гнейсов, амфиболитов и железистых кварцитов кольской серии и осадочно-вулканогенных образований зеленокаменных поясов, претерпевших диапиризм на рубеже 2.7-2.6 млрд. лет. Карельский комплекс представлен негранитизированными, очень пестрыми осадочными и вулканогенными отложениями, приуроченными к грабенообразным или мульдообразным структурам, из которых первые частично наследуют архейские зеленокаменные пояса. Эти структуры отражают внутрикратонную активизацию, завершивщуюся внеструктурным внедрением порфировидных гранитов с возрастом 1.8-1.7 млрд. лет [70].

Высокомагнезиальные вулканиты (коматииты, пикриты и пикритобазальты) приурочены к лопийским зеленокаменным поясам и нескольким уровням карельских структур, при этом наблюдается четкая корреляция их состава от положения в общих разрезах.

3.1. Проблемы изучения зеленокаменных поясов

Зеленокаменные пояса, составной частью которых являются коматииты, стали выделяться относительно недавно, однако они сразу

Рис. 3.1. Схема геологического строения Кольско-Норвежской провинции.

1 - герцинские интрузивы нефелиновых сиенитов и щелочно-ультраосновных пород; 2 - позднепротерозойские и рифейские дайки и силлы долеритов; 3 - рифейский комплекс конгломератов и песчаников; 4 - лейкограниты и гранодиориты, калиевые граниты; 5 диориты и гранодиориты; 6-10 - раннепротерозойские осадочновулканогенные образования структур Полмак (По), Печенгской (П), Тюльпвыд (Т), Кеулик-Кенирим (К), Имандра-Варзугской (И-В) и Усть-Понойской (У-П) (6 - андезиты, риолиты, монцодиориты, 7 - базальты, 8 - ферропикриты, базальты, 9 - пикрито-базальты, трахибазальты, 10 - высокомагнезиальные базальты, андезито-базальты, риолиты); 11 - чарнокиты, граниты (а), щелочные сиениты (б); 12 - расслоенные интрузивы перидотитов, пироксенитов и габбро-норитов; 13 - анортозиты, габбро-анортозиты; 14 - кварциты, кианитовые сланцы Кейвской зоны; 15 - коматииты, базальты, дациты, риолиты, метаосадки лопийских зеленокаменных поясов, Колмозеро-Воронья (К-В) и Терско-Аллареченский (Т-А); 16 гнейсы, амфиболиты, железистые кварциты и мигматиты кольской серии; 17 - гранулиты Лапландского и Колвицкого гранулитовых поясов; 18 - гнейсы, амфиболиты и мигматиты Беломорского блока; 19 - тоналиты и плагиограниты Мурманского и Понойского блоков; 20 - разрывные нарушения; 21 - зоны надвигов (а), поддвигов (б). Выполнена на основе карты магматических формаций [70].

привлекли к себе внимание геологов. Интерес к ним обусловлен открывшейся возможностью исследовать через структуру и состав поясов характер эндогенных процессов на ранней стадии развития земной коры. К тому же они заключают в себе достаточно крупные месторождения железа, никеля, золота и редких металлов.

В результате более чем 20-летнего изучения зеленокаменных поясов был дан новый импульс для ревизии многих вопросов стратиграфии, магматизма и тектоники архейских щитов. Достаточно полные сведения о строении и составе зеленокаменных поясов можно найти в монографиях [26, 55, 47]. Остановимся на некоторых выводах из этих работ, необходимых нам для анализа конкретных изученных структур.

Зеленокаменные пояса сложены породами, возраст которых колеблется от 3.8 до 2.6 млрд. лет. Они как бы погружены в тоналитовые гнейсы фундамента и окружены куполами архейских гранитов, совместно с которыми образуют гранит-зеленокаменные и гранулит-зеленокаменные области, основные структуры щитов. Зеленокаменные пояса имеют линейно вытянутую или неправильную, "амебообразную" форму и внутреннюю синклинальную или моноклинальную структуру. Для них характерны большие мощности общего разреза (10-22 км), резкое преобладание вулканитов над осадками, широкое развитие коматиит-толеитовой и сланцево-джеспилитовой ассоциаций, гомодромный характер вулканизма и турбидитовый тип осадкообразования, низкотемпературные в ряде случаев фации метаморфических преобразований пород, распределение которых носит зональный характер [26, 55].

К настоящему времени убедительно доказано существование для отдельных поясов более древнего гранито-гнейсового фундамента [57]. Например, в поясе Белингве (Зимбабве) обнаружено несогласное залегание базальных конгломератов и граувакк с галькой тоналитовых гнейсов, которые вверх по разрезу перекрываются перидотитовыми и базальтовыми коматиитами. Однако для большинства поясов характер их взаимоотношения с фундаментом остается неясным.

Зеленокаменные пояса по составу и относительной распространенности вулканогенных пород подразделяются на два типа: бимодальный и известково-щелочной [55]. Для бимодального типа характерно изобилие шаровых и массивных лав коматиитов и толеитовых базальтов, ассоциирующих с кислыми вулканитами (или экструзивными кварцевыми порфирами) и кремнистыми осадками, роль которых повышается к верхам разреза. Андезиты здесь редки или вовсе отсутствуют. Завершают разрез, как правило, осадочные толщи конгломератов, граувакк и аргиллитов. Роль в них коматиитов велика, они могут достигать 60-70% от общего объема коматииттолеитовых толщ или до 5 км по мощности. Примером подобного типа являются пояса Барбертон (ЮАР), где впервые были открыты коматииты, и Каргурли-Норсмен (Зап. Австралия) (рис. 3.2).

Известково-щелочной тип широко развит в районе Великих озер Северной Америки. Для него характерно широкое развитие ассоциа-

ций толеитовых базальтов, андезитов и риолитов при незначительной роли или полном отсутствии коматиитов (рис. 3.2). Среди осадков, слагающих среднюю или верхнюю части общего разреза, наряду с граувакками отмечаются известняки и высокодифференцированные осадки-кварциты. Некоторые пояса, например Тати (Ботсвана), являются промежуточными, для них обнаружена смена бимодальной ассоциации известково-щелочной при равнозначной их роли. Для большинства зеленокаменных поясов типичными породами являются железистые кварциты, которые могут располагаться в пределах как вулканогенных, так и осадочных толщ.

А. Гликсоном [26] на основании выявленных различий в строении зеленокаменных поясов, разновозрастности слагающих их пород, наличия внутриформационных конгломератов и характера взаимоотношения с фундаментом были выделены два стратиграфически и петрогенетически различающихся комплекса, названных первичным и вторичным. Для первичных зеленокаменных поясов характерны преобладание коматиитов и толеитовых базальтов, ассоциирующих с риолитами, подчиненная роль осадков, представленных кремнистыми породами, филлитами и железистыми кварцитами, бимодальный тип вулканизма и широкий интервал возраста пород – от 3.8 до 2.5 млрд. лет. Широкое распространение фрагментов первичного комплекса среди наиболее древних гранитоидов и тоналитовых гнейсов может свидетельствовать, по мнению А. Гликсона [26], о существовании некогда общирной коматиит-базальтовой коры около 4.0 млрд. лет назад.

Вторичные зеленокаменные комплексы, представленные более разнообразными типами пород, содержат наряду с преобладающими толеитовыми базальтами много андезитов, среди осадков (играющих заметно большую роль) широко развиты граувакк-аргиллитовые и пирокластические образования. Возраст комплексов не превышает 2.8-2.6 млрд. лет. Предполагается, что вторичные зеленокаменные пояса формировались в пределах кратонизированных блоков земной коры в условиях линейных трогов. Целый ряд зеленокаменных поясов (ЮАР, Родезия, Южная Индия) сложен породами обоих комплексов, при этом первичные встречаются, естественно, на более низких стратиграфических горизонтах. Коматиитовые вулканиты встречаются в обоих комплексах.

Заметное разнообразие зеленокаменных поясов, формирующихся в течение значительного интервала времени, превышающего 1.2 млрд. лет, вызвало необходимость классифицировать их на отдельные группы или типы. Б.И. Малюком и А.А. Сивороновым [74] на основании характера соотношений выделенных формаций (коматиитовой, коматиит-толеитовой, джеспилит-толеитовой, андезит-дациттолеитовой) и вулканогенно-седиментационной ассоциации было предложено выделить шесть групп (или формационных рядов): среднеднепровский, тип Барбертона, тип Мурчисона, тип Абитиби, бразильский и североканадский. Зеленокаменные пояса Балтийского щита отнесены ими к разным типам: Барбертон (Койкары-Сегозеро), Абитиби (Кухмо-Суомуссалми) и Северной Канады (Хаутаваара, Парандово, Яуратси).



А.Б. Вревским [17]с учетом времени завершения развития зеленокаменных поясов, характера и типа безальных частей их разрезов и тренда вулканизма было предложено выделить четыре типа: 1) тип Барбертона с его инициальной каматиит-толеитовой и более поздней базальт-риодацитовой ассоциациями (Каапвальский щит ЮАР, пояса блока Пилбара Зап. Австралии, Южно-Выгозерский и Сумозерско-Каменноозерский пояс Карелии): 2) наиболее молодой тип Белингве, в основании которого расположены терригенные осадки, сменяющиеся коматиит-толеитовой ассоциацией (пояса Белингее, Булавайо, Тати Родезии; Вабигун, Ухи Канады; Костомукша Карелии и Колмозеро-Воронье Кольского полуострова):3) Хаутаваарский тип инициальными известково-шелочными вулканитами. несогласно перекрытыми коматиит-толеитовой или толеитовой ассоциацией (пояса Хаутаваара Карелии, Ялонваара-Иломанси и Кухмо-Суомуссалми Финляндии, Маунт Канады); 4) тип Абитиби, для которого характерна эволюция вулканизма от коматиит-толеитовой ассоциации к известково-щелочной (пояса блока Йилгарн Зап. Австралии, Южной Индии, КМА и др.).

Несмотря на некоторое сходство разрезов и ассоциаций зеленокаменных поясов архея и системы островная дуга-глубоководные желоба фанерозойских структур, первые обладают многими достаточно отличительными стратиграфическими, формационными, геохимическими и другими признаками. Например, в плане они образуют сложную сеть параллельных и соприкасающихся структур, разделенных куполами, в их строении принимают широкое участие, как указывалось выше, коматииты и джеспилиты, среди интрузивных образований нет представителей офиолитовой или альпинотипной формаций и многих других. К настоящему времени широко популярна рифтогенная модель развития архейских поясов [31, 32], которая базируется на структурно-тектонических и петрохимических признаках. Однако необходимо признать, что зеленокаменные пояса обладают специфическими свойствами и должны быть отнесены к самостоятельному типу структур, формирующихся только на ранней стадии развития земной коры, хотя и рифтогенная их природа предпочтительна.

Рис. 3.2. Обобщенные стратиграфические разрезы типовых архейских зеленокаменных поясов с бимодальным и известково-щелочным типами вулканизма Южной Африки, Западной Австралии и Северной Америки.

1 - коматииты; 2 - коматиитовые и толеитовые базальты и 3 их туфы; 4 - андезиты; 5 - риолиты, экструзивные кварцевые порфиры и 6 - их туфы; 7 - глинистые сланцы; 8 - граувакки; 9 конгломераты, туфоконгломераты; 10 - кварциты; 11 - железистые кварциты; 12 - кремнистые сланцы; 13 - известняки, доломиты; 14 - тоналитовые гнейсы; 15 - архейские, частично протерозойские гранитоиды; ф. - формация, св. - свита, т. - толща. Использованы данные [197, 26, 55, 57] и др. Учитывая широкое развитие коматиитов, генерация которых возможна только при высокой степени плавления мантийного субстрата [9], можно вполне обоснованно утверждать, что формирование зеленокаменных поясов происходило при начально высоком тепловом потоке. Однако для многих поясов типичными являются низкотемпературные фации метаморфизма. В связи с этим предполагаются высокая скорость теплопотерь и интенсивная диссипация энергии [32], что возможно при высокой скорости раздвига и малой мощности архейской коры.

В последнее время проявилась явно выраженная тенденции включать в группу зеленокаменных поясов и более молодые раннепротерозойские структуры [83, 32, 64], с чем автор не может согласиться, так как полученный им материал не согласуется с подобными схемами.

В пределах Балтийского щита зеленокаменные пояса широко развиты в основном в Финнско-Карельской провинции. Наиболее изученными из них являются Кухмо (включая структуры Типасьярви, Кухмо и Суомуссалми), Гимольско-Костомукшский (Костомукша, Гайколя), Ведлозерско-Сегозерский (Койкары, Палосельга, Совозеро, Хаутаваара), Сумозерско-Кенозерский (Коросозеро, Пулозеро, Каменные озера, Сегозеро, Токша) [157, 192, 161, 22, 47, 64, 53].

На рис. 3.3 представлены их обобщенные разрезы, судя по которым пояса характеризуются большим разнообразием. Для некоторых из них (Кухмо и Ведлозерско-Сегозерского) обнаруживается нарушение гомодромной направленности вулканизма в связи с андезитовым или андезито-базальтовым и дацитовым составом нижних вулканогенных толщ. По мнению автора, эти нижние толщи совместно с перекрывающими их осадками могут представлять собой фрагменты более древних поясов или первичного зеленокаменного пояса. В этом случае разрез более "молодого" пояса должен начинаться с коматиит-толеитовой толщи. Для поясов Кухмо и Гимольско-Костомукшского характерен бимодальный тип вулканизма при максимальной мощности коматиитов и толеитов. Для Ведлозерско-Сегозерского и Сумозерско-Кенозерского поясов наблюдается более сложная последовательность - смена бимодального типа известковошелочным и вновь бимодальным вне зависимости от наличия или отсутствия подстилающих андезито-базальтов.

Для коматиитов, встречающихся на разных уровнях разреза коматиит-толеитовых толш, проявляется явная тенденция увеличения их мощности при движении к средней или верхней частям разреза, что связано с постепенным увеличением степени плавления мантийного субстрата. В поясе Кухмо установлено два уровня развития коматиитовой ассоциации, однако более поздние коматииты формации Петэяниеми являются более железистыми [192, 161].

Для коматиитов Финнско-Карельской провинции обнаружено широкое развитие не только расслоенных потоков, но и туфов и англомератовых туфов [161, 53], что свидетельствует в пользу высокой общей газонасыщенности коматиитового расплава.



Рис. 3.3. Обобщенные стратиграфические разрезы архейских зеленокаменных поясов Балтийского щита.

Условные обозначения см. на рис. 3.2. Использованы данные [192, 7, 161, 193, 22, 53, 18]. По поясу Колмозеро-Воронья внесены авторские исправления.

Необходимо отметить, что очень часто с перидотитовыми коматиитами ассоциируют коматиитовые базальты с разнообразными глобулярными или вариолитовыми текстурами, роль которых недостаточно оценена. Такие текстуры автор наблюдал в поясе Кухмо и в Койкарской структуре, краткое их описание или упоминание можно найти в работах [161, 195]. Они могут свидетельствовать о широком проявлении ликвационных процессов в коматиитовом расплаве.

Вышерассмотренные пояса Финиско-Карельской провинции сложены, по-видимому, вторичными зеленокаменными комплексами, возраст которых не превышает 2.9-2.7 млрд. лет. В то же время недавно в Ведлозерском блоке Восточной Карелии была обнаружена коматиитовая ассоциация [61], слагающая, по-видимому, фрагмент первичного зеленокаменного комплекса, который погружен в тоналитовые серые гнейсы с возрастом (3542±60) млн. лет [111, циркон, V - Pb метод]. Внутренняя структура зеленокаменных поясов Финнско-Карельской провинции осложнена многократными деформациями с преобладанием диапиризма на поздних фазах [157]. Как правило, они подверглись низко- и среднетемпературному метаморфизму низкого давления и часто обнаруживают метаморфическую зональность с преобладанием в центре зеленосланцевой фации, которая к периферии сменяется амфиболитовой фацией низких, а затем высоких ступеней [23].

3.2. Зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья

Несмотря на относительно хорошую изученность Кольской провинции, ее российской части, зеленокаменные пояса в ней стали выделяться сравнительно недавно и практически только после обнаружения перидотитовых коматиитов со спинифекс-структурой [16, 47]. Это обусловлено главным образом объективными причинами, а именно значительными деформациями поясов или их фрагментов как в архейскую, так и в карельскую орогению, интенсивным гранитообразованием в пределах не только фундамента, но и поясов, высокотемпературными (преимущественно в условиях амфиболитовой фации) метаморфическими изменениями пород. в том числе и в карельскую орогению, широко проявленными процессами метасоматоза и унаследованным характером нижнепротерозойских зон, частично вложенных в архейские зеленокаменные пояса [69, 77. 37]. Из субъективных причин можно указать на частичное сохранение униформистских взгядов, что выражается, например, в выделении протогеосинклинального, протоорогенного и протоплатформенного этапов в формировании архейско-протерозойской земной коры.

К настоящему времени в пределах Кольской провинции, ее российской части, выделены следующие зеленокаменные пояса: Колмозеро-Воронья и Терско-Аллареченский [16, 18], Лисьегорский, Петуордынский (оз. Канентъявр), Корватундровский и Оленегорский [37]. Пояс Колм-озеро Воронья остается до настоящего времени единственным в провинции, в котором типоморфные структурно-текстурные особенности ультраосновных вулканитов оказались нестертыми при высокотемпературном региональном метаморфизме. Он вытянут вдоль границы Мурманского блока древнейших гранитоидов и Центральнокольского блока, сложенного амфиболитами и гнейсами кольской серии (рис. 3.1), и орнентирован в северо-западном направлении. Пояс вытянут на 150 км при ширине 10-12 км, иногда расширяясь до 40 км. На северо-западном его продолжении, в районе Ура-Губы, рек Титовка и Зап. Лица, во время картировочных работ разных лет установлены фрагменты локальных структур с редуцированным типом разреза, что свидетельствует о первоначально более значительной протяженности пояса - до 250 км.

В структурном отношении пояс представляет собой узкую асимметричную синклиналь, северо-восточное крыло которой срезано глубинным, неоднократно подновляющимся разломом. К настоящему времени разработано более 30 стратиграфических схем пояса. Мы в своих исследованиях основывались главным образом на схеме стратиграфии, разработанной А.П. Белолипецким и др. [7], как наиболее согласующейся со схемами строения зеленокаменных поясов. Она дополнена А.Б. Вревским [18] и нами в отношении состава вулканогенных толщ и положения коматиитов в разрезе. Необходимо отметить, что крупный поперечный разлом в районе оз. Лявозеро делит пояс на две почти равные части – северо-западную и юговосточную, корреляция разрезов которых до сих пор является предметом дискуссии. Коматиитовая ассоциация была обнаружена только в пределах северо-западной части.

В строении пояса выделяются четыре толщи: 1) нижняя терригенная (лявозерская свита) биотитовых, гранат-биотитовых, гранатставролит-биотитовых гнейсов и сланцев при подчиненной роли гранатитов и двухслюдистых плагиосланцев мошностью (для северо-западной части) 100-200 м; 2) коматиит-толеит-джеспилитовая (полмостундровская свита), представленная сланцеватыми и полосчатыми амфиболитами, перидотитовыми и базальтовыми коматиитами. переслаивающимися с гнейсами, железистыми кварцитами и карбонатными породами, с сильно изменяющейся мощностью - от 400 1250 м; 3) базальт-андезит-дацитовая (вороньетундровская свита), сложенная биотит-амфиболовыми, гранат-биотит-амфиболовыми, гранат-слюдистыми плагиосланцами, гнейсами и метаандеэтовыми плагиопорфиритами, мощностью от 100 до 900 м; 4) верхняя терригенная (червутская свита кейвской серии) полимиктовых конгломератов, гнейсов, сланцев, содержащих андалузит, кордиерит, кианит, ставролит и гранат, которая с угловым несогласием перекрывает нижележащие образования. Ширина ее выхода колеблется от 400 до 600 м. В гальке конгломератов обнаруживаются породы нижних толщ, в том числе коматииты [18]. Обобщенный разрез приведен на рис. 3.3.

Заслуживает специального внимания толща основного-ультраосновного состава, слагающая хр. Олений и предгорья горы Няльмчечуайв (рис. 3.3). По мнению А.П. Белолипецкого и других [7], в ее строении принимают участие главным образом интрузивные образования, и поэтому она не включена в общий стратиграфический разрез. По данным наших исследований, толща сложена преимушественно вулканитами основного состава, а также маломощными силлами метагаббро-диабазов. Среди поля развития базальтов широко развиты также маломощные потоки и пластовые дайки коматиитов, последние могут выходить за пределы толщи и сечь гнейсы и метаандезиты вороньетундровской свиты. О вулканогенной природе базальтов свидетельствуют широко развитые миндалекаменные и вариолитовые текстуры, шаровая отдельность, реликты трубчатых форм лавовых потоков, повышенная окисленность предполагаемой верхней кромки потоков. В поперечном разрезе хр. Оленьего можно

29

наблюдать чередование массивных, шаровых и вариолитовых лав без признаков туфовых или осадочных слоев, что осложняет картирование границ потоков. Положение данной толщи в разрезе пояса определяется нами достаточно высоко (рис. 3.3) на основе перекрытия осадками червутской свиты и пересечением пород воронье-тундровской свиты пластовыми дайками коматиитов, а также признаками значительно проявленной дифференциации базальтов и коматиитов.

На западном окончании пояса в районе западного подножья горы Лешей обнажается массив метаперидотитов, который относился к секущему, постскладчатому интрузиву. Однако в результате петрологических его исследований автором было установлено, что массив представляет собой группу сближенных, согласных доскладчатых субвулканических тел, приуроченных к крылу сорванной флексуры, сложенной преимущественно гнейсами вороньетундровской свиты (рис. 3.4). На этом основании, подтвержденном петрохимическими и минералогическими исследованиями, он отнесен к интрузивной фации коматиитовой вулкано-плутонической ассоциации.

Супракрустальные образования пояса интрудированы массивами плагиомикроклиновых гранитов и пегматитовыми жилами формации палингенно-метасоматических гранитов [70]. Их радиологический возраст по данным Rb-Sr, Pb-Pb и Th-Pb методов оценен в (2730±15), (2805±15) и (2850±80) млн. лет [100]. Можно предположить, что первое число определяет возраст метаморфизма или орогенеза, а второе и третье – время становления гранитных массивов. Этому не противоречат результаты изучения цирконов из метаандезитов вороньетундровской свиты (2930±90 млн. лет) и гнейсов червутской свиты (2790±45 млн. лет) [89].

Помимо гранитов наблюдаются интрузивные взаимоотношения с мелкими массивами титаномагнетитовых габбро-анортозитов. В юго-восточной части пояса описаны относительно крупные массивы анортозитов [70]. Все без исключения породы, в том числе и граниты, секутся сложной меридиональной системой даек базальтов рифея, а также щелочных пикритов палеозоя. Последние очень близки по составу к щелочным пикритам Мурманского побережья, района губ Ивановская и Дроздовка [108].

Пояс разбит поперечными разломами на ряд блоков, в пределах которых картируются сложные изоклинальные складки с крутым падением осевого кливажа. По данным О.А. Беляева и др. [134], в пределах всего пояса фиксируются минеральные парагенезисы, возникшие в условиях амфиболитовой фации в течение двух периодов. Ранний метаморфизм соответствует более низкотемпературной андалузит-ставролитовой субфации и сохранился только в северо-западной части, тогда как второй, более поздний, синхронный с раннепротерозойским (карельским) метаморфизмом, представлен кианитставролитовой субфацией. Помимо регионального метаморфизма в пределах пояса широко представлены продукты метасоматических процессов, с которыми связано сульфидное, редкометалльное и золотометалльное оруденение.

3.3. Особенности строения и состава карельских структур

Карельские структуры постоянно привлекали к себе внимание, в первую очередь из-за приуроченности к ним полезных ископаемых – сульфидных медно-никелевых, колчеданных и титаномагнетитовых руд, самородной меди, благородных металлов и строительно-декоративных материалов. Они являются составной частью общей свекофеннско-карельской области, заложенной на нижне- и верхнеархейском фундаменте и сформированной в раннепротерозойский период развития Балтийского щита.

В последние годы опубликованы обобщающие работы по тектонике, стратиграфии, геофизическому строению, метаморфизму, геохимии и рудогенезу структур Кольского полуострова [48, 45, 85, 52, 146, 76, 77, 145, 19, 46], что свидетельствует о высокой степени их изученности.

В структурном плане следует различать собственно-карельские структуры, выполненные осадочно-вулканогенными образованиями карельского комплекса, и зоны карельской активизации архейского фундамента и обрамления, в пределах которых развиты интрузивные массивы и дайковые тела карельского тектоно-магматического цикла и широко проявлены процессы динамометаморфизма. Естественно, что границы карельских структур более четкие, чем зон активизации, и лучше прослеживаются.

Среди карельских структур хорошо различаются крупные, протяженные, грабенообразные, шовные с большими мощностями осадочновулканогенного комплекса (до 8-11 км), приуроченные к границам крупных геоблоков – Центральнокольского (или Кольско-Норвежского), Беломорского и Карельского [45, 146, 46]. Это такие структуры, как Печенгская, Имандра-Варзугская и Пана-Куолаярвинская, Ветреный пояс и другие, объединяемые в два региональноскладчатых пояса – Печенгско-Варзугский и Северо-Карельский (или Панаярвинско-Выгозерский) [45, 145, 46]. Кроме того, широко развиты более мелкие фрагментарные, существенно вулканогенные структуры, расположенные в пределах геоблоков и представляющие собой реликты протоплатформенного чехла, – такие, как Кукасозерская, хр. Серповидного, Усть-Понойская, а также Тюльпвыд и Кеулик-Кенирим [20, 145].

Пояса карелид, заложенные на саамско-лопийском фундаменте, в значительной мере наследуют их структуру. Это выражается в сохранении общего северо-западного простирания пород, в преимущественном заложении шовных зон карелид на месте лопийских зеленокаменных поясов и в "орогенном" характере андезит-базальтриолитовых ассоциаций раннего этапа карельского тектоно-магматического цикла. Фрагменты лопийских поясов достоверно установлены в обрамлении структуры Ветреного пояса [146, 22] и предполагаются в южном обрамлении Печенгско-Вараутского пояса [18].

Характерной особенностью шовных поясов является четкая асимметричность их строения, что выражается в наращивании разреза



либо с севера на юг (Печенгская и Имандра-Варзугская структуры), либо с юго-востока на северо-запад (структуры Пана-Куолаярвинская и Ветреного пояса) и усилении степени метаморфизма от зеленосланцевой к амфиболитовой фации. Асимметричность подчеркивается различным строением северо-восточного и юго-восточного бортов (или обрамлений). Так, в юго-западном обрамлении Печенгской и Имандра-Варзугской структур наблюдается система гранитных куполов с возрастом (1940-17) млн. лет [14] и фрагментов лопийских поясов в межкупольных пространствах. В северо-восточном обрамлении подобная система отсутствует.

Для внутреннего строения шовных структур характерным является сочетание ритмичного чередования вулканитов и туфогенно-осадочных пород и взбросо-надвиговый характер тектонических движений, обусловивших чешуирование, а иногда и сдвоенность разреза. Впервые о надвиговом, чешуеобразном строении Печенгской зоны писал еще Х. Вяйрюнен [198]. Российские исследователи, не отрицая существования надвигов, расходились в оценке масштаба и амплитуд движения и их соподчиненности с другими разрывными нарушениями. В последующем господствовало мнение о вертикальном, преимущественно сдвиговом характере тектонических движений [41, 42, 29, 45, 46]. Исследования последних лет, проведенные под руководством В.З. Негруцы в районе Луотнинского разлома, выявили надвиго-чешуйчатое строение 1У вулканогенной толщи, обусловленное, по его мнению, синвулканическими движениями [87]. Ранее подобное же мнение было высказано В.И. Казанским и другими 527.

Автор на примере наиболее крупного массива Печенгской структуры – Пильгуярви в свое время обосновал преимущественно взбросо-надвиговый тип разрывных нарушений в Печенгском рудном поле, осложненный поперечными и диагональными сдвиговыми оперяющими нарушениями [115].

Как известно, существует несколько принципиально отличных точек зрения на историю геологического развития карелид. Согласно К.О. Кратцу [56] и его последователям, карельские структуры представляли собой геосинклинальные подвижные пояса, прошедшие полный цикл развития от собственно геосинклинального (раннепро-

Рис. 3.4. Сводные схематические стратиграфические разрезы карельского комплекса в пределах Печенгско-Варзутского и Северо-Карельского поясов по данным [19, 48, 34, 22, 92, 53, 46] с авторскими дополнениями и исправлениями.

1 – архейский фундамент; 2 – коры выветривания; 3 – конгломераты, туфоконгломераты; 4 – граувакки, кварциты; 5 – псаммит-алевролитовые сланцы; 6 – известняки, доломиты; 7 – ферропикриты (а) и пикриты (б); 8 – высокомагнезиальные базальты, пикритобазальты; 9 – толеитовые базальты; 10 – трахибазальты; 11 – андезито-базальты; 12 – трахиандезито-базальты; 13 – дациты; 14 – риолиты; 15 – структурное несогласие; 16 – стратиграфические границы; 17 – корреляция.

З В.Ф.Смолькин

33

терозойского) этапа через средний переходный (среднепротерозойский) к конечному позднепротерозойскому с господствующим платформенным режимом. Имандра-Варзугская, Печенгская и другие структуры, выполненные отложениями среднего протерозоя (нижнего протерозоя по схеме, принятой на Уфимском совещании в 1978 г.), относились к наложенным тектоническим впадинам орогенного типа.

В.Н. Москалева и Е.Т. Шаталов [81] формирование названных структур также связывали с поздней стадией консолидации подвижного пояса, когда проявились сводово-глыбовые движения, и относили вулканогенные образования Печенгской зоны к липарит^{*}-базальтовой формации.

Согласно X. Вяйрюнену [198], Л.Я Харитонову [139] и другим, область карелид не являлась типичной геосинклинальной, в ее основе находился жесткий Карельский массив, сложенный архейскими породами и окруженный по периферии узкими краевыми прогибами. X. Вяйрюнен [198], а затем В.Г. Загородный с соавторами [42] относили карельские образования к типичным офиолитам.

По В.3. Негруце [84] Имандра-Варзутский пояс был заложен в сумийское время как рифтогенный желоб на границе Беломорского и Кольского мегаблоков. В ятулии пояс продолжал свое развитие как пограничный рифт с преобладанием подкорового вулканизма. В постьятулийскую флишевую стадию произошло внедрение никеленосной ультраосновной магмы, в завершающую, молассовую стадию желоб закрылся и магматическая деятельность затухла. Карельские структуры сформировались, по его мнению [85], в результате сменяющих друг друга четырех тектонических режимов – платформенного, рифтогенного, геосинклинального и орогенного.

В настоящее время господствующими являются схемы стратиграфии и тектоники, основанные на представлении о субплатформенном режиме развития карельских структур, имеющих аркогенно-рифтогенную природу [44, 45, 146, 46, 145]. Такие схемы разработаны сотрудниками геологических институтов Кольского и Карельского научных центров РАН.

Идею о существовании в докембрии палеорифтов, впервые предложенную Е.Е. Милановским [78], активно развивали В.Н. Москалева [81], В.З. Негруца [84, 85], Н.П. Михайлов [80], В.Г. Загородный, А.Т. Радченко [45, 46] и другие. Е.Е. Милановский [78] писал, что рифты, современные, активно развивающиеся тектонические элементы, и авлакогены, древние, "мертвые", погребенные тектонические элементы платформ существенно различаются, вместе с тем авлакогены по многим признакам близки к современным эпиплатформенным рифтам, особенно щелевого типа. Основным отличием типичных авлакогенов и эпиплатформенных рифтовых зон фанерозоя является внутренняя складчатая структура, обусловленная

^{*} В результате исследований, проведенных автором совместно с А.Е. Борисовым, установлено широкое развитие в пределах 1У вулканогенной толщи туфосилицитов, ранее принимаемых за риолиты или дациты и их туфы [122].

сменой первоначального растяжения последующим сжатием, что в фанерозойских структурах является скорее исключением, чем правилом.

В общем сводном разрезе карельского комплекса В.Г. Загородный и А.Т. Радченко [145] выделили три главных структурных этажа (помимо фундамента), отделенных региональными несогласиями и сложенных соответственно осадочно-вулканогенными породами трех разновозрастных отделов: нижнего (сумий), среднего (сариолий-ятулий-людиковый) и верхнего (ливий-вепсий).

Нижний структурный этаж (4.5-5 км) сложен, по их мнению, формациями наложенных интракратонных линейных зон, сходных с рифтогенными, и представлен преимущественно вулканитами базальтового и андезит-дацитового состава и высокодифференцированными осадками Имандра-Варзугской структуры (стрельнинская серия). Следующий, наиболее мощный (7-8 км) этаж развит повсеместно и сложен разнообразными формациями унаследованных и наложенных мульдообразных прогибов. В состав этажа включены толщи печенгской и варзугской серий и их аналоги в более мелких структурах. Среди вулканитов широко развиты пикриты и пикрит-базальты, толеитовые базальты и трахибазальты, дациты; осадки представлены терригенными карбонатными и сланцевыми образованиями. Верхний этаж (3-5 км) представлен формациями наложенных приразломных прогибов, выполненных вулканитами пикрит-базальтового и андезитдацитового состава и карбонатно-сланцевыми или псаммитовыми образованиями южно-печенгской и томингской серий.

Фрагменты карельского комплекса хр. Серповидного (Кейвский район) коррелируются со вторым этажом Имандра-Варзугской, а также с осадочно-вулканогенными образованиями Усть-Понойской структур [145]. Вулканиты более мелкой структуры Кеулик -Кенирим сопоставлялись с вулканитами печенгской серии (второй-третий структурный этаж) [20]. По мнению А.А. Предовского с соавторами [19], нижний структурный этаж должен относиться к самостоятельному кейвско-сумийскому комплексу. В этом случае необходимо выделение двух тектоно-магматических циклов - кейвско-сумийского и собственно карельского. Два тектоно-магматических цикла выделяет и А.Н. Виноградов [145], однако в пределах одного раннепротерозойского периода. Основанием для их выделения послужило автономное распределение расслоенных интрузивов (Мончеплутон, Кивакка, Ципринга и др.) сумийского и осадочно-вулканогенных образований ятулийского возраста.

А.А. Кременецкий и Л.Н. Овчинников [59], опираясь в своих построениях на геохимическое изучение пород из Кольской сверхглубокой скважины (СГ-З), выделяют две стадии в формировании Печенгского бассейна: рифтово-континентальную (андезит-базальтовая формация) и рифтово-океаническую (пикрит-базальтовая формация) с перерывом между ними около 200 млн. лет.

Под печенгским комплексом СГ-З вскрыла и пересекла на глубине 6842 м породы архейского фундамента с абсолютным возрастом 2.7 млрд. лет, метаморфизованных в условиях амфиболитовой
фации [52, 59]. Между двумя комплексами установлено структурное несогласие, зафиксированное базальными конгломератами и зоной интенсивного катаклаза и разуплотнения пород. Внутреннее строение печенгского комплекса, как мы указывали выше, также осложнено надвиговыми тектоническими движениями.

Рассмотрим более подробно обобщенные разрезы карельских структур Кольского полуострова (рис. 3.4) с целью выяснения места и времени пикритового вулканизма. Разрезы построены на основании опубликованных данных [52, 19, 46, 92, 34] с небольшими, но принципиально важными авторскими добавлениями или исправлениями.

В обобщенном разрезе карельского комплекса тип осадочных пород меняется от конгломератов или песчаников через кварциты и доломиты к филлитам и алевролитам, а также конкрециям (фосфоритовым, карбонатным и силикатным) со значительной ролью туфового материала, изменение состава вулканитов носит ритмично меняющийся, в общем антидромный характер [99, 19].

Наиболее полный разрез комплекса описан для Имандра-Варзугской ветви Печенгско-Варзугского пояса [48, 19], в пределах которой развиты породы практически всех надгоризонтов. Наиболее ранний, сумийский надгоризонт сложен двумя контрастно различаюшимися ассоциациями вулканических пород. Более древняя ассоциация представлена относительно однородными амфиболитами толеитбазальтового состава пурначской и кукшинской свит и первой толщи Мончегорского района. Среди амфиболитов исследователи различают лавовые и силловые фации. Мощность потоков колеблется от 10 до 40 м, их контакты фиксируются реликтами зон закалок и корок растрескивания [48].

Вторая, вышележащая ассоциация представлена дифференцированной серией пикрит-базальтов, базальтов, андезито-базальтов, дацитов, андезито-дацитов и риолитов сейдореченской свиты, общая мощность которых в 2.5-3.5 раза превышает мощность нижних толщ толеитовых базальтов (рис. 3.4). Можно предположить структурное несогласие между породами сейдореченской и кукшинской свит, о чем свидетельствуют фрагменты коры выветривания на амфиболитах кукшинской свиты и широкое развитие конгломератов и туфоконгломератов в перекрывающих осадках [48, 135].

В центральной части Имандро-Вараугской структуры выделяются три группы покровов: нижняя, пикрито-базальтовая и базальтовая, мощностью 800 м, средняя и верхняя, преимущественно андезитобазальтовые с дацитами и риолитами в верхних частях, общей мощностью около 1000 м [48, 19]. С ними, а также с нижележащими кварцитами постоянно ассоциируют пластовые тела метагаббро и метапироксенитов кукшинского комплекса [48], образующих интрузивную фацию пикрито-базальтовой вулкано-плутонической ассоциации [118]. Андезито-базальты, иногда в ассоциации с пикритобазальтами, слагают орловскую свиту Усть-Понойской мелкой структуры, а также вторую и третью толши Мончегорского района [19]. Таким образом, уже на раннем этапе формировались высокомагнезиальные породы и их туфы с 12-13 % MgO, ассоциирующие с базальтами, андезито-базальтами и интрузивными силлами габбропироксенитов и образующие повсеместно с последними единую вулкано-плутоническую ассоциацию.

До последнего времени считалось, что в Печенгском районе отсутствуют породы сумийского надгоризонта [99, 52]. Между тем в районе вершин Тюльпвыд, Кеулик, Кенирим и Полвыд (западнее горы Кучин-тундра) широко развиты неоднородные сланцеватые амфиболиты с редкими прослоями гнейсов, карбонатных сланцев, прорванные силлоподобными телами серпентин-амфиболизированных перидотитов. Проведенное автором изучение вещественного состава сланцеватых амфиболитов показало, что они очень близки по петрохимическим особенностям и распределению спектра РЗЭ к амфиболитам кукшинской и пурначской свит и первой толщи Мончегорского района. Подобные особенности, а также ассоциация сланцеватых амфиболитов с гнейсами и карбонатными сланцами, а не черными сланцами ставят под сомнение корреляцию их с породами пильгуярвинской свиты (суйсарский горизонт) [42, 97, 20]. По нашему мнению, они могут отвечать сумийскому горизонту. Косвенным подтверждением этому является то, что другие мелкие, внутриблоковые структуры сложены породами нижних, а не верхних надгоризонтов. Это свидетельствует о сужении бассейнов осадконакопления и вулканизма.

Следующий, сариолийский надгоризонт отделен от нижележащих пород фундамента или сумийского надгоризонта структурным несогласием, фиксируемым корами выветривания и невыдержанным горизонтом конгломератов [48]. Он представлен пестрыми по составу вулканитами, преимущественно лавовой, реже пирокластической фаций. Вулканиты ахмалахтинской и русингской свит представлены в основном андезито-базальтами, в единичных случаях – андезитодащитами, риолитайи и пикрито-базальтами. По набору пород и их составу они весьма близки к дифференцированной серии сейдореченской свиты. Пикрито-базальты залегают на разных уровнях русингской толщи и характеризуются умеренным содержанием Mg O – 11.6% [19].

Полисарская свита является более меланократовой, сложенной на 80% пикрито-базальтами, при общей мощности 500-800 м [19]. Они ассоциируют с андезито-базальтами (18%) и базальтами (2%) и представлены массивными и шаровыми лавами с реликтами миндалекаменных текстур. При движении вверх по разрезу наблюдается смена пикрито-базальтов (потоки массивных и шаровых лав) базальтами и андезито-базальтами (горизонты и линзы лавобрекчий, реже туфы и лавовые потоки), чередующимися с пикрито-базальтами [48, 135]. По содержанию M g O наблюдаются два максимума, 12-15 и 4-6%, отвечающие двум группам пород. Ж.А. Федотов [135] отнес пикрито-базальты полисарской свиты к коматиитам, что ни в коей мере не объясняет их пространственной связи с андезито-базальтами и противоречит геохимическим данным разд. 4.2. По своему составу породы сейдореченской, полисарской, ахмалахтинской, орловской и русингской свит относятся к дифференцированной серии нормальной щелочности с последовательным ростом железистости и щелочности от пикрито-базальтов к риолитам и сквозным низким или умеренным содержанием TiO₂ (0.5-1.0%). На сариолийских образованиях залегают терригенные и карбо-

На сариолийских образованиях залегают терригенные и карбонатные породы нижнего ятулия с корами выветривания в основании. Вулканиты куэтсярвинской свиты Печенгской структуры разделены на две толщи – нижнюю, сложенную дифференцированной серией (пикрито-базальты-трахибазальты-трахиандезито-базальты-дациты), и верхнюю, относительно однородную, преимущественно базальтовую [99, 113]. Пикрито-базальты, залегающие в основании разреза, представлены метатуфами и редкими маломощными покровами [19].

Вулканиты умбинской свиты образуют четыре группы покровов, которые условно можно разделить на две толщи [48]. Нижняя толща сложена переслаивающимися пикрито-базальтами, трахибазальтами и трахиандезито-базальтами, из которых пикрито-базальты (авгитовые порфириты) залегают в низах разреза. Верхняя толща, начинающаяся с пикрито-базальтовых туфов, представлена лавобрекчией пикрито-базальтов мощностью до 150 м, а также трахибазальтами и трахиандезито-базальтами. Пикрито-базальты образуют хорошо выдержанные по простиранию покровы мощностью до 15-20 м, обладают массивной и миндалекаменной структурой и сложены порфировидными вкрапленниками титанистого клинопироксена, реже амфибола и тонкозернистым или спутанно-волокнистым агрегатом вторичных минералов – актинолита, хлорита, альбита, эпидота и магнетита [122]. Последний обеспечивает высокую намагниченность пород.

По химическому составу нижнеятулийские вулканиты образуют две пространственно разделенные серии: нормальную или толеитбазальтовую и субщелочную, представленную дифференцированным рядом от пикрито-базальтов (14-16% MgO) до трахиандезитобазальтов. Характерной чертой субщелочной серии является прогрессивно возрастающая роль щелочности и кремнекислотности при повышенном содержании TiO₂ (>1.3%).

Верхнеятулийские вулканиты несколько различны по составу для каждой структуры. В Печенгском районе к верхнему ятулию отнесена относительно мощная толща (колосйокская свита) переслаивания покровов массивных и шаровых лав, лавобрекчий высокотитанистых толеитовых базальтов и их туфов с маломощным горизонтом сульфидно-углеродистых сланцев, приуроченных к средней части толщ [19]. В основании толщи встречены единичные тела пикрито-базальтов с 12-13 % MgO, составляющие около 3 % от общей мощности толщи. В отличие от нижележащих вулканитов в них очень редко встречаются миндалекаменные текстуры и значительно уменьшается степень окисления железа.

Ильмозерская свита Имандра-Варзугской структуры представлена относительно однородными андезито-базальтами, реже андезито-

дацитами в виде лав, реже агломератовых туфов. С ними ассоциирует горизонт пикрито-базальтов мощностью 70 м с 14-19% MgO и 0.4-0.8% T t O₂. По общему набору пород и петрохимическим особенностям данная свита резко отличается от умбинской, но приближается к полисарской свите, отличаясь от последней только количественным соотношением пород.

Вулканиты людиковийского (заонежско-суйсарского) надгоризонта слагают относительно мощные (>1500 м) толщи, отнесенные к пильгуярвинской свите и томингской серии. Пильгуярвинская свита традиционно подразделяется на нижнюю черносланцевую туфогенно-осадочную, так называемую продуктивную толщу, вскрытую СГ-З на глубине 1059-2805 м, и верхнюю пикрит-базальтовую толщу (глубина 9-1059 м), являющуюся одним из главных объектов наших исследований. Вулканогенная толща сложена на 87-91% лавовыми покровами и туфовыми горизонтами толеитовых базальтов и силлами габбро-диабазов, а также лавами и туфами ферропикритов. Помимо туфов лавовые покровы разделены между собой линзами филлитов, алевролитов и туфосилицитов, по которым происходили интенсивные надвиговые движения в северо-западном направлении. По нашему мнению, полным аналогом разреза пильгуярвинской свиты является разрез, вскрытый скважинами в районе озер Соленое-нижнее Полисарское и междуречья Миттриярви [119]. Здесь обнаружена черносланцевая (соленоозерская) толща переслаивания филлитов, алевролитов, песчаников, сульфидно-углеродистых сланцев, маломощных покровов вулканитов, которые прорваны субсогласными интрузивными телами габбро-верлитов. С севера она перекрыта вулканитами миттриярвинской толщи, которые по набору фаций (лавовые мощные покровы, горизонты гиалокластитовых и агломератовых туфов, подводящие дайковые тела), ассоциациям пород (толеитовые базальты и ферропикриты), петрохимическим особенностям (повышенное содержание TiO_2 , $FeO + Fe_2O_3$, P_2O_5) и одинаковому спектру распределения РЗЭ близки к вулканитам пильгуярвинской свиты [118, 123]. Вышеперечисленное дает нам основание считать соленоозерскую и миттриярвинскую толщи, включаемые в состав томингской серии [19, 46], аналогом пильгуярвинской свиты, а не более молодой южно-печенгской серии (рис. 3.4).

Завершающий карельский комплекс ливийский надгоризонт представлен толщами южно-печенгской серии и панареченской свиты, сложенными алевролит-псаммит-туфоконгломератовыми осадками и вулканитами двух ассоциаций, более ранней, пикрито-базальтов и толеитовых базальтов, и более поздней, андезитов, дацитов и риолитов, с которыми ассоциируют экструзивные андезитовые порфириты горы Порьиташ и кварцевые монцодиориты кольцевого разлома, ограничивающего Панареченскую вулкано-тектоническую структуру [19]. По данным изучения СГ-З субвулканическое тело андезито-дацитов мощностью 110 м сечет на глубине породы колосйокской свиты [52]. На западном продолжении Печенгско-Варзугского пояса, в пределах мелких структур Полмак и Пасьвик (север Финляндии и Норвегии) [189, 195] описаны разрезы, которые хорошо сопоставляются с разрезами печенгской и южно-печенгской серий.

В пределах Северо-Карельского пояса установлена иная схема вулканизма. Например, в Пана-Куолаярвинской структуре вулканизм начинался с кварцевых порфиров, а завершался андезито-базальтами [22, 19], в Ветреном поясе к завершающему суйсарскому этапу отнесена мощная толща базальтов и низкотитанистых пикритов (коматиитов по В.С. Куликову) [92, 34, 53], которые проявляют значительное сходство, по нашему мнению, с вулканитами полисарской свиты (более подробно этот вопрос будет обсужден в следующих главах). По-видимому, для Северо-Карельского пояса идея о ненарушенности, непрерывности разреза должна быть критически пересмотрена с учетом результатов работ финских геологов, проводивших исследования под руководством А. Сильвеннойнена в районе Салла-Куусамо [190, 195]. Ими было выявлено аллохтонное залегание толщи базальтов и андезито-базальтов (куолаярвинская серия), которая по набору пород и их составу хорошо сопоставляется с нижележащей толщей нижнего лапония (или сумия в терминологии российских геологов). К близкому выводу пришел и автор на основе выявленного сходства петрохимических особенностей вулканитов куолаярвинской, сейдореченской и полисарской свит [118]. По-видимому, вариант, предложенный финскими геологами, следует использовать и для ревизии стратиграфии Ветреного пояса, что отражено на рис. 3.4.

С учетом вышеизложенного можно принять, что в Северо-Карельском поясе сумийские образования представлены толеитовыми базальтами, андезито-базальтами, кварцевыми порфирами, пикритами и пикрито-базальтами (с 15-20% М g O), перемежающимися с кварцитами, сланцами и известняками, которые с угловым несогласием ложатся на породы фундамента. (киречская свита) или находятся в аллохтонном залегании (куолаярвинская серия). Среди вышерасположенных вулканитов сариолийского надгоризонта резко преобладают андезито-базальты (панаярвинская и токшинская свиты), в основании которых находятся туфоконгломераты, брекчии или продукты кор выветривания [22, 19]. На этот же уровень предварительно помещается нами вулканогенная толща базальтов и пикритов (коматиитов) свиты Ветреного пояса.

Для раннеятулийского времени характерны относительно однородные толеитовые базальты ниваярвинской, кукасозерской и кожозерской свит, которые перемежаются или перекрываются метаосадками [22, 19, 46]. В основании разреза ятулия широко развиты красноцветные кварциты и площадная кора химического выветривания. Более разнообразны вулканиты верхнего ятулия, отвечающие по составу толеитовым базальтам с повышенным содержанием TtO₂, P₂O₅ и высокой степенью окисленности железа (что роднит их с вулканитами умбинской свиты), андезито-базальтам и дацитам (соваярвинская свита), которые перемежаются с туфогенно-осадочными породами. Людиковийский надгоризонт представлен существенно терригенной виленгской свитой, сложенной песчаниками с линзами конгломератов и туффитами в верхней части [92, 34].

Анализируя характер и направленность вулканизма обоих поясов. можно выделить несколько макроциклов вулканической деятельности. Первый макроцикл (сумий) представлен дифференцированной (пикрито-базальт)-базальт-андезито-базальт-риосерией пикрит проявлен практически во всех крупных структурах или лит и на всем протяжении поясов. С высокомагнезиальными вулканитами данного мегацикла генетически связаны мелкие безрудные массивы метаперидотитов или габбро-пироксенитов, объединяемые нами в формацию габбро-пироксенитов [70, 123]. Завершился первый мегацикл внедрением крупных интрузивных масс мантийного или мантийно-корового происхождения, расслоенных рудоносных массивор формации перидотит-пироксенит-габбро-норитов с возрастом 2.50-2.40 млрд. лет (U-Pb, Sm. - Nd методы) и гранитных массивов формаций чарнокит-гранитов (2.37 млрд. лет), монцодиорит-гранитов и щелочных гранитов (2.35 млрд. лет) [70, 88].

Второй мегацикл в какой-то мере повторяет первый, но для него характерно обилие высокомагнезиальных вулканитов, преимущественно развитых в восточных частях поясов. Полная серия вулканитов включает в себя пикрит (коматиит), базальт, андезито-базальт и дацит, однако в каждой конкретной структуре наблюдается только часть серии, что свидетельствует о существенной миграции центров вулканизма по простиранию поясов. Со вторым мегациклом мы связываем внедрение в породы южного обрамления Имандра-Варзугской структуры мелких массивов формации перидотит-пироксенитов [120].

Начиная с третьего мегацикла характер вулканизма двух поясов резко изменился. Для Печенгско-Варзугского пояса типичной является субщелочная серия порфировидных пикрито-базальтов – трахибазальтов – трахиандезито-базальтов (нижний ятулий), отсутствующая в Северо-Карельском поясе. Для последнего более характерны толеитовые базальты или ассоциация базальтов и андезито-базальтов (нижний и верхний ятулий).

Четвертый мегацикл (верхний ятулий – людиковий) проявлен, по нашему мнению, только в Печенгско-Варзугском поясе и представлен серией ферропикритов и толеитовых базальтов, имеющих различные мантийные источники [118]. С ними ассоциируют многочисленные никеленосные интрузивы формации габбро-верлитов с возрастом 1.98-1.90 млрд. лет [115, 119, 102]. В этот же мегацикл формируются система гранитных куполов в южном обрамлении Печенги с возрастом 1.94 млрд. лет [14] и сложный комплекс щелочных габбро-нефелиновых сиенитов Гремяха-Вырмес и Соустовский щелочной массив с возрастом 2.00-1.90 млрд. лет [101].

И, наконец, в пятый цикл (ливий) формировалась пестрая гамма вулканитов пикрито-базальтов, базальтов и андезитов и экструзий андезитоидов, риолитов и монцодиоритов. Цикл завершился внедрением дискордантных гранитных массивов формаций гранодиорит-гранитов (1.84 млрд. лет) и лейкогранитов (1.84-1.89 млрд. лет) [70]. На примере Печенгской структуры установлено, что породы карельского комплекса претерпели два этапа метаморфизма [38]. На первом этапе возникла вертикальная метаморфическая зональность, в которой изотермические поверхности оказались параллельными стратиграфическим границам. Метаморфизм отвечал условиям фациальной серии андалузит-силлиманитового типа (пониженные давления, повышенная плотность тепловых потоков). Снизу вверх по разрезу или от центра к периферии структуры ассоциации пренитпумпелиитовой фации сменяются ассоциациями зелено-сланцевой вплоть до биотит-мусковитовой субфации (p = 2.5 ÷ 3 кбар, T = 300°C), что свидетельствует о значительном градиенте температур на этом этапе метаморфизма (порядка 40-45°C/км).

Более поздний, второй этап метаморфизма связан, по мнению Г.Г. Дук [38], со сменой тектонического режима и переходом к периоду тангенциального сжатия всей структуры в целом. Он характеризуется низкоградиентной зональностью, возникшей в условиях фациальной серии дистен-силлиманитового типа ($p_{общ} = 4 \div 5$ кбар, T = 250 ÷ 300 °C). Метаморфические зоны накладываются на раннюю зональность, пересекая ее границы, и проявляются во всех толщах. Наиболее четко метаморфическая зональность второго этапа устанавливается в южном крыле, где в направлении с севера на юг наблюдается постепенный переход от ассоциации зеленых сланцев к ассоциациям эпидот-амфиболитовой и даже амфиболитовой фаций, т.е. до температур порядка 550°С [38, 134].

Уже после сдачи рукописи в редакцию были получены новые результаты по определению возраста вулканитов Южно-Печенгской зоны и Ветреного пояса. По данным Ю.А. Балашова и П.К. Скуфьина (устное сообщение), возраст метаандезитовых вулканитов каплинской толщи в районе оз. Пороярви равен (1970+82) млн. лет, а андезитов и риодацитов экструзивного массива горы Порьиташ -(1770+42) млн. лет (Rb-Sr метод, валовые пробы). Основываясь на этих результатах, мы приходим к выводу об одновозрастности вулканитов каплинской толщи южно-печенгской и пильгуярвинской свит. печенгской серии, а также одновременности известково-щелочного, ферропикритового и толеитового вулканизма в двух рядом расположенных структурно-фациальных зонах - Печенгской и Южно-Печенгской. По-видимому, в будущем необходимо пересмотреть также содержание ливийского надгоризонта для всего Печенгско-Варзутского пояса. Внедрение экструзивных андезитов и риодацитов горы Порьиташ произошло значительно позднее и практически одновременно с формированием массивов порфировидных гранитоидов Лицко-Арагубского комплекса, совместно с которыми они MOLAL быть отнесены к латитовой серии.

По новым данным И.С. Пухтеля и других (Геохимия, 1991, № 5, с. 625-635), возраст пикритовых вулканитов (коматиитов) одного из мощных расслоенных потоков свиты Ветреного пояса, обнаженных в районе горы Голец (№ 8722), равен (2448±42) млн. лет (Sm – Nd метод, монофракции оливина, плагиоклаза, клинопироксена и валовые пробы). Значение € Nd равно 1.68±0.33. Эти данные однозначно свидетельствуют о сумийском, а не суйсарском возрасте пикритов (коматиитов) свиты Ветреного пояса и позволяют связать время их формирования с первым мегациклом. Заслуживает внимания также одновозрастность данных вулканитов и интрузивных пород из расслоенных массивов и близость для них значений $\varepsilon_{\rm Nd}$. Последнее дает основание говорить о едином для них мантийном источнике. Отрицательные значения $\varepsilon_{\rm Nd}$ отличают этот источник от деплетированной мантии (+4 для времени 2.45 млрд. лет) и свидетельствуют об аномальном его характере, который может быть обусловлен, по нашему мнению, плавлением коромантийной смеси.

Глава 4

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФАЦИИ КОМАТИИТОВОГО И ПИКРИТОВОГО МАГМАТИЗМА

4.1. Коматиитовая ассоциация

Как уже сообщалось в разд. 3.2, для изучения коматиитовых вулканитов была выбрана северо-западная часть пояса Колмозеро-Воронья. Помимо этого автор имел возможность ознакомиться с каматиитами некоторых структур Карелии (Койкары, Костомукша) Центральной и Северной Финляндии (Иломантси, Типасьярви, Кухмо-Суомуссалми и Киттеля).

По геологической позиции, структурно-текстурным особенностям и вещественному составу коматиитовая вулкано-плутоническая ассоциация пояса Колмозеро-Воронья разделена автором на три группы. Первая группа зобъединяет массивные и расслоенные потоки коматиитов, локализованные в пределах ареала развития пород полмостундровской свиты и залегающие в толще переслаивания амфиболитов (лавы и туфы коматиитовых и толеитовых базальтов) и двуслюдяных гнейсов. Типовые обнажения расположены на северном склоне горы Мудчечуайв, севернее оз. Межгорного и на южном склоне горы Лешей (рис. 4.1, № 4, 5, 7, 9-12, 33).

Потоки сближены между собой и образуют пачку мощностью до 200 м. Мощность их колеблется от 5 до 10, реже до 20 м. На отдельных участках можно насчитать до 5-6 потоков. Потоки с сохранившейся внутренней неоднородностью отчетливо разделяются на нижнюю кумулятивную зону и верхнюю зону со спинифекс-структурой, между которыми иногда сохраняется маломощная зонка амфиболитовых сланцев. В отдельных телах или их фрагментах сохранились реликты шаровой, столбчатой или полигональной отдельности. Зоны закалки или брекчий не обнаружены, по-видимому, из-за повсеместного срыва контактов во время тектонических подвижек, поэтому не всегда представляется возможным отделить каждый поток от другого.



Рис. 4.1. Схема расположения вулкано-плутонической ассоциации в северо-западной части пояса Колмозеро-Во-ронья.

1 – гранитоиды основания; 2 – гнейсы лявозерской свиты; 3 – вулканиты метабазальтов полмос-тундровской свиты; 4 – вулканогенная толща хр. Оленьего и горы Няльмчечуайв; 5 – гнейсы и метавулканиты андезитов и кварцевых порфиров вороньетундровской свиты; 6 – сланцы и метаконгломераты червуртской свиты; 7 – силлы, дайки и потоки коматиитовой ассоциации (а), силлы метагаббро-амфиболитов (б) и их номера; 8 – турмалиновые граниты; 9 – дайки базальтов и щелочных пикритов; 10 – тектонические нарушения.

Кумулятивная зона сложена рассланцованными серпентинитами или хлорит-амфибол-серпентиновыми породами с нематобластовой шнуровидной, чешуйчатой и реликтовой порфировидной структурами. Реликты оливина, как правило, замещаются агрегатом серпентина или серпентина, хлорита и магнетита с образованием шнуровиднопетельчатой структуры. Судя по одновременному погасанию реликтовых зерен, они первоначально принадлежали к порфировидным вкрапленникам размером 0.5-2.0 мм. Зона со спинифекс-структурой имеет мощность от 0.2 до 0.5 м и представлена мелко- и грубопластинчатыми типами. На свежей поверхности обнажений хорошо видны пересекающиеся под разными углами пластинчатые псевдоморфозы по оливину, размером 50-300 мм по удлинению и 0.5-3.0 мм по мощности, погруженные в более мелкозернистую основную массу. Пластинки сложены мелкими реликтами оливина, шнурами серпентина с продольным и поперечно-волокнистым строением и густо пигментированным магнетитом и чешуйками хлорита. Между пластинками развиваются лучистые и игольчатые агрегаты амфибола, чешуйчатые выделения хлорита, порфиробласты карбоната и талька. Амфиболы, судя по их пересечению серпентиновых псевдоморфоз, образовались в постсерпентиновую стадию метаморфизма.

Микрозондовые исследования реликтов оливина из разных зон потоков I группы позволили выявить их небольшие различия: порфировидные зерна из кумулятивной зоны содержат 8-18% фаялита, пластинчатые выделения из зоны со спинифекс-структурой - 8-13% фаялита (табл. 4.1). Содержание СаО в них колеблется от 0.16 до 0.28%, по данным А.Б.Вревского [18], в наших же образцах оно оказалось меньше 0.01%. Проведенная нами ревизия препаратов А.Б. Вревского не подтвердила повышенного содержания СаО в оливине. Среди амфиболов диагностируется куммингтонит, антофиллит (f = 15.4%, табл. 4.1) и тремолит (f = 6%).

Рудные окисные фазы представлены редкими реликтами Ti-хромита с повышенным содержанием Zrt и Mrt, а также вторичными Cr-магнетитом, магнетитом, ильменитом (табл. 4.2). Ti-хромит находится в срастании с ильменитом и представляет собой негомогенную фазу, выделившуюся на поздней стадии кристаллизации расплава. Подобный Ti-хромит не характерен для типовых коматиитов, например, он сильно отличается по составу от акцессорного Al-хромита Койкарской или Костомукшской структур (табл. 4.2). Однако он приближается по составу к Ti-содержащему хромиту, обнаруженному нами в хлорит-амфиболизированном пироксенитовом коматиите с дендритовидной текстурой из верхней части потока Сиивикковаара пояса Кухмо. Зерно Ti-содержащего хромита находится в тесном срастании с пирротин-халькопиритовым вкрапленником, ассоциирует с ильменитом и является поздним образованием, не отражающим первичного состава расплава.

Вторая группа коматиитовой вулкано-плутонической ассоциации представлена сближенными маломощными линзовидными или пластовыми телами, более широко развитыми, чем потоки первой группы. В пределах развития пород полмостундровской свиты они обнажены Таблица 4.1

	таки тоский состав синвние не нород комититовой ассоднации												
Компонент	1(4)	2(7)	3(7)	4(7)	5(7)	6(9)	7(12)	8(33)					
Si02	41.41	42.18	42.16	40.80	40.74	39.94	40.84	40.31					
FeO	10.45	9.85	10.09	8.31	7.68	11.94	15.93	12.57					
		1				1							

9(33) 58,89

Химический	COCTAB	оливина	ИЗ	пород	коматиитовой	ассоциации
------------	--------	---------	----	-------	--------------	------------

reu	10.45	9.85	10.09	8.31	7.68	11.94	15.93	12.57	9.02
MnO	0.12	0.78	1.00	0.34	0.46	-	0.16	0.01	0.33
MgO	46.23	48.40	46.03	49,69	50.13	47.41	42.10	46.94	27.65
NiO	0.11	- 1	-	0.21	0.17	0.11	0.11	0.01	0.06
CaO		0.20	0.24	0.28	0.20			-	0.22
Cr_2O_3		0.03	-	0.23		-		-	0.15
Сумма	98.32	101.44	99.62	99.86	99.68	99.40	99.14	99.84	99.61
Fe2SiO4	11.3	10,2	12.4	8.5	7.9	12.4	17.7	13.0	f= 15.5
Компонент	10(33)	11(22)	12(25)	13(25)	14(27)	15(30)	16(1)	17(2)	18
SiO2	40.25	39.97	35,86	36,56	39.59	37.64	37.47	40.78	39.07
FeO	10.84	19.26	24.82	25,89	21.76	26.98	15.56	15.77	14.61
MnO	0.27	0.19	0.18	-0.19	0.12	0.18	0.10	0. 16	0.08
MgO	47.56	39.82	38.24	36.73	38.62	38.62	46.15	43.04	44.79
NiO	0.43	0.13	0.14	0.12	0.16	0.12	0.14 .	0.08	0,58
CaO	-		-	0.01		-	-		-
Cr_2O_3	-	- X -	0.08			0.03	-		-
Сумма	100.61	99.37	99.32	99.51	100.45	99.65	99.42	99.83	99.14
Fe2Si04	11.8	21.4	26.7	28,3	24.0	30.4	15,9	17.1	15.45

П р и м е ч а н и е. 1-8, 10 - оливин из потоков I группы (1,4-7 и 10 - кумулятивная зона; 2, 3 и 8 - зона со спинифеко-структурой); 11-15 - оливин из пластовых даек II группы; 16-17 - оливин из интрузивных массивов горы Лешей; 18 - оливин из кумулятивной зоны расслоенного потока, участок "Ура-губа"; 9 - антофиллит, дополнительно содержит 0.13% AU₂O₃ и 0.17% TiO₂. В скобках указан номер массива (рис. 4.1). Аналитики С.А. Реженова и Я.А. Пахомовский, МS = 46 "Сатеса"; 2-5 из коллекции А.Б. Вревского (аналитик В.В. Северин, ВСЕГЕИ). Здесь и далее прочерк (-) означает "не обнаружено".

в районе гор Нагорная-Васин-Мыльк. Здесь серия линз, иногда смещенных по поперечным разломам, образует единую систему протяженностью до 3 км, при этом мощность отдельных тел колеблется от 3 до 10 м, протяженность - от 10 до 50 м (рис. 4.1, № 38-43). Две линзы встречены в районе горы Полмос (№ 44, 45) и одна на горе Лешей (№ 8). Особенно широко разлинзованные тела развиты в толще хр. Оленьего и горы Няльмчечуайв (рис. 4.1, № 13-36), где они образуют две сближенные системы. Протяженность их колеблется от 100 до 1000 м, мощность - от 10 до 30 м. Внутреннее строение их довольно однородное, в редких случаях обнаруживается переход от перидотитовых коматиитов к пироксенитовым. В отдельных телах сохранились фрагменты шаровых лав. Вторая группа объединяет, по нашему мнению, комплекс слабо дифференцированных потоков и пластовых тел близкого состава, в последующем претерпевших рассланцевание, будинаж, а также карбонатный метасоматоз. Помимо тел ультраосновного соста-

Таблица 4.2

			and the second se					Contraction of the second s	man and the second s	and the second			
Компон нент	1(7)	2(7)	3(33)	4(33)	5(33)	6(33)	7(33)	42.5	10.1	10.1	C - 561	C-1	C-1
Cr203	39.60	0.09	4.49	3.21	0.21	5.47	5.15	45.46	45.67	50,22	48.29	51.11	52.57
AZ203	4.77		0.06	0.11		- 1	-	2.45	10.55	10.59	11.31	11.31	10,33
V205	0.28		0.06	0.16	0.32	0.07	0.07	0.52	0.04	0.04	0.09	0.05	0.03
Ti02	10.70	50.50	0.08	0.09	47.97	0.37	0.15	1.94	0.21	0.29	0.28	0.23	0.21
FeO	42.48	41.13	86.33	87.86	45,11	87.23	87.34	46.58	43.06	37.02	35,33	32.77	31.98
MnO	1.10	2.27	0.09	0.12	1.22	0.16	0.17	1.04	1,09	0,84	0.87	1.16	1.03
MgO	0,10	0.08	0.66	0.91	5,35	5.47	0.93	1.18	-	0,54	1.31	1.41	0.92
NiO	-	-	0.48	0.54	0.10	0.39	0.44	0.05	0.05	0,13	0.03	-	-
ZnO	1.78	0.26	0.06	0.06	-	-	-	0.94	-	0,04	1,35	1.60	2.24
CoO	0.08	1.52	0.05							1.1	0.06	0.08	0.12
Сумма	100.88	95.85	92.36	93.05	100.27	93.70	94.26	100.16	100.67	99.71	98,92	99.87	99.43
Fe203	13.55	15.55	62.83	65.46		69.50	64.2	19.43	10.94	5,27	6.37	2.34	3.15
FeO	30.27	27.12	28.84	28,89		17.73	23.14	29.08	33.19	22,26	29,66	30.69	29,18

Химический состав окисных фаз из коматиитов поясов Колмозеро-Воронья (1-7), Кухмо (45.2) и Карелии (10.1, С-561, С-1)

Примечание, 1-7 - хромит, Ср - магнетит и ильменит из перидотитовых коматиитов расслоенных потоков, гора Лешая (№ 7) и гора Мудчечуайв (№ 33); 45.2 - хромит из верхней части потока Сиивикковаара, Кухмо (привязку смотри в работе [161, фиг. 27]); 10.1 - хромит из перидотитового коматиита, Койкары; С-561, С-1 - хромит из пироксенитовых коматиитов, Костомукша; 1, 2, С-561, С-1 - из коллекции А.Н. Плаксенко [94]. Аналитики С.А. Реженова, Л.И. Полежаева, МS-46 "Сатеса". FeOu Fe₂O₃ рассчитаны на основе стехнометрического состава, "TiO₂ рассчитан на ильменитовый минал. ва в пределах толщи хр. Оленьего широко развиты маломощные силлоподобные тела габбро-амфиболитов, иногда имеющих по периферии зону более меланократовых пород.

Тела второй группы сложены преимущественно карбонат-хлоритамфиболовыми породами, содержащими примесь серпентина и реликты оливина. Для них характерны порфиробластические, нематобластовые, чешуйчатые, радиально-лучистые структуры и сланцеватые текстуры. Содержание реликтов оливина достигает иногда 30%, но обычно не превышает 8-10%. Содержание фаялита в нем более высокое по сравнению с оливином первой группы и колеблется от 21 до 31% (табл. 4.1). Амфиболы представлены антофиллитом (f = 15%) и актинолитом (f = 12%).

Субвулканические интрузивные образования западного предгорья горы Лешей образуют третью толщу (рис. 4.1, № 1-3, 6). Они локализованы в пределах пород двух свит – полмостундровской и вороньетундровской. Наиболее крупное тело (№ 3) прослежено на расстоянии 2500 м при мощности 80 м, остальные тела не превышают в длину 300 м. Из-за их сближенности они образуют единую магнитную аномалию. Падение тел, как правило, крутое (70-80°), контакты осложнены зонами рассланцевания. В одном из тел (№ 1) в лежачем боку сохранилась метасоматическая зонка с порфиробластами диопсида.

Внутреннее строение интрузивных тел относительно однородное, сложены они сланцеватыми амфибол- и талькосодержащими серпентинитами с обильным выделением вторичного, магнетита. Породы этой группы наиболее изменены, количество реликтового оливина не превышает 5%. Судя по валовому химическому составу пород, они первоначально были представлены гарцбургитами. Оливин содержит 16-17% фаялита (табл. 4.1, № 16-17) и приближается по составу к оливину из кумулятивной зоны потоков. Акцессорный хромит замещен вторичным магнетитом с образованием фазы промежуточного состава - Су -магнетит.

Заслуживает внимания широкое развитие глобулярной или вариолитовой текстуры в амфиболитах (коматиитовых базальтах) хр. Оленьего и горы Няльмчечуайв, которая наиболее четко проявлена в шаровых, часто миндалекаменных лавах. Глобули имеют размер от 2 до 10 мм, каплевидную форму, более светлую окраску и мелкозернистое строение. Они могут вдавливаться одна в другую без слияния. В пределах шаров их распределение неравномерное и носит как бы сквозной характер. Наблюдается и более сложная форма распределения лейкократового вещества в виде слоев или струй, имеющих сложную форму и резкие контакты. Более темноокрашенный матрикс сложен агрегатами альбита, эпидота, хлорита и роговой обманки и имеет среднезернистое строение, в составе глобул преобладают альбит и эпидот. Происхождение подобных текстур, судя по их морфологии и составу, обусловлено процессами ликвационного расслоения коматиит-базальтового расплава и свидетельствует о его неустойчивости.

Выделенные три группы существенно различаются по характеру изменения состава пород в поперечных разрезах отдельно взятых тел (рис. 4.2). Для интрузивного типа характерен незначительный диапазон изменения содержания породообразующих и рудных компонентов. В то же время для потоков и некоторых пластовых даек при движении от лежачего бока к висячему выявлено значительное уменьшение содержания MgO, Cr_2O_3 и NiO с одновременным увеличением CaO и AO_2O_3 , что можно увязать с уменьшением роли оливина, но увеличением клинопироксена и стекла, содержащего нормативный плагиоклаз. Асимметричная зональность хорошо согласуется с моделью дифференциации потока при кристаллизации расплава от подошвы к кровле.

Три выделенные группы хорошо различаются по своему химическому составу (табл. 4.3-4.5). Наиболее магнезиальными являются интрузивные породы. Кроме того, для них характерно высокое содержание Fe 03 и низкое CaO. Наименее магнезиальными породами, с низким содержанием Ст и Ni, но повышенным Al, Oz, CaO и ТіО,, сложены дайковые тела хр. Оленьего. Коматииты расслоенных потоков (1 группа) по содержанию MgO, AU, O, и CaO занимают промежуточное положение, но содержат-максимальное количество Сг203 (0.49-0.73%). Отношение CaO/AL203 в них неустойчивое, колеблется от 1.3 до 1.7, в ряде случаев снижается до 0.6-0.8. Для всех пород характерно повышенное, часто высокое содержание СО,, а также НоО, что обусловлено карбонатизацией и серпентинизацией. Процесс карбонатизации сопровождается нарушением первичного отношения CaO/Al203, а также аномально повышенным содержанием CS. Низкое содержание щелочей и фосфора, по-видимому, не отражает первичного уровня их накопления. Оно может быть обусловлено выносом Na, K, P при метаморфизме.

Породы расслоенных потоков обнаруживают типичное для коматиитов других регионов [127] высокое содержание С γ и Ni, но низкое V, Cu, Zri (табл. 4.4). Низкое содержание ряда некогерентных элементов (Zr, Rb, Sr, U и Th) роднит их с базальтами толщи хр. Оленьего. Последние обнаруживают значительное расслоение по SiO₂, в меньшей мере по FeO, MgO и No₂O в. паре глобула – матрикс, что подтверждает их ликвационную природу.

Анализ вариационных диаграмм (рис. 4.3) позволяет выявить различную направленность дифференциации пород разных групп, несмотря на некоторое перекрытие полей их составов. Для интрузивов характерно стабильно низкое содержание Al_2O_3 , но резкое увеличение суммарного FeO, что обусловливает повышение коэффициента железистости (f) и отношения CaO/Al_2O_3. Судя по прямой зависимости MgO-FeO, их первичный минеральный состав был простой, а именно оливин-ортопироксеновый (гарцбургитовая ассоциация). С породами второй группы связана тенденция более сильного увеличения Al_2O_3 по сравнению с MgO[°] и суммой FeO + Fe₂O₃ (за счет увеличения доли клинопироксена), а также низкое содержание C₇. Ni и отношение Ni/Co. Породы расслоенных потоков являются как бы связующим звеном между породами второй и третьей



Точки составов коматиитовых вулканитов и базальтов хр. Оленьего, а также полмостундровской свиты на классификационных диаграммах образуют три обособленных поля, отвечающие по составу перидотитовым, пироксенитовым и базальтовым коматиитам (рис. 4.4, 4.5). Они совпадают с коматиитовыми сериями Канады, ЮАР и Зап. Австралии или Финнско-Карельской провинции, но хорошо отличимы от марианит-бонинитов или пикритов фанерозойских структур. Для пород пояса выявляется дискретность по МСО в диапазоне 12-13 и 21-23 %, что хорошо увязывается со сменой ликвидусных фаз: оливин--- оливин + пироксены --- пироксены + плагиоклаз. По сравнению с коматиитовой серией Финнско-Карельской провинции породы пояса имеют явно пониженное содержание Аl2 02, но повышенное MgO (рис. 4.5, 4.6), а также содержание $Fe_2 O_3$, по новы вышенное MgO (рис. 4.5, 4.6), а также содержание $Fe_2 O_3$. Пониженное содержание AU_2O_3 , а также отношение ряда некогерентных элементов $[AU_2O_3 / TiO_2 = 8\div13; Sc/Zr =$ = 0.4-0.8; V/Zr = 4÷6; (Ld/Sm) N = 0.7÷1.2] приближает коматииты изученного пояса к барбертоновскому типу (табл. 1.1). Этим они отличаются от коматиитов Карелии с их отношением Al, 0, / TiO,, равным 22, которые близки к наиболее распространенному йилгарнскому типу [25].

Спектр распределения РЗЭ в коматиитах и коматиитовых базальтах носит хондритовый характер, который искажен аномалиями Се и ЕЦ (рис. 4.7). Подобные аномалии не являются исключением, они обнаруживаются и в других районах, например в Койкарской структуре Карелии (рис. 4.8) и эпизодически в некоторых поясах Финляндии [168]. Учитывая возможность возникновения аномалии Се в окислительных условиях ($Ce^{3+} \rightarrow Ce^{4+}$), а ЕЦ в восстановительных ($Eu^{3+} \rightarrow Eu^{2+}$), можно предположить разновременное и разнонаправленное воздействие нескольких причин, а именно процессов подводного выветривания, карбонатного метасоматоза и фракционирования плагиоклаза как фазы, содержащей Eu^{2+} . Последняя причина достаточно реальна в случае глобулярных базальтов толщи хр. Оленьего, так как они ассоциируют с лейкогаббро-диабазами, обогащенными Al_2O_3 (табл. 4.5). Фракционирование плагиоклаза,

Рис. 4.2. Изменение содержания породообразующих и рудных компонентов в отдельных телах коматиитовой ассоциации.

 амфиболизированные серпентиниты интрузивных тел; 2 – перидотитовые метакоматииты; 3 – пироксенитовые метакоматииты;
4 – базальтовые метакоматииты; 5 – перидотитовые метакоматииты с реликтовой спинифекс-структурой; 6 – зонки рассланцевания пород. Номера массивов соответствуют номерам на рис. 4.1.

Таблица 4.3

Компо-	· · · · ·			I rov	па		· · · · ·	11	группа
нент	1	2	3	4	5	6	7	1	2
SiO2	38.83	40.36	41.40	40,35	36,93	38,50	37.51	46.39	43.30
Ti02	0.31	0.22	0.33	0.44	0.27	0.26	0.25	0.44	0.30
Al 203	2.63	2.31	6.09	3.43	2.07	2.60	2.81	10.77	8.10
Fe203	11.04	10.72	4.67	5.99	10.32	10.02	9.88	2.30	3.01
FeO	5.00	4.22	7.92	8.85	5.20	4.82	5.23	8.80	8.96
MnO	0.19	0.39	0.17	0.19	0.18	0.19	0.20	0.19	0.19
MgO	30.58	26.96	26.16	28.99	32,10	31.05	31,31	14.43	20.59
cal	0.93	5.37	5.01	3.03	1.55	2.57	2.07	11.89	8.29
Nazo	0.02	0.08	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.97	0.17
K20	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.26	0.02
$H_{2}0^{+}$	9.11	7.35	7.25	7.65	9.86	8.63	8,89	2.73	6.09
P205	0.09	0.08	9.04	0.05	0.05	0.09	0.30	0.02	0.03
C02	0.40	0.37	0.31	0.27	0.34	0.51	Q. 84		-
S	0.10	0.03	0.22	0.17	0.12	0.07	0.06	-	
Cr_2O_3	0.56	0.08	0.49	0.55	0.64	0.50	0.55	0.18	0.33
$V_{2}0_{5}$	0.016	0.023	0.025	0.023	0.017	0.022	0.07	0.04	-
Ni	0.22	0.16	0.11	0.18	0.20	0.21	0.22	0.04	0.08
Co	0.019	0.013	0.013	0.015	0.017	0.017	0.082	0.011	0.011
Cu	0.007	0.007	0.008	0.007	0.006	0.025	0.02	0.006	0.003
Zn	0.012	-	0.009	0.011	0.01	-	-	0.009	0.01
Сумма	100,38	99.83	100.32	100.48	100,17	100.22	100.53	99.62	99.68

Химический состав пород коматиитовой ассоциации (выборка)

Таблица 4.4

Содержание петрогенных элементов и элементов-примесей по данным рентгенофлюоресцентного (РФА) и инструментального нейтронно-активационного (ИНАА) анализов

Компо- нент	1	2	3	4-B	5-M	6 B	7-M
Sio,	40.57	41.56	39.20	51.20	45.60	49.20	46.00
Ti02	0.29	0.31	0.20	0.41	0.48	0.45	0.47
AZ203	3.43	2,55	2.62	13.10	12.30	14.20	14.30
FeO	15.18	13.07	13.50	9.49	11.12	9.61	11.15
Mn0	0.23	0.21	0.22	0.19	0.22	0.19	0.21
Mg0	31.29	34.29	34.80	8.61	12.40	10.00	10.20
CaO	2,96	3.11	1.80	11.60	10.70	11.00	12.50
Na20	0.03	0.07	-	1.69	1,28	2.04	1.16
K20	-	0.01		0.03	0.07	0.06	0.07

Продолжение табл. 4.3

		ш	группа		Габбро-а	мфиболит	Амфиболит
3	4	1	2	3	1	2	1
40.86	43.90	36,62	36.12	35.43	46.11	46.20	49.11
0.23	0,26	0,12	0.12	0.12	0.26	0.39	0.54
6.06	8.62	1.69	1.44	1.51	17.00	13.56	13.84
3.06	3.18	11.16	10.73	11.16	1.09	1.43	2,55
9.06	8.49	4.84	4.39	5.07	8.00	9.27	8.97
0.16	0,16	0.19	0.19	0.21	0.15	0.17	0.17
24.43	20,15	33.41	33,75	33.07	12.21	14.48	9.84
5.21	8,03	0.84	0.40	0.65	11.52	10.37	10,59
0.05	0.17	0.03	0.02	0.02	0.89	0.92	2.55
0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.08	0.06	0.05
6.52	6,32	10.23	11.07	11.67	2.19	2,69	1.36
0.04	0.03	0.03	0.07	0.01	0.03	0.04	0.04
3.02	0,27	0.30	0.30	0.37	0.22	0.23	-
0.16		0.07	0.08	0.04	-	0.01	-
0.34	0.27	0.51	0,53	0.50	0.06	0.15	0.08
0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.026	0,032	0.04
0.09	0.06	0.22	0.21	0.18	0.03	0.04	0.02
0.015	0.01	0.016	0.015	0.019	0.008	0,01	0.007
0.009	0,001	0.001	0.003	0.003	0.007	0.01	0,006
0.01	0.01	-	-	-	° =	-	0,01
99.68	100.12	100,46	100.57	100,46	99.93	100,14	99.78

Примечание. I группа, гора Мудчечуайь (№ 33); II группа, хр. Олений (№ 25); III группа, горы Лешая (№ 2); габбро-амфиболиты и амфиболиты – хр. Олений. Образцы из коллекции В.Ф. Смолькина и В.В. Борисовой.

Продолжение табл. 4.4

	Компонент	1	2	з	4 - B	5-M	6 - B	7-M
	P205	0,03	0.04	0.02	0.03	0.04	0.03	0,03
	$(H_{2}O^{+})$	8.91	9.06	8.77	1.38	2,32	1.42	1.18
-	(CO_2)	0.10	0.73	0.66	0.15	0.04	0.02	0.10
Contraction of the local distance of the loc	S		4100	1460	1200	250	270	320
Contraction of the local distribution of the	Cs	3.94	6.77	5,56	(0.37)	(0.38)	0.41	(0.36)
1000	RЪ	6(1)	(5.9)	(6)	(6)	(5.8)	(5.9)	(5.6)
	Sr	60	14	10	90	60	130	90
	Ba	(38.9)	(39.7)	(40)	(37.5)	(39.6)	(36)	(34.7)
	Th	(0.2)	(0.2)	0.259	0.221	(0.15)	(0.15)	(0.15)

53

Продолжение табл. 4.4

Компо-	1	2	3	4 - B	5 - M	6 - B	7-M
Sc	17	14.9	15.2	41	48.3	42.8	45.4
бъ	-	0.108	0.171	4.61	6.39	4.68	6.34
Zr			20	40	40	40	40
υ	(0.13)	(0.13)	(0.14)	(0.13)	(0.13)	(0,12)	(0.12)
Ta	(0.12)	(0.12)	(0.09)	(0.10)	(0.07)	(0.09)	(0.09)
ALL			0.00893	0.017	0.00508	0.00625	0.00499
V			80	190	240	210	230
Cr	2720	3170	4510	753	762	65 0 `	757
Cu			250	360	80	140	140
Zn			62.9	(43.2)	(42.2)	(41.4)	(39.8)
Ni	1410	1710	1880	229	242	229	234
Co	138	143	152	52 3	60	51.5	57
La	1.1	1.1	0. 86	1,56	1.51	1.67	2.1
Ce	2.2	42	42	2.8	<2	34	2.9
Nd	3.6	3.5	< 2.5	2.6	ζ 2.5	< 2.5	< 2.5
Sm	0.93	1.1	0.44	1,01	1.07	1.04	1.15
Eu	0.24	0.26	0.18	0,22	0.35	0,33	0.30
ΨЪ	0.25	0.27	0.15	0,24	0.35	0,28	0.31
YЪ	0.57	0.49	0.32	0.99	1,33	1,24	1.25
Lu	0.03	0.03	< 0.05	0,14	1.14	0,13	0.17

Примечание. 1-3 - перидотитовые коматииты из кумулятивной (1) зоны и зоны со спенифекс-структурой (2, 3) расслоенного потока, горы Мудчечуайв; 4-7 - пиллоу-лава с вариолитовой текстурой, гора Няльмчечуайв (4-В, 6-В - вариоли, 5-М, 7-М - матрикс). Анализы выполнены в ядерной лаборатории г. Отаниеми (ИНАА) и лаборатории компании "Раутарукки", г. Раахе (РФА). H₂O⁺, CO₂ - по данным химического анализа.

Таблица 4.5

Средний химический состав пород коматиитовой ассоциации и габбро-амфиболитов

Компонент	1(21)	2(26)	3(15)	4(4)	
Si02	39.49	41.61	37.09	45.83	
TiO2	0.24	0.31	0.17	0.33	
Alz03	3.14	5,45	1.96	16.18	
Fe203	8,66	4.39	10.33	1.49	
FeO	5,47	8,50	5.45	8.26	
MnO	0.19	0.17	0.21	0.15	
MgO	30.06	25.84	32.02	12,81	
CaO	2.74	4.52	0.94	10.62	
	1		4		

Продолжение табл. 4.5

Компонент	1(21)	2(26)	3(15)	4(4)
Na ₂ 0	0.04	0.06	0.03	1.31
K20	0.01	0.01	0.01	0.07
H_2O^+	8.51	6,53	10.90	2,68
$P_{e}O_{5}$	0.06	0.05	0.04	0.03
CO2	0.57	2.03	0.21	0.15
S	0.09	0.10	0,10	<0.01
Cr, r/r	4200	2700	36 0 0	600
V	120	130	100	150
Ni	1700	1200	2000	300
Co	180	140	160	80
Cu	90	80	40	80
Zn	120	90	140	-
f.a.T. %	20	21	21	30

Примечание. 1-3 – породы первой, второй и третьей групп; 4 – габбро-амфиболиты; в скобках указано число анализов.

судя по спектру РЗЭ, произошло до процессов ликвации расплава, так как ЕЦ-аномалия обнаруживается как в глобулях, так и в матриксе. О возможности процессов выветривания может свидетельствовать обеднение пород тяжелой фракцией РЗЭ (рис. 4.7, № 1-3; рис. 4.8, образец с 30.56% MgO), не характерное для коматиитов других регионов [167, 168].

Широко проявленные метасоматические процессы в породах всей коматиитовой вулкано-плутонической ассоциации пояса Колмозеро-Воронья заставляют нас с большой осторожностью подойти к вопросам их петрогенеза на основании только реально наблюдаемого химического состава.

Хорошо расслоенные потоки, ранее принимаемые за интрузивные тела, были обнаружены совместно с В.В. Борисовой и А.Е. Борисо-вым на продолжении пояса, в районе Ура-губы Баренцева моря, где они залегают среди амфиболитов (коматиитовых базальтов). Мощность потоков колеблется от 10 до 20 м, по простиранию они прослеживаются на 600-800 м. Потоки отчетливо разделяются на следующие зоны: нижнюю приконтактовую, часто затронутую метасоматическими преобразованиями, кумулятивную, со спинифекс-структурой и брекчиевидную. С ними ассоциируют агломератовые туфы коматиитов, которые переслаиваются с потоками. Спинифекс-структура представлена двумя типами: а) различно ориентированными пакетами пластинчатых псевдоморфоз по оливину и б) пересекающимися





Рис. 4.4. Соотношение MgO-TiO₂ в коматиитах пояса Колмозеро-Воронья, а также в высокомагнезиальных вулканитах и базальтах других регионов. 1-4 – перидотитовые (1), перидотитовые со спинифекс-структурой (2), пироксенитовые (3) и базальтовые (4) коматииты пояса; 5 – коматиитовая серия Канады, ЮАР и Австралии [148, 55]; 6 – пикриты; 7 – марианитбониниты и 8 – базальты МОRB. Помимо авторских использованы данные А.Б. Вревского [18] и В.И. Болотова [19].



Рис. 4.5. Эволюция состава коматиитов пояса Колмозеро-Воронья (А) и Финнско-Карельской провинции (Б).

перидотитовые, 2 – пироксенитовые и 3 – базальтовые коматииты;
- зеленокаменные пояса Карелии [53] и 5 – Финляндии, Кухмо [193, 161].

Рис. 4.3. Вариационные диаграммы для пород коматиитовой вулкано-плутонической ассоциации.

1-2 – породы первой (отдельно со спинифекс-структурой – 2), 3 – второй и 4 – третьей групп; 5 – генерализованное направление эволюции состава пород; 6 – отношение Ni/CO.



Рис. 4.6. Сравнение состава пород коматиитовой вулкано-плутонической ассоциации Колмозеро-Воронья (1) и коматиитов поясов Сумозеро-Кенозерского (2), Гимольско-Костомукшского (3), Ведлозерско-Сегозерского (4) и Кухмо (5).

отдельными пластинками с преимущественной ориентировкой вниз от зоны брекчии. В пределах пластинок иногда сохраняются реликты оливина, замещенные серпентином и амфиболом. Помимо расслоенных потоков здесь же встречены массивные и шаровые лавы, и силлоподобные интрузивные тела.

Реликты оливина из кумулятивной зоны содержат 15.5% фаялита и 0.58% NiO, но не содержат CaO. По своим петрохимическим особенностям вулканиты Ура-губы соответствуют перидотитовым и пироксенитовым коматиитам, частично затронутым метасоматозом, фиксируемым неустойчивым отношением CaO/Al₂O₃ (табл. 4.6). Судя по отношению AU_2O_3/TiO_9 , они ближе к коматиитам Карельской провинции и отвечают йилгарнскому типу. Таким образом, в пределах одного пояса установлены два типа коматиитов: низкоглиноземистый, барбертоновский и умеренноглиноземистый, йилгарнский. Судя по экспериментальным данным [25], барбертоновский и йилгарнский типы различаются прежде всего по глубине генерации расплава: около 50 кбар и 35-40 кбар. Поэтому мы предполагаем разную глубину заложения магматических очагов коматиитового расплава: около 160 км для центральной части пояса и 120-130 км на его западном фланге.



Рис. 4.7. Спектр редкоземельных элементов, нормированных к хондриту Leedey [176, 168], в породах коматиитовой ассоциации Колмозеро-Воронья (А, Б) и Ура-губы (В).

1-2 – перидотитовые коматииты потоков (1) и пластовых даек (2); 3-4 – глобулярные коматиитовые базальты из пиллоу-лав хр. Оленьего (3 – глобула, 4 – матрикс); 5 – перидотитовые коматииты потоков; 6 – метаперидотиты силлов; 7 – зона брекчий; 8- содержание MgO, в мас. %.





Койкарская структура: 1 – перидотитовые коматииты, 2 – пироксенитовые и базальтовые коматииты, 3 – андезито-дациты, 4-5 вариолитовые базальты (4 – матрикс, 5 – вариоли), из коллекции Ю.А. Балашова и С.И. Рыбакова. Каменноозерская (Золотые пороги) и Токшинская структуры: 6 – перидотитовые и 7 – пироксенитовые коматииты, 8 – пироксенитовые и базальтовые коматииты Токша, по данным А.В. Гирниса и др. [25], 9 – перидотитовые коматииты со спинифекс-структурой Канады, Зап. Австралии, ЮАР [55].

Таблица 4.6

Химический состав пород коматиитовой ассоциации участка "Ура-губа"

Компонент				Поток					ġ	10	Силл			
÷	1	2	3	4	5	6	7	8			11	12	13	14
SiO2	37.28	35.15	41.44	41.44	38.96	42,45	41,55	41.75	47.45	44.91	49.28	41.33	42.88	43.33
Ti02	0,36	0.37	0.39	0.36	0.46	0.44	0,55	0.52	1.01	0.57	0.34	0.48	0.50	0.41
Al203	4.85	4.18	5.49	6 .0 8	6.70	6.66	8,43	5,58	8.86	6.99	4.66	.7.51	7.34	5.96
Fez03	3.17	1.66	3.94	2.11	3.87	4.79	3.72	7.46	3.38	3.73	2,58	5,51	5.72	6.37
FeO	6.66	6.98	7.21	7.61	7.45	6.49	6.39	5.75	8.61	7.29	6.41	6.13	5.98	5.95
MnO	0.14	0.15	0.09	0.12	0.11	0.14	0.12	0.14	0.21	0.14	0.20	0.13	0.13	0.12
MgO	25,93	27.01	27.68	26.96	26.85	25.30	25,53	22.25	13.97	25.28	24.22	25,01	24.08	26.14
CaQ	5.67	6.94	2.28	2.97	2.54	4.86	4.23	8,59	12.82	4.24	6.20	5,33	6.02	3.80
Na ₂ 0	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.06	0.07	1,11	0.21	0.03	0,05	0.07	0.02
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0,01	0.02	0.01	0,15	0.05	0,04	0.01	0.01	0.01
H ₂ O	6.18	5.89	6.84	7.05	7.72	6.31	7.79	5.67	1.92	4.24	5,63	7 .0 6	6.95	6.85
P205	0.03	0.04	0.04	0.05	0.02	0.07	0.04	0.04	0.07	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02
CO2	8.16	10.49	3.58	4.11	3.63	1.82	0.17	1.97	0.11	1.38	-	0.98	-	-
S	0.21	0.13	0.12	0.10	0.16	0.27	0.05	-	- 1	0.04	-	0.15	0.06	0.36
Cr, r/T	2390	2190	2460	2260	2800	2390	2740	3010	1505	2460	2050	2670	2460	2460
V	160	120	110	134	160	170	170	170	224	110	110	110	170	170
Ni	1800	1700	1100	1400	1400	1500	1100	1100	440	1600	1200	1300	1400	1500
Co	100	110	80	100	120	140	110	140	100	140	80	100	130	100
Cu	150	80	60	60	90	100	30	10	80	30		50	100	160

Продолжение та	бл. 4.6
----------------	---------

Компонент					П	OTOK			Силл					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Zn	70	70	60	70	80	90	90	90	100	90	90	80	80	80
RЪ	<5	∠5	<5	45	∠5	∠5	<5	〈 5		∠5	∠5	45	<5	25
Sn	89	152	46	54	49	32	6	19		40	11	20	22	5
Zr	21	27	17	13	19	16	28	20		16	17	17	30	18
f, at. %	17.0	15.0	17.8	16.5	18.6	19.3	17.6	24.0	32.0	19.2	16.8	19.8	20.6	20.0
Ca0/A1,03	1.2	1.7	0.4	0.5	0,4	0.7	0.5	1,5	1.5	0.6	1.3	0.7	0.8	0.6
AL203/Til2	13.5	11.3	14.1	16.9	14.6	15.1	15.3	10.7	8.8	12.3	13.7	15.7	14.7	14.5

Примечание. 1-8 - расслоенный поток коматиитов мощностью 9-10 м, в 300 м на север от озера (1, 2 - кумулятивная зона, 3-5 зона со спинифекс-структурой, 6 - брекчиевидная зона, 7, 8 - рассланцованная приконтактовая зона); 9 - амфиболит (коматиитовый базальт); 10 - агломератовый туф; 11-14 - слаборассланцованный силл мощностью 50 м, в 400 м на северо-восток от озера, 13 км шоссе Ура-губа оманск.Образшы из коллекции В.В. Борисовой. Сг, V, Ni.Co, Cu, Zn - по данным атомно-абсорбционного, Rb, Sr, Zr - рентгено-флюоресцентного анализов. 4.2. Высокомагнезиальнобазальтовая ассоциация

Высокомагнезиальные базальты сумия и сариолия (или раннего и позднего лапония по номенклатуре финских геологов), объединяемые нами в единую ассоциацию, достаточно широко развиты в Печенгско-Варзугском и Северо-Карельском поясах, где они описаны под названиями пикритовых метапорфиритов [20, 48], меланократовых или магнезиальных метабазальтов [70, 135], пикритобазальтов и базальтов коматиитового типа [135, 19], коматиитов [53, 195]. Такое разнообразие названий обусловлено не только различным подходом к классификации вулканитов, но и широким спектром дифференциатов в пределах толщи и даже в одном потоке, одновременно повышенным содержанием SiO_2 и MgO, Cr_2O_3 , наличием закалочных спинифекс-структур и, наконец, постепенным переходом к базальтам.

Вулканиты данной ассоциации на 80% слагают достаточно мощную (до 800 м) вулканогенную полисарскую толщу сариолия, приуроченную к центральной части западного блока структуры Имандра-Варзуга (рис. 4.9, см.вкл.стр. 65). В виде отдельных тел они наблюдаются также в пределах сейдореченской, орловской, хосиярвинской и киричской свит сумия, где они перемежаются с базальтами и андезито-базальтами (рис. 3.4). Широко они развиты и на территории Северной Финляндии на западном продолжении Куолаярвинской структуры и в пределах пояса Киттеля [195].

Среди вулканитов преобладают массивные и шаровые лавы, реже, но достаточно часто встречаются туфы, агломератовые туфы и эксплозивные брекчии [20, 19, 195]. В разрезе массивных лав иногда сохраняются шлаковые корки, нижние и верхние миндалекаменные зоны. В ассоциирующих с ними андезито-базальтах и базальтах также широко развыты миндалекаменные текстуры и шировая отдельность. Сочетание пузыристых и шаровых лав с тонкослоистыми туфами и туффитами, иногда со следами оползания, свидетельствуют о субмаринной, малоглубинной обстановке вулканизма.

По данным А.Е. Борисова и Ж.А. Федотова [48], породы разной основности переслаиваются в разрезе полисарской толщи, но в целом высокомагнезиальные вулканиты слагают ее нижнюю часть, а андезито-базальты – верхнюю. Высокомагнезиальные вулканиты полисарской толщи (свиты) представляют собой светло-зеленые существенно амфиболовые или хлорит-амфиболовые породы без реликтов первичномагматических минералов, но часто сохранившие, несмотря на рассланцевание, первичные структурно-текстурные особенности.

Судя по реликтам вулканогенных структур, породы, слагающие шаровые и массивные лавы маломощных потоков, представлены двумя типами: оливинсодержащими и пироксеновыми. Первый тип первоначально был сложен пластинчатыми агрегатами оливина, образующими спинифекс-структуру, или идиоморфными зернами оливина, микропорфировидными вкрапленниками и микролитами пироксена, погруженными в полураскристаллизованный тонкозернистый базис. Оливин, как правило, замещен хлоритом, реже совместно с серпентином или тальком, пироксен – актинолитом, основной базис – тремолит-актинолитом, хлоритом, реже, эпидотом, карбонатом и лейкоксеном. Пироксеновый тип сложен псевдоморфозами по порфировидным вкрапленникам клинопироксена и различным объемом хлорит-актинолитизированного базиса, по-видимому иногда раскристаллизованного в мелкозернистый существенно пироксеновый агрегат. Реликтовые структуры основного базиса обоих типов – микрометельчатая, звездчатая, гломеровидная, вариолитовая, редко встречается перлитоподобная микротекстура, свидетельствующая о первоначально достаточно кислом составе стекла основной массы.

Тальк-серпентин-хлорит-актинолитовый парагенезис указывает на зеленосланцевый тип метаморфизма. В то же время повсеместное замещение оливина и пироксена хлоритом и амфиболами без сохранения их реликтов позволяет предположить первично повышенное содержание H₂O в расплаве, что находит свое подтверждение и в ширеком развитии пирокластики.

В пределах Куолаярвинской структуры и на ее западном продолжении в Северной Финляндии высокомагнезиальные вулканиты обнажены на юго-восточном склоне горы Хауккатунтури (хосиярвинская свита), а также в районе поселков Салла и Савукоски [27, 19, 53, 195]. На горе Хауккатунтури поток мощностью около 30 м залегает среди толеитовых метабазальтов и сложен катаклазированными хлорит-амфиболизированными пикрито-базальтами внизу, плагиоклазсодержащими высокомагнезиальными базальтами в средней части и миндалекаменными базальтами вверху с общим колебанием содержания Mq0 от 20.2 до 14.1%.

В районе Салла можно наблюдать 20-метровый поток массивной лавы и лавобрекчии высокомагнезиальных базальтов, залегающий среди дацитов и вариолитовых шаровых лав базальтов. В районе Савукоски развиты агломератовые туфы, а также лавы со спинифексструктурой и содержанием MgO от 23 до 29% [195].

Необходимо отметить, что в Куолаярвинской структуре в пределах ареала развития пород хосиярвинской свиты широко развиты маломощные интрузивные тела перидотитов и габбро-перидотитов [70], которые ошибочно принимаются некоторыми исследователями за коматиитовые вулканиты [109].

Более широко высокомагнезиальные вулканиты развиты на восточном продолжении Северо-Карельского пояса, где они залегают на разных уровнях в структуре Ветреного пояса (рис. 3.4). В долине руч. Калья В.С. Куликовым и др. [53] изучен хорошо расслоенный поток общей мощностью 88 м, приуроченный к средней части разреза токшинской свиты. Он сложен серпентинизированными или хлорит-амфиболизированными пикритами и пикрито-базальтами (13 м) с нижней зоной закалки, клиноцоизит-хлорит-амфиболизированными базальтами, иногда со спинифекс-структурой пироксенового типа (63 м) и автобрекчией базальтов с обломками стекловатых пород (5 м) с общим колебанием содержания Масо от 27 до 5%.



Рис. 4.23. Схематические геологические карты Печенг ской зоны и Печенгского рудного поля (на вставке) по данным геолого-съемочных, поисковых и темати ческих работ.

1 - порфировидные плагиомикроклиновые граниты и 2 - порфиробластические граниты и теневые мигматиты, Лицко-Арагубский комплекс; 3-5 южно-печенгская серия (3 - метаандезиты и метадациты, в том числе экструзии горы Порьиташ, 4 - рассланцованные пикриты, базальты, андезиты и туфы, 5 - сланцы, метапесчаники, туффиты); 6 - диоригы, гранодиориты, плагиомикроклиновые фаниты и магматиты, купольные структуры Шуони, Каскельявр; 7 - плагиоперидотиты, оливиновые габбро и пироксениты, дайковый нясюккский комплекс (а), верлиты, серпентиниты, клинопироксениты, габбро, ортоклазовые габбро, печенгский никеленосный комплекс (б); 8-13 - печенгская серия: 8 - ферропикриты, ферробазальты, толеитовые базальты и их туфы, 9 - сланцы, туффиты, метапесчаники, гравелиты, известняки и доломиты, 10 - толеитовые базальты и туфы, 11 - пикрито-базальты, трахибазальты, трахиандезито-базальты, трахиандезиты , трахидациты, 12 - дайки андезито-базальтов (а), андезитобазальты, дациты (б), 13 - базальные когломераты; 14 - метабазальты, сланцы, известняки; 15 - габбронориты массива горы Генеральской; 16 - лерцолиты, пироксениты, габбро-нориты, габбро, Карикъяврский комплекс; 17 - оливиниты, гарцбургиты, серпентиниты, бронзититы, аллареченский и ровнинский комплексы; 18 - гнейсы, сланцы, амфиболиты, мигматиты по ним, верхний и нижний архей; 19 - разрывные нарушения; 20 - сдвиги и взбросо-сдвиги (а), взбросо-надвиги и надвиги (б); 21 - элементы залегания пород. Выполнена на основе карт [115].



Рис. 4.9. Схематические геологические карты Имандра-Варзугской структуры и участка Миттриярви-Соленое (на вставке) по данным геолого-съемочных, поисковых и тематических работ.

1 – нефелиновые сиениты, Хибинский массив; 2 – лейкократовые гранитыаляскиты, Стрельнинский массив; 3–4 – саминтская и панареченская свиты (3 – базальты, андезиты, риолиты, 4 – сланцы); 5 – перидотиты, серпентиниты, пироксениты и габбро различной формационной принадлежности (М – С – соленоозерский комплекс, габбро-верлитовая формация, По, П, Ф – Полисарский, Панареченский и Фомкина ручья массивы, габбро-пироксенитовая формация, С – стрельнинский комплекс, перидотит-пироксенитовая формация); 6–8 – томингская серия (6 – базальты, 7 – ферропикриты, ферробазальты, толеитовые базальты, 8 – лавобрекчии и туфы ферропикритов); 9 – сланцы, метапесчаники, конгломераты, известняки, доломиты различных свит; 10 –

панская серия, андезито-базальты; 11-12 - варзугская серия (11 - пикритобазальты, трахиандезито-базальты, 12 - высокомагнезиальные базальты); 13 - щелочные граниты; 14 - оливиниты, гарцбургиты, бронзититы, габбронориты (М - Мончегорский и П-Ф - Панских-Федоровых тундр плутоны, У -Умбареченский комплекс, перидотит-пироксенит-габбро-норитовая формация); 15-16 - стрельнинская серия (15 - пикрито-базальты, андезито-базальты, риолиты, 16 - базальты); 17 - гнейсы, сланшы, амфиболиты, мигматиты, граниты, нижний и верхний архей; 18 - разрывные нарушения; 19 - надвиги; 20 - элементы залегания пород; 21 - геологические границы. На основе карт по данным [48, 119].

Особого внимания заслуживают высокомагнезиальные вулканиты свиты Ветреного пояса (рис. 3.4) в связи с большим разнообразием их фаций, представленных лавовыми, жерловыми и гипабиссальными типами, с широким развитием расслоенных потоков и сохранностью первичномагматических фаз [53]. Расслоенные потоки широко развиты на вершинах кряжа Ветреный пояс: Мяндуха, Большая Левгора, Шапочка и Голец, где можно наблюдать как разобщенные потоки, так и их "пакеты" с общим количеством до 20 потоков. В зависимости от своей мощности потоки могут быть сложены только высокомагнезиальными базальтами с порфировидной, гломеровидной, вариолитовой, спинифекс-подобной (оливинового и пироксенового типов) структурами, массивной или миндалекаменной текстурами, или наряду с базальтами в их строении принимают участие также хлорит-серпентинизированные оливиновые пикриты и пикритобазальты с кумулятивной порфировидной структурой. Потоки принципиально схожи по своему строению и составу, основное различие заключается в многообразии переходов между породами, богатыми оливином, и породами, не содержащими его. Помимо массивных потоков встречаются шаровые или подушечные лавы.

Ниже приводится разрез одного из потоков (3014), обнаженный в районе горы Голец (снизу вверх), образцы из которого любезно предоставлены для исследований В.С. Куликовым и В.В. Куликовой:

10 м – серпентизированный пикрит и пикрито-базальт (коматиит, по В.С. Куликову), кумулятивный с порфировидной структурой;

1.3 м – хлорит-амфиболизированный плагиоклазсодержащий высокомагнезиальный базальт:

3.2 м – клиноцоизит-хлорит-амфиболизированный базальт с толеитовой структурой;

4.5 м – переслаивание метабазальтов со спинифекс-структурой оливинового и пироксенового типов;

2 м - задерновано;

10 м – клиноцоизит-хлорит-амфиболизированный базальт с гломеровидной и микроспинифексовой структурой;

10.5 м - шлаковая корка.

Подобный разрез нехарактерен для коматиитовых потоков архея, в которых перидотитовые и базальтовые коматииты не встречаются в одном теле. Главными породообразующими минералами вулканитов рассматриваемой ассоциации являются оливин, клинопироксен и плагиоклаз, реликты которых сохранились только в породах свиты Ветреного пояса. Более устойчивыми являются акцессорные минералы из группы шпинели (шпинелиды).

Оливин образует зерна трех типов: идиоморфные, иногда футлярообразные кристаллы с хорошо выраженными гранями, гломеровидные скопления округлых зерен и пластинчатые разноориентированные агрегаты, иногда встречающиеся совместно. Содержание фаялита в идиоморфном оливине кумулятивных зон колеблется от 14 до 18% при низких содержаниях элементов-примесей (табл. 4.7), что отличает его от оливина перидотитовых коматиитов структуры Колмозеро-Воронья (8-13% Fe, SiO₄, 0.011-0.43% NiO,

Таблица 4.7

Химически	и состав	оливина,	клинопироксена	ИЗ	высокомагнезиальных	вулканитов	СВИТЫ	Ветреного	пояса
-----------	----------	----------	----------------	----	---------------------	------------	-------	-----------	-------

Компонент	3014-3	-	85 0 8	3	8722-1	L	3008*	1782		
÷	Ол	Кпи	Кпи	Кпи	Кпи	Кпи	Ол	Ол-ц	Ол-к	
Si02	42.86	53.95	51.04	51.80	52.64	53.11	39.64	40.10	39.80	
TiO2	-	-	0.11	0.13	-	-	0.05	-		
Al203	-	4.17	1.85	1:82	2.44	1.68	0.52			
FeO	15.72	6.81	6,69	6.21	6.16	6.42	13.17	13.60	15.01	
MnO	0.12	0.15	0.06	0.06	0.13	0.15	0.20			
MgO	40.61	14.76	18,18	20.68	19.92	21.57	45.83	45.92	45.09	
CaO	-	19.84	18.76	17.34	16.61	15.84	0.07	0.19	0.24	
Cr_2O_3	-	-	0.82	0.58	-	-	0.09			
NiO	0.06	0.05	0.11	0.12	0.05	0.06	0.14			
Сумма	99.36	99.73	97.62	98.73	97.94	98.83	100.40	99.82	100.46	
FezSi04	17.9					1 v	13.9	14.2	15.5	
MgSiO3		44.9	51.4	56.5	56.4	59.1				
CaSi0 ₃		43.4	38.0	34.0	33.8	31.1				
FeSi03		11.7	10.6	9.5	9.8 '	9.8				

Примечание. 3014-3, 8508, 8722-1 – гора Голец; 3008^{*} (химический анализ, дополнительно содержит 0.08% H₂O, 0.55% H₂O⁺, 0.16% CoO) – гора Б. Левгора; 1782 – гора Шапочка, 3014-3, 8722-1, 3008, 1782 – оливиновые и оливин-пироксеновые порфировидные пикрито-базальты; 8508 – пироксеновый базальт; 3008^{*}, 1782 – по данным [25]. Микрозонды: MS = 46 «Сатеса», «Geoscan».

90

4.1). По этим же параметрам он отличается от идиоморфного и спинифексового оливина перидотитовых коматиитов Манро-Тауншип пояса Абитиби (Канада), содержащего (в мас. %) 6-15 Fe₂ SiO₄, 0.26-0.55 NiO, 0.19-0.29 Cr₂O₃ и 0.12-0.30 CaO [148, 150].

Клинопироксен, кристаллизующийся позднее оливина и при меньшем содержании MqO в расплаве, наблюдается в виде порфировидных вкрапленников, игольчатых кристаллов или агрегатов пакетного типа, расположенных в промежутках между оливиновыми пластинками и представляющих собой продукт быстрой раскристаллизации стекла основной массы. Проанализирован клинопироксен только порфировидных вкрапленников, который отвечает по составу авгиту, Mg-авгиту и Са-авгиту с существенным колебанием содержания Al, D, Cr, D, и Ca SiO, (табл. 4.7, рис. 4.10). Подобные колебания отражают прежде всего различия в скорости его кристаллизации в зависимости от мощности и условий остывания потока. Клинопироксен данной ассоциации достаточно близок по общему составу к клинопироксену пироксенитовых коматиитов Костомукши (рис. 4.10), но отличается от него меньшим содержанием AU_2O_3 (3.7-7.5) и Cr_2O_3 (1.2-1.7) [94]. Необходимо отметить, что повышенная глиноземистость клинопироксена - характерная особенность архейских коматиитов [148].

Плагиоклаз, кристаллизующийся совместно с клинопироксеном или несколько позже его, встречается в виде лейст, зональных табличек или, редко, футлярообразных кристаллов, замещенных агрегатом эпидота, клиноцоизита и альбита.

Акцессорные шпинелиды наблюдаются в виде хорошо ограниченных, реже округлых зерен с однородной или зональной внутренней структурой, включенных в оливиновые или клинопироксеновые вкрапленники. В ядрах некоторых зональных кристаллов обнаружена ран-няя, дооливиновая фаза – Mg – Al – хромит (табл. 4.8; № 1, 8372-2). Такие ядра имеют округлую форму, резкие контакты, что свидетельствует о процессах резорбции (рис. 4.11, А). Внешняя их кайма обогащена ZnO и MnO. Более распространена фаза, кристаллизующаяся совместно с оливином. Она отвечает по составу Al-хромиту с переменным, но повышенным содержанием ZnO и MnO (табл. 4.8). Данная фаза образует самостоятельные однородные зерна или слагает внешняя кайму зональных кристаллов. В средних и верхних частях мощных расслоенных потоков кристаллизуются наиболее поздние фазы, представленные Ті-содержащим Al-хромитом или Ті-магнетитом, часто нарастающие на более ранний Аl-хромит, но без резорбции (табл. 4.8, № 3014-8, -15; рис. 4.11, Б). Причиной обогащения позднего шпинелида, а не клинопироксена, TiO₂ является, по-видимому, низкая щелочность расплава, кото-рая способствует вхождению TiO₂ в решетку клинопироксена [35]. Необходимо отметить, что принципиальных различий между шпинелидами из вулканитов разных свит нет.

Изученные шпинелиды (вторая генерация) обнаруживают значительное сходство со шпинелидами архейских коматиитов, также предс-



Рис. 4.10. Состав клинопироксена и оливина из высокомагнезиальных вулканитов Ветреного пояса (1).

Для сравнения приведены составы клинопироксена (2) из пироксенитовых коматиитов Костомукшской структуры [94] и оливина (3) из перидотитовых коматиитов пояса Колмозеро-Воронья (табл. 4.1).

тавленных Al-хромитом с повышенным содержанием MnO и ZnO (табл. 4.2, рис. 4.12). Mg-Al-хромит встречается в некоторых архейских коматиитах, например района Манро-Тауншип пояса Абитиби [148], но более характерен для марианит-бонинитов [21]. Ti-содержащий хромит нетипичен для архейских коматиитов и встречается только в редких случаях, в ассоциациях с поздним ильменитом, в структурах Колмозеро-Воронья и Кухмо (табл. 4.2).

Выявленная общая эволюция состава шпинелидов в вулканитах высокомагнезиальнобазальтовой ассоциации достаточно хорошо можно увязать с повышением fO_2 и повышением активности TiO_2 на поздней стадии кристаллизации расплава. Что же касается преобразования шпинелидов в результате метаморфизма, то оно выражается в появлении внешней магнетитовой каймы, бедной элементами-примесями (NiO,MnO,ZnO). Помимо этого, поздний магнетит встречается в срастании с сульфидами – халькопиритом и пентландитом. Последний иногда обогащен СоО (до 10%), например в обр. 3014–15.

Как уже указывалось выше, вулканиты рассматриваемой ассоциации интенсивно замещаются амфиболом и хлоритом. Амфибол, наблюдающийся в виде псевдоморфоз по клинопироксену, представлен актинолитом с колебанием коэффициента железистости (f) от 18.4 до 20.1%, что согласуется с железистостью замещаемого клинопироксена (табл. 4.9). Хлорит нами не изучался.

Таблица 4.8

Химический	COCTAB	зональных	И	однородных	зерен	акцессорных	шпинелидов	ИЗ	высокомагнезиальных	вулкани	TOB

Компонент		L	8175-3	8175_3 8372-				8508				
	ц	ĸ		1-u	1-к	2	3	1	2	3	4	
Ti02	0.30	0.29	2,59	0.36	0.35	0,33	0.39	0.54	0.50	0.58	0.61	
Al ₂ O ₃	14.37	12.35	9.19	14.71	10.12	13.85	14.10	10.78	10.66	8,57	10.66	
Cre03	51.30	46.65	48.89	48.70	48.67	49.53	49.50	47.66	48.14	49.65	48.67	
V203	0.05	0.11	0.21					0.19	0.25	0.25	0.15	
FeO	15.47	33.31	35,45	21,88	30.20	27.37	28.31	37.35	37.27	37.37	36.31	
MnO	0.24	2.01	0.45	0.16	2.10	0.99	1.26	0.67	0.73	0.69	0.74	
MgO	13.49	1.18	2.31	12.43	5.40	6.51	4.65	1.44	1.15	1.09	0.95	
ZnO	-	1.64	0.12	0.09	1.84	0.56	0.68	0.90	0.88	0.53	0.92	
NiO	-	0.08	0.05	0.05	0.02	0.08	0.11	0.22	0.29	0.25	0.19	
C00	-	-		-	0.02	0.03	0.05					
Сумма	95.66	97.62	99.26	99.23	99.77	99.85	99.44	99.76	99.87	98.98	99.32	
Fe203	3.85	5.93	6.88	7.56	9.86	5.38	3.82	8.25	7.76	8.01	15.67	
FeO	12.00	27.97	29.25	14.71	21.36	22.60	24.99	29.91	30.28	30.16	34,56	
XMg	66.7	7.0	12.3	60.1	31.1	33.9	24.9	719	6.4	6.1	4.7	
ZCr	70.7	71.7	78.1	68.9	76.3	70.6	70.2	74.8	75.2	79.5	75.4	
YFe3t	4.8	8.0	9.5	9.7	12.8	6.8	4.9	11.0	10.4	10.9	18.7	

69
Продолжение табл. 4.8

Компонент	8	3722		872	22-2	8722-3	301	4-3	30	14-8	
	1-ц	1-к	2	1	2]	1	2	1	2-ц	2-ц
TiO2	0.07	11.42	0.09	0.38	0.39	0.39	0.28	0.11	0.34	0.11	18.71
AL203	4.20	_	10.63	12.24	10.99	10.83	11.84	12,29	10.76	10.21	0.14
Cr203	50.54	4.47	48.30	46.65	47.87	48.43	48.22	47.11	47.08	46.13	3.72
V203	0.46	0,32	0.28	0.13	0.17	0.17	0.25	0.25	0.09	0.64	0.34
FeO	42.73	81.61	38.87	37.38	36.67	37.44	37,08	36.70	38.22	40.21	74.26
MnO	0.98	0,43	0.78	0.89	0.85	0.46	0.43	0.77	0.76	0.74	0.34
MgO	0.20	<u> </u>	0.37	1.57	2.78	0.47	1.73	1.80	0.51	0.26	
ZnO	1.15	0,04	0.93	0.96	0.11	1.24	0.26	0.13	1.24	0.81	0.09
NiO	- ,	0,08	-	0.03	- 2	-	0.03	0.05	-	-	0.03
C00											
Сумма	100.35	98.37	100.26	100.22	99.83	99.44	100.12	99.23	99.02	99,12	97.63
Fe203	13.34	44.00	8,45	7.75	8.46	6.31	6.79	7.19	7.83	9,42	48.3
FeO	30.75	42.03	31.25	30.39	29.03	31.76	30.97	30.25	31.18	31.76	28.9
XMg	1.1	-	2,0	8.4	14.6	2.6	9.1	9.7	2.9	1.3	-
ZCr	89.0	100	75.3	71.9	74.5	75.0	73.2	72.0	74.6	75.2	94.2
YFe ³⁺	18.3	90.3	11.2	10.2	11.1	8.5	4 8.9	9.5	10.6	12.7	87.4

70

Продолжение табл. 4.8

71

Компонент	301	4-15			1782					
	1-ц	1-к	1-ц	1-к	2	3	4	.5	6	
Ti02	4.87	5,11	0.47	0.36	0.48	0.47	0.48	0.54	0.48	0.56
Alz03	15.38	15.27	12.00	4.81	11.96	11.74	15.41	14.20	15.02	13.10
Cr_2O_3	39.08	38.49	44.86	23.61	45.36	44.82	44.27	42.31	44.00	46.96
V203	0.11	0.09		•						
FeO	36.0 8	37.05	36.68	64.39	38.59	39.15	30.35	37.17	31.58	35.64
MnD	0.85	0.87	0.81	0.73	0,81	0.77	0.60	1.29	0,60	
MgO	0.59	0.65	0.25	1.47	0,32	1.21	7.36	2,57	7.08	1.55
ZnO	1.57	1.63	3.10	0.80	1,53	0.64	0.16	0.26	0.16	
NiO		-	0.02		0.06	0.06	0.05	0.03	0.05	
000			4	- V -	0.02	0.06	0.05	0.03	0.05	
Сумма	99.44	99.16	99.06	100.59	99.53	99.89	99.69	99.45	100.07	100.18
Fe203	1.60	1.76	8.03	39.75	8.38	9.74	9,15	9.70	10.27	4.95
FeO	35.57	35.49	29,50	28.57	31.09	30.53	22,23	28,50	22,45	31.18
XMg	2.9	3.1	1.49	8.41	1.8	6.6	37.1	13.9	36 .0	8.1
ZCn	63.0	62.9	71.48	76.70	71.8	71.9	65.8	66.6	66.3	70.6
YFe ³⁺	2.4	2.66	10.86	55.15	11.2	12.9	11.5	12.7	12.8	6.6

Примечание. 1 - полисарская свита, химический анализ породы - табл. 4.11, № 1; 8175-3, 8372-2 киречская свита (Лумбасручей, р. Ундоша); 8508, 8722, 3014, 1778, 1782 - свита Ветреного пояса (горы Голец, Шапочка); ц - центр, к - кайма, Анализы 8372-2, 1788 - из коллекции А.Н. Плаксенко [94], 1782 - по данным О.Б. Богатикова и др. [9]. Привязку проб по структуре Ветреный пояс смотри в работе [53]. Микрозонд MS-46 "Cameca". XMg: Mg/Mg+Fe²⁺; ZCr: Cr/Cr+Al; YFe³⁺: Fe³⁺+Cr+Al



100×100 MKM

Рис. 4.11. Растровые изображения зональных зерен шпинелидов из вулканитов полисарской (А) и киричской (Б) свит в отраженных электронах и характеристических лучах.

А- № 1; Б - № 8175-3 (табл. 4.7).



150 × 150 MKM





Петрохимические особенности пород высокомагнезиальнобазальтовой ассоциации отдельных свит или структур достаточно полно освещены в работах [48, 27, 19, 53], но анализа всей совокупности пород не проводилось. Судя по классификационной диаграмме (рис. 4.13), породы ассоциации образуют нормальную по щелочности непрерывную серию и представлены пикрито-базальтами и базальтами, в редких случаях пикритами и андезито-базальтами. Наблюдается разброс по содержанию щелочей, отражающий специфику процессов дифференциации в каждом отдельном случае. Как правило, No20 резко преобладает над K20, и только в отдельных пробах фиксируется обратное соотношение.



Рис. 4.12. Диаграммы состава акцессорных шпинелидов из высо-комагнезиальных базальтов.

1 - полисарская свита; 2 - киричская свита; 3-5 - свита Ветреного пояса (3 - № 8508, 8722, 8722-3, 4 - 3014, 5 - 1778); 6 - поле шпинелидов из коматиитов Зап. Австралии [160]; 7 - поле шпинелидов из марианит-бонинитов Филиппинского моря [21]; 8 - эволюция состава в паре ядро (залитый знак) - кайма (незалитый).

А – диаграмма С. Хаггерти [138]; Б – диаграмма Н.В. Павлова [90].



Рис. 4.13. Положение пород высокомагнезиальнобазальтовой ассоциации на классификационной диаграмме [68].

1 – сейдореченская, 2 – полисарская, 3 – ильмозерская и 4 – хосиярвинская свиты, 5 – свита Ветреного пояса. Для сравнения нанесены пикрит-базальты умбинской свиты (6). Точечная линия с 44% SiO₂ – предлагаемая граница между ультраосновными и основными породами (гл. 1).

Химический с	состав	актинолита
--------------	--------	------------

Компо-	1		345-18		Компо-	1	345-18			
Heht		1	2	3	нент		1	2	3	
SiO2	58.89	55.80	56.70	57.30	CaO	13.14	12.06	13,59	13.37	
Ti02	0.12	-	-	-	Na ₂ 0		0,59	0.61	0.37	
Al203	0.80	1.22	1.31	1.03						
FeO	8.64	8.58	11.56	9.26	Cr203	0.16	-	-	-	
Mno	0.15				Сумма	98.25	98.35	100.85	100.01	
MgO	18.35	20.07	17.10	18,66	f,at.%	20.9	19.4	27.5	21.8	

Примечание. 1 – полисарская свита; 345-18 – поток "Калья", по данным [9, 53].

Породы разных свит по содержанию петрогенных компонентов достаточно близки друг к другу (табл. 4.10, 4.11). По сравнению с толеитовыми базальтами [71] они обладают явно повышенным содержанием MgO и Cr₂O₃, но пониженным Al₂O₃, что подтверждает широкое участие в их строении оливина. Единственной фазой, которая может обеспечить одновременно высокое содержание MgO и SiO₂, является ортопироксен, однако его реликты не обнаружены. Судя по экспериментальным исследованиям, сокращение поля кристаллизации ортопироксена может быть обеспечено за счет расширения поля кристаллизации клинопироксена путем повышения содержания H₂O [33].

Характерными особенностями пород ассоциации являются высокое содержание Ст, соизмеримое с уровнем его накопления в коматиитах (табл. 4.4, 4.5), умеренное или пониженное содержание TiO_2 (<0.9 Mac.%) и низкое Ni, Co,CU,V, а также летучих, кроме H₂O, компонентов – P,F,S, CO₂ (табл. 4.10, 4.11). На вариационных диаграммах (рис. 4.14) фиксируется одинаковый тренд дифференциации при небольших различиях пород из разных свит. Различия заключаются в увеличении содержания TiO2, Al, O3, а также MgO в породах свиты Ветреного пояса, что свидетельствует об увеличении степени дифференциации расплава. На этих же диаграммах породы рассматриваемой ассоциации располагаются в пределах полей архейских коматиитов - коматиитовых базальтов Сумозерско-Кенозерского и Колмозеро-Вороньинского поясов. На классификационной для коматиитов диаграмме CaO-Mg0-Al, 02 (рис. 4.15) породы детально изученных расслоенных потоков свиты Ветреного пояса образуют тренд дифференциации с отношением CaO/AL202, близким к 0.8, что меньше, чем для коматиитов (1.5-1.0), но больше, чем для марианит-бонинитов (~0.6). Породы расслоенных потоков занимают как бы промежуточное положение между перидотитовыми коматиитами и коматиитовыми базальтами (рис. 4.5, 4.15).

Компо-	Полисарская свита											
нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9			
Si02	45,00	49.74	49.18	49,68	52.08	50.37	51.26	51,03	48.39			
Ti02	0.62	0.53	0.48	0.54	0.43	0.48	0.50	0.61	0.57			
Al203	11.08	8.51	9.44	10,58	8.68	9,43	9.92	10,43	12.12			
Fe 203	1.58	1.62	2.10	1.20	1.17	2.42	2.01	1.47	1.37			
FeO	8.01	8.28	7.74	8.01	7.79	6.72	6.42	8.79	7.40			
MnO	0.09	0.23	0.18	0.21	0.16	0.17	0,14	0.18	0.16			
MgO	17.65	16.90	16.17	15.75	15.50	15.53	14.35	13.52	13.10			
CaO	11.06	8.79	7.76	7.29	8.36	8,17	7.81	6.98	6.52			
Nazo	1,90	0.62	1.37	1.72	1.48	2,03	2.43	2.44	0.94			
KzO	0.68	1.05	0.83	0.65	0.79	0,23	0.47	0.53	2.46			
H_20^+	1.79	2.65	4.33	3.01	2.84	4.04	3.67	3.76	4.14			
P205	0.16	0.34	0.07	0.23	0.23	0.06	0.09	0.05	0.09			
C02	1,69	0.11	0.07	0.22	0.01	0,12	0.04	0.09	0.26			
S	0.02	0.03	-	0.03	0.02	-	0.02	0.01	0.09			
Cr,r/r	620		1900		1800	2900	1780	1200	9380			
V	170		170		150	170	200	180	205			
Ni		490	560	520	610	630	570	370	480			
Co		120	8 0	120	70	61	100	60	70			
Cu		70	50	6 0	140	100	30	90	120			
1												

Химический состав шаровых и массивных лав высокомагнезиальных вулканитов Имандра-Варзугской (1-14) и Куолаярвинской (15-18) структур

Для расслоенных потоков обнаруживается сильная степень дифференциации расплава, что выражается в значительном снижении снизу вверх содержания тугоплавких элементов (MgO,Cr, Ni и Co), но увеличении более легкоплавких (CaO,Al₂O₃, V и Cu), щелочных (Na₂O), радиоактивных (Th,U) элементов, а также SiO₂ (табл. 4.12). Подобная эволюция состава расплава согласуется с моделью кристаллизационной дифференциации, базирующейся на последовательном выделении оливина, хромита, клинопироксена, плагиоклаза (или стекла) и сульфидов на общем фоне снижения температуры расплава. Значительного перераспределения летучих компонентов (S, P, F, A_S) не произошло, однако это может быть

Компо-		Ильмоос	зерская	свита		Хосиярвинская свита					
Heht	10	11	12	13	14	15	i 6	17	18		
Si02	50.22	51.44	45.06	50,06	50.44	45.76	47.35	46.88	48.06		
Ti02	0.73	0.73	0.46	0.45	0.65	0,56	0.53	0.62	0.66		
Al203	5,58	7.27	9.85	10.46	11.55	7.53	9.01	9.78	10.94		
Fe203	2.52	1.78	1.65	2.09	2.76	3.71	1.35	3.99	2.20		
FeO	7.56	7.47	10.62	7.20	7.92	7.12	8,73	7.34	8.74		
MnO	0.24	0.23	0.21	0.10	0,12	0.19	0.17	0.17	0.18		
MgO	19.40	17.90	18.73	15.99	13.33	20.24	18.76	14.07	13.56		
CaO	10.18	8,20	7.51	8.56	7.44	7.53	7.27	8.34	7.79		
Nazo	0.52	1.46	0.28	1.35	1.57	0.25	0.66	1.48	1.50		
K ² 0	0.14	0.30	0.09	0.95	1.44	0.17	0.13	0.77	1.33		
H20+	1.85	2.39	4.56	2.15	0.44	5.81	5.20	4.67	3.79		
P2 05					0.08	0.07	0.86	0.09	0.09		
CO2	0.22	0.22	0.08	0.11	-	0.17	-	0.73	0.57		
ទ	0.08	0.08	0.15	0.08	0,01	-	-	0.03	-		
Cr, r/r	1030	1160	1700			2100	1900	1400	1200		
V	110	170	120			130	110	170	190		
Ni				540	470	800	720	500	470		
Co				22	22	90	80	70	70		
Cu				45	125	250	40	70	70		

Примечание. 1, 2, 4, 10-14 – по данным А.Д. Даина (1980-1982 гг.); 3, 5, 6, 8 – Ж.А. Федотова [48]; 15, 18 – А.А. Жангурова [19]; Ст, V, Ni, Co, Cu определены количественным спектральным анализом.

обусловлено и общей потерей летучих компонентов расплавом при его излиянии в условиях открытой системы. Низкое содержание S предполагает незначительное содержание сульфидов и преимущественное вхождение Ni в состав оливина.

По среднему отношению CaO/Al₂O₃ и Al₂O₃ / TiO₂ (табл. 4.13) можно выделить две группы с хондритовым отношением и сильно отличающимся от него.

В первую группу попадают породы тех свит, в составе которых они резко преобладают, - полисарской и свиты Ветреного пояса. В то же время отношение Nt/Co в породах обеих групп сильно отличается от мантийного.

По содержанию элементов-примесей породы ассоциации обогащены по отношению к коматиитам Кольского полуострова Карелии или Канады Ba, Sr, Sc, Zr, Th, но обеднены Ni, Co, V (табл. 4.11,

Химический состав высокомагнезиальных вулканитов сумия и сариолия (лапония) по данным РФА

Компо- нент	Полисаро свита	ская	Киречска	ая свита		Салла-С	аву к оски	t	
	1	2	345-4	345-18	3516	6	7	8	9
Si02	47.46	50,30	45.3	51.2	47.6	47.8	45.3	47.1	46,1
Ti02	0.54	0.46	0.42	0.69	0.56	0.5	0.6	0.7	0.7
Al203	12,41	10.81	7.33	13,20	12.10	8.9	6.9	6.5	8.6
FeD	9.14	9.10	11.22	10.06	10,54	11.48	12.4	12.5	12.5
MnO	0.15	0.15	0.19	0.16	0.16	0.2	0.2	0.2	0.2
MgO	13,15	14.48	21.7	8.47	14.10	21.5	23.6	24.1	23.1
CaO	6,59	7.72	7.28	9,94	8.54	7.9	8.6	6.7	6.5
Nazo	0.73	2.10	0.02	3.15	1.22	0.1	0.8	0.6	0.7
K ₂ O	2,61	0,42	0.01	0,08	1.36	0.1	-	-	-
P205	0,09	0.07				0.1	-	-	-
Cs, r/T	3.22	(0.6)				(0.6)	1.0	0.8	0.7
RЪ	38.8	(7.7)				6.3	14.0	10.1	10.0
Sr	66	293	25	245	130	19			
Ba	1140	249	10	235	450	42			
Th	0.517	0.535				1.0	0.6	0.4	0.4
Sc	41.7	34.7				45,5	28.2	40.8	40.1
Zr			20	50	45	37			
U	0,16	0.15				0,1	0.3	0.2	0.2
V		196	170	220	180	161			
Cr	10300	1640	2480	980	1330	2448	2470	4270	3670
Cu		30	40	50	35				
Ni	344	375	620	185	490	666	1100	1100	1960
CO	58.4	56.7				88.0	101.0	89.3	148.0

Примечание. 1, 2 – шаровые лавы, руч. Сухой, устье р. Полисарки; 345-4, 345-18 – поток "Калья", 3516 — Киречская структура [25]; 6 – средний состав из 9 анализов, район Салла; 7-9 – вулканит со спинифекс-структурой, район Савукоски [195].









Рис. 4.15. Эволюция состава пород из расслоенных потоков архейских коматиитов (1), протерозойских высокомагнезиальных базальтов (2-6), а также марианит-бонинитов (7).

1 – "Золотые пороги", № 127; 2-6 – Ветреный пояс, горы Б. Левгора, Голец (2 – № 3077, 3 – № 3008, 4 – № 3077, 5 – № 1014, 6 – № 3014); 7 – марианит-бониниты Филиппинского моря; 1-6 – по данным [53] и автора; 7 – [21].

рис. 4.16). В высокомагнезиальных базальтах, как и в коматиитах, по мере снижения MgO накапливается Ξ r, Bq,V,Sc, однако уровень накопления значительно выше в первом случае (рис. 4.16). В отношении Cr выявляется следующая закономерность: в коматиитах по мере снижения содержания MgO или кристаллизации оливина содержание Cr в расплаве повышается, тогда как в базальтоидах снижается, что предполагает кристаллизацию дооливиновой фазы хромита. Судя по диаграммам, в поведении некоторых элементов дополнительную осложняющую роль могли играть ликвационные процессы.

Рис. 4.14. Вариационные диаграммы для пород высокомагнезиальнобазальтовой ассоциации. Для сравнения приведены данные по архейским коматиитам.

1 – полисарская, 2 – ильмозерская, 3 – Ветреного пояса (гора Голец) свиты; 4 – Сумозерско-Кенозерский пояс, Койкарская структура [53]; 5 – пояс Колмозеро-Воронья.

Таблица 4.12

Компонент	3014-3	3014-8	3014-15	3014-18	Компонент	3014-3	3014-8	3014-15	3014-18
<u></u>								0011-10	0014-10
5202	46.10	48.30	48.40	52.10	КЪ, Г/Т	-	18.5	-	5.13
Ti02	0.43	0.53	0.56	0.72	Sr	100	90	130	170
Al ₂ 03	7.76	9.77	9.68	12.90	Ba	92.4	40.1	97.2	121
FeO	11.35	10.78	10.94	10.61	Th	0.66	0.833	0.998	1.45
MnO	0.18	0.18	0.18	0.18	Sc	36.7	43,1	43.6	57.2
MgO	21.90	17.10	16.90	8.52	Zr	30	30	40	50
CaO	6.97	8.22	8.52	11.20	U	0.149	0.19	0.289	0.26
Na ₂ 0	0.83	0.89	0.81	1.85	As	0.825		0.46	1.1
K2O	0.27	0.36	0.24	0.32	Ta	-	0.175	_	0.227
P205	0.05	0.07	0.07	0.08	Au	0.0023	0.0027	0.0056	0.0031
Fe_2O_3	0.97	2.27	3.22	1.04	V	140	170	170	230
FeO	10:54	8.85	8.08	9.75	Cn	2580	1730	1710	541
$H_{2}0^{+}$	3.39	3.53	3.99	1.43	Сц	70	90	90	120
C02	0.14	0.22	0.19	0.15	Ni	744	484	502	111
S	0.03	0.05	0.08	0.10	CO	89.6	76.4	72.4	50.6
F	0.01	0.02	0.02	0.02	S	530,	580	65 0	920

Состав пород расслоенного потока горы Голец (свита Ветреного пояса) по данным РФА

Примечание. Образцы представлены В.С. Куликовым, их привязку см. в [53]. Анализы выполнены в лаборатории кампании "Раутарукки"; Fe₂O₃, FeO, H₂O⁺, CO₂, S и F дополнительно определены в лаборатории ГИ КНЦ РАН.

82

Среднее отношение некоторых компонентов в породах высокомагнезиальнобазальтовой (1-6) и коматиитовой (7-8) ассоциаций

Отношение	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ca0/A2203	0.98	0.72	0.87	0.83	0.74	0.91	0.94	0.90	0.82
AL203/TiO2	10.9	19.5	15.6	15.8	19.8	19.1	14.8	21.8	20
Ni/Co	6.3	6.1	26.0	8.9	3.9	8.5	10.0	15	20

Примечание. Свиты: 1 – сейдореченская, 2 – полисарская, 3 – ильмозерская, 4 – хосиярвинская, 5 – киричская, 6 – Ветреный пояс, гора Мяндуха, 7 – Ура-губа, 8 – Сумозерско-Кенозерский пояс, 9 – примитивная мантия. Использованы данные из работ [19, 53].

По характеру спектра распределения РЗЭ, нормализованных к хондриту (табл. 4.14, рис. 4.17), породы разных свит достаточно близки друг к другу и характеризуются 5-10-кратным обогащением легкой фракцией РЗЭ. При движении снизу вверх по разрезу одного из расслоенных потоков содержание РЗЭ увеличивается без изменения характера распределения. Это подтверждает оливиновый контроль дифференциации расплава. По типу распределения РЗЭ породы изученной ассоциации более близки к толеитовой серии континентов или океанических островов [71], но резко отличны от архейских коматиитов с их хондритовым типом распределения РЗЭ (рис. 4.7, 4.8). Обогащение расплава, родоначального для высокомагнезиальнобазальтовой ассоциации, легкой фракцией РЗЭ может быть объяснено полным плавлением клинопироксена, единственной фазы, обогащенной легкой фракцией РЗЭ [4], и сохранением в реститовом остатке граната, который обеднен легкими РЗЭ [168]. Это согласуется с повышенным содержанием в расплаве Ст (табл. 4.10, 4.11).

Основываясь на результатах экспериментальных работ по равновесному плавлению мантийных лерцолитов и карельских коматиитов [25], мы можем оценить p-T-условия генерации расплава с 15-17% MgO, Mg/(Mg+Fe) = 0.75, равновесного с клинопироксеном. Они следующие: около 25 кбар, 15-20% степень плавления, 1400-1500°С. При таком давлении в равновесии с расплавом помимо клинопироксена должен находиться оливин и ортопироксен. Роль граната при таких давлениях еще невелика из-за пограничных условий между фациями шпинелевых и гранатовых перидотитов. Важным представляется то, что на этих глубинах происходит полное разрушение амфибола и освобождение H₂O и летучих [49], что согласуется с относительно обводненным характером расплава, родоначального для высокомагнезиальных базальтов. В этом отношении проявляется некоторое сходство с марианит-бонинитовым расплавом, для которого предполагается высокое содержание H₂O [98].



Модель формирования расплава с 15% Mg() путем фракционирования оливиновой фазы, предложенной [9, 25], не может объяснить наблюдаемого спектра РЗЭ и характера поведения элементов-примесей, в частности обогащения Zγ и Вс. Помимо этого, в модели не учтены многие геологические факты, например выдержанность состава вулканитов на значительном интервале времени, полное отсутствие перидотитовых коматиитов в изученных структурах протерозоя. Необходимо отметить, что обогащение пород ассоциации Zγ и Вс позволяет предположить плавление недеплетированной или обогащенной мантии.

Таким образом, на протяжении сумийского и сариолийского этапов протерозоя формировались менее глубинные и менее магнезиальные, чем архейские коматииты, вулканиты, что свидетельствует прежде всего о существенном снижении теплового потока.

4.3. Субщелочная пикрито-базальтовая ассоциация

Вулканиты умбинской и куэтсярвинской свит нижнего ятулия образуют субщелочную серию с повышенной титанистостью, которая характеризует переломный период в эволюции вулканизма, обусловленный сменой тектонического режима. Характерным членом этой серии являются авгитовые порфириты или пикрито-базальты, приуроченные к первому вулканическому микроциклу (или первой группе покровов) и в единичном случае ко второму [48]. Эпизодически они встречаются на восточном (Усть-Поной) и западном (Полмак, Пасьвик) флангах Печенгско-Варзутского пояса. Наиболее изученными на сегодня являются пикрито-базальты умбинской свиты (рис. 4.9), которые наблюдаются в виде маломощных покровов, горизонтов лавобрекчий, реже туфов в районах "ЗЗ-й километр", Полисарские горы, руч. Чирумвуайв, среднее течение р. Варзуга [10, 18].

Один из потоков залегает непосредственно на осадочных породах нижнеумбинской подовиты (Полисарские горы), другие переслаиваются с трахибазальтами и трахиандезито-базальтами. Мощность потоков варьирует от 1 до 12, реже 20 м, отдельные из них прослеживаются на расстоянии 4 км. Граница между потоками определяется по наличию шлаковой корки, иногда затронутой поверхностным выветриванием. В пределах потоков можно выделить нижнюю и верхнюю миндалекаменные и среднюю массивную зоны. Миндалины вы-

Рис. 4.16. Распределение элементов-примесей в породах высокомагнезиальнобазальтовой и коматиитовой ассоциаций.

1 – протерозойская высокомагнезиальнобазальтовая ассоциация. Кольской и Финнско-Карельской провинций; 2 – коматииты Сумозерско-Кенозерского пояса [188]; 3 – коматииты потока Алексо, Онтарио, Канада [150]; 4 – коматиитовые базальты пояса Колмозеро-Воронья из зоны ликвации.

			1						the second s
Компонент	Полиса	рская св.	K	иречская св	S.		Св. Ве	етреного пояса	
	1	2	345-4	345-18	3516	3014-3	3014-8	3014-15	3014-18
La	6.1	7.6	2.10	11.40	9.30	4.74	5.41	5,93	7.55
Ce	13	14	5.50	23.30	17.90	7.91	6.43	10.5	12.6
Pr			0.97	3.22	2,60				
Nd	4	6.8	2,50	11.87	9.60	3.63	3.02	4.29	4.47
Sm	2.1	2.3	0.6	2.77	1.99	1.3 8	1.63	1.65	2.20
Eu	0.42	0.75	0.06	0.90	0.73	0.370	0.390	0.460	0.801
Gd			0.42	2.90	2.00				
ТЪ	0.49	0.34				0.261	0.295	0.329	0.402
Dy			0.71	2.93	2,15				
Но			0.13	0.58	0.41				
Er			0.47	1.67	1.27				
YЪ	1.3	0.95	0.65	1.71	1.22	0.854 4	0.937	1.07	1.36
Lu	0.13	0.12	0.10	0.27	0.19	0.101	0.143	0.147	0.221

Содержание редкоземельных элементов в высокомагнезиальных вулканитах

Примечание. Химический анализ пород см. в табл. 4.11, 4.13; 1, 2 – ИНАА, ядерная лаборатория, г. Отаниеми; 345-4, 345-18, 3516 – по данным высокоточной индукционной плазменной спектрометрии [25].

86



Рис. 4.17. Нормированное содержание РЗЭ в породах Имандра-Варзутской и Ветреного пояса структур.

1 – полисарская свита; 2 – свита Ветреного пояса, гора Голец; 3 – киричская свита; 4 – свита Ветреного пояса гора Шапочка. Для сравнения приведены данные по пикрито-базальтам умбинской свиты (5); 3, 4 – по данным [25]. полнены эпидотом, хлоритом или карбонатом. Характерной особенностью пикрито-базальтов является порфировидная структура, обусловленная наличием вкрапленников клинопироксена или амфиболовых псевдоморфоз по нему, занимающих от 10 до 60-70% от общего объема породы. В единичных случаях встречаются однородные, афировые, мелкозернистые разновидности. В отличие от широко развитых на океанических островах и континентах субщелочных оливиновых базальтов [71] рассматриваемые пикрито-базальты не содержат оливиновых вкрапленников.

В пределах умбинской толщи вулканитов согласно залегает Полисарский массив, дифференцированный на серпентинизированные перидотиты (верлиты) и амфиболизированные габбро. При истинной мощности 50 м он прослежен нами на 3100 м. В верхней, прикровельной его части можно наблюдать зонку мощностью 0.25-0.35 м со сноповидно-лучистой структурой, сложенной копьевидными, лучистыми, игольчатыми или сноповидными агрегатами амфибола, ориентированного от кровли вниз. По своим петрохимическим и минералогическим особенностям породы массива проявляют родство с вмещающими пикрито-базальтами и должны относиться к одной генетической серии [10, 122].

Субщелочная серия нехарактерна для протерозойских структур Финнско-Карельской провинции. В то же время в пределах суйсарского вулканического комплекса широко развиты порфировидные пикритобазальты нормальной щелочности, но повышенной титанистости (Ровкозерский эруптивный центр), и генетически родственные им метаперидотиты субвулканических массивов, например Кончозерского и Гомсельгского [27]. Результаты их минералогических исследований также приведены для сравнения в данной главе.

"Сквозными" первичномагматическими минералами для вышеперечисленных образований являются клинопироксен и шпинелиды. В пикрито-базальтах умбинской свиты клинопироксен образует относительно крупные вкрапленники с четко выраженными гранями (рис. 4.18), погруженными в мелкозернистую основную массу. Их размер варьирует от 2 до 5, реже 40 мм с тенденцией уведичения размера в нижней части наиболее мощных потоков. Вкрапленники часто сдвойникованы, зональны и содержат включения основной массы. В метаперидотитах Полисарского массива клинопироксен представлен в виде порфировидных или неправильных зерен, содержащих многочисленные пойкилитовые включения серпентинизированного оливина.

Микрозондовые исследования клинопироксена позволяют выявить следующие закономерности. Клинопироксен метаперидотитов, находящийся в равновесии с оливином, представлен наименее глиноземистым авгитом с повышенным содержанием Ср. но умеренным Ті (табл. 4.15, рис. 4.19). В пикрито-базальтах обнаружены два типа вкрапленников. Один из них характерен для наиболее нижнего потока, где он ассоциирует с зональным высокохромистым магнетитом, но не содержит его включений. По своему составу он отвечает Ті – и Ср -содержащему авгиту (табл. 4.15, № 108), достаточно близкому к клинопироксену метаперидотитов, но отличается от него



Рис. 4.18. Зональный секториально-гаснущий порфировидный вкрапленник клинопироксена в пикрито-базальте (из коллекции А.Е. Борисова).

Увел. 30, николи +.



Рис. 4.19. Диаграмма состава клинопироксена из пикрито-базальтов и метаперидотитов.

1 – пикрито-базальты умбинской свиты; 2 – метаперидотит Полисарского массива; 3 – пикрито-базальты Ровкоозерского эруптивного центра; 4 – метаперидотиты Кончозерского перидотитового силла; 5 – поле состава клинопироксена из высокомагнезиальных базальтов Ветреного пояса (рис. 4.10).

Химический состав клинопироксена из пикрито-базальтов и серпентинизированных перидотитов

and the second se												
Компонент	20	008	108(5)	К-З	5	K-20	1(10)	11(11)	P-7(9)	K-3	K_4
	ц	ĸ		1	2	1*	2	ц	ĸ			
5102	53.42	53.12	47.95	50.85	48.95	49.50	49.90	47.54	45,50	53,23	52.55	52.71
TiO2	0.48	0.54	0.77	1.67	1.13	1.21	1.40	1.25	2.49	0.18	0.28	0.61
AZ202	2.90	2.43	5.57	5.84	4.93	5.71	5.39	5.39	10.10	2.16	2.32	2.35
FeO	5,82	5.79	6,15	7.11	6.88	6.63	7.00	7.29	9.16	4.50	6.72	6.34
MnO	0.16	0.09	0.08	-	-	0.08	-	-	-	0.05	0.05	0.30
MgO	15.59	15.40	14.22	12.49	13.20	12.70	12.85	12.60	11.34	17.30	16.82	17.28
CaO	21.14	21.02	22.39	23.69	22.98	21.32	23.34	22.79	22,60	21.53	20.48	20.04
Na.O			0,83			0.79						
Cr, 03	0.70	0.78	0.83	0.06	0.09	0.22	0.08	0.04	-	1.20	0.46	0.51
V205				0.04	0.04	-	0.04	0.02	0.08	0,10		-
NiO	·			-	-	0.04	-	-	-	0,08	0.06	0.08
Сумма	100.21	99.17	97.95	101.74	98,20	100.03	100.00	96.92	101.28	100.32	99.73	100.21
En	45.8	45.6	42.1	37.3	39.3	40.0	36.5	38.2	34.7	49.0	47.7	49.0
Wo	44.6	44.7	47.6	50.8	49.2	48.2	50.0	49.5	49.6	43.8	41.7	40.9
Fs	9.6	9.7	10.3	11.9	11.5	11.8	11.7	12.4	15.7	7.12	10.6	10.1
f, ar. %	17.3	17.5	19.6	24.2	22.7	22.8	22.4	24.4	31.1	12.8	18.2	17.0

Примечание. 1 – однородное зерно из метаперидотита Полисарского массива; 2-6 – порфировидные вкрапленники из пикрито-базальтов (2 – нижний поток, Полисарские горы, 3-6 – верхние потоки, 33-й километр, канавы № 35, 201); 7 – вкрапленник из пикрита Ровкоозерского эруптивного центра, Кондопога, Карелия; 8-9 – из метаперидотита Кончозерского перидотитового силла, там же; ц – центр зерна, к – его край. В скобках указан номер химического анализа породы (см. табл. 4.18). Аналитики Я.А.Пахомовский, С.А. Реженова, МS-46 "Сатеса".

* По данным химического анализа, дополнительно: 4.25% Fe₂O₃, 2.85% FeO, 0.23% К₂O, 0.94% Н₂O⁺, аналитик Е.П. Федотова.

большим содержанием А1,0,. Кроме того, он проявляет определенное сходство и с клинопироксеном более ранней высокобазальтовой ассоциации, но содержит больше ТіО, (табл. 4.7). Второй тип типичен для потоков более высокого стратиграфического уровня. Для него характерны блочность, зональность и наличие мелких включений Су-магнетита. По составу он отвечает высокотитанистому диопсиду с низким содержанием Су (центр вкрапленников) или высокоглиноземистому фассаиту (краевая зона) (табл. 4.15). Одновременно увеличиваются железистость минерала и степень окисления железа, что обусловлено снижением температуры его кристаллизации и увеличением (0, [35]. По-видимому, мы имеем дело с двумя генерациями клинопироксена: а) дошпинелидной, высокотемпературной, высокохромистой и б) более низкотемпературной, син- и постмагнетитовой, с четко выраженной зональностью, обусловленной неравновесным характером процесса кристаллизации. Судя по сходности состава клинопироксена первой генерации и метаперидотитов, он может быть отнесен к протовыделениям.

Таким образом, при первоначальном излиянии пикрито-базальтового расплава на поверхность он мог быть гетерогенным и содержать протовыделения хромистого клинопироксена. По мере дальнейшего развития вулканизма и усиления щелочности расплава в пределах потоков кристаллизовался уже титанистый клинопироксен, состав которого менялся от диопсида к фассаиту. Стабилизирующие условия на растворимость AU_2O_3 в пироксенах создают щелочные металлы [141] и повышение давления в расплаве [24]. По-видимому, определенное влияние оказывали и неравновесный, закалочный характер кристаллизации расплава и вхождение AI в более высокотемпературный клинопироксен, а не плагиоклаз.

Клинопироксен более молодых образований – пикрито-базальтов и метаперидотитов суйсария проявляет значительное сходство как по общему составу, так и по содержанию Ті и Ср к клинопироксену первой генерации (табл. 4.15, рис. 4.19), и тем самым он зафиксировал отсутствие четкой тенденции увеличения шелочности расплава.

В метаперидотитах и пикрито-базальтах постоянно присутствуют разнообразные по строению и составу акцессорные шпинелиды. В метаперидотитах Полисарского массива обнаружены реликты в виде сложнозональных зерен с неправильными внешними очертаниями из-за нарастания вторичного магнетита (рис. 4.20). Их ядро сложено Tì -, Zh - и Мп-содержащим алюмохромитом, промежуточная кайма - Мп- и V -содержащим феррихромитом, а внешняя кайма -Ср - магнетитом (рис. 4.20, табл. 4.16). Феррихромит присутствует и в виде самостоятельных зерен. Распределение Tì в ядре неравномерное, и при большом увеличении можно наблюдать беспорядочно ориентированные игольчатые призмы ульвошпинели. С шпинелидами ассоциирует более поздний ильменит, содержащий 48.97% TiO₂, 46.84% FeO, 4.91% MnO₄ 0.31% MGU [122].

Для пикрито-базальтов умбинской свиты характерным является ассоциация зональных, скелетных и хорошо ограненных, но внутрен-



Рис. 4.20. Растровые изображения зонального зерна шпинелида из метаперидотита (проба 1450-2) в отраженных электронах (с) и характеристических излучениях указанных элементов.



Рис. 4.20 (продолжение)

не неоднородных из-за большого количества включений силикатов, зерен. В наиболее раннем потоке установлены реликты достаточно редких зональных зерен, ядро которых сложено Мл- и Zn-содержащим феррихромитом (табл. 4.16), приближающимся по составу к одной из фаз из метаперидотитов (рис. 4.21). Более распространенными являются скелетные и зональные зерна, представленные Су-магнетитом. Среди силикатных включений, судя по содержанию 51, Tì и Ca, присутствует беститанистый и Tì-содержащий клинопироксен. Поздний, вторичный магнетит содержит элементы-примеси в незначительных количествах, и его состав близок к стехиометрическому (табл. 4.16).

Для пикрито-базальтов и метаперидотитов суйсарского комплекса типовым является Ti-содержащий Mg-Al-хромит. Он хорошо отличается от Al-хромита Полисарского массива по содержанию как Mg и Ti, так и Mn, Ni, Zn и V (табл. 4.16). На диаграмме состава (рис. 4.21) он образует единый для вулканитов и силлов тренд, типичный для толеитовой серии [95].

При совместном анализе клинопироксена и шпинелидов выявляется существенное перераспределение Ti в поздний диопсид (субщелочная серия) или шпинелид (суйсарский комплекс), что отражает не только различную щелочность расплавов, но и различную fO_2 . Повышение fO_2 в случае пикрито-базальтов субщелочной серии обусловило раннее выделение высокотемпературного Cr-магнетита, что вызвало в свою очередь накопление Ti в расплаве и вхождение его в состав клинопироксена, реже ильменита. Судя по фазовой диаграмме $logfO_2$ -T для шпинелидов [165], кристаллизация Crмагнетита могла происходить при высоких значениях $logfO_2$ (около -5).

Помимо клинопироксена для субщелочной серии типичным является амфибол, слагающий в большинстве случаев псевдоморфозы по клинопироксену и представленный актинолитом (табл. 4.17). Сов-

Химический состав акцессорных и вторичных шпинелидов из метаперидотитов и пикрито-базальтов

Компонент	T	145	0-2			108	(5)			K-35			
	1	2-ц	2 - n	2-к	1	2-ц	2-к	3-ц	З-к	1-ц	1-к	2	3
Si02					0.48	0.57	-	-	0.76	0.48	2,33	0.49	
TiO2	0.20	0.85	0.06	-	0.05	-	-		0.02	0.11	0.51	0,15	-
Al203	-	12.80	0.17	-	0.42	0.25	-	0.52	0.25	0.28	0.45	0.14	-
Cr203	18.93	33.74	27.20	5.71	10.20	5.19	-	23.04	2,60	5,54	3.59	5,56	0.22
V205	0.89	0.17	0.75	0.71	0.09	0.02	0.04	-	0.03	0.09	0.09	-	0.09
FeO	74.29	44.57	65.04	93,05	80.71	86.46	93.19	65.42	89.89	86.15	84.41	85,02	92.93
MnO	1.14	2.13	1.71	0.03	1.24	0.61	0.11	3.90	0.19	0.52	0.22	0.51	0.03
MgO	0.27	1.10	0.35	0.19	0.13	0.13	-	-	0.77	-	0.58	-	-
CaO	1				0.04	0.03	-	-	-	0.11	0.34	0.34	-
ZnO	0.38	1.59	0,53	-	0.66	0.29	-	2.36	_	0.19	-	0.19	-
NiO	0.28	0.21	0.21	0.38	0.11	0.15	0.10	0.11	0.08	0.07	0.07	0.07	0.02
Сумма	96.37	97.16	96 .02	100.06	94.15	93.71	93.44	95.34	94.59	92.54	92,45	92.45	93.28
Fe203	58.97	18.38	40,52	67.18	57.15	62.94	73.44	44.61	66.66	62.16	61.75	61.39	68.69
FeO	21.29	28.00	28.54	32.52	29.22	29.75	26,98	25.22	29.82	30.14	28.77	29.70	31.04
XMg	1.7	6.5	2.1	1.0	0.4	0.8	-	-	4.4		3.5	-	-
ZCn	100	63.8	99.1	100	94.37	93.4	-	96.8	87.5	93.0	84.3	96.4	100
YFe ³⁺	71.4	24,9	58.4	91.8	83.45	91.5	100	64.1	95.5	90.9	93.2	91.0	99.7

Продолжение табл. 4.16

Компонент	11(11)	К–З	110	Р	-7(9)		К-З				K-4	
		1	2	1	2	3	1 ·	2	3	4		
SiO2		1.84	0.24									
TiO2	0.03	1.42	0.28	1.65	1.75	1.75	1.81	1.48	1.21	4.80	2.21	
A1203	0.11	0.17	0.18	11.53	11.94	11.10	9.99	10.91	8.32	8.61	12,70	
Cr203	0,14	0.27	_	48.14	44.93	44.88	36.62	38.24	42.13	36.00	31.62	
V205	0,10	0.10	0.13	0.21	• 0.26	0.29	0.04	-	-	-	0.02	
FeO	91.86	86.74	90.95	26,43	27.43	30.66	42.19	41.28	39.26	45.75	42.50	
MnO	0.05	0.08	-	0.30	0.29	0.32	0.31	0.42	0.22	0.07	0.27	
MgO	-		-	10,34	11.01	9.45	7.11	7.24	7.96	4.09	8.93	
CaO		1.99	0.29									
ZnO	_	-	-	0.15	0.24	0.24	0.35	0.20	0.12	0.35	0.12	
NiO	0.05	-	-	0.19	0.19	0.21	0.68	0.59	0.19	0.25	0.63	
Сумма	92,34	92.62	92.08	98.93	98.03	98.88	99.60	100.36	99.41	99.93	99.02	
Fe203	67.89	63.55	67.07	8,55	11.10	11.75	21.00	19.85	19.40	16.25	23,31	
FeO	30,69	29.48	30,52	18.75	17.50	20.14	23,31	23.31	21.87	31.22	21.58	
XMg	-	-	-	49.4	52.8	45.5	35.2	35.7	39.4	18.9	42.5	
ZCn	46.0	51.6	-	73.7	71.6	73.0	71.1	70.1	77.3	73.7	62.6	
YFe ^{3†}	99.5	99.1	99.6	11.1	14.3	15.4	27.9	25.8	25.2	24.0	30.5	

П р и м е ч а н и е. 1450-2 - однородное (1) и зональное (2) зерна, включенные в серпентинизированный оливин метаперидотита Полисарского массива; 108 - неоднородное (1) и зональное (3) включения в клинопироксене, зональное (2) зерно в основной массе пикрито-базальта, Полисарские горы; К-35 - зональное (1) и однородное (2) включения в клинопироксене, неправильное (3) зерно в основной массе пикрито-базальта, Полисарские горы; К-35 - зональное (1) и однородное (2) включения в клинопироксене, неправильное (3) зерно в основной массе пикрито-базальта, Полисарские горы; К-35 - зональное (1) и однородное (2) включения в клинопироксене, неправильное (3) зерно в основной массе пикрито-базальта, полисар-"ЗЗ-й километр"; 11 - неправильное зерно вторичного магнетита, там же; К-3110 - неоднородное с включениями силикатов зерно (1) и скелетный кристалл (2), там же; Р-7 - включения в клинопироксене и пикрита Ровкоозерского эруптивного центра; К-3, К-4 - включения в клинопироксене (1, 3, К-4) и серпентине (2, 4) метаперидотита Кончозерского перидотитового силла. Аналитик Я.А. Пахомовский, МŞ-46 "Cameca". В скобках - номер химического анализа породы (см. табл. 4.18).



Рис. 4.21. Диаграмма состава акцессорных шпинелидов из пикритобазальтов и метаперидотитов.

1 – метаперидотиты Полисарского массива; 2 – пикрито-базальты умбинской свиты; 3 – метаперидотиты Кончозерского силла; 4 – пикрито-базальты Ровкоозерского эруптивного центра; 5 – поле шпинелидов из высокомагнезиальнобазальтовой ассоциации (табл. 4.12).

местно с эпидотом, хлоритом и альбитом он образует типичный для зеленосланцевой фации парагенезис. В то же время в метагаббро Полисарского массива обнаружена необычная амфиболовая ассоциация, слагающая сноповидные агрегаты. В осевой части отдельно взятого игольчато-лучистого зерна выявлены реликты чермакитовой роговой обманки с 2.0% TiO₂, которая последовательно замещается беститановой ферриэдинитовой роговой обманкой и эдинитом (табл. 4.17). Подобный состав позволяет нам предположить самостоятельную кристаллизацию амфибола на позднемагматической стадии, что возможно только при повышенном давлении H₂O.

В петрохимическом отношении изученные вулканиты умбинской свиты обладают четко выраженными индивидуальными особенностями. По содержанию $M \oplus O$ они близки к породам высокомагнезиальнобазальтовой ассоциации, но отличаются от них повышенным содержанием TiO_2 , P_2O_5 и более низким SiO_2 (табл. 4.18). В порфировидных разностях содержание $M \oplus O$ не превышает 16% (№ 4-8), тогда как в массивных, афировых оно может повышаться до 19% (№ 1).

		. ~				~
Химический	анализ	амфиболов	ИЗ	метагаббро	и	пикрито-базальтов

Компонент		1449-2 ^a				K-3110				
	1-ц	1 - n	1-к	2*	1	2	3	4 *		
SiOz	44.09	42.63	48.68	43.39	5 0,3 6	52,82	50,11	54.09		
TiO2	2.00	0.17	0,25	0.79	0.04	0.04	-	0.33		
Al ₂ 03	11.11	10.47	5.43	9.81	2.64	2.13	1.02	2.95		
Fe203				7.82				1.88		
FeO	14.33	22.03	17.31	12.76	11.93	11.74	11.22	9.50		
MnO	0.22	0.37	0.27	0.29	0.31	0.31	0.34	0.25		
MgO	12.86	9.43	13.30	9,00	16.87	16.79	16.95	16.06		
CaO	10.74	10.48	11.14	10.30	11.99	11.83	11,65	11.94		
Nazo	2.43	2.60	1.70	2,96	0.74	0.59	0.45	0.66		
·KzO	0.27	0,40	0.16	0.51	0.05	0.03	0.04	0.44		
H20+				2.01				1.56		
F'				0.02				0.04		
Cr203				-	-	-	_	0.27		
Сумма	98.05	98,58	98.24	99.75	94.93	96.32	91.79	100,19		
f, at.%	38.4	56.7	42.1	55.3	28.4	28.1	27.0	28.1		

Примечание. 1449-2^а – сложнозональный агрегат из метагаббро Полисарского массива с лучисто-сноповидной структурой (ц – центр зерна, бурый амфибол, п – промежуточная зона, к – внешняя кайма, зеленый амфибол); К-3110. – из порфировидного пикрито-базальта (1 – порфиробластический вкрапленник в срастании с эпидотом, 2, 3 – игольнатые зерна), "33-й километр". Аналитики Я.А. Пахомовский, С.А. Реженова, М S-46 "Самеса". 2^{*}, 4^{*} – по данным микрохимического анализа (темнозеленый, $n_{\rm C}$ = 1.657, $n_{\rm m}$ = 1.649, $n_{\rm p}$ = 1.632), аналитик Е.П. Федотова.

В.Ф. Смолькин

97

7

86

Химический	состав	высокомагнезиальных	вулканитов	субщелочной	серии	(умбинская	свита)
------------	--------	---------------------	------------	-------------	-------	------------	-------	---

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Si02	43.78	43,60	45.78	46.47	39.55	42.40	44.52	41.53	42,00
Ti02	1.23	1.22	1.22	1.24	1.40	1.44	1.12	1.22	1.53
Al203	7.12	10,27	10.40	9.64	11.28	10,14	10.45	10.62	8.52
Fe203	6.43	4.98	4.61	2.27	10.20	5.81	7.98	6.42	3.56
FeO	7.10	8.37	7.38	9.61	5,90	7.70	4.49	6.24	8.87
Mno	0.16	0.24	0.23	0.16	0.26	0.20	0.19	0.20	0.18
MgO	19.06	17.46	17.07	15.94	15.81	15.55	14.92	14.11	18.56
CaO	9.48	7.86	8.00	7.86	6.23	9.71	8.31	11.40	9.39
Na20	0.34	1,12	1.38	1.73	2.04	1.83	2.90	2.10	0.31
K ₂ O	0.06	0,42	0.40	0.09	0.17	0.19	0.07	0.12	0.03
H20+	4.17	3,56	2.86	3.96	4.33	3.93	4.37	4.20	5.87
P205	0.12			0.19	0.72	0.55		0.64	0.22
C02	0.02	0.22		-	0.61	0.05	1.32	0,41	0.17
S	0.01	0.01	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr, r/r	2050	1505	1300	2200	960	1915		685	1640
V	170	170	170	220	280	170		220	250
Ni	1030			1100	900	700	1100	550	1100
Co	110			110	90	100	153	100	1300
Cu	50			320	80	110	220	260	110
			1	1				,	1

Примечание. 1-2 – афировый пикрито-базальт (2-я группа покровов), 3 – агломератовый туф, 4–8 – порфировидный пикрит и пикрито-базальт (1-я группа покровов), 9 – пикрит из силла, Ровкозерская структура; 2-3 – по данилм А.П. Лаина (1980–1982 гг.). 1, 4–8 – А.Е. Борисова и Ж.А. Федотова [48]. По содержанию SiO₂ и щелочей можно выделить базальты, пикрито-базальты и субщелочные пикриты, которые, судя по постепенному переходу, образуют единую ассоциацию (рис. 4.13). Ее средний состав (из 17 проб) соответствует пикрито-базальту с 45.4% SiO₂, 15.2% MgO и 2.1% (Na₂O + K₂O) [19]. Для большинства изученных пород характерным является высокая окисленность железа, отражающая прежде всего высокое содержание магнетита.

По отношению CaO/Al₂O₃ (0.6-1.0) и Ni/Co (6-10) пикрито-базальты сопоставимы с высокомагнезиальными базальтами, но резко отличаются от них низким отношением Al₂O₃ / TiO₂ (6-10).

Содержание рудогенных элементов (Cr, V, Ni, Cu) в пикрито-базальтах неустойчивое (табл. 4.19), в целом оно соизмеримо с уровнем накопления их в высокомагнезиальных базальтах (рис. 4.22). Ni, судя по низкому содержанию S, сконцентрирован в силикатах и окислах. Для пикрито-базальтов установлены низкие, подобно коматиитам, содержание Sc. В процессе дифференциации в них накапливались Sr, Ta, W, Th (табл. 4.19). Для них установлены низкие, помимо S, содержания Cl, B, но относительно повышенные F и высокие P (табл. 4.20).

Спектр распределения РЗЭ в пикрито-базальтах, нормализованных к хондриту, характеризуется обогащением легкой фракцией. Он полностью идентичен спектру РЗЭ в высокомагнезиальных базальтах (рис. 4.17), что ставит вопрос о их генетическом родстве.

Основываясь на вышеприведенных данных, мы приходим к выводу, что расплав, исходный для пикрито-базальтов, не был первичным. Он мог возникнуть в результате процессов дифференциации высокомагнезиальнобазальтового расплава полисарского типа. Судя по отсутствию четкой зависимости между содержанием Sill, и щелочами (рис. 413), существенную роль в процессах дифференинации мог иметь ортопироксен. Его фракционирование приводит к большему уменьшению SiO₂, чем MgO, постепенному повыше-нию щелочей, Ti и Cr. Учитывая, что афировые разности имеют меньшую железистость (27-29%) по сравнению с порфировидными (31-38%) и содержат наименьшее количество щелочей (0.5-1.5 мас. %), их состав приближается к исходному расплаву. Ортопироксен несколько обеднен легкой фракцией РЗЭ [168], поэтому при его фракционировании остаточный расплав должен обогатиться легкими РЗЭ, что мы и наблюдаем на практике (рис. 4.17). Необходимоотметить, что в интрузивных массивах, комагматичных высокомагнезиальным базальтам, автором установлен лерцолитовый парагенезис [123].

Наше предположение согласуется с результатами экспериментов по кристаллизации высокомагнезиальных базальтов при высоких давлениях, выполненных на основе образца 1774 [25]. При 20 кбар из расплава при 1525 °С первым выпадает ортопироксен с железистостью 10-11%. 4.3 мас.% AL_2O_3 и 1.7 мас.% СаО, к кото-

Компонент	10	11	Компонент	10	11 -	Компонент	10	11
SiO2	43.20	41.57	С5,г/т	0.826	(0.53)	Ni	54 0	202
TiO2	1.20	1.58	RЪ	7.95	(7.0)	Co	70.9	56.1
AL203	9.73	17.20	Sr	60	1337	S	220	
FeO	11.47	14.89	Ba	172	85.5	La	5.2	13
MnO	0.25	0,13	Th	0.193	1.92	Ce	8.4	17
MgO	15.40	5.47	Sc	23.8	26.3	Nd	5.3	9.3
CaO	8.90	13.04	Zn	40		Sm	1.37	3.1
Na20	2.07	2.90	υ	(0.13)	0.797	Eu	0.41	0.77
K20	0.24	0.04	Ta	0.788	1.6	ТЪ	0.24	0.41
P205	0.52	1.02	W		49.6	ΥЪ	0.58	1.1
Fe203		11.86	V	310		Lu	0.08	0.15
FeO		4.23	Cr	978	490			
H20+		2.67	Cu	180	.4	Al_2O_3/TiO_2	8.1	10.9

Содержание петрогенных компонентов и элементов-примесей по данным РФА и ИНАА

Примечание. 10 – порфировидный пикрито-базальт (канава № 201), 11- лавобрекчия из верхней части покрова, обогащенная вкрапленниками пироксена и амфибола("33-й километр"). Образцы из коллекции А.Е. Борисова. Анализы выполнены в компании "Раутарукки" г. Раахе и ядерной лаборатории в г. Отаниеми.

100

Содержание летучих компонентов в высокомагнезиальных вулканитах, ppm

Компонент	Полис	сарская	свита		Умбинская	свита	Ровкоозерский центр		
	1(2)	2(2)	3	4	108(5)	K-3110	P -7 (9)	Пильгуярвинская свита	
Р	225	155	140	350	2250	520	540	390-1050	
F	<100	<100	<100	170	260	300	340	175-820	
В	13.0	<10	410	10.5	×10	410	410	10-12.5	

Примечание. В скобках указаны номера проб согласно табл. 4.11 и 4.18. Анализы выполнены в ГЕОХИ.



Рис. 4.22. Распределение Ст, Ni, V и Sc относительно MgO в пикрито-базальтах умбинской свиты.

1 – агломератовые туфы; 2 – афировые и 3 – порфировидные пикрито-базальты; 4 – поле высокомагнезиальных базальтов (рис. 4.16).

рому по мере снижения температуры на 70-100 °C присоединяется клинопироксен.

Модель образования пикрито-базальтового расплава путем выделения и фракционирования ортопироксена требует допущения промежуточных очагов на глубинах около 6 км (20 кбар). Отделившийся расплав, судя по выделению раннего клинопироксена в виде протовыделений, должен был вновь задерживаться по пути подьема его к поверхности. На основе экспериментальных работ известно, что предельная растворимость TiO_2 в диопсиде наблюдается при 1 атм, которая снижается до нуля при 10 кбар [201]. Поэтому мы можем предположить начальную кристаллизацию клинопироксена с 0.5-0.7% TiO_2 при 8.5 кбар или на глубине около 3 км.

4.4.Ферропикритовая ассоциация

Данная ассоциация включает в себя разнообразные вулканогенные (туфы и лавы) и субвулканические (силлы) фации ферропикрит-пикрито-базальтового состава, типичные для позднего этапа развития (или четвертого мегацикла) Печенгско-Варзугского пояса [118]. Они залегают в пределах мощных вулканогенных толщ пильгуярвинской свиты и томингской серии, а также в нижележащих туфогенно-осадочных толщах (рис. 3.4). Несмотря на обнаружение их еще в 60-е годы [43], они долгое время оставались слабо изученными. Между тем вулканиты ферропикритовой ассоциации заслуживают повышенного внимания, так как они известны только в пределах Печенгско-Варзугского пояса и полностью отсутствуют в других структурах карелид Балтийского щита, что ставит вопрос о специфических условиях их генерации или образования. Они генетически родственны рудоносным габбро-верлитовым интрузивам Печенгского рудного поля, образуя совместно с ними единую вулкано-плутоническую ассоциацию [100, 118, 123, 59]. И наконец, для них характерно широкое развитие явлений дифференциации, расслоенности и ликвации с образованием сульфидных руд, что позволяет разрабатывать петрологические модели рудно-магматических систем, необходимых для теоретического обоснования поисков сульфидных Си- Ні рудопроявлений.

Первоначально ферропикриты были описаны в Печенгском районе как пикритовые порфириты или метапикриты [20, 43, 99]. В последующем некоторые исследователи неоправданно стали относить их к коматиитовой ассоциации (формации) [128, 129, 106, 107, 112]. Менялось и представление об их генезисе. Они относились к дифференциатам толеит-базальтового [43], пикритового [100] или коматиитового [107] расплавов. В последние годы было установлено устойчивое высокое содержание суммы FeO + Fe₂O₃ (>14%) во всех фациях, что значимо отличает их от других высокомагнезиальных вулканитов – коматиитов, меймечитов, пикритов, океанитов, а также от вмещающих толеитовых базальтов. Учитывая это обстоятельство, автор совместно с финским исследователем Е. Хански предложили выделять самостоятельную ферропикритовую ассоциацию [162, 163], фиксирующую переломный момент в докембрийской истории [142].

Вулканиты ферропикритовой ассоциации обнажаются на дневной поверхности, вскрыты отдельными карьерами и пересечены разведочными скважинами, а также СГ-З. На основании опубликованных данных [99, 20, 106, 144], а также собственных наблюдений условно можно выделить пять уровней их развития: в основании III и IV вулканогенных толщ колосйокской и пильгуярвинской свит, в пределах верхней части "продуктивной" толщи и, наконец, в средней части IV вулканогенной толщи (рис. 3.4, 4.23). В основании III вулканогенной толщи залегает три маломощных покрова (потока), расположенных в 2 км на запад от оз. Лучломполо. Они сложены хлорит-актинолитовыми сланцами, содержащими 12.83 % MgO [99, 19].

В верхней части разреза туфогенно-осадочной "продуктивной" толщи широко развиты пирокластические образования – хлорит-карбонатизированные псефит- псаммитовые туфы, агломератовые туфы, лавобрекчии и туффиты, перемежающиеся с лавовыми потоками (пачка Д по [99]). Их мощность достаточно изменчива и колеблется от первого десятка до сотен метров. Максимальные раздувы установлены на восточном берегу озера и руч. Ламмас (около 500 м) и в районе г. Котсельваара (до 350 м). Здесь же устанавливаются наиболее грубообломочные разновидности. Во внутреннем строении разреза пачки проявляется определенная ритмичность. Так, в основании каждого ритма залегают более грубообломочные разновидности, которые сменяются вверх по разрезу туффитами. Обломочная часть представлена преимущественно амебообразными, пламеневидными или неправильно-округлыми обломками пикрито-базальтов стекловатого или мелкозернистого строения, иногда содержащими миндалины. Обломки сложены серпентин-тальк-хлорит-амфиболовым агрегатом, цементирующая масса состоит из карбоната, хлорита, актинолита и лейкоксена. Содержание Мор в метатуфах колеблется от 10 до 16% и в среднем составляет 13.6%. Судя по варьирующему содержанию СО, (от 0.5 до 10%), среди туфов можно выделить карбонатные и бескарбонатные разновидности.

В средней части разреза пачки встречаются сближенные лавовые потоки пикрито-базальтов мощностью от 3 до 30 м. Они развиты преимущественно в западной части Печенгского рудного поля Каула-Котсельваара-Каммикиви. По данным П.К. Скуфьина и Ж.А. Федотова [114], скв. 2708 пересекла в интервале 718.6-778.8 м горизонт из 4 потоков брекчиевидных, массивных и шаровых лав мощностью 11.3, 8.8, 26.8 и 13.4 м соответственно. Размер шаров колеблется от нескольких до 20 см. Они имеют краевую тонкозернистую зону, иногда содержащую миндалины, и мелкозернистую ядерную часть. Шары сцементированы мелкообломочными хлорит-карбонатизированными гиалокластитами. Иногда встречаются маломощные расслоенные потоки. Данные лавово-пирокластические образования перекрываются туфами базальтов, переслаивающимися с туффитами и филлитами, а затем лавовыми потоками толеитовых базальтов.

В нижней части разреза 1У вулканогенной толщи прослеживается с перерывом горизонт массивных, расслоенных и шаровых лав ферропикритов, которые переслаиваются преимущественно с массивными, реже шаровыми лавами толеитовых базальтов, их туфами и гиалокластитами (рис. 4.24). На этом уровне метатуфы пикритобазальтов встречаются редко.

Лавовые потоки обнажаются в районе г. Каула, г. Котсельваара, г. Ортоайви, севернее СГ-З и г. Матерт, западнее оз. Ламмас и пересечены скважинами на Киерджипори-Верхнее. Они также пересечены СГ-З в интервале 340-610 м (всего 6 потоков) [52]. Мощность потоков варьирует от 3-5 до 50 м, некоторые из них прослеживаются по простиранию на 2.5-З км. Количество потоков колеблется от 1-2 до 6-7, которые составляют от 1-12% от мощности конкретного разреза толщи. Массивные потоки могут переходить по простиранию в шаровые, но большей частью они переслаиваются между собой. Иногда шаровые лавы слагают верхнюю часть потока. В прикровельной части отдельных тел встречаются редкие миндалины.



Рис. 4.24. Шаровые лавы и гиалокластитовая брекчия, четвертая вулканогенная толща.

а – общий вид обнажения шаровых лав толеитовых базальтов, гора Ортоайви; б – сочетание округлых и матрацевидных шаров, гора Матерт; в – высококремнеземнистый туфосилицит в межшаровом пространстве ферропикритов, оз. Иля-Соукер; 2 – образец гиалокластитовой брекчии, карьер "Центральный".

К средней части разреза вулканогенной толщи (в 500-600 м от ее основания) приурочен четвертый уровень распространения ферропикритовых лав. Залегая среди массивных и шаровых лав толеитовых базальтов и их силлов, они проявляют в то же время тесную пространственную связь с высококремнеземистыми туфосилицитами. Лавовые потоки этого уровня прослеживаются с перерывом от северного склона г. Куорпукас и оз. Иля-Соукер через о. Вильгисярви до восточного берега оз. Луотни. Потоки сложены массивными, глобулярными или шаровыми лавами. Туфы на этом уровне почти полностью отсутствуют, а лавы, за редким исключением,
не обладают миндалекаменной текстурой. В районе г. Куорпукас автором обнаружены признаки подводного выветривания – гальмиролиза, приуроченные к верхней границе потоков с перекрывающими туфосилицитами.

И наконец, еще выше по разрезу толщи выделяется пятый, последний уровень ферропикритовых лав, вскрытых эрозией на г. Двойной. Здесь наблюдаются до трех сближенных расслоенных потоков мощностью более 3, 4-5 и 6 м, залегающих среди лав толеитовых базальтов и разделенных между собой тонкими пластами туфосилицитов. В верхней части одного из них обнаружен переход в шаровые лавы с миндалекаменной текстурой. Межшаровое пространство выполнено тонкозернистым туфосилицитом. По-видимому, этот же уровень частично вскрыт скв. 3077 и У1 в интервалах 305-350 м (4 потока) и 350-500 м (4 нижележащих потока).

Ферропикритовые вулканиты составляют, по данным М.С. Русанова [107], около 4.5% от общей мощности 1У вулканогенной толщи, в том числе 3% приходится на массивные лавы, 1% – на шаровые и 0.5% – на туфы. По данным Ж.А. Федотова [19], их объем больше 9%.

Помимо вышеназванных фаций, ферропикриты слагают редкие маломощные, иногда оруденелые силлы. Для силлов характерна более выдержанная зона закалки, наличие маломощной зонки (5-10 см) ороговикованных сланцев, а также апофиз, проникающих в перекрывающие осадки. Такие силлы пересечены скв. 2904 на инт. 531.5-542.9 м и обнажены юго-западнее карьера "Западный".

В центральной части Имандра-Варзутской структуры аналогичная ситуация наблюдается для района оз. Соленое-руч. Миттриярви (рис. 4.9). Здесь среди туфогенно-осадочной черносланцевой соленоозерской толщи обнаружены туфы и лавобрекчии (скв, 112, 113), а в нижней и средней частях разреза перекрывающей вулканогенной толщи – шаровые и массивные лавы ферропикритов. По своему строению и составу они очень близки к ферропикритовым вулканитам Печенгского рудного поля [119].

Анализируя условия залегания вулканитов ферропикритовой ассоциации и их взаимоотношения с толеитовыми базальтами, мы приходим к следующим выводам.

1. С ферропикритового вулканизма начинаются два крупных вулканических цикла. В пределах второго цикла можно выделить до четырех микроциклов, каждый из которых начинается ферропикритами, продолжается и завершается толеитовыми базальтами.

2. Ферропикритовая ассоциация представлена пестрой гаммой фаций; в их формировании выявляется определенная ритмичность при прогрессивном замещении пирокластических образований лавовыми, что свидетельствует о постепенной дегазации расплава.

3. В то же время заметное уменьшение пористости как ферропикритовых, так и толеит-базальтовых лав и появление пространственной связи с первыми туфосилицитовых осадков с низким содержанием карбоната можно объяснить заметным углублением морского бассейна седиментации и излиянием лав в условиях больших глубин, так как мощный слой морской воды препятствовал формированию газовых пузырьков. Этот вывод не противоречит ранее полученным данным о преимущественно гиалокластитовой природе туфов [20], которые формируются в результате отслаивания или растрескивания поверхности лавы при быстром ее остывании и резком сокращении объема вулканического стекла, что возможно только в подводных условиях [73].

4. Относительная невыдержанность по мощности туфовых пластов и лавовых потоков, частые переходы массивных лав в шаровые или брекчиевидные, наличие турбидитовых образований, к которым мы относим часть туфосилицитов, обусловлена, по-видимому, расчлененным характером подводной поверхности.

Высокомагнезиальные вулканиты встречаются и в Южно-Печенгской зоне, в районе озер Пороярви и Брагино, где они представлены толщей агломератовых туфов, содержащих прослои черных сульфидно-утлеродистых сланцев и метасилицитов [99, 19]. Мощность толщи колеблется от 300 до 2000 м, однако резкое увеличение мощности может быть обусловлено удвоением разреза в результате тектонических движений. Туфы, как правило, интенсивно рассланцованы и превращены в тальк-хлорит-карбонатные сланцы без реликтов первичных минералов. По содержанию MgO (14-20%) и TiO_2 (1-1.7%) они сопоставимы с ферропикритовыми вулканитами Северной зоны, однако сумма $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ в них не превышает 14%, что приближает их к суйсарским пикритам [163]. Поэтому пикритовые туфы Южно-Печенгской зоны мы не считаем возможным отнести к ферропикритовой ассоциации, от которых они отличаются также меньшим обогащением легкими РЗЭ.

При исследовании лавовых потоков Северной зоны была установлена четко проявленная внутренняя расслоенность со значительной контрастностью состава дифференциатов [124, 142, 163]. По характеру вертикальной расслоенности можно выделить условно три типа потоков (рис. 4.25). В потоках первого, наиболее дифференцированного типа выделяются следующие зоны: А – нижняя и верхняя зоны закалки, сложенные мелкозернистыми оливинсодержащими ферропикрито-базальтами или ферробазальтами; Б – сложная по своему строению и составу зона ферробазальтов с микролитовой, глобулярной или спинифекс-структурами; В – зона мелкозернистых клинопироксеновых ферропикрито-базальтов; Г – кумулятивная зона оливиновых ферропикритов с порфировидной и пойкилитовой структурами.

Для потоков второго типа, наиболее характерного для четвертого уровня, наблюдается непосредственный контакт глобулярных ферробазальтов с перекрывающими осадками (большей частью туфосилицитами) при отсутствии верхней зоны закалки и зоны со спинифексструктурой. И наконец, в потоках третьего типа, широко развитого в пределах второго и третьего уровней, отсутствуют породы с хорошо выраженной глобулярной или спинифекс-структурами. Описываемый характер расслоенности можно наблюдать не только в вертикальных разрезах разных потоков, но и в горизонтальном разрезе отдельно взятого потока при движении по его простиранию на расстоянии 1-2 км. 107



Рис. 4.25. Строение расслоенных потоков.

 зона закалки; 2 – мелкозернистый ферропикрито-базальт;
 ферробазальт со спинифекс-структурой пироксенового, реже оливинового типа; 4 – глобулярный ферробазальт (зона ликвации);
 пироксеновый ферропикрито-базальт с массивной текстурой;
 оливиноодержащий и оливиновый ферропикрит; 7 – буквенное обозначение зон.

Судя по полученным данным, характер внутреннего строения потоков во многом зависит от его мощности, сохранности верхней зоны закалки, времени захоронения его продуктами последующих извержений, угла наклона подстилающей поверхности, глубины бассейна и многих других условий. Наиболее мощное тело вскрыто эрозией в районе юго-западнее озера и руч. Ламмас (третий уровень), оно подстилается и перекрывается потоками массивных базальтовых лав. Его мощность изменяется на расстоянии 2.5 км от 50 до 25 м при сохранении расслоенности первого типа. В отдельных случаях остаточный расплав "прорывался" через верхние зоны и "внедрялся" в перекрывающие метаосадки или турбидиты, частично сминал их, что свидетельствует о достаточно медленном охлаждении и кристаллизации расплава внутри потока.

Зоны закалки сохраняются достаточно редко, особенно верхняя, из-за взламывания ее движущимся расплавом или вследствие более поздних тектонических подвижек. Мощность нижней зоны не превышает 6-8 см. Она сложена хлорит-амфиболовыми сланцами, а первоначально была представлена оливинсодержащим клинопироксеновым ферропикритобазальтом с порфировидной, микролитовой и витрофировой структурами. Вкрапленниками оливина, а в настоящее время тальк-хлоритовые, серпентин-хлоритовые псевдоморфозы по нему, имеют идиоморфную дипирамидальную форму, их размер колеблется от 0.3 до 0.6 мм, количество – от 5 до 12-15%. Клинопироксен (40-50%) образует скелетные, призматические или радиально-лучистые агрегаты, замещаемые актинолитом и погруженные в хлоритизированный стекловатый базис. Верхняя зонка закалки представлена безоливиновым альбит-хлорит-амфиболизированным ферробазальтом с гломеровидной, микролитовой и витрофировой реликтовыми структурами, массивной или, реже, миндалекаменной текстурами.

В строении кумулятивной зоны (Г) принимают участие тальксерпентин-хлорит-актинолитизированные породы с хорощо сохранившимися порфировидной, гломеровидной и пойкилитовой реликтовыми структурами (рис. 4.26). Оливин (25-60%) нацело замещен талькхлоритовым или серпентин-хлоритовым агрегатом, пигментированным вторичным магнетитом. Первоначальная его форма дипирамидальная, размер варьирует от 0.3 до 1.2 мм. Клинопироксен представлен в виде короткопризматических зерен, размер и количество которых увеличивается при приближении к границам зоны. Он содержит многочисленные включения Ti-хромита и апооливиновых псевдоморфоз, а сам замещается актинолитом без выделения лейкоксена. К интерстициям приурочены чешуйчатые агрегаты хлорита, замещающие стекловатый базис.

Средняя зона (В), иногда составляющая значительную часть маломощных расслоенных потоков, сложена лейкоксен-хлорит-актинолитизированным мелкозернистым порфировидным ферропикрито-базальтом. В его минеральном составе резко преобладает клинопироксен (65-85%), в подчиненном количестве присутствуют хлоритизированное стекло (5-15%), лейкоксенизированный ильменит (3-5%), скелетные микролиты клинопироксена и, редко, керсутита. Для вкрапленников клинопироксена характерны идиоморфная, короткопризматическая форма, зонадьное строение, двойникование, а также структуры распада.

Зона Б сильно неоднородная, она сложена разнообразными по структурно-текстурным особенностям ферробазальтами, среди которых можно выделить глобулярные, со спинифексподобными структурами пироксенового, реже оливинового типа и мелкозернистые, массивные. Глобулярные ферробазальты широко развиты в расслоенных потоках третьего, четвертого и особенно пятого уровней. Они обнажены в окрестностях оз. Ламмас, Верхнее Киерджипори, г. Куорпукас и г. Каула-Котсельваара. Глобулы представляют собой шаровидные обособления светло-серой окраски, имеющие размер от 2-5 до 25-30, реже до 50 мм (рис. 4.27). Граница их с более темноокрашенным зеленовато-серым матриксом резкая, иногда подчеркнутая светлой, более стекловатой каймой. Распределение глобул неравномерное, при сближении они вдавливались друг в друга, затем слипались, сливались и образовывали псевдослои мощностью от 0.5 до 1.5 м (рис. 4.27). Нижняя граница таких псевдослоев имеет четкий, резкий и волнистый характер, а верхняя граница более сложная, обусловленная неравномерным уменьщением количества и размера глобул, а также появлением "Микроструй" (рис. 4.27).



Глобулы сложены удлиненно-призматическими, футлярообразными, часто зональными кристаллами клинопироксена (40-50%), игольчатыми зернами керсутита (0.5-1%), скелетными зернами ильменита и сфена (5-6%), а также ортоклаз-альбитовой цементирующей массой или раскристаллизованным стеклом. Некоторые кристаллы клинопироксена, которые достигали границ глобулы, расщеплялись с образованием структуры "птичьего хвоста". Матрикс отличается от глобул большим содержанием актинолитизированного клинопироксена (60-65%) и соответственно меньшим цементирующей массы. Последняя представлена лейкоксен-эпидот-альбито-ортоклазовым (+ пумпеллиитовым) агрегатом, развивающимся по лейстам плагиоклаза и раскристаллизованному стеклу. Ортоклаз наблюдается в виде неправильных, явно ксеноморфных зерен, выполняющих интерстиции. Судя по структурно-текстурным особенностям, глобулярные ферробазальты могут быть отнесены к продуктам ликвации расплава и последующей раздельной кристаллизации двух несмешивающихся расплавов.

Породы со спинифексподобными структурами приурочены к верхней части расслоенных потоков или шаровым лавам. Четко различается три типа структур. Первый тип обусловлен наличием мелких различно ориентированных субпараллельных пластинчатых кристаллов актинолитизированного клинопироксена (рис. 4.26). Второй тип характеризуется линейно ориентированным или радиально-лучистым расположением удлиненнопризматических, иногда полых внутри или дендритовидных кристаллов клинопироксена. Основной базис представлен агрегатом изогнутых лейст альбитизированного плагиоклаза, скелетными зернами лейкоксенизированного ильменита и хлорит-альбитизированным стеклом. Зерна ильменита иногда слагают цепочки, косо ориентированные по отношению к клинопироксену. Третий тип характерен для шаровых лав ферропикритов с содержанием Мо О 12-16%. Данная структура образована редкими идиоморфными зернами и тонкими пересекающимися под острыми углами пластинчатыми кристаллами серпентин-хлоритизированного оливина, между которыми располагаются блоковые пакеты тонкопластинчатых агрегатов актинолитизированного клинопироксена (рис. 4.26). Подобный тип

Рис. 4.26. Микрофотографии шлифов пород ферропикритовой ассоциации.

а – лапилиевый туф, структура аполитовитрокластическая, текстура сланцеватая (№ П-1); б-е – дифференциаты расслоенных потоков: б – оливиновый ферропикрит, порфировидная и пойкилитовая структура, оливин замещен серпентином и хлоритом, в – пироксеновый ферропикрито-базальт, видна зональность клинопироксена, г – спинифекс-структура пироксенового типа, ферропикрито-базальт, д – лучистые агрегаты плагиоклаза в ферробазальте, е – зона со спинифекс-структурой оливинового типа, сочетание идиоморфных и пластинчатых зерен оливина, замещенного хлоритом. Николи ||, увел. 30.



Рис. 4.27. Зоны ликвации в расслоенных потоках ферропикритовой ассоциации (фотографии обнажений).

а - общий вид, чередование "лейкократовых" и "меланократовых" псевдослоев, Каула-Котсельваара; б-в - нижняя (б) и верхняя (в) границы "лейкократового" псевдослоя; г-е - глобулярная структура, процесс соприкосновения, слипания и слияния глобул, горы Каула, Куорпукас, оз. Иля-Соукер.

структуры широко распространен также в вулканитах Ветреного пояса [53] и хорошо воспроизводится экспериментально [60]. Встречается он также в продуктах каменного литья. В верхней части отдельных потоков встречена необычная структура из субпараллельных микротрещинок, внешне напоминающих структуру третьего типа. Микротрещинки выполнены ортоклазом или альбит-хлоритовым материалом. Они иногда секут глобулы. Формирование микротрещинок может быть связано с разрядкой напряженного состояния стекла и залечиванием их поздним расплавом, по составу отвечающим ортоклазу. Мелкозернистые ферробазальты с массивной или миндалекаменной текстурой (подзона Б¹) сложены короткопризматическими зернами клинопироксена, лейстами плагиоклаза и различным количеством альбит-хлоритизированного стекла.

Главными породообразующими минералами вулканитов изученной ассоциации являются оливин, клинопироксен и полевые шпаты, второстепенными – керсутит, акцессорными – шпинелиды, ильменит, сфен и сульфиды.

Оливин образует два типа выделений: идиоморфные кристаллы с хорошо выраженными гранями пирамиды и взаимно пересекающиеся зерна пластинчатого габитуса (рис. 4.26). Очень редко встречаются скелетные зерна. В расслоенных потоках, в кумулятивной зоне и зоне со спинифекс-структурой идиоморфные и пластинчатые зерна встречаются раздельно, а в шаровых лавах – совместно. В последнем случае содержание MgO может опускаться и ниже 16 мас. %. Судя по взаимоотношению зерен оливина различного габитуса, идиоморфные зерна следует отнести к ранней фазе, а пластинчатые – к поздней. Причиной появления пластинчатой формы может быть неравновесная кристаллизация оливина в условиях сильного переохлаждения расплава из-за подводного характера излияния. Оливин, как правило, не сохранился вследствие замещения его хлоритом и тальком. Оливин из потока Каммикиви содержит 16.3 % Fa и 0.31 % CaO.

Клинопироксен, принимающий участие в строении всех дифференциатов, является сквозным минералом, поэтому для него типична скрытая зональность. Форма выделения клинопироксена достаточно разнообразная. В оливиновых ферропикритах он образует порфировидные вкрапленники, переполненные включениями оливина. По мере уменьшения количества оливина клинопироксен приобретает облик короткопризматических идиоморфных кристаллов, иногда с четкой оптической зональностью и структурами распада. В породах, содержащих полевые шпаты, в том числе в глобулярных ферробазальтах, клинопироксен наблюдается в виде удлиненнопризматических, футлярообразных кристаллов без четкого ограничения гранями пирамиды или пинакоида. Ранее мы указывали, что в зоне со спинифекс-структурой встречаются агрегаты зерен клинопироксена пластинчатого габитуса, вытянутые вдоль оси С. Их формирование может быть обусловлено, как и в случае с оливином, быстрой кристаллизацией, что объяснимо с точки зрения кристаллической структуры минерала T156].

По химическому и минеральному составу среди клинопироксенов ферропикритовой ассоциации отчетливо выделяется два основных вида: титанистый авгит (резко преобладает) и титанистый диопсид, среди которых можно выделить высокохромистую разновидность с содержанием Су203 до 1.0 мас.% (табл. 4.21, рис. 4.28). Главное направление общей эволюции состава клинопироксена – это увеличение ферросилитового минала и в меньшей мере волластонитового, что характерно и для клинопироксена никеленосных интрузивов Печенгского рудного поля [116]. Коэффициент общей железис-

8 В.Ф. Смолькин

Таблица 4.21.

Химический состав клинопироксена из расслоенных потоков ферропикритов

Компонент	C-3P/731	4 м					16	84/0-10					
			0	1	4	4 ^а -ц	4 ^a -1	5	6 ^а -ц	6 ^а -п	6 ^а -к	9	10
Sill	49,56	48.51	50.39	53.09	52.00	48.87	46.85	48.29	46.97	40.99	47,80	46.50	47.73
TiO2	1.87	2,54	1.24	0.67	0.75	0.93	2.01	2,24	2.00	1.14	1.51	3.39	1.26
Al203	4.12	4.80	3.68	2.28	1.55	2.34	4.95	4.72	4.35	2,36	4.29	5.77	5.23
Cr_2O_3	0.15	0.21	0.51	0.92	0.09	0.18	-	0.02	-	-	_	_	0.02
V203	0.14	0.14	0.04	-		0.06	0.11	×	-	-	_	0.10	_
FeO	8,83	8,92	6.77	5,95	7.33	7.78	11,38	11.07	11.36	9.13	10.64	11.61	10.55
MnO	0.13	0.12	0.13	0.12	0.14	0.18	0.26	0.20	0.21	0.20	0.22	0.15	0.15
MgO	13,67	13.27	15.04	16.32	16,79	16.80	12.61	12.49	14.07	14.98	13.45	10.82	13,13
CaO	21.25	21.30	20.80	20.86	21,19	19.69	20.80	20,58	19.57	20.69	20.92	21.17	20.31
NiO	0.04	1	0.02	-	0.02	0.02	-	0.03	-	_	_	-	-
Na ₂ 0	0.41	0.43	0.37	0.41	0.19	0.15	0.01	0.40	0.24	0.30	0.31	0.53	0.50
Сумма	100,17	100.24	99.00	100.62	100.04	97.00	98.98	100 .0 3	98.77	98,80	99.16	100.2	98,89
En	40.3	39.5	44.5	47.1	46.5	47.6	37.2	37.3	40.8	42.9	39.1	33.2	39.0
WO	45,1	45.6	44.3	43.3	42.1	40.1	44.1	44.2	40.8	42.5	43.6	46.7	43.4
Fs	14.6	14.9	11.2	9.7	11.4	12,3	18.8	18.5	18.5	14.6	17.3	20,1	17.6
f, ar. %	26,6	27.4	20.1	17.0	19.7	20.6	33.6	33.2	31.2	25.5	30.7	37.7	31.1
	1				1								

Продолжение табл. 4.21

Компонент	16	85 ^A			1	-		C-2	986/97.9-	-75.0 м			•	
	Г	Г	М	97	7.9	97.2	97	.0	96.7	95.3	93,5	92	.8	(B)
Si02	44.97	45.41	44.53	48.60	48.87	49.24	49.19	50.79	52.40	53.75	52.24	51.64	49.59	49.78
Ti02	1.25	2.01	2.94	2.14	2,06	1.65	1.92	1.21	0.64	0.69	0.97	0.65	0.87	1.20
Al_2O_3	6.83	5.24	5.64	4.23	4.89	3.89	4.09	2,93	1.35	1.42	2.35	2.29	2.51	2.89
Cr203	-	-	-	0,16	0.13	0.20	0.01	0.46	0.37	0.56	0.99	0.49	0.84	0.82
V2 03	-	-	-	0.16	0,12	0.04	0.11	0.09	0.04	0.06	0.05	0.06	0.06	0,06
FeO	10.89	10.66	10.67	10.17	8.30	9.01	8.86	7.52	6.46	5.67	5.53	5.73	6.04	6.87
MnO	0.18	0.16	0.21	0.18	0.16	0,17	0.19	0,14	0.13	0.14	0.13	0.13	0.11	0.17
MgO	10.78	11.22	10.39	12.58	13.15	14,53	13.45	14.92	17.07	16.69	16.00	15.95	15.03	14,49
CaO	22.07	21.05	21,23	19.52	20.41	21.39	19.97	20.28	20.50	20.43	20.04	20,69	20.43	20.63
NiO	-	0.03	0.03	0,01	0.01	-	0.03	0 .0 6	-	0.01	0.08	0.06	0.05	0.06
NazO	0.49	0.59	0.19	0.37	0.34	0.38	0.34	0.35	0.30	0.26	0.28	0.28	0.28	0.49
Сумма	97.45	96.38	95.84	98,13	98.45	100.49	98.16	98,75	99.25	99.69	98.67	96.96	95.80	97.47
En	32.9	34.7	32.9	38.9	40.5	41.5	41.0	44.3	48.2	48.3	47.8	45.9	45.4	43.7
Wo	48.5	46.8	48.3	43.4	45.2	44.1	43.8	43.2	41.6	42.5	43.0	43.7	44.3	44.7
Fs	18.6	18,5	18.9	17.7	14.3	14.4	15.2	12.5	10.2	9.2	9.3	9.5	10.2	11.7
f,at.%	36.1	34.7	36,5	31.2	26.2	25.8	27.0	22.0	17.5	16.0	16.2	16.8	18.4	21,1

Продолжение табл. 4.21

Компонент									,					
	92.8	91	.6	9 0. 8	88.0	8	4.1		81.5	5		79	.2	78.7
SiO2	49.42	51,22	52,25	54.19	46,55	52.36	53.43	49.71	47.42	49.21	43.65	45.35	43.43	50.46
Ti02	1.77	1.01	0,63	0.64	3.13	0.71	0,48	1,66	2,32	1.92	4.14	2.75	3,12	1.34
AL203	4.14	2.17	0.95	1,35	7.24	1.82	1.01	3.33	5,41	4.39	7.89	5.27	6.50	3.23
Cr203	0,53	0.99	0.37	0,46	0.05	0.75	0.49	0.04	-	0.01	-	-	-	0,35
V2 03	0.04	0.03	Ó. O 3	0.05	0.14	0.06	0.05	0.14	0,17	0.14	0.25	0.06	0,11	0.11
FeO	7.70	5.84	5.93	5.68	7.01	5,45	5.32	11.66	10.88	9,81	12.32	11.07	12.10	7.31
MnO	0.15	0.12	0.12	0.08	0.12	0.10	0.11	0.21	0.14	0.19	0.16	0.19	0.21	0,13
MgO	13.75	13.62	15,59	17.13	12.45	16.53	17.54	12.70	11.83	13.84	9.92	11.72	10,01	14.51
Cal	20.80	21.02	20.16	19.70	21.11	19.99	19.91	19,21	19.86	19.20	19.48	20.22	21.07	19.79
NiO	0.02	0.05	0.05	0.07	0.04	0.06	0.01	0.01	0.01	-	-	-	-	0.03
Na2O	0.30	0.24	0.25	0.22	0.42	0.26	0.24	0.33	0.42	0.36	0.50	0.30	0.31	0.29
Сумма	98,62	96.31	96,31	99,59	98.24	98.13	98,60	99.02	98.48	99.07	98.32	96.93	96.88	97.56
En	41.6	42.6	46.6	49.7	39,5	48,7	50,4	38.4	36.7	41.8	32.2	36.2	31.4	44.2
Wo	45.3	47.2	43.4	41.1	48.1	42.3	41.1	41.8	44.3	41.7	45.4	44.7	47.4	43.3
Fs	13,1	10.2	10.0	9,2	12.5	9.0	8.6	19.8	19.0	16.6	22.4	19.1	21.2	12.5
f, at.%	23.9	19.3	17.7	15.7	24.0	15.6	14.2	34.0	34.0	28.4	41.1	34.6	40.4	22,0

Продолжение табл. 4.21

Variation											174	18/2-8		
LOWIIOHEHT	7	7.4	76.5		76.0		75.8		75.0		-	2	Ŧ	5
Si02	44.30	45.88	46.94	52,51	49.62	48.73	50.05	5 0. 69	48.23	50.46	55.94	55.10	54.01	49.59
Ti02	4.00	3.13	2,59	0.90	1.94	2.19	1.76	1.16	1,81	1.34	0,77	0.86	1.06	1.95
Al 203	7.20	6.68	6.49	1.69	4.15	4.76	3,59	2.94	4.82	3.23	1.46	1.86	2.60	3.73
Cr203	- '	-	0.02	0.04	0,08	0.03	0.05	0,35	-	0.32	0.54	0.53	0.72	0.02
V203	0.08	0.08	0.15	0.06	0.12	0.13	0.06	0.11	0.15	0.10	0.03	0.06	0.06	-
FeO	12.11	11.80	11,51	10.20	9,38	10.64	8.61	7.63	10.32	7.31	5.46	5.79	5.37	9.69
MnO	0.21	0.21	0,19	0.24	0.17	0.16	0.21	0.14	0.20	0.13	0.09	0.12	0.12	0.15
MgO	10.07	10.94	11,45	16.07	13.96	13,58	14.42	14.76	12.67	14.51	17.17	16,66	16.05	14.28
CaO	20.83	20.78	19,54	16.95	19,00	18,53	19.97	19.64	18,97	19.79	20,20	20,25	20,49	20.43
NiO	-	-	-	-	-	-	-	0.03	0,01	0.03	0.06	0.06	0.08	-
Nazo	0.31	0.42	0.45	0.22	0.34	0,39	0.30	0.24	0.34	0.30	0.26	0,31	0.31	0.30
Сумма	99.12	99.92	99.34	98.90	98.77	99.14	99.04	97.67	97.52	97.57	102.00	101.60	100,87	100.13
En	31.7	33.7	35,8	47.3	42.5	41.3	42,9	44.5	39.5	44,2	49.4	48.3	47,5	41.5
Wo	47.0	46.0	44.0	35.9	41.5	40.5	42.7	42.6	42.5	43.3	41.8	42.2	43. 6	42.7
Fs	21,3	20.4	20.2	16.9	16.0	18.2	14.4	12.9	18,0	12.5	8,8	9.4	8.9	15.8
f, ar. %	40.3	37.7	36.1	26.3	27.4	30.5	25.1	22.5	31,4	22.0	15.1	16.3	15.8	21.6
	1										r			

					and the second se						the second se			
Компонен	1748/2	2-8					С	-2904/77.	5 м				CA-	403
	8-Г	8 - M	Г	Г		Г/ц-к			м	М	/ц-к		М	M
SiO,	49.61	49.36	47.35	47.81	51.97	47.21	49.48	48.37	48.92	49.23	48.37	49.57	48.84	48
TiO,	1.51	1.58	2.00	1.75	0.63	1.63	1.39	1.75	1.07	1.76	2.00	2.13	2.34	2.
AL O3	3.33	3.07	5.38	5,27	1.53	4.48	5.04	5.27	2.82	5.27	5.69	6.22	4.04	3.
Cr. 02	0.09	0.05	-	-	0.11	-	-	-	0.20	-	-	-	0.02	0.
V. 0.											51) -	≜cont ^a	0.07	0.:
FeD	9.48	9,28	11.87	10.44	5.92	7.87	11.88	10.34	8.79	10.35	11.36	12.80	9.67	10
MnO	0.13	0.15	0.17	0.18	0.17	0.22	0.19	0.11	0.18	0.19	0,23	0.24	0.13	0.1
MgO	15.23	15.02	12.99	13.02	15.73	11.99	12.48	13,25	16.46	13.43	11.74	12.24	12.56	11
CaO	19.99	19.64	19.14	19.19	19.26	19.56	19.68	19.39	18,93	19.69	19.11	19.43	21.23	21
NiO	0.05	0.03	-	-	-	-	-	-	-	0.03	-	-	-	
Na,0	0.33	0.33	0.44	0.32	0.17	0.44	0.27	0.29	0.31	0.39	0.46	0,46	0.80	0
Сумма	99.76	98.52	99.34	97.98	95.49	93.43	100.42	98.77	97.73	100.33	98,95	103.09	99.69	9
En	43.6	43.7	38.9	39.9	47.9	39.3	37.5	40.2	47.0	40.2	36.9	36,6	37.8	3
Wo	41.1	41.1	41.2	42.2	42.1	46.2	42.5	42.4	38.9	42.3	43.1	41.8	45.8	4
Fs	15.2	15.2	19.9	17.9	10.1	14.5	20,0	17.6	4.1	17.4	20,0	21.5	16.4	1
f. ar. %	25.9	25.8	33.9	31.0	17.4	26.9	34.7	30.5	23.0	30.2	35.2	37.0	30.2	3

M 48.79 2.67 3.93 0.06 0.12 10.20 0.12 11.79 21.56 -0.71 99.95 35.8 46.9 17.4 32.6

Продолжение табл. 4.21

Примечание. С-3Р/731.4 м - ферробазальт со спинифекс-структурой, г. Каула; 1684-1685 - расслоенный поток, г. Каула-Котсельваара; С-2986 - расслоенный поток, Верхнее Киерджипори; 1748 - расслоенный поток, оз. Ламмас; С-2904, СА-403 - глобулярный ферробазальт (Верхнее Киерджипори, г. Двойная); Г - глобула, М - матрикс, ц - центр зерна, к - его край. Микрозонды: MS-46 «Самеса, аналитики Я.А. Пахомовский, С.Л. Реженова; JXA-733, JEOL", Университет г. Оулу. Дополнительно: К₂О от 0.01 до 0.03%.



Рис. 4.28. Минальный состав клинопироксена из расслоенных по-токов ферропикритовой ассоциации.

1 - ферропикритовая ассоциация (А - поток Каула-Котсельваара, № 1684, Б - поток С-2986, В - зоны ликвации, № 1685, С-2904, СА - 403, 1833-6); 2-3 - поля составов клинопироксенов высокомагнезиальнобазальтовой (2) и субщелочной (3) ассоциаций; 4 - изменение состава в паре ядро-кайма; 5 - поле состава клинопироксена никеленосных интрузивов Печенгского рудного поля по данным [116].

тости (f) клинопироксена повышается от 17 до 41%. Подобное повышение железистости, судя по экспериментальным данным [141], обусловлено прежде всего общим снижением температуры расплава.

Изученный клинопироксен резко отличается от беститанового авгита высокомагнезиальных базальтов по содержанию TiO₂ и ферросилитового минала (табл. 4.7, рис. 4.10, 4.28). По отношению к титанистому диопсиду субщелочной ассоциации он проявляет определенное сходство в области умеренных содержаний TiO₂ (табл. 4.15, рис. 4.19, 4.28), однако общий диапазон изменения состава клинопироксена ферропикритовой и субщелочной ассоциаций несоизмерим. На вариационной диаграмме Ti – Al(рис. 4.29) можно видеть резко различную направленность эволюции состава клинопироксенов – в сторону обогащения Tl (для ферропикритовой ассоциации) или Al(коматиитовой). Последнее обусловлено низкотитановым и бесполевошпатовым характером коматиитов, в результате чего клинопироксен является единственной фазой, содержащей Al.

При детальном изучении отдельно взятого расслоенного потока (рис. 4.30) выявлены следующие особенности: а) снизу вверх по разрезу потока происходит смена высокохромистой, но низкотитанистой разновидности (оливиновые пикриты) на высокотитано-железистую (глобулярные ферробазальты); б) наибольшей неустойчивостью состава клинопироксена обладают породы зоны ликвации; в) для зон закалок характерен клинопироксен со средними значениями



Рис. 4.29. Содержание Тс-Асв клинопироксенах ферропикритовой (1), коматиитовой (2-4) и толеитовой (5) ассоциаций.

1 – Печенга, расслоенные потоки; 2 – Манро-Тауншип; 3 – Белингве; 4 – о. Горгона; 5 – толеитовые базальты; 2–5 – по литературным данным.

коэффициента f и средними содержаниями Сr и Ti; r)установлена прямая корреляция между Ti и f и обратная – Ti и Cr. Подобное же изменение состава клинопироксена выявляется и для других потоков (табл. 4.21).

Содержание Al₂O₃ в клинопироксене колеблется от 0.95 до 7.24 мас. % и находится в прямой связи с железистостью минерала (табл. 4.21), а также общей глиноземистостью породы или содержанием полевого шпата. Содержание NC₂O варьирует от 0.02 до 0.50 мас. % и не имеет четкой связи с колебаниями содержаний других компонентов.

Для клинопироксена верхних зон расслоенных потоков характерным является оптическая и химическая зональность, которые не всегда совпадают. На рис. 4.31 приведены кривые концентраций главных элементов в зональных зернах. В первом случае (а) наблюдается четкая, резкая граница раздела между нерезорбированным ядром и внешней каймой. Ядро сложено фазой, обогащенной Fe, Ti и Al, концентрация которых резко падает на границе ядро-кайма. По мере роста каймы концентрация Fe, Ti и Al повышается, а Mg и Si снижается. Судя по концентрационным кривым, были реализованы простые схемы изоморфизма: Si Al и Mg Fe.



Рис. 4.30. Изменение содержания компонентов в клинопироксене одного из расслоенных потоков (анализы приведены в табл. 4.21). Условные обозначения см. на рис. 4.44.

Во втором случае (б) зональность имеет более сложный характер из-за чередования в кайме зон с повышенным и пониженным содержанием Fe, Ti и Al, что еще больше осложняется включением силикатов. И наконец, в третьем случае (в) по мере движения от центра призматического зерна к его периферии происходит плавное снижение содержания Fe, Ti и Al. Данное зерно имеет тонкую оболочку, сильно обогащенную Fe, Ti и Al, но обедненную Mg. При замещении клинопироксена актинолитом не происходило диффузионного "размыва" ранее существующих границ или возникновения новых, поэтому выявленную зональность следует отнести к магматической, кристаллизационной.



Рис. 4.31. Растровое изображение (е⁻) и концентрационные кривые зональных зерен клинопироксена.

а-б - из зоны ликвации (а - 1689/6а, б - С-2904/77 м); в - из пироксенового ферропикрито-базальта (1684/4а).

Наблюдаемая картина распределения элементов в клинопироксене не может быть объяснена только снижением температуры расплава. В данном случае мы имеем дело с неравновесным процессом кристаллизации, так как первым выделился высокожелезистый, а значит, и более низкотемпературный клинопироксен. Процессы диффузии не играли сколь-нибудь большой роли в формировании зональности из-за высокой скорости кристаллизации.

Интересные результаты были получены при исследовании клинопироксена в глобулярных породах (табл. 4.22; рис. 4.32). В пределах глобул и матрикса развиты как однородные, так и зональные зерна. Причем однородные приурочены только к стекловатым частям

породы - мелким глобулам или краевым зонам более крупных глобул, тогда как зональные расположены в более раскристаллизованных участках. Анализ полученных аналитических результатов по составу клинопироксена в глобулах и матриксе (табл. 4.22, рис. 4.32) позволяет предположить следующую последовательность событий: 1) ранняя кристаллизация наименее железисто-титанистой или наиболее высокотемпературной фазы, которая приближается по соотношению миналов к клинопироксену оливиновых ферропикритов, но отличается низким $(4^{a, 0})$: содержанием Сто 2) массовая кристаллизация высокотитано-железистой фазы, которая прервана ликвационным расслоением расплава (1^ц, 3, 4^в, 5); фазы, запечатанные в стекле, в дальнейшем не эволюционировали: 3) раздельная кристаллизация клинопироксена в глобулах и матриксе, что привело к появлению новой зональ-HOCTH (1^K) .



В отличие от коматиитов в породах ферропикритовой ассоциации широкое участие принимают полевые шпаты. Они являются одними из главных минералов в ферробазальтах верхних зон, редко их агрегаты встречаются в нижней части расслоенных потоков. По характеру выделения различаются скелетовидные, лейстовидные, лучистые, радиально-лучистые агрегаты и продукты раскристаллизации стекла в виде ксеноморфных зерен. Первые сложены исключительно плагиоклазом, тогда как вторые представлены плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. По отношению к клинопироксену лейстовидный плагиоклаз, будучи приуроченным к интерстициям, всегда является более поздним. В свою очередь калиевый полевой шпат проявляет явный ксеноморфизм по отношению к плагиоклазу.

Плагиоклаз, как правило, замещен альбитом с сохранением первичной морфологии зерен. С альбитом ассоциируют клиноцоизит, хлорит и редко эпидот. В единичных случаях выявлен реликтовый основной плагиоклаз с 57% анортита (табл. 4.23). Состав калиевого полевого шпата отвечает ортоклазу, содержащему 15.4-17.0%



Рис. 4.31 (продолжение).

K₂O (табл. 4.23). Выполняя роль цемента, он содержит многочисленные включения альбита, клинопироксена, керсутита и вторичных минералов. Распределение К в ортоклазе меняется от однородного до относительно неравномерного, но без возникновения структур распада (рис. 4.33). Соотношение плагиоклаза и ортоклаза различное в глобуле и матриксе: в глобуле резко преобладает плагиоклаз, а в матриксе – ортоклаз, т.е. мы имеем дело со своеобразной инверсией состава расплава в процессе его ликвации. Подобное явление не является исключением из правил, оно установлено и для

Таблица 4.22

Химический состав клинопироксена из глобулярного ферробазальта (№ 1833-6)

Компонент		Глоб	були			Матрикс			
	2	3	3 .	5	1/1	K	4	а-в	
SiO2	47.63	49.07	50,77	47.17	48.35	51.46	50.64	49.43	48.31
TiO2	3.71	2.46	1.85	2,97	3.19	1.75	0.99	1,83	2,55
A2203	5.80	4.84	3.01	4.10	4,79	2,70	1.60	2,98	4.24
Cr203	-	0.07	0.18	0.16	0,15	0.26	0.07	0,36	0.24
FeO	11.12	8.74	8.35	10.33	10.20	8,52	8.10	8.75	10,32
MnO	0.14	0.11	0.11	0,15	0.12	0.11	0.20	0.12	0.14
MgO	11.71	14.63	14,25	13.64	13,01	13.31	16,17	14,88	13.11
CaO	19.64	20.44	20,91	20.89	20,40	20.87	20,48	20,42	20,37
Na ₂ 0	0.44	0.37	0.31	0.26	0.48	0.51	0,36	0,40	0.44
Сумма	100.18	100.75	99.74	99.67	100.69	99.49	98.54	99,16	99.72
En	36.5	42.8	41.9	39.5	39.0	40.2	45.6	43.2	39.1
WO	44.0	42.9	44.3	43,6	43.4	45.3	41.5	42.6	43.6
FS	19.5	14.4	13.8	16.8	17.1	14.5	12.9	14.3	17.3
f, at %	34.8	25.2	24.7	29.9	30.5	26.3	22.0	24.9	30.7
Ti/Fe2+	0.30	0.25	0.20	0.26	0.28	0.18	0.11	0.19	0.22

П р и м е ч а н и е. Г. Куорпукас, глобулярный ферробазальт из верхней части расслоенного потока, перекрытого туфосилицитом. Номера анализов соответствуют номерам на рис. 4.32. Микрозонд MS-46 "Cameca", аналитик С.А. Реженова.



Рис. 4.32. Характер зональности клинопироксена в глобулярных ферробазальтах, гора Куорпукас.

1 – мелкие глобулы и краевые зоны более крупных глобул стекловатого сложения; 2 – частично раскристаллизованные глобулы; 3 – матрикс; 4 – границы зон (а – четкие, б – нечеткие); 5 – фазы, обогащенные Fe и Ti; 6 – фазы, обедненные Fe и Ti; 7 – в числителе – содержание TtO₂, в знаменателе – железистость (f).

вариолитовых толеитовых базальтов той же, четвертой, толщи. Ранее ортоклаз был описан и для интрузивных комагматических пород – ортоклазовых габбро из верхней зоны массива Пильгуярви [115].

Помимо ортоклаза в расслоенных потоках постоянно присутствует другая К-содержащая фаза – титановый амфибол. Он встречается преимущественно в глобулярных ферробазальтах, реже в оливиновых ферропикритах. Титановый амфибол образует удлиненнопризматические, игольчатые, разобщенные зерна или их агрегаты, включенные в большинстве случаев в хлоритизированный стекловатый или ортоклазовый базис. По своему химическому составу, согласно классификации Лика [172], он относится к керсутиту и титанистому

Таблица 4.23

Химический состав полевых шпатов

Компонент	1684 ^a	1	685 ^a			С–2986/ 76.Ом		1748/8			CA-403
		Гло	були		Матрикс		Г	лобули			
SiOz	55.55	66.72	67.68	62.36	60.80	69.46	66.33	66 .50	65.14	63.57	63.49
Ti02	0.10	0.03	-	-	0.05	_		-	-	-	-
Al203	27.46	17.57	19.51	17.19	17.95	19.68	16.99	17.31	17.48	17.87	18.24
FeO	0.18	0.06	0.17	0.62	0.93	0.25	0.19	0.30	0.39	0.24	-
MgO				1.05	0.13	0.01					
CaO	9.21	0.17	0.41	0 .0 6	0.45	0.25	0.50	0.40	0.05	0.02	0.05
Na20	7.52	8.43	9.92	0.13	0.13	11.02	_	-	-	_	-
K20	-	0.03	0.13	15.85	15.40	0.04	16.18	16.01	16.19	16.26	17.04
Сумма	100.01	93.01	97.82	97.25	95.88	100.71	100.19	100.52	99.25	97.96	98.84
An,%	57	2	2		· · ·	1					

Примечание. 1684^а – лейстовидный плагиоклаз из нижней части расслоенного потока; 1685^а, C-2986/76. Ом, 1748/8 и CA-403 – ксеноморфные цементирующие зерна альбита и ортоклаза из глобулярных ферробазальтов.



100×100 MKM

Рис. 4.33. Растровые изображения калиевого полевого шпата из зоны ликвации в отраженных электронах (e⁻) и характеристическом излучении K (обр 1685а, C-2904/77.5 м, 1748/8). гастингситу с постепенными переходами между собой. Значения коэффициентов для них меняются в широких пределах: $5i^{\vee} =$ = 5.53÷6.23, в основном 5.90÷6.10; Ti = 0.30-0.83, преобладает 0.40-0.65. По железистости выделяются железистая (f == 32-44%) и высокожелезистая ($f = 54\div64$ %) разновидности (табл. 4.24), которые приурочены соответственно к оливиновым ферропикритам и глобулярным ферробазальтам. Первая разновидность очень близка к породообразующему керсутиту из метаперидотитов интрузивного массива Пильгуярви (табл. 4.24), проявляющему четкий ксеноморфизм по отношению к оливину и клинопироксену. Таким образом, устанавливается четкая связь, как и для клинопироксена, между составом породы и составом титанистого амфибола.

Содержание TtO₂ в керсутите и гастингсите колеблется в широких пределах – от 2.6 до 7.3 мас. %, наиболее титанистый амфибол содержит и максимальное количество K₂O. Это обусловлено, как и в случае с Ti-авгитом, облегчением вхождения Tt в решетку минерала при повышении щелочности расплава [1O3]. Из элементов-примесей в керсутите и гастингсите постоянно содержится V. Помимо данных амфиболов в нижней части одного из потоков (№ 1684-1685) был обнаружен низкотитанистый гастингсит (табл. 4.24). В отличие от керсутита он образует ксеноморфные, неправильной формы зерна, приуроченные к интерстициям между оливином и клинопироксеном. Его кристаллизация происходила при пониженной активности Tt в остаточном межзерновом расплаве, захороненном в нижней части потока. Это обусловлено, как мы увидим в дальнейшем, более предпочтительным вхождением Tt в структуру шпинелида и образованием ульвошпинели.

Выявленная ассоциация ортоклаз + керсутит подчеркивает субщелочной характер материнского ферропикритового расплава. Этот вывод находит свое подтверждение в преимущественном развитии керсутита в щелочных вулканитах – трахибазальтах, трахиандезитобазальтах и трахитах, например, Японии, Кореи и о. Сахалин [8], в богатых Ті щелочных базальтах из центральной части Тихого океана [174], а также в щелочных пикритах провинции Вандаги Зап. Австралии [50].

На возможность кристаллизации амфибола в базальтовом расплаве указывают результаты экспериментальных работ [49]. Необходимым условием является высокое парциальное давление H_2O - более 2 кбар. Согласно Йодеру и Тилли [49],из расплава толеитового базальта при давлении водяного пара 5 кбар первым кристаллизуется оливин (1120-1090°С), затем совместно оливин и клинопироксен (1090-965°С). В интервале 965-940°С оливин, а затем пироксен плавятся с образованием амфибола. Для исследования условий кристаллизации амфибола по инициативе автора были проведены экспериментальные работы по кристаллизации габбрового расплава при парциальном давлении воды 1, 3 и 5 кбар, в интервале температур 1200-750°С и концентрации H₂O от 1 до 10 мас.% [110]. В ходе эксперимента было установлено, что при возрастании давления H₂O снижается температура солидуса и повы-

9 В.Ф. Смолькин

Таблица 4.24

						1.0							
Компонент	1684 ^a	18	324/1		C-2986	3	174	8/8	C-2904	4/77.5 м	CA-403	10	6
		1	2	9 0. 8 м	8	4.1 м			Г	М	Г	1	2
Sil	39.62	38.83	37.94	40.35	39.59	39.40	40.42	41.17	36.75	41.96	36,51	40.76	40.63
TiOz	1.77	4.79	5.49	5.49	4.20	2.56	3.76	3.26	4.32	3.89	7.30	5.28	5.64
Al 203	13.17	12.11	12.13	14.39	13.62	14.45	12.06	11.87	14.06	12.74	10.59	13.67	13.53
Cr203		0.01	0.01	0.01	0.01	-	0.01	-	-	-	0.04	0.46	0.54
V2 03	0.14	0.16	0.17	0.16	0.08	0.06	0.11	0.11					
FeO	20,53	17.08	18.12	10.78	17.76	20.51	15.41	15.34	21.54	20.20	16.42	11.54	11.24
MnO	0.21	0.22	0.20	0.12	0.24	0.24	0.20	0.18	0.29	0.30	0.19	0.11	0.11
Mg O	6.99	8.19	7.12	12.63	8.36	6.44	10.88	10.84	6,86	7.81	11.82	12.75	12.81
CaO	11.02	10.34	9.97	10.98	10.04	10.15	10.38	10.61	9.69	10,16	13.98	12.15	12.16
Na ₂ 0	2.07	2.82	2.79	2.74	2.71	2.66	2.91	2.92	3.15	3.04	2.33	2.04	1.98
K20		0.38	0.41	0.30	0.29	0.32	0.39	0.35	0.19	0.13	0.63	0.38	0.37
Сумма	95.54	94.93	94.35	97.99	96.91	96.80	96.53	96.66	96.85	100.24	99.81	99.22	99.08
f, at. %	6.23	54.1	58,8	32.4	54.0	64.3	44.3	44.2	6 3. 8	59.2	43.9	33.8	32.9

Химический состав Ті-гастингсита (1684^а) и керсутита

Примечание. 1684^а – оливиновый пикрит; 1824/1, С-2986, 1748/8, С-2904, СА-403 – глобулярные ферробазальты (Г – глобула, М – матрикс); 106 – серпентинизированный верлит массива Пильгуярви. Дополнительно: 0.09% ZnOB 1824/1-1; 0.08% NiO в 106/1,2. Микрозонды: М S-46 "Сатеса", аналитики Я.А. Пахомовский, С.А. Реженова. IXA-733 "JEOL", Университет Оулу.

шается температура кристаллизации амфибола, которая при d_{H2}⁰ = 3 кбар составляла (935<u>+</u>10)⁰ С при содержании H₂01.5-4.0 мас.%.

М. Джонсон с коллегами [169] занималась экспериментальным изучением стабильности керсутитового амфибола при низких давлениях. По ее данным, керсутит кристаллизовался при $d_{H_20} = 500$ бар. Если это так, то для уравновешивания подобного давления водяного пара в кристаллизующемся ферропикритовом расплаве при его излиянии на дно морского бассейна высота водяной колонны должна превышать 5000 м. Возможно, что эта цифра завышенная, так как помимо водяного пара на стабилизацию керсутита может влиять F и другие газы, а повышенное содержание F, как мы установили, характерно для зоны ликвации.

Помимо первичномагматического амфибола в породах ассоциации широко распространены вторичные амфиболы, находящиеся в парагенетической связи с хлоритом. Они замещают керсутит и клинопироксен с образованием кайм, полных псевдоморфоз или сложных агрегатов. По составу выделяются два минеральных вида – более железистый Ті-содержащий баркевикит и менее железистый низкотитанистый актинолит (табл. 4.25). Вторичные амфиболы резко обеднены AU по сравнению с первичномагматическими. Судя по форме выделений, замещение шло по схеме: керсутит — баркевикит — актинолит + хлорит и клинопироксен — актинолит + хлорит + + лейкоксен. Баркевикит следует отнести к промежуточной, метастабильной фазе.

Для вулканитов ферропикритовой ассоциации характерна титановая специфика акцессорной минерализации, представленная шпинелидами, ильменитом и сфеном. Среди акцессорных шпинелидов выделяется два основных типа: ксеногенный и типоморфный. Признаками ксеногенного типа являются: а) реакционные взаимоотношения с расплавом, б) низкотитановый состав и в) экзогенный характер находок. Он характерен для туфов и лавобрекчий участка "Соленый" и очень редко встречается в лавах. О характере взаимоотношений ксеногенного и типоморфного типов можно судить по растровым изображениям сложнозональных зерен (рис. 4.34). В первом случае (а) ксеногенная фаза, обогащенная AU, сохранилась в виде реликта в сложнозональном трехфазном зерне. Отчетливо проявлен процесс ее резорбции. Во втором случае (б) округлое, резорбированное зерно ксеногенной фазы, обогащенной Ст, разбито трещинками, залеченными цинковым магнетитом. На него нарастает двухфазная кайма из высокотитанистого шпинелида и позднего магнетита типоморфной ассоциации.

По составу ксеногенный тип можно разделить на Cr-плеонаст и Mg-Al-хромит (табл. 4.26, рис. 4.35). Для обоих видов характерно высокое содержание Al, Cr, Fe и Mg, но в Cr-плеонасте преобладает Al, а в хромите – Cr. Содержание элементов-примесей Mn, Zn, Ni и V в них незначительное. Вариации содержания TiO_2 не проявляют какой-либо связи с содержанием других компонентов. Оно колеблется от 0.36 до 1.47 мас. %, но не достигает предела, характерного для типоморфного типа. Cr-плеонаст



210×210 MKM

a

Рис. 4.34. Растровые изображения сложнозональных зерен с резорбированными и ксеногенными фазами в ядре и типоморфными фазами, слагающими промежуточные зоны и внешние каймы в отраженных (е-) и поглощенных (е⁺) электронах и характеристических лучах, указанных на снимках.

а - обр. СА-233; б - обр. 1650 (анализы фаз в табл. 4.26).



350×350 мкм

Рис. 4.34 (продолжение).

Таблица 4.25

Химический состав вторичных амфиболов, замещающих керсутит (1748/8, C-2904) или клинопироксен (1684/4^a, C-2986)

Компонент		1748/8	3			С-2904/77.5 м	1684/4 ^a	С-2986/79.2 м
SiO2	49.67	49.47	50.58	50.02	49.12	37.44	55.43	47.90
Ti02	3.05	2.72	0.42	0.06	0.60	2,31	0.02	0.65
Al203	4.82	4.33	1.10	1.40	1.00	5,55	0.46	1.36
Cr_2O_3	-	-	-	0.02	0.02	-	-	
FeO	18.22	18,16	20.15	18.54	21.25	16.94	10.15	18.72
MnO	0.19	0.17	0.20	0.17	0.19	0.30	0.30	0.52
MgO	9.91	9,38	14.63	17.20	13.85	11.83	18.51	11.74
CaO	10.72	11.97	11.27	12.85	12.39	17.01	12.99	16.26
Nazo	2.21	2.29	0.39	0.29	0.34	3.77	-	0.23
K20	-	-	-	0.01	0.01	0.52	-	_ 1
Сумма	98.79	98,50	98.74	100.56	98.75	95.67	97.87	97.38
f, at. %	50.9	52.1	43.55	37.7	46.3	44.6	23.5	47.3

Примечание. Микрозонд МБ-46 "Сатеса", аналитик Я.А. Пахомовский.

Таблица 4.26

Химический состав шпинелидов из лавобрекчий и туфа ферропикрита участка "оз. Соленое"

Компонент	164	8			' 16	50				CA	-233		CA-236*
	1*	2*	1*	2*	3-ц	3-п	3-п	3-к	1-ц	1-n	1-ĸ	1-к	
TiO,	1,34	0.38	1.08	1.47	• :84	21.32	5.09	0.07	0.36	5,82	0.11	0.06	0.26
Cr_2O_3	32.99	33,05	34.40	49.96	50,47	5.60	21.89	0.36	29.29	10.54	0.14	0.12	7.36
AL, 03	25.64	17.44	27.21	13.03	9,42	0.46	0.94	0.04	34.88	3,15	0.10	0.09	0.56
V203	0.14	0.12	0.14	0.18	0.05	-	-	-	0.12	0.22	0.16	0.13	0.41
FeO	24.70	33,26	22.49	23.69	28.15	68.32	62.51	91.50	17.02	73.88	89.77	90.02	83.27
MnO	0.08	0.07	0.09	0.08	0.37	1.54	0.81	0.04	0,16	1.52	0.07	-	0.16
MgO	15,56	14.75	14.71	11.74	9.97	0.17	0.17	0.41	13.80	0.29	0.06	-	1.12
NiO	0.30	0.43	0.22	0.19	0.17	· -	0.02	-	0,15	-	0.03	0.03	-
ZnO	0.18	0.14	0.12	0.13	0.07	0.44	1.42	-	0.09	1.79	0.02	-	0.08
Сумма	100.92	99.64	100.46	100.47	99.53	97.84	92.84	92.42	95.87	97.21	90,46	90.44	93.22
Fe203	13.77	23.68	9.70	8.46	11.55	42.91	38.17	68.48	2,52	50.01	66.40	66.48	64.72
FeO	12.99	11.92	13.75	16.07	17.74	29.65	28.12	29.79	14.74	28.82	29.93	30.12	31.08
XMg	69.3	68.8	65.6	56.6	50.1	1.0	1.1	2.4	62.6	1.7	0.4	-	6.0
YFe3+	15.5	31.9	11.0	10.4	14.6	86.7	60.9	99.9	2.9	75.8	99.6	99.6	88.3
ZCr	46.3	55.9	45.9	72.0	78.2	89.1	94.0		36.0	69.1	49.9	45.6	89.8

Примечание. 1648 – однородные кристаллы; 1650, СА-233 – сложнозональные зерна с ксеногенными фазами в ядре; СА-236 – неоднородное зерно с включениями силикатов. * анализ зерен, извлеченных из породы методом растворения кислотой. Микрозонд MS-46 "Сатеса", аналитик Л.И. Полежаева.



Рис. 4.35. Диаграммы составов акцессорных шпинелидов из расслоенных потоков ферропикри – тов ой ассоциации.

1 – ксеногенный тип; 2–3 – типоморфный тип (2 – ядро зональных зерен, 3 – их кайма); 4–6 – шпинелиды из альпинотипных и абиссальных перидотитов (4) и океанических базальтов (5) [154], из нодулей шпинелевых перидотитов из трубки взрыва щелочных пикритов (6) [2]. ксеногенной фазы по своему химическому составу сопоставим с высокомагнезиальными шпинелидами альпинотипных и абиссальных гарцбургитов и лерцолитов, океанических толеитовых базальтов [154], а также лерцолитовых нодулей в базальтах [196]. Подобный шпинелид был обнаружен А.А. Арзамасцевым и его коллегами [2] в нодуле шпинелевого перидотита, приуроченного к щелочному пикриту трубки взрыва, расположенной вблизи горы Намуайв, в Хибинах (скв. 1635, глуб. 189 м). Правомерно предположить, что ксеногенный Сг-плеонаст имел мантийное происхождение и характеризует реститовый остаток от плавления мантийного субстрата.

По данным изучения офиолитов была установлена четкая обратная зависимость между отношением Ст/(Ст + AU) в шпинелиде и содержанием AU203 в сосуществующих орто- и клинопироксенах, на основании чего был сделан вывод об образовании шпинелида по схеме

$$MgSiO_{3} \cdot nAl_{2}O_{3} + nMg_{2}SiO_{4} \longrightarrow [147, 155].$$

$$\longrightarrow (1+n)MgSiO_{3} + nMgAl_{2}O_{4}$$

Поэтому следует предположить, что образование Су-плеонаста происходило в результате распада пироксенового твердого раствора в мантийных условиях [95].

Mg-Al-хромит с низким содержанием TiO₂ достаточно близок по химическому составу к типоморфной фазе высокомагнезиальных вулканитов полисарской свиты (табл. 4.8) и метаперидотитов Панареченского интрузивного массива [123]. По-видимому, он мог быть захвачен при быстром подъеме ферропикритового расплава. На сегодня мы можем только предполагать характер захваченного материала. Это могли быть твердофазные ксенолиты, рудные сегрегации или "куски" реликтового незатвердевшего расплава с кристаллами шпинелидов.

Шпинелиды типоморфного типа приурочены к оливинсодержащим породам – ферропикритам и ферропикритобазальтам и очень редко встречаются в безоливиновых глобулярных ферробазальтах (табл. 4.27). Они наблюдаются в виде отдельных зональных кристаллов, включенных в клинопироксен, или агрегатов зерен, сросшихся внешними каймами и приуроченных преимущественно к интерстициям. Форма кристаллов меняется от хорошо ограненной, ромбододекаэдрической до неправильно-округлой. Внутреннее строение кристаллов или агрегатов сросшихся зерен сложнозональное (рис. 4.36). Можно выделить центральное округлое или сглаженно-многоугольное в сечении шлифа ядро, одну-две промежуточные зоны и внешнюю кайму, которые резко различаются как по общему составу, так и содержанию элементов-примесей. Ядро содержит максимальное количество С γ , относительно обогащено Ti, Al, Mc и представлено

Таблица 4.27.

Компонент	16	84			1684/2 ^a			1684/2 *	C-2986/9	6.7 м
	1	2	1	2	3-ц	3-п	3-к		1-ц	2-к
TiO,	3.40	4.83	3.18	5.72	3.38	4.44	20.49	3.46	2.12	3.55
Cr203	26.54	27.27	39,13	26.90	40.48	39.50	3.79	44.94	39.22	36.63
A7203	8.59	6.69	7.55	7.92	8.04	7.06	4.17	6.72	8.15	6.33
V203	0.57	0.46	0.28	0.49	1.89	1.70	0.70	0.23	0.13	0.26
FeO	49.63	52.80	40.57	50.36	37.02	44.95	67.55	37.35	37.48	41.75
MnO	1.51	1.26	0.77	1.55	0.46	1.67	1.45	0.24	1.12	1.79
MgO	-	0.34	4.89	0.08	5,99	0.52	0.08	5.03	4.03	0.77
NiO	0.06	0.16	0.13	0.14	0.10	0.10	-	0.17	0.08	0.13
ZnO	3.87	0.88	0.11	2.07	0.11	0.41	1.10	0.08	0.02	3.21
Сумма	94.18	94.69	96.6 0	95.24	97.44	100.34	99.33	98.23	92.35	94.43
Fe202	25.35	26.36	18.43	24.39	15.72	16.05	41.35	14.15	15.24	18.05
FeO	26.79	29.04	23.97	28.39	22.85	30.49	30.28	24.60	23.75	25.49
XMa	-	2.0	26.7	0.5	31.9	2.9	0,65	26.7	23.2	5.1
ZCr	67.4	73.2	77.7	69.5	77.2	79.0	37.8	81.7	76.3	79.5
YFe3+	38.0	40.3	25.8	37.5	22.2	23.4	79.7	19.7	92.0	27.2

Химический состав однородных и зональных зерен шпинелидов из расслоенных потоков ферропикритов

Продолжение табл. 4.27

Компо-		C-29	86/92.8	, М			C-2986/	91.6 м		17.	48/3
нент	1	2-ц	2-п	2-п	2-к	1-ц	2-ц	2-п	2-к	1-ц	2-ц
TiO2	4.12	2.97	1.53	15.34	0.19	3.85	13.47	2.22	0.08	0.40	2.57
Cr203	37.88	35.82	4.25	7.79	1.15	31.76	10.73	5,13	0.26	48.59	43.13
AL203	6.01	6.55	0.77	4.40	-	7.28	5.73	1.28	_	10.77	8.94
V203	0.28	0.26	0.10	0.32	0.04	0.15	0.15	0.25	0.09	0.21	0.28
FeO	44.81	46.90	85.79	6 3, 48	92.27	47.29	62.75	81.34	91.89	36.81	29.83
MnO	1.42	1.51	0.93	1.98	-	1.66	1.80	0.27	0,06	0.86	0.31
MgO	2.41	0.80	-	-	- 1	0.08	0.08	0.67	-	0.42	9.45
NiO	0.16	0.10	0.07	0.08		0.11	0.11	0.06	0.03	0.06	0.27
ZnO	1.41	0.35	0.12	1.06	0.02	1.53	1.01	0.05	-	1.83	0.06
Сумма	98.50	95.25	93.56	93.94	93.68	93.72	95.84	91.26	92.39	99.95	94.84
Fe203	20.57	20.16	61.87	38.60	67.81	21.17	37.35	58.06	67.91	15.57	11.86
FeO	26.28	28,73	30.04	28.69	31.17	28.21	29.10	29.02	30.70	34.56	19.24
XMg	14.0	4.7	-	-	-	0.5	0.5	3.9	-	2.1	46.7
ZCr	80.9	78.6	78.7	54.3	100	74.5	55.7	72.8	100	75.2	76.4
YFe ³⁺	29.5	29.6	91.6	71.9	98.3	32.1	64.9	88.7	99.6	18.7	16.7

Продолжение табл. 4.27

									and the second se	Contraction of the second		
Компонент	1748/3		1748/4				1748/5				1833/6	
	3-ц	4-ц	1-ц	2-ц	3-ц	4-ц	5-ц	1-ц	1-к	2-ц	2-к	
TiOz	2.82	2.75	3.05	2.35	2.48	2,85	3.12	3.29	30.15	3.72	29.83	3.35
Cr_2O_3	43.51	42.70	44.80	43.05	44.31	43.93	41.47	45.24	1.25	42.01	1.25	30.68
Al203	8.70	8.87	7.11	8.17	8.83	9.40	9.74	5.15	-	6.87	-	6.41
V203	0.29	0.28	0.21	0.21	0.26	0.31	0.31	0.01	0.10	0.77	0.37	0.44
FeO	35.06	32.10	35.30	39.15	32.30	31.13	30.03	37.18	67.69	36,39	67.08	54.92
MnO	0.69	0.46	0.25	0.33	0.42	0.30	0.28	0.16	0.54	0.15	0.53	1.92
MgO	5.54	7.79	7.37	6.30	7.56	8.82	9.60	7.44	0.21	8.99	0.27	0.21
NiO	0.21	0.23	0.02	0.02	0.17	0.22	0.24	0.24	-	0.22	-	0.10
ZnO	0.14	0.03	0.71	0 .0 9	0.05	0.08	0.04	0.13	0.06	0,18	0.12	2.41
Сумма	96.96	95.21	98.82	99.68	96 .3 8	97.04	94.83	98.83	100.00	99.28	99.44	100.44
Fe203	10.54	11.38	16.02	17.43	10.47	10.99	11.44	18.08	40.28	19.41	39.97	28.64
FeD	25.54	21.83	20.86	23.45	22.87	21.25	19.69	20.89	31.39	18.90	31.06	29.12
XMg	32.9	39.3	38.7	32.4	36.1	42.6	46.5	38.9	1.2	45.9	1.5	1.3
ZCr	77.1	76.5	80.7	77.9	77.1	75.8	74.1	85.5	100	80.4	100	76.2
YFe"	15.1	16.2	21.6	23.1	14.8	15.3	16.3	24.5	96.9	26.1	96.8	40.4

П р и м е ч а н и е. 1684-1748/5 - однородные и зональные зерна – включения в клинопироксене, оливиновые ферропикриты; 1833-6 - однородное зерно из глобулы ферробазальта; ц – центр, п – промежуточная и к – краевая кайма. Привязку проб см. в табл. 4.21 и 4.22; ^{*} анализ зерна, извлеченного из породы методом растворения кислотами. Микрозонды: MS -46 "Сатеса", аналитик Я.А. Пахомовский, С.А. Реженова; IXA-733 "JEOL", университет Оулу.



100 × 100 MKM

α

Рис. 4.36. Растровые изображения сложнозональных зерен, сложенных фазами типоморфного типа в отраженных электронах (е-) и характеристических лучах.

Образны: а - 1684/2а, б - С-2986/91.6, в - С-2986/92.8, г - 1748/5.


100 × 100 MKM

Рис. 4.36 (продолжение).

хромитом (рис. 4.36). Судя по концентрационным кривым, ядро неоднородное - его центр обогащен Ма и Аl, тогда как край -Мпи Zn при более плавном снижении содержания Al, чем Mg (рис. 4.37). По-видимому, это связано с началом массовой кристаллизации оливиновой фазы, обогащенной Мд. В единичных случаях на ядро нарастает узкая зонка магнетита, а затем более широкая зонка ульвошпинели, неравномерно обогащенная Ті, а также Мл, Zn и V (рис. 4.36, 4.37). В ряде случаев последняя выступает в роли внешней каймы, однако большей частью внешняя кайма сложена поздним магнетитом. Границы между разными фазами достаточно четкие и резкие. Судя по наблюдаемой зональности, была реализована следующая схема кристаллизации: хромит --- ранний магнетит ---- ульвошпинель ---- поздний магнетит, которая нарушалась резорбцией хромита. Кристаллизация хромита началась раньше кристаллизации оливина, а ульвошпинели, судя по ее включению в клинопироксен, раньше клинопироксена.

Приведенный материал свидетельствует о резком изменении физико-химических параметров в период между выделением хромита



100×100 MKM

Рис. 4.36 (продолжение).

и ульвошпинели, что позволяет отнести хромит к ранней фазе (протовыделения), кристаллизующейся до излияния расплава на дневную поверхность. Это согласуется с нарастанием его на ксеногенные фазы (рис. 4.34, а). Резорбция хромита происходила уже в приповерхностных условиях, а резкое изменение физико-химических свойств расплава, в том числе повышение парциального давления кислорода, привело к кратковременной кристаллизации магнетита, которая сменилась кристаллизацией ульвошпинели.

По химическому составу все изученные фазы типоморфного типа принадлежат к изоморфной серии хромит-ульвошпинель-магнетит, которая ранее была установлена автором в метаперидотитах никеленосных интрузивов [115]. Для серии характерна дискретность состава минеральных видов, обусловленная неполной смесимостью твердых растворов при кристаллизации и субсолидусным окислением ульвошпинели в ильменит. По отношению главных компонентов выделяются следующие фазы: Ti-Al-Mg-хромит, Ti-Al-хромит, Ti-Al-феррохромит (или хроммагнетит), Сr-ульвошпинель и магнетит (табл. 4.26, 4.27). На классификационных диаграммах (рис.



Рис. 4.37. Концентрационные кривые по профилям, пересекающим сложнозональные зерна типоморфного типа (их растровые изображения см. на рис. 4.36).

a - C-2986/92.8; 6 - 1684/2a.



4.35), которые не учитывают содержания Ті, они образуют единый тренд кристаллизации, не имеющий аналогов среди шпинелидов коматиитов или высокомагнезиальных вулканитов докембрия. Ті-АІ-Ма-хромит представлен только в виде ядер зональных зерен и преимущественно приурочен к расслоенным потокам района Ламмас (№ 1748), в меньшей степени - районов Каула-Котсельваара, Киерджипори-Верхнее или Куорпукас. Для него характерным является максимальное содержание Ср. 0, (39.13-44.9%), относительно повышенное Al203 (5.15-9.74%), MgO (4.03-9.60%) и постоянное присутствие Til, (2.12-3.72%). Ti-Al-хромит представлен в виде уже не только ядер, но и промежуточных зонок. Он выявлен в расслоенных потоках районов Каула-Котсельваара, Киерджипори-Верхнее и Куорпукас. В нем выявлено пониженное содержание Cr_2O_3 (30.68-39.50%) и низкое MgO (0.08-2.41%). Содержание Al_2O_3 колеблется от 6.01 до 7.28%, а TiO₂ – от 2.97 до 4.44%. Его кристаллизация началась, судя по низкому содержанию MqO, уже после начала массовой кристаллизации оливина. Переход от шпинелида, обогащенного Мод и Ср, к шпинелиду, относительно обедненному Ма и Ст, но обогащенному Fe (при постоянстве АС), отражает нормальную котектическую кристаллизацию парагенезиса шпинелид + оливин из ультраосновного расплава при снижении его температуры [170, 154]. На диаграмме Fe³⁺ /(Fe³⁺ + Al +Cr)-Mq/(Mg + Fe) [154] точки состава изученных хромитов располагаются на изолинии, характеризующей изменение состава хромита в равновесии с оливином при уменьшающейся температуре, но постоянстве f O2. Вхождение же Ti уже в ранние фазы хромита свидетельствует о первоначально высокой титанистости материнского расплава.

Ti-Al -феррихромит (хроммагнетит) образует самостоятельные зерна (табл. 4.27, № 1684). Для него установлено дальнейшее уменьшение содержания $Cr_2 D_3$ (26.54-27.27%), но увеличение TiO_2 (3.40-5.72%) и FeO (49.63-50.36%). Содержание $Al_2 D_3$ колеблется от 6.69 до 8.54, а MgO – от 0.08 до 0.34%, что приближает его кTi-Al-хромиту. Для всех вышеперечисленных фаз выявлено постоянное, часто аномально высокое содержание элементов-примесей Mn, Zn иV, но низкое – Ni. Характер их распределения на границе фаз позволяет сделать вывод о диффузионной природе перераспределения этих элементов в процессе восстановления равновесия.

По данным экспериментальных работ по изучению стабильности беститановых хромит-магнетитовых шпинелидов [131], полная смесимость наблюдается при температуре более 930°С для ряда FeCr₂O₄ – FeFe₂O₄ и более 1000°С для рядов MgCr₂O₄ – MgAl₂O₄ и FeCr₂O₄ – FeAl₂O₄. Учитывая непрерывные переходы между фазами шпинелидов, их кристаллизация происходила при температурах более 1000°С.

Ср-ульвошпинель не образует самостоятельных кристаллов, а наблюдается в виде промежуточных зонок или прерывистой внешней каймы. Очень редко она слагает ядра зональных кристаллов

(рис. 4.36). Кроме того, отмечается ее нарастание на фазу ксеногенного типа (рис. 4.34). По соотношению Ст и Ті выделяется две разновидности. В первой содержится 13.47-21.32% Til, 3.79-10.73% Ст203 и 4.17-5.73% АС203 (табл. 4.26, 4.27). Содержание ульвошпинелевого минала достаточно высокое - 48-66%. Характерным для нее является повышенное содержание MnO (1.45-1.98%) и ZnO (1.01-1.10%, реже 0.44%). Во второй разновидности существенно увеличивается содержание Ті02 (29.83-30.15%) или ульвошпинелевого минала - до 88-89%, но уменьшается Cr, 03 - до 1.25%, а также Mn. O (0.53-0.54%) и ZnO (0.06-0.12%). Данные разновидности, судя по соотношению миналов, являются членами двух изоморфных рядов: ульвошпинель-хромит и ульвошпинель-магнетит. Появление Су-ульвошпинели вместо Ті-магнетита является надежным доказательством восстановительной обстановки. Ее кристаллизация возможна при реализа-ции гетерогенной схемы изоморфизма $2 Cn \rightarrow Ti + Fe^{2+}$, которая сопровождалась замещением (Cn + Ti) $\rightarrow 2 Fe^{3+}$, Mg \rightarrow (Fe²⁺, Ми. Zn). Уникальность состава Си-ульвошпинели как фазы промежуточного состава трудно объяснить перитектической реакцией хромита с расплавом. Ее следует отнести к закалочным продуктам неравновесной кристаллизации, которая зафиксировала уменьшение f O2. В отличие от метаперидотитов никеленосных интрузивов Печенгского рудного поля, в которых также была обнаружена аналогичная фаза с 15-16% TiO2 [115, 122], Cr -ульвошпинель вулканитов достаточно гомогенная и не испытала распада твердого раствора на фазы в результате субсолидусного окисления. Это связано, по-видимому, с тем, что она не образовывала самостоятельных кристаллов и была изолирована от расплава магнетитовой оторочкой.

Магнетит в редких случаях слагает промежуточную зонку между хромитом и ульбошпинелью в зональных кристаллах. Более широко он развит в виде внешней каймы, которая имеет четкие, кристаллографические внешние контуры. Ранний магнетит содержит более существенную примесь TiO₂ (1.53%) и Cr₂O₃ (4.25%), чем поздний (табл. 4.27). Появление раннего магнетита не изменило сколь-нибудь существенно последующего хода кристаллизации и имело локальный характер. Помимо позднего магнетита в оливиновых пикритах широко развит вторичный магнетит, образованный при метаморфических преобразованиях оливина. Его состав близок к стехиометрическому, он почти стерилен в отношении элементовпримесей. Иногда он нарастает на зональные зерна шпинелидов и образует прерывистую кайму со сложными внешними очертаниями. Состав подобного магнетита очень близок к составу прожилкового магнетита.

Для восстановления условий образования шпинелидов при кристаллизации ферропикритового расплава можно воспользоваться фазовой диаграммой из работы [165]. Она построена для базальтовых расплавов с 8.10 и 5.95% MgO, и поэтому ее применение в нашем случае может носить только качественный характер. Из анализа диаграммы (рис. 4.38) следует, что при низких значениях $\log f_{O_2}$ в условиях буфера Fe-Wu хромит не кристаллизуется. При умеренных значениях $\log f_{O_2}$ (буфер Ni-NiO) первым кристаллизуется шпинелид + оливин и, наконец, ассоциации шпинелид + оливин + плагиоклаз. По мере снижения температуры происходит непрерывное изменение состава шпинелида от хромита к титаномагнетиту. При высоких значениях $\log f_{O_2}$ (бу-фер Mt-Hem), что реализовано для пикрито-базальтов умбинской свиты, образуется ассоциация магнетит + гематит, сосуществующая с оливином в узком поле устойчивости. Основная часть процесса кристаллизации расплава в нашем случае могла происходить в условиях буфера Ni-NiO и ниже ($\log f_{O_2} = -9$) с учетом перерыва кристаллизации между хромитом и ульвошпинелью. Первоначально высокое содержание Cr в ферропикритовом расплаве по сравнению с экспериментально изученным базальтовым могло обеспечить кристаллизацию шпинелида в более значительном интервале температуры.

Как уже указывалось, описываемые фазы принадлежат изоморфной серии хромит-ульвошпинель-магнетит, которая была относительно недавно выявлена в лунном грунте [164, 138, 137], ким-берлитах Восточного Приазовья [28] и Канады [177], пикритах о. Лорд-Хау в Тихом океане [96]. Она была также обнаружена нами в комагматических метаперидотитах никеленосных интрузивных массивов Печенгского рудного поля [115, 121] и участка "Соленый" Имандра-Варзугской структуры [119]. О сходстве общей эволюции состава шпинелидов ферропикритов и метаперидотитов можно судить по диаграмме состава AU-Cn-Fe3+ (рис. 4.39). В то же время для вулканитов более характерен хромит, обогащенный Cr, а для метаперидотитов - обогащенный Fe 3+. По-видимому, во втором случае имела место перитектическая реакция хромит + расплав. На этой же диаграмме хорошо выделяется два различных направления эволюции состава акцессорных шпинелидов как в изученных вулканитах, так и в некоторых других разноглубинных магматических образованиях. Первое направление, судя по типу материнских пород (метеориты, кимберлиты, коматииты, высокомагнезиальные базальты, океанические базальты, альпинотипные и абиссальные перидотиты), характеризует шпинелиды мантийного парагенезиса и продукты разной глубины и степени плавления мантийного субстрата. Наиболее близкими по составу к шпинелидам неистощенной мантии (метеориты, алмазный парагенезис в кимберлитах) являются шпинелиды коматиитов, марианит-бонинитов, частично высокомагнезиальных базальтов и пикритоидов. Шпинелиды океанических базальтов, будучи близкими к шпинелидам альпинотипных и абиссальных гарцбургитов и лерцолитов, связаны своим проис хождением с деплетированным мантийным субстратом. Второе направление (ферропикриты, меймечиты, частично пикритоиды, пикридолериты и платобазальты) связано со шпинелидами сильно дифференцированных расплавов. Для ферропикритов, меймечитов, частично пикритоидов субстрат был обогащен Cr, тогда как в отношении пикродолеритов и платобазальтов - сильно обеднен Ср.



Рис. 4.38. Фазовые взаимоотношения шпинелидов и сосуществующих минералов для базальтового расплава в координатах $log f_{02} - T^{\circ}C$. L = силикатный расплав; Sp = шпинелид; Ol = оливин; Px = пироксен;Pl = плагиоклаз; Fe = металлическое железо; Wu = вюстит; Mtмагнетит; Hem- гематит; DE и FG = ликвидус шпинелида при минимальном (DE) и максимальном (FG) содержании Су в базальтовом расплаве. Изработы [165].



Рис. 4.39. Эволюция состава акцессорных шпинелидов ферропикритов и метаперидотитов никеленосных интрузивов.

1 – ферропикриты расслоенных потоков; 2 – метаперидотиты интрузивных массивов Печенгского рудного поля; 3 – перидотитовые коматииты Карелии (Койкары, Костомукши) и Зап. Австралии; 4 – высокомагнезиальные базальты полисарской свиты и свит Ветреного

Помимо ульвошпинели в расслоенных потоках постоянно присутствует ильменит. Он был обнаружен как в оливиновых ферропикритах, так и в глобулярных ферробазальтах. Для оливиновых ферропикритов характерны скелетовидные и пластинчатые зерна, включенные в клинопироксен или стекловатый базис. В их составе устанавливается повышенное содержание пирофанитового минала, которое различно для разных потоков (табл. 4.28). Из элементов-примесей присутствуют Mg, V, Cr и Ni. Повышенное количество V характерно для менее окисленных ильменитов (табл. 4.28, № 1748), что предполагает схему изоморфизма Ti4+->V4+. Судя по экспериментальным данным по изучению поведения элементов с переменной валентностью в базальтовом расплаве при 1 атм [11]. четырехвалентная форма V обусловлена восстановительными условиями. Это согласуется с выводом относительно ульвошпинели. В отдельных зернах (рис. 4.40) происходил избирательный вынос Ми из краевой и внутренней зон по микротрещинкам. Дальнейшее изменение ильменита, уже с выносом Fe, привело к возникновению метастабильной фазы с 36.23% FeO, 54.39% TiO2 и 2.36% MnO и гематита с 70.63% FeO. Подобный процесс дол-жен сопровождаться замещениями Mn²⁺ - Mn³⁺, Fe²⁺ - Fe³⁺, ти расплава или повышением окислительного режима в поздне- и постмагматический период.

Для глобулярных ферробазальтов более характерны футлярообразные зерна, центральная часть которых сложена ильменитом, а периферийная – сфеном с резкими границами между ними (рис. 4.41). Ильменит таких зерен также отвечает Мл-разновидности и содержит повышенное количество Fe_2O_3 . Судя по форме агрегатов и отсутствию диффузионного перераспределения элементовпримесей, сфен кристаллизовался в магматическую стадию. Его кристаллизация обусловлена повышением активности Са в остаточном расплаве после массового выделения оливина, клинопироксена и рудных минералов.

Изученный ильменит по содержанию главных компонентов очень близок к ильмениту никеленосных метаперидотитов, ассоциирующему с оливином, клинопироксеном, керсутитом и Ti-хромитом [121, 119] (табл. 4.28). В то же время в ильмените метаперидотитов содержится повышенное количество Cn_2O_3 - от 0.32 до 1.25, реже 5.19%. В последнем случае ильменит не гомогенный, а содержит субпараллельные вростки, обогащенные Cr

пояса; 5 – пикрито-базальты умбинской свиты; 6 – марианит-бониниты Филиппинского моря; 7 – поля составов шпинелидов из: 1 – альпинотипных и абиссальных перидотитов, 2 – океанических базальтов, 3 – включений в алмазах из кимберлитов, 4 – метеоритов, 5 – пикритоидов Камчатки, 6 – меймечитов, 7 – пикродолеритов Норильска, 8 – платобазальтов Снейк-Ривер. Помимо авторских использованы данные из работ [21, 91, 160, 154, 194].

Компонент	1648 ^a	1648/1		1748		168	5 ^a	1838	C-1	.800	C - 152	C-115	C-152
			4	5	5	Г	М		1587.0 м	1654.5 м	163.5 м	4.5 м	163.0 м
TiO2	50.43	46.11	51.53	51.77	51.26	50.02	49.97	52.21	49.21	48.30	54.03	53.51	51.27
FeO	40.58	48.92	43.53	45.16	44.73	46.52	44.06	45.37	47.07	44.21	43.08	42.53	45.20
MnO	5.93	2.49	1.58	1.43	1.49	3.02	3.10	1.83	2.73	5.81	3.03	4.50	3.40
MgO	0.11	0.08	0.22	0.16	1.29	0.19	-	-	0.56	0.35	0.23	0.45	0.29
ZnO	-	-	0.04	0.77	0.11	-	-	-	-	0.06			
NiO	-	-	0.03	-	-	-	0.08	0.02	-	0.03	- '	-	-
Cr203	-	0.17	-	0.09	0.12	0.02	0.07	0.05	1.25	0.77	-	-	5.19
V203	_	-	0.96	0.37	0.31	-	-	0.04	-	0.37	-	-	-
Сумма	97.05	97.77	97.90	99.78	99.30	99.76	97.35	99.73	100.82	99.89	100.37	100.99	105.35
Fe203	1.55	11.10	0.10	0.10	2.48	5.42	2.21		6.61	7.55	0.10	0.10	0.62
FeO	39.19	38.92	43.45	45.08	42.40	41.64	41.99		41.12	37.34	43.00	42.45	44.64
FeTiloz	86.79	84.28	92.82	93.48	89.88	88,51	91.28		85.79	8 0. 56	88,55	88.26	87.31
MnTiO2	11.50	5.14	3.42	3.05	2,94	6.02	6.37		5.36	10.91	6.31	9.46	6.52
MgTi03	0.38	0.28	0.85	0.60	4.47	0.67	-		1.94	1.16	0.83	1.66	0.99

Химический и минальный состав акцессорного ильменита из ферропикритов, андезитовых порфиритов и метаперидотитов

Примечание. 1684^a, 1684/1, 1748 - скелетный и пластинчатый ильменит из оливиновых ферропикритов; 1685^a - центральная часть агрегатов ильменит + сфен из глобулярных ферробазальтов; 1838 - округлые зерна из андезитовых порфиритов экструзии г. Порьиташ; С-1800 - пластинчатый ильменит из метаперидотита массива Пильгуярви; С-152, С-115 - ильменит из метаперидотитов массивов участка "Соленый". Микрозонд: MS-46 "Сатеса", аналитик Я.А. Пахомовский, С.А. Реженова.



Рис. 4.40. Растровые изображения пластинчатого ильменита (обр. 1684^a) в отраженных электронах (e⁻) и характеристических лучах. Отчетливо проявлен вынос Mn.



100×100 MKM

Рис. 4.41. Растровые изображения футлярообразного зерна, сложенного ильменитом и сфеном (обр. 1685а) в отраженных электронах (е-) и характеристических лучах Fe, Ti, Ca, Si. (рис. 4.42). Подобный ильменит должен относиться к высокотемпературной и высокобарической разновидности. Он мог возникнуть за счет распада C_P -ульвошпинели при субсолидусном окислении. C_P -содержащий ильменит встречается в кимберлитах [143], однако, как правило, обогащен M у и относится к пикрохромиту. В нашем случае ильменит является поздней фазой, равновесной с остаточным расплавом, обедненной M у, но обогащенной Fe и T и. Дополнительно нами был исследован ильменит из андезитовых порфиритов экструзии г. Порьиташ. Он наблюдается в виде округлых зерен размером 0.2-0.3 мм и в количестве 1-1.5%. В ильмените андезитовых порфиритов также содержится повышенное количество M в отношении других элементов он практически стерилен (табл. 4.28).

Сфен является типичным акцессорным минералом зоны ликвации и встречается в глобуле и матриксе. Помимо сложных агрегатов с ильменитом он образует скелетовидные и футлярообразные зерна, а также мелкие включения в клинопироксене или амфиболе (баркевиките). В то же время разные морфотипы очень близки по своему химическому составу (табл. 4.29).

Среди вторичных минералов помимо актинолита и альбита широко развиты хлорит и эпидот, которые образуют парагенезис, типичный для зеленосланцевой фации метаморфизма. Их химический состав приведен в табл. 4.29. С точки зрения возможности перераспределения РЗЭ в процессе метаморфизма заслуживает внимания находка редкоземельного аналога эпидота – ортита. Он обнаружен в хлорит-карбонатизированном оливин-пироксеновом ферропикрито-базальте расслоенного потока в районе оз. Ламмас в виде отдельных порфиробластических метамиктных зерен, включенных в хлоритовый агрегат. В его составе содержится 17.18% легкой фракции РЗЭ (табл. 4.29). В свою очередь он содержит мелкие включения метастабильной фазы, возникшей, по-видимому, за счет сфена. Однако находки ортита редки, они связаны с локальным перераспределением РЗЭ в результате замещения Са — РЗЭ, что должно уравновешиваться $Fe^{3+} \longrightarrow Fe^{2+}$.

В расслоенных потоках и шаровых лавах постоянно присутствуют сульфиды, обнаруженные практически во всех породах, небольшое увеличение содержания наблюдается в нижней и верхней частях потока. Сульфиды обычно распространены в виде мелких (0.1 мм) однофазных зерен или многофазных вкрапленников, имеющих оложноизвилистые внешние очертания. В редких случаях встречены двухфазные (пирротин-халькопирит), уплощенные глобули размером 0.2-0.4x1.0-1.5 см, приуроченные к зоне силикатной ликвации. Вкрапленники состоят из нескольких сросшихся между собою зерен пирротина, халькопирита и пентландита, соотношение между которыми меняется в зависимости от расположения в разрезе потока. В нижней части потока преобладает ассоциация пирротина и пентландита, в средней и верхней – пирротина, пентландита и халькопикрита или одного пирротина (табл. 4.30). В целом в распределении сульфидов играет значительную роль температурный фактор



Рис. 4.42. Растровые изображения продуктов распада твердого раствора (ильменит + Ср-содержащая фаза) из метаперидотитов участка "Соленый" (обр. С-152/163.0) в отраженных электронах (e) и характеристических лучах.

Компонент	тСфен						Хлор	ит		Эпидот	Ортит	×
	16	1685 ^а С-2904/77.5 м С-2986/84-79 м		168	85 ^a	С-2904/ 77.5 м	1685 ^a	1746/4				
Si02	30.25	30.78	31.33	29.43	30.38	30,87	24,54	24.70	27.10	37.96	31.56	46.93
TiO2	32.16	30.69	29.47	34.55	29.63	33.50	- 7	0.02	-	0.05	0.24	20,21
Al203	3.61	5.13	3.51	3.91	4.44	3.86	18.36	18.30.	17.93	21.85	17.97	1,75
FeO	2.06	2.55	2.16	1.30	3.25	1.73	33.33	33.43	36.16	13.08	11.87	4,35
MnO	0.02	-	0.05	-	0.04	0.01	0.34	0.34	0.47	0.16	0.21	0.07
MgO	0.12	0.12	0.09	-	3.03	0.15	10.92	11.06	7.54	-	0.22	10.76
CaO	27.60	28.22	27.97	26.35	23.29	27.21	0.02	-	0.37	23.22	11.43	15.93
K20	-	0.07	0.02	0.09	-	_	-	0,02	0.05		17.18	-
Сумма	96.00	97.55	94.59	95.64	95.12	97.33	87.59	87.90	89.66	96,32	93.61	100

Химический состав сфена, хлорита, эпидота и ортита из глобулярных ферробазальтов

Примечание, Сфен в виде агрегата, замещающего ильменит (1685^a), скелетных кристаллов (С-2904) и включений в клинопироксене (С-2986); дополнительно в сфене содержится $V_2 O_3$ (1.05% в С-2986/84 м); хлорит – радиально-лучистые и пластинчатые агрегаты; эпидот – в срастании с хлоритом; ортит – в хлоритовой псевдоморфозе по оливину (7.09% $L \alpha_2 O_3$, 11.21% $C e_2 O_3$, 1.83% $N d_2 O_3$); х – минерал в виде включений в ортите. Микрозонд: MS-46 "Сатеса", аналитики Я.А. Пахомовский, С.А. Реженова.

лимическии состав сульфидов из расслоенных потоков ферропикр	состав сульфидов из расслое	нных потоков ферропикритов
--	-----------------------------	----------------------------

Компонент	168	84/1		1684/6 ^a		
	Пи	Пн	Пи	Пн	Хπ	Пи
Fe	60.11	30.75	59.77	28,19	30.58	61.06
Cu	-	-	-	-	34.59	-
.Ni	0.45	33.87	0.28	35.93	0.03	-
Co	-	2.78	0.13	3.30	-	0.04
Zn	-	-	-	-	-	-
S	38.94	33.03	39.07	32.45	34.35	28,29
Сумма	99.49	100,43	99.25	99.86	99.55	99.39

Продолжение табл. 4.30

Компонент	1684/6 ^a		168	84/10	С-2986/75.8 м	1748/8
	Хп	Пи	Пн	Хπ	Пи	Пи
Fe	30,35	60.08	30.71	30.34	59.56	60.51
Cu	34.36	-	-	34.93		0.05
Ni	-	0.72	35.11	-	0.08	0.62
Co	-	-	0.63		0.10	0.22
Zn	-	-	-	-	-	-
S	34,32	38.97	32,68	34.74	39.18	38.67
Сумма	99.03	99.77	99.13	100.01	98.92	99.77

Примечание. 1684/1-10 - сложные сульфидные вкрапленники из оливинового пикрита (1684/1), глобулярного ферробазальта (1684/6-6^a) и верхней зоны закалки (1684/10); С-2986/75.8 м - вкрапленник из зоны со спинифекс-структурой; 1748/8 - вкрапленник из глобулярного ферробазальта. Микрозонд MS-46 "Сатеса", аналитик Я.А. Пахомовский.

и повышение парциального давления S в кровле потока. Внутреннее строение вкрапленников относительно простое, однородное, без широкого развития структур распада, включений и субграфических срастаний. В составе пирротина постоянно присутствует примесь Ni и Co, а в пентландите – Co, что приближает их к фазам рассеянно-вкрапленных и массивных сульфидных руд месторождений Печенгского рудного поля [29, 76].

В пределах второго уровня развития продуктов ферропикритового вулканизма (в верх "продуктивной" толщи) в районе Киерджипори-Верхнее скв. 2904 был пересечен оруденелый силл на глубинах 531.5-540.0 м. О силловой природе его свидетельствует ороговикование на верхнем контакте вмещающих туфов и проникновение в них апофиз. Верхняя часть силла представлена сильно метасоматизированными (преимущественно карбонат-хлоритизированными) глобулярными ферробазальтами, средняя – ими же с гнездово-вкрапленной минерализацией, а нижняя – 0.5-метровая часть – сплошными сульфидными рудами.

По данным [30], гнездово-вкрапленные руды сложены пирротином, пентландитом, халькопиритом и в незначительных количествах магнетитом, сфалеритом, альтаитом и арсенидами никеля. Содержание в них Ni (в мас.%) 0.57, Cu – 0.25, Co – 0.025, Zm – 0.02 и G – 4.40. Сплошные руды имеют панидоморфную структуру и сложены также пирротином, пентландитом и халькопиритом. Содержание полезных компонентов в них значительно выше (в мас.% Ni 2.14–4.87, Cu 0.96–2.04, Co 0.05–0.11 и G 32.1–32.4. По своей структуре и составу руды очень близки к рудам из метаперидотитов никеленосных интрузивов Печенгского рудного поля, отличаясь от них бедностью набора фаз. Таким образом, ферропикриты могут нести богатое сульфидное оруденение, которое, по нашему мнению, имеет магматический генезис.

Подытоживая вышеприведенные данные по минеральному составу пород ферропикритовой ассоциации, следует подчеркнуть сохранность в них многих метастабильных фаз, что позволяет восстановить последовательность кристаллизации расплава. Общий ряд кристаллизации можно представить в следующем виде: хромит (протовыделения) — оливин — хромит + оливин (массовая кристаллизация) — ульвошпинель — клинопироксен + ильменит — керсутит — магнетит — плагиоклаз — ортоклаз. Он осложняется ликвационными процессами во время кристаллизации клинопироксена и различной направленностью кристаллизации в разных частях потоков.

Общее направление массовой кристаллизации (оливин —> клинопироксен —> плагиоклаз) однотипное для всех изученных расплавов (коматиитового, высокомагнезиальнобазальтового и ферропикритового), однако конечные продукты, как мы видим, сильно различаются по минеральному, а также химическому составу.

К настоящему времени накоплен значительный петрохимический и геохимический материал по породам ферропикритовой ассоциации. По своему химическому составу они соответствуют пикритам, пикрито-базальтам, базальтам и реже субщелочным базальтам (рис. 4.43). Учитывая, что для всех пород характерно повышенное содержание суммарного железа, мы используем в названии пород приставку ферро. На рис. 4.43 отчетливо различается два тренда эволюции состава пород: с повышением SiO_2 и с одновременным повышением SiO_2 и суммы $Na_2O + K_2O$. Таким образом, для ассоциации характерны как низкощелочные, так и нормальные (реже субщелочные) ферробазальты. Если же границу между ультраосновными и основными породами провести по 44% SiO_2 , то более чем половина анализов будет соответствовать ферропикритам. Напомним, что среди ранее рассмотренной высокомагнезиальнобазальтовой ассоциации пикриты очень редки (рис. 4.13).



Рис. 4.43. Положение вулканитов ферропикритовой ассоциации Печенгской и Имандра-Варзугской структур на классификационной диаграмме [68].

I – ІУ вулканогенная толща (пильгуярвинская свита); 2 – миттриярвинская толща (томингская серия); 3 – поле пород субщелочной пикрито-базальтовой ассоциации, умбинская свита.

По нормативному составу (табл. 4.31) породы ферропикритовой ассоциации относятся преимущественно к оливиновым толеитам, и только породы из верхней зоны закалки и зоны ликвации – к пересыщенным кварцем толеитам. Отсутствие корреляции между содержанием МдО и нормативным оливином ограничивает возможности применения нормативного состава для генетических построений.

В табл. 4.32 и 4.33 приведены полные, а в табл. 4.34 - средние химические анализы пород ассоциации Печенгской и Имандра-Варзугской структур, в том числе туфов, шаровых лав и дифференциатов расслоенных потоков. По материалам таблиц построены концентрационные графики по разрезам расслоенных потоков из разных уровней развития ферропикритового вулканизма (рис. 4.44). Характерной их особенностью является сильная изменчивость содержаний компонентов, кроме FeO' ($FeO + Fe_2O_3$), особенно щелочных и летучих. Повышенные содержания MgO и Cr устанавливаются для нижней кумулятивной зоны (оливиновые ферропикриты) и верхней зоны закалки, если она присутствует, а пониженные – для зоны ликвации. В некоторых случаях изменение концентрации Crнесинхронно с MgO из-за наличия участков, обогащенных хромитом. Поведение TtO_2 противоположно MgO и Cr и не коррелируется с содержанием FeO, что подтверждает вхождение основного объема TtO_9 не в рудные минералы, а в клинопироксен.

Содержание щелочных и некоторых летучих компонентов (P, F) резко и аномально повышается в зоне ликвации на фоне низких

159

Нормативный состав пород (CIPW) двух расслоенных потоков (без зоны ликвации)

Минал			C-305	6						10	384		
	513.0 м	510.0 м	498.0 м	486.0 м	476.0 м	473.0 м	0	1	2	3	4	5	10
Man Mar 9.	17.62	20.86	17.35	7.60	6 .0 0	6.73	20.10	22.57	23.12	21.35	11.65	12.44	10.57
fr	0.05	0.06	_	0.09	0.11	_	0.06	0.06	0.06	-	0.07	0.08	0.08
ap	0.5	0.4	0.4	0.8	0.9	0.7	0.4	0.4	0.3	0.3	0.4	0.5	0.5
mt.cm.or	4.4	4.5	9.1	4.1	5.4	8.8	3.6	5.9	6.1	7.6	1.2	2.6	6.8
il	4.2	3.5	3.4	6.7	6.9	5.3	2.8	2.7	2.8	2.4	4.4	4.4	4.4
ol	17.1	7.7	3.9	12.7	5.5	-	13.6	11.8	6.6	6.8	5.1	-	-
(Fa.%)	(30)	(26)	(20)	(52)	(53)		(31)	(23)	(22)	(21)	(41)		
hu	26.9	52.2	35.9	8.7	12.7	17.7	45.2	53.3	72.2	50.5	18.2	38.3	35.0
nn	20.0	-	1.0	1.8	2.4	2.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
pl.	18.9	13.6	16.4	38.3	41.8	40.7	25.0	14.0	11.7	12.4	21.9	21.4	21.6
(An %)	(93)	(92)	(94)	(53)	(38)	(42)	(56)	(96)	(92)	(92)	(59)	(94)	(91)
Di	22.1	11.8	24.1	22.9	20.8	15.1	12.7	3.8	C=0.8	11.7	44.9	23.7	9.9
0	22,1	-	_	_	-	4.1	_	_	-	-	-	4.5	15.0
f, at 1%	30.5	27.1	32.0	55.0	60.5	54.5	28.9	26.2	25.6	27.2	37.7	39.4	43.0
		С.,											

160

Химический состав туфов	(П-1), расслоенных потоков и шаровых лав	(С-3077) ферропикритов пильгуярвинской свиты

Компонент	П-1	C_3p*													
		731.4 м	0	1	2	з	4	5	6-Г	6-Г	7-M	8-г-м	9 *	10	
SiO2	39.22	48.28	44.00	43,15	43,80	43.56	47.35	47.59	47.10	45.16	43.80	51.23	50 .0 6	49.43	
TiOz	2.44	2,94	1.48	1.44	1.49	1.28	2.34	2.33	3.03	3.06	3.72	2.00	2.48	2.29	
A2203	7.39	9.02	5.34	5.04	4,90	4.39	6.50	7.63	9.28	9.17	10.48	13.13	12.88	7.63	
Fe203	2,69	2.33	1.14	3.04	3.31	4.36	0.70	1.55	2.34	2.71	3.66	0.77	5.76	2.24	
FeO	13.52	11.40	13.60	11,45	11.14	10.23	12.04	12.98	11.73	12.44	15.24	15.12	7.31	12.21	
MnO	0.16	0.14	0.12	0.17	0,17	0.15	0.22	0.18	0.18	0.16	0,20	0.05	0.14	0.16	
MgO	15.71	8.82	20,10	22.57	23,12	21.35	11.65	12.44	8.50	8.96	7.22	3.15	5.52	10.57	
CaO	6.57	10.62	6.39	4.05	3.47	5.45	14.53	10.61	11.80	11.64	9.54	1.79	8 .0 5	8.15	
Nazo	0.13	2.44	0.12	0.06	0.11	0.11	1.06	0.16	2.57	2.09	0.41	3:91	2.68	0.22	
K ₂ O	0.42	0.10	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.13	0.09	1.48	2.48	0.25	0.02	
H20+	6.45	2.86	6.13	7.54	6.65	7.37	2.83	3.33	2.80	2.96	3.30	3.07	2.92	4.33	
P205	0.23	0.28	0.17	0.13	0.12	0.14	0.15	0,17	0.25	0.28	0.33	0.15	0.30	0.19	
CO2	3.61	-	0.09	0.11	0.84	-	0,43	0.29	-	0.02	0.09	0.02	0.74	1.06	
S	0.54	0.45	0.82	0.51	0.43	0.44	0.03	0.04	0.55	0.83	0.02	4.72	0.37	1.71	
F'		0.040	0.041	0.045	0.044	0.044	0.049	0.060	0.0 69	0.067	0.095	0.039	0.088	р .0 63	
Cr203	0.220	0.072	0.310	0.390	0.340	0.350	0.090	0.220	0.090	0.078	0.040	0.075	0.010	0.270	
V205	0.050	0.078	0.010	0.007	0.008	0.040	0.014	0.013	0.014	0 .0 86	0.010	0.047	0.05	0.010	
Ni	0.085	0.019	0.150	0,169	0.165	0.180	0.027	0.090	0.019	0.020	0.012	0.029	0.020	0.110	
Co	0.012	0.006	0.014	0.017	0.015	0.012	0.010	0.013	0.007	0.006	0.007	0.006	0.007	0.013	
Cu	0.024	0.017	0.015	0.018	0.017	0.018	0.022	0.020	0.007	0.015	0.012	0.014	0,010	0.027	
Сумма	100.00	100.02	100,32	100,33	100.40	99.88	100.14	99,95	100,6.2	100.25	99.73	102.04	100.25	101.07	
f, ar. %	63.7	46.2	28.9	28.2	25.6	27.24	37.7	39.4	47.6	48.3	58.9	73.8	56.0	43.0	

_

Продолжение табл. 4.32

Компонент	168	35 ^a	16	85 ⁶	1685	÷	1824/0	-3			C-2986		
	Г	М	Г	М		0	1	2	3	96.7 м	83.8 м	79.2 м	77.2 [*] м
SiO2	49.64	39.97	48.39	36.25	42.57	50.84	45.96	47.98	44.36	44.41	44.70	45.68	47.61
TiOz	4.20	4.93	4.50	5.20	4.52	2.82	3.11	3,35	2.90	1.45	1.58	2,93	2.94
Alz03	12.35	11.69	12.74	10.07	12,56	12.87	9,85	10.89	9.52	5.60	5 .5 7	11.69	11.81
Fe203	2.87	4.63	2.54	4.89	7.69	5.06	2.35	3.60	3.67	3.74	2.97	4.45	4.66
FeO	8.44 '	13.40	10.15	16.20	8.41	8.71	13.29	11.78	12.98	9.21	7.99	9.96	10.32
MnO	0.17	0.22	0.16	0.24	0.22	0.19	0.17	0,18	0.20	0.14	0.19	0.16	0,17
MgO	4.27	6 .0 6	4.39	7.67	4.40	2.40	7.48	5.34	7.99	17.46	17.16	4,68	4.84
CaO	9.97	10.78	8.09	11.55	14.16	5.75	11.01	9.74	11,55	9.97	14.09	10.84	8.24
Na20	4.22	0.70	3.71	0.23	0.17	5.92	3.51	4.25	2.27	0.11	0.19	2.32	3.29
K20	0.68	1.55	1.51	0.37	1.23	0.79	0.29	0.30	0.28	0.03	0.02	0.16	0.09
H20+	1.70	4.07	2.36	4.85	2.91	3.38	2,55	2.63	3.19	6.25	4.24	4.10	3.66
P205	0.88	0,64	0.47	0.58	0.47	0.38	0.28	0.35	0.33	0.18	0.16	0.29	0.36
CO2	0.35	0.19	0.11	0.37	0.02	0.03	0.07	0.15	0.06	0.34	0.09	2.13	1.62
S	0.09	0. 08	0,10	0.04	0.06	0.06	0.17	0.03	0.32	0.06	-	0.15	0.49
F'	0.150	0.210	0.140	0.210	0.17	0.076	0.069	0.090		0.030	0.046	0.070	0.070
Cr203	0.010	0.004	0,003	0.004	0.072	-	0.040	Q.0 10	0.050	0.24	0.220	0.010	-
V205	0.056	0.081	0.075	0.088	0.086	0.030	0 .0 50	0.070	0.060	0.05	0.060	0.070	0.063
Ni	0. 009	0.008	0.007	0.009	0.006	0.002	0.012	0.008	0.014	0.100	0.035	0.005	0.006
Co	0.004	0.005	0.006	0.006	0.006	0.006	0.008	0.007	0.0.08	0.012	0.007	0.006	0.006
Cu	0.015	0.014	0.016	0.015	0.013	0.002	0.020	0.008	0.016	0.020	0.024	0.005	0.005
Сумма	100.37	99.60	99.83	99.34	100.03	99.62	100.39	100.39	99.90	99.57	99.68	99.61	100.44
f, ar. %	58.9	61.9	61.1	60.0	66.2	66.7	53.5	60.3	53.41	28.8	25.9	64.2	62.6

Продолжение табл. 4.32

Компонент		C	-30 56					1746/1-5					
	513.0 м	510 .0 м	498.0 м	486.0 м	476 ^х м	473.0 м	463.0 м	1	2	3	4	5	6
Side	41.90	44.83	42.60	43,40	45.70	46.76	44.07	43.67	43.26	44.96	43.38	42.01	42.72
Ti02	2.21	1.84	1.79	3.50	3.64	2.78	2.65	2.42	2.07	1.86	2.10	2.62	2.71
Alz03	6.68	4.77	5.84	11.30	11.29	11.19	9.43	7.85	6.94	5.70	6.92	8.10	7.45
Fe203	1.33	1.77	5.67	2.72	3 85	5.19	5.77	1.59	1.08	1.70	2.08	1.72	2.19
FeO	12.51	12.22	9.45	14.18	13.37	9.58	9.92	13.46	13.05	11.45	13.77	13.28	12.22
Mno	0.14	0,13	0.16	0.23	0.18	0.16	0.16	0.24	0.15	0.14	0.20	0.22	0.20
MgO	17.62	20.86	17.35	7.60	6.00	6.73	9.72	15.57	17.77	18.08	14.80	14.58	14.14
CaO	9.50	5.74	9,53	10.20	8.81	8.81	11.04	8.98	8.37	8.88	9.82	11,15	11.78
Nazo	0.15	0.11	0,16	2,11	3.07	2.80	1.39	0.12	0.05	0.05	0.13	0.23	0.27
K ₂ O	-	-	0.02	0.31	0.41	0.33	0.18	0.06	0.02	0.03	0.04	0.10	0.13
H20+	6.62	6.00	5,68	4.18	3.68	3,80	3.86	5.16	5,86	5.76	5.15	5.00	4.58
P205	0.18	0.15	0.17	0.30	0.34	0.29	0.25	0.22	0.22	0.15	0.22	0.22	0.28
CO2	0.11	-	0.07	-	-	0,97	0.59	0.16	- 1	0.09	0.22	-	0.12
S	0.56	0.80	0.10	0.04		0.36	0.32	-	0.30	0.22	0.04	-	0.07
F'	0.035	0.040	0.042	0.066	0.077	0.0.75	0.064	0.050	0.050	0.060	0.050	0.080	0.070
Cr203	0.260	0.310	0.460	0.019	0.014	0.040	0.080	0.180	0.210	0.280	0.250	0.170	0.100
V203	0.011	0.011	0.040	0.018	0.013	0.065	0.080	0.060	0.050	0.050	0.060	0.060	0.060
Nio	0.118	0.207	0.130	0.013	0.013	0.015	0.021	0.072	0.110	0.120	0.120	0.058	0.032
Co	0.011	0.015	0.013	0.011	0.008	0.007	0.007	0.008	0.010	0.009	0.010	0.008	0.007
Cu	0.014	0.012	0.015	0.016	0.014	0.013	0.018	0.022	0.017	0.011	0.016	0.017	0.020
Сумма	100.10	99,92	99.85	100.41	100.47	100,24	100.10	100.13	99.64	99.85	99.53	99.79	99.56
f,at.%	30.5	27.1	32.0	55.0	60.5	54.5	46,6	34.9	30.6	28.7	37.2	36.4	58.0

Продолжение табл. 4.32

Компонент	нт 1748/1-10 С												
	1	2	3	4	5	6	7	8 - Г	8 ^A -M	9	10 ^{xx}	397	3 96
SiO2	43.54	44.16	39.49	42.83	40.37	45.10	44.31	48.14	46.50	43.64	35,41	46.30	39.78
Ti02	2.22	1.28	1.16	1.31	2.46	1.88	1.86	2.96	2.86	2,96	3.42	3.79	3.38
Al 203	6.71	4.65	3,58	4.12	5.64	5,42	6.01	9.77	8.42	6,90	12.30	12.94	8.94
Fe203	1.81	3.41	4.70	4.54	2.90	2,30	2.12	1.47	1.43	2,14	4.25	3.91	4.18
FeO	11.60	10.88	9,67	9.07	12.61	9,44	13.08	11.03	11.51	13.75	14.97	10.87	12.20
MnO	0.19	0.16	0,18	0.17	0,21	0.16	0.16	0.16	0.17	0.21	0.28	0.19	0.21
MgO	17.62	20.61	27.52	23.15	18,16	17.30	16.05	9,80	10.92	14,65	15,81	4.77	14.00
CaO	9.02	7.50	3.04	6.06	9.24	12.16	9.47	8.45	10.20	9,35	5,73	6.97	10.31
Na20	0.08	0.05	0,09	0.05	0.11	0.12	0.13	2.82	1.95	0.11	0.05	3.11	0.25
K2O	0.03	0.03	0,04	0.03	0.03	0.04	0.09	0.27	0.20	0.05	0.03	2,46	0.05
H20+	6.00	5.33	8,94	6.85	5.74	4,83	4,83	3,51	4.56	5,18	8.64	3,52	5.69
P205	0.24	0.11	0.11	0.12	0.23	0.15	0,20	0.30	0.31	0.28	0.54	0.37	0.31
CO2	0.18	0.15	0,10	0.20	0.64	0.09		0.55	0.08	0.10	0.22	0,20	0.14
S	0.03	0.44	0,18	0.30	0.46	0.07	0.98	0.08	0.49	0,36	0.11	0.02	-
F'	0.030	0.030	0.030	0.060	0.040	0.050	0.070	0.080	0.080	0.070	0.090		
Cr203	0.170	0.270	0,320	0.260	0.290	0.220	0.220	0:070	0.080	0.140	0.220	-	<0.01
V205	0,050	0.050	0.050	0.040	0.060	0,050	0.050	0.040	0.070	0.050	0.080		
Ni	0.080	0.160	0,190	0.160	0.095	0.030	0.120	0.068	0.018	0.050	0.010	0.007	0.024
CO	0.009	0.012	0.014	0.013	0.010	0.007	0.012	0.006	0.004	0.008	0.008	0.007	0.009
Cu	0.020	0.011	0 .0 08	0.012	0.020	0.019	0.014	0.021	0.020	0.018	0.008	0.006	0.015
Сумма	99.91	99.59	99.72	99.85	99.62	99.39	100.12	99.87	100.25	100.41	100.24	99.81	9979
f,ar. %	26.6	27:5	22.0	24.9	31.9	27.2	34.4	41.3	39.6	37.5	38.1	49.7	39.0

Продолжение табл. 4.32

Компонент	т СА-397-391 183			18	36/1	CA-400	-404				C-3077	
	395	391	М	Г	м	400	401	402	403	404	322.5 ^х м	314.3 ^х м
Sil	43.87	47.13	43.45	48.61 ,	47.09	39.11	41.53	46.30	40.15	41.37	42.07	41.08
TiOz	3.67	3.83	3.86	3.72	3.95	2.19	2.80	3.95	3,96	3.85	2.10	1.92
A1203	12.33	13,55	10.38	9.35	11.65	5,46	7.08	11.30	10.63	10.11	8.08	7.05
Fe203	4.33	6.99	3.49	4.28	2.84	7:35	3.02	4.29	4.15	3.19	3.65	2.21
FeO	10.70	7.12	12,73	9.09	12.10	9.02	10.47	10.60	13.46	13.04	11.51	11.32
MnO	0.18	0.12	0.18	0.16	0.18	0.19	0.19	0.15	0.21	0.19	0.19	0.16
MgO	7.46	3.78	6.92	5.07	6.41	22.49	15,37	5.39	6.85	8.23	16.70	13.75
CaO	8.63	6.80	11.83	10.16	8.02	5.16	14.05	8.33	11.61	12.22	7.68	9.33
Nazo	1.76	3.47	0.38	1.84	0.28	0.12	0.27	0.86	1,18	0.62	0.15	0.14
K20	2.69	1.98	1.05	1.66	2.39	0.05	0.04	3.60	1.35	1.55	0.14	0.17
H20+	3.40	4.20	1.83	2.87	4.44	7.32	4.30	3.57	3.86	3.52	7.05	7.28
P205	0.35	0.44	0.41	0.36	0.41	0.19	0.24	0.40	0.37	0,33	0.20	0.19
C02	0.05		3.22	1.95	0.14	0.51	-	0.30	1.60	1.21	0.31	4.81
S	0.12	-	0.07		0.17	0.11	0.04	0,35	0.03	0.09	0.01	0.33
Cn205	<0.01	<0.01	40.01	0.041	<0.01	0.200	0.120	0.01	0.03	0.06	0.146	
V205			0.089	0.071	0.062			-			0.057	
Ni	0.010	0.003	0.0110	0.011	0.005	0.150	0.026	0.006	0.011	0.019	0.088	
Co	0.009	0.007	0.008	0.006	0.005	0.013	0.008	0.008	0.005	0.009	0.009	
Cu	0.015	0.004	0.008	0.022	0.011	0.015	0.030	0.013	0.020	0,002	0.017	
Сумма	99.85	99.89	100.06	99.96	100.34	99.92	99.80	99.70	99.69	99.70	100.48	100.34
f,at. %	52.4	66.6	56.2	59.0	56.1	28.0	32.6	60.1	58.4	52.0	33.2	35.2

Примечание. П-1 - метатуф, карьер "Котсельваара"; С-ЗР/731.4 м - ферробазальт со спинифекс-структурой пироксенового типа, рудник "Каула"; 1684, 1685, 1824 - расслоенный поток, мощность изменяется от 24 до 12 м, г. Каула-Котсельваара, пробы отобраны снизу вверх по вертикальному разрезу; С-2986 - расслоенный поток, 24 м, Киерджипори-Верхнее; С-3056/513.0-476.0 м - расслоенный поток, 39 м, Киерджипори-Верхнее; С-3056/473.0 м и 463.0 м - два массивных 7-метровых потока; 1746/1-5 - расслоенный поток, 25 м, оз. Ламмас; 1747/1-10 - он же, через 2.5 км, мощность 50 м; СА-397-391 - массивный ферропикрит (СА-396) и глобулярный ферробазальт из верхней части расслоенных потоков, перекрытых туфосилицитами, г. Куорпукас, оз. Иля-Соукер; 1836-1836/1 - глобулярный ферробазальт, г. Двойная; СА-400-404 - расслоенный поток, >18 м, г. Двойная; С-3077 - шаровые лавы (анализы П.К. Скуфьина [114]); Г - глобула, М - матрикс, породы со спинифекс-структурой, ** порода со спинифекс-структурой, измененная при подводном выветривании. Химико-аналитическая лаборатория ГИ КНЦ РАН

содержаний их в других зонах. Подобное поведение данных компонентов позволяет предположить направленный характер кристаллизации расплава (снизу вверх и сверху вниз), в результате чего остаточная жидкость могла обогатиться Na, K, P и F. Непременным условием такого характера кристаллизации является формирование закалочных пород в верхней части потоков, так как в противном случае P и F могли мигрировать из расплава. Помимо P и F повышенное содержание имеет и S. Поведение породообразующих компонентов, а также Cr и P в горизонтах шаровых лав иное, не контрастное, что позволяет отнести их к недифференцированным образованиям.

Анализ графиков (рис. 4.43) и данных табл. 4.34 не позволяет отнести породы со спинифекс-структурой в отличие от коматиитовой ассоциации к продуктам закалки, состав которых мог бы характеризовать первичный состав материнского расплава. Наблюдается также определенное различие между нижней и верхней зонами закалки, например в содержании Р. Породы из зоны ликвации также сильно различаются между собой. При относительно постоянном Fe-Mg-соотношении в глобулах и матриксе наблюдается различное содержание SiO2, щелочей, а также Na-K-соотношение (рис. 4.45). В случае наиболее полного разделения расплава на две жидкости (обр. 1685) глобулы обогащены Na, а матрикс - К. Однако в ряде случаев в матриксе содержатся очень мелкие глобулы, что затушевывает картину. Разрыв по содержанию SiO2 глобул и матрикса является одним из доказательств ликвации расплава на две несмешивающиеся жидкости [104]. Средний состав глобул приближается к среднему составу ферробазальта со спинифексструктурой (табл. 4.34).

166

Химический состав ферропикритов томингской серии

Компонент		Туфы		Массивные и шаровые лавы							
	С-112/8.7 м	C-113/32.2	CA-233	CA-98	CA-97	1654/6	1654/2	1654/3	1654/4		
Sil	34.06	33.64	33.66	44.37	43.48	42.56	42.60	43.94	46.82	_	
TiO2	6.59	5.56	6.33,	1.68	1.92	2.42	2.54	2.05	2.82		
AL203	5.48	6.84	5,73	5.78	6.74	9.16	9.53	3.54	10.70		
Fe203	9.55	11.33	8,26	2,57	2.58	2.16	6,53	4.99	3.07		
FeD	11.16	7.47	11.72	11.63	14.05	13.06	9.77	9.57	12.49		
MnO	0.34	0.30	0.29	0.74	0.23	0.22	0.25	0.24	0.16		
MgO	17.60	16,30	16.37	19.57	16.64	14.29	12.07	12.91	7.66		
CaO	9.16	11.64	8.89	7.44	8.35	8.11	8.11	9.22	9.63		
Na20	0.22	0.22	0,02	0.16	0.26	0.56	1.01	0.36	2.07		
K20	0.34	1.96	0.20	0.05	0.05	0.17	0.68	0.78	0.48		
H20+	3.85	3.20	5.85	5.11	4.67	5.03	5.48	5.55	3.44		
P205	0.40	0.62	0.83	0.13	0.14	0.25	0,28	0.23	0.28		
CO2	2.24	1.81	0.92	Q.01	0.10	-	0.09	0.21	0.05		
S	0.21	0.07	0.26	0.33	-	0.12	0.12	0,22	0.34		
Cr203	0,12	0.11	0.100	0.260	0.260	0.128	0.130	0,140	0.073		
V205	0.04	0.04	0.070	0.020	0.020	0.056	0.060	0.060	0.057		
Ni			0.061	0.140	0.110	0.065	0.092	0.112	0.026		
Co			0.012	0.012	0.012	0.009	0.010	0.011	0.006		
Cu			0.016	0.013	0.048	0.006	0.010	0.022	0.008		
Сумма	99.44	99.41	99.71	99.68	99.78	99.79	99.87	99.88	100.43		
f,at. %	38.6	37.9	39.9	29.9	35.6	37.1	42.2	37.9	52.7		

Примечание. С-112, С-113, СА-233 - метатуфы участка "Соленый"; СА-98-1654/4 - массивные (СА-98, 97) и шаровые (1654/6-4) лавы водораздела руч. Миттриярви - оз. Вырмоозеро, 1654/2 - центр шара, 1654/3, 4 и 6 - лавы со спинифекс-структурой оливинового и пироксенового типов. Дополнительно: 0.10 Г'в 1654/6 и 1654/4.

the second s								and the second sec
Компонент	1(3)	2(17)	3(21)	4(5)	5(6)	6(4)	7(7)	8(150)
Si02	43.04	43,04	43.06	43.37	47.50	47.55	47.70	47.73
Ti02	2.28	1.77	2,20	4.20	3.44	2.96	2.20	1.55
Al203	7.08	5,68	6,87	11.35	10.30	11.94	7.50	13.08
Fe203	1.58	2,92	3.04	4.46	2,23	4.74	3.04	3.48
FeO	12.58	11.46	11.37	12.40	10.88	10.15	11.10	1 0. 87
MnO	0,19	0.17	0.19	0.20	0.17	0.16	0.18	0.20
MgO	16,94	19,87	13.97	6.20	7.80	5.77	11.38	6.68
CaO	9,17	6,99	10.47	10.87	10.02	8.48	10,10	10.62
Na20	0.12	0,16	0.16	0.39	2.90	2.96	0.23	2,33
K ₂ O	0,04	0.05	0.10	1.54	0.30	0.28	0.05	0.22
H ₂ 0+	5,80	5.84	5.32	3,60	3.00	з.00	4.00	2.49
P205	0,21	0.16	0.21	0.45	0.42	0.33	0.21	0.16
F'	0.038	0.045	0.060	0.160	0.100	0.070	0.060	
S	0,20	0.35	0.28	0.08	0.36	0.38	0.64	0.12
C02	0,15	0.22	1.80	0.10	0.20	0.84	1.30	0.37
Cr, r/T	1370	1980	1300	205	410	140	1440	100
V	220	200	340	450	340	280	220	340
Ni	900	1380	595	85	135	135	970	80
Co	95	115	90	60	55	70	110	
Cu	185	150	165	115	170	105	220	
f, at.%	31.5	28.4	36.2	59.8	48,1	58 .3	40.4	53.9
Ca0/A2203	1.3	1,2	1.5	1.0	1.0	0.7	1.4	0 ,8

Средний состав дифференциатов расслоенных потоков ферропикритовой ассоциации и толентовых метабазальтов

Примечание. 1 – ферропикрито-базальт нижней зоны закалки; 2 – ферропикрит и ферропикрито-базальт (Mg0>16%) нижней части потоков; 3 – клинопироксеновый ферропикрито-базальт (Mg0<16%) средней части потоков; 4 – пикритобазальт матрикса зоны ликващии; 5 – ферробазальт глобул зоны ликващии; 6 – ферробазальт со спинифекс-структурой; 7 – низкощелочной приконтактовый ферробазальт; 8 – толеитовый метабазальт [19]. В скобках указано количество анализов.



Рис. 4.44. Распределение породообразующих и других элементов по разрезам расслоенных потоков ферропикритовой ассоциации.

1-2 – толеитовый метабазальт (1 – массивная лава, 2 – пиллоулава); 3 – метатуф и метатуффит основного состава (а) и метаалевролитовый сланец (б); 4 – зона закалки (зона А); 5 – ферробазальт со спинифекс-структурой; 6 – глобулярный ферробазальт (зона ликвации, Б); 7 – массивный (а) и миндалекаменный (б) ферробазальт; 8 – массивный ферропикрито-базальт; 9 – оливиновый ферропикрит (кумулятивная зона Г). FeO'= 0.89 Fe₂O₃ + + FeO, мас.%.



Рис. 4.45. Состав ликвационных образований в ферробазальтах, толеитовых базальтах и лампроитах.

1-2 – глобула (1) и матрикс (2) ферробазальтов; 3-4 – вариоли (3) и матрикс (4) толеитовых базальтов четвертой вулканогенной толщи; 5-6 – поля оцеллов (5) и матрикс (6) лампроитов Канады, провинция Квебек; 7 – поле ликвации в системе, богатой железом; 5-7 – по данным [104].

Характерной особенностью всех пород ассоциации является повышенное и высокое содержание TiO_2 , что отличает их от пород всех изученных ассоциаций – коматиитовой, высокомагнезиальнобазальтовой, пикрито-базальтовой, а также марианит-бонинитовой и толеит-базальтовой (рис. 4.46). Аномально высокое содержание TiO_2 обнаружено в глобулярных ферробазальтах, а также туфах, обогащенных ильменитом (табл. 4.32 и 4.33). За высокое содержание TiO_2 ответственны почти все, за исключением оливина, силикатные и окислые фазы. Это подчеркивает субщелочной характер материнского расплава.

Другой особенностью пород ассоциации, о которой мы уже упоми нали, является высокое содержание FeO', которое колеблется преимущественно в пределах 14-16 мас. %. Высокое содержание FeO' отличает породы ассоциации от всех известных высокомагнезиальных вулканитов, в том числе коматиитов (рис. 4.47), меймечитов, океанитов, пикритов, марианит-бонинитов, щелочных пикритов, оливиновых мелилитов, нефелиновых базанитов и других (для сравнения была использована выборка из 820 анализов, в том числе 220 анализов коматиитов). И лишь единичные анализы, например пикритов Норильска (моронгская свита) и Миннесоты, коматиитов Индии и пояса Абитиби, содержат более 15 мас. % FeO'. Если предположить, что исходный расплав для ферропикритовых вулканитов является первичным, то высокое содержание FeO' в нем предполагает и более высокое содержание FeO'



Рис. 4.46. Эволюция состава пород ферропикритовой ассоциации по сравнению с другими вулканитами на диаграмме Ti0₂-MgO.

1-4 - коматиитовая ассоциация, Колмозеро-Воронья (1 - перидотитовые, 2 - перидотитовые со спинифекс-структурой, 3 - пироксенитовые и 4 - базальтовые коматииты); 5-7 - высокомагнезиальнобазальтовая и субщелочная пикрито-базальтовая ассоциации (5 полисарская, 6 - умбинская и 7 - ильмозерская свиты); 8 - марианит-бониниты [21]; 9-10 - ферропикритовая ассоциация (9 миттриярвинская и 10 - четвертая вулканогенная толщи); 11-13 поля составов коматиитов Канады, ЮАР, Зап. Австралии (11), марианит-бонинитов Филиппинского моря, о. Папуа-Новая Гвинея, о. Бонин (12), базальтов МОКВ (13).

в мантийном субстрате. Среди базальтовых вулканитов океанов выделяются ферробазальты, содержащие свыше 12 мас. % FCO' [86]. Они широко развиты на океанических островах Исландии, Фареры, Ян-Майен, Галапагосских, в пределах Красного моря, подводном хр. Дайто (Филиппинское море), а также в ассоциации с платобазальтами Сибири, Карру и Декана [86]. Их происхождение увязывается с процессом дифференциации базальтовой магмы при низкой летучести кислорода, т.е. в сухих условиях, что обеспечивает накопление железа в конечных продуктах кристаллизации. Классическим примером этому является образование феррогаббро Скергаардского интрузива [133]. В нашем случае по всему разрезу расслоенных потоков наблюдается постоянно высокое содержание FeO', что при уменьшении MgO вызывает увеличение коэффициента железистости (f) от 22 до 67%.

Породы ферропикритовой ассоциации обеднены АС, 0, относительно MgO (рис. 4.47), что приближает их к низкоглиноземистым коматиитам Барбертона или Колмозеро-Воронья. Так как они имеют высокое содержание FeO', но пониженное Al_20_3 , то для них характерно высокое отношение FeO'/ Al_20_3 . Это отношение значительно выше в породах ферропикритовой ассоциации, чем в экспериментальных частичных выплавках из перидотитов, равновесных с реститовыми минеральными фазами мантийного парагенезиса при умеренных и высоких давлениях, но несколько ниже, чем в стеклах высокомагнезиальных базальтов Луны (рис. 4.48). Это предполагает, что источник для материнского ферропикритового расплава был иным, чем для коматиитовых или базальтовых вулканитов. Это же отношение использовано нами для сравнительного анализа с другими пикритовыми вулканитами нижнего протерозоя (рис. 4.49). Породы ферропикритовой ассоциации Печенгской и Имандра-Варзугской структур образуют на рисунке единый ряд, который четко различается от пикритов и пикрито-базальтов южнопеченгской серии, умбинской свиты или суйсария Онежской мульды большим значе-нием отношения FeO'/Al₂O₃ при фиксированном содержании MgO.

Пониженное содержание Al_2O_3 , но высокое TiO_2 в ферропикритах и ферробазальтах обусловливает низкое в них отношение Al_2O_3/TiO_2 (~4). Подобное же низкое отношение Al_2O_3/TiO_2 характерно и для интрузивных пород габбро-верлитовых массивов (рис. 4.50), что подчеркивает комагматичность вулканогенной и интрузивной фаций. Это отношение очень сильно отличается от хондритового (20) или коматиитового (22 и 10-11). Поэтому модель простого плавления мантийного субстрата с хондритовым отношением некогерентных эдементов не приемлема для получения ферропикритового расплава.

Рассмотрим поведение в породах ферропикритовой ассоциации рудогенных, рассеянных и других элементов, содержание которых приведено в табл. 4.35. Ферропикриты, будучи ультраосновными породами, обогащены Cr, Ni, Co, частично Cu, содержание которых соизмеримо с высокомагнезиальными базальтами, но ниже особенно Cr), чем в коматиитах архея. В ферропикрито-базальтах содержание Cr, Ni и Co резко снижается, но повышается V и Sc.

Ферробазальты относительно обогащены Sr, Ba, Zr, Ta, Th и U, распределение которых сильно зависит от структурно-текстурного строения породы. Например, глобули больше обогащены Sr, а матрикс - Ba, Zr, Ta, Th, реже U. Содержание Rb индиферентно по отношению к общему составу, но коррелируется с содержанием K₂O и тем самым отражает долю ортоклаза или остаточного расплава. Это согласуется с данными о преимущественном накоплении Sr в твердой Са-содержащей фазе – плагиоклазе, а Rb – в остаточном расплаве при прогрессивной кристаллизации расплава [136].



Рис. 4.47. Соотношение FeO' и Al_2O_3 относительно MgO в вулканитах ферропикритовой (1) и коматиитовой ассоциации (2-7).

1 – четвертая вулканогенная толща Печенги; 2 – Барбертон, ЮАР; 3 – Зап. Австралия; 4 – Белингве, Зимбабве; 5 – Манро-Тауншил, Канада; 6 – мыс Смит; 7 – о. Горгона. Рис. 4.47–4.50 и 4.52 выполнены по матриалам доклада [162].



Рис. 4.48. Соотношение FeO' / Al_2O_3 относительно MgO в породах ферропикритовой ассоциации (1), экспериментальных расплавах перидотитов, полученных при умеренных и высоких давлениях (2) и лунных стеклах высокомагнезиальных базальтов (3).



Рис. 4.49. Соотношение FeO'/Al₂O₃ относительно MgO в ферропикритах и других высокомагнезиальных вулканитах протерозойских структур Кольского полуострова и Карелии.

1-2 – ферропикритовая ассоциация (1 – четвертая вулканогенная и 2 – миттриярвинская толщи); 3 – пикриты суйсария, Онежская мульда; 4 – пикриты южно-печенгской серии; 5 – пикрито-базальты умбинской свиты; 3 – по данным [27], 4 и 5 – [19]. Рис. 4.50. Сравнение соотношения $TiO_2 - AI_2O_3$ в ферропикритах и коматических габбро-верлитовых интрузивах.

 средний состав ферропикрита;
оливиновые кумуляты (верлиты);
метапироксениты зон закалок;
средневзвешенные составы некоторых интрузивов.

На рис. 4.51 нанесены содержания некоторых индикаторных элементов относительно MgO. Сл и Ni обнаруживают прямую связь с MgO, a Zn, BC и Sc - обратную. Судя по диаграмме, в распре-



делении Ср определяющую роль, как и для высокомагнезиальных базальтов (рис. 4.16), играл хромит, а не клинопироксен. Высокие содержания Ni в ферропикритах сильно смещены, в отличие от коматиитов, в сторону пониженного содержания MgO. Подобное поведение Ni могло быть обусловлено буферированием кристаллизации силикатного расплава сульфидной жидкостью, т.е. определяющую роль в распределении Ni играли не только силикатные, но и сульфидные фазы. Присутствие сульфидной фазы вызывает, по-видимому, и значительные вариации содержания Ni в зоне закалки интрузивов.

В отношении V не прослеживается четкой связи с Моо из-за вхождения его в решетку разных минералов: клинопироксена, шпинелида и ильменита. Судя по его повышенному содержанию в зонах закалки, расплав вервоначально уже был обогащен V, затем произошла резкая его дифференциация с сильным обогащением остаточного расплава в зоне ликвации. Оттеснение V в остаточный расплав могло произойти в условиях первоначально восстановительного характера расплава, что затрудняло вхождение V в твердые фазы или замещению V³⁺ — Fe³⁺. Помимо V остаточный расплав был обогащен Z р и Ва. Содержание Sp в ферробазальтах (150 г/т) значительно выше, чем в коматиитовых базальтах (~40 г/т) или высокомагнезиальных базальтах (30-45 г/т), тогда как содержание Ва скачкообразно увеличивается при снижении МаО за 10-12% или с повышением доли СаО за счет полевого шпата. Судя по диаграмме (рис. 4.51), мы не всегда можем точно оценить содержание некоторых элементов (V, Ni) в зонах закалки из-за значительных их вариаций. Ферропикриты, как и комагматичные им метаперидотиты, обогащенные некогерентными элементами, и их анализы ложатся на диаграмме Th/Yb-Ta/Yb(рис. 4.52) в поле либо щелочных базальтов, либо промежуточных базальтов.

Как известно, лавы и туфы ферропикритовой ассоциации пространственно ассоциируют с шаровыми, массивными и вариолитовыми

Содержание элементов-примесей в туфах и лавах ферропикритов по данным РФА

Компонент	П-1	С-Зр	1684/0-10						16	85 ^a	1685 ⁶	
		731.4 м	0	1	4	5	9	10	Г	М	Г	М
MgO	16.98	8.74	20.10	22.57	11.65	12.44	6,39	10,78	4.27	6,06	4.39	7.67
Cs,r/T	11.8	(0.62)	1.73	1.8	(0.52)	(0.48)	(0.39)	(0.50)	(0.59)	1.87	(0.59)	0.883
RЪ	27.4	(8)	(5.6)	(5.8)	(5.8)	(5.5)	(6.6)	(5.9)	17.8	70.3	30	18
Sr	51	55					30		a.			
Ba	87,8	(50)	(28)	(29)	(31)	(20)	(38)	(34)	280	607	569	129
Th	1.7	2.56	1.54	1.21	1.44	1.76	2.72	1.79	4.69	5.09	4.07	5,12
Sb	2.1	0.68	0.486	0.396	0.503	0.667	0.515	0.391	0,124	0.093	0.161	0.062
Sc	38.9	45.7	25,2	27.5	77.7	44.2	33.8	40.4	36.1	46	43.7	51.2
U	0.687	0.9	0.326	0.248	0.386	0.537	0.735	0.496	1.08	1.48	0.939	1.17
Zn							180					
Ta	1,45	2.21	1.02	0.825	0.968	0.992	1.99	0.86	4.16	5.1	3.71	4.14
V							470				(a.e	
Cr	1250	468	1880	23.20	511	1460	48.5	1630	117	66.3	49.8	61.7
Cu				5			150			Y.		
Ni	558	(36)	1190	1390	211	812	190	929	65	(29)	(26)	(27)
Co	91.7	63.1	110	118	65.8	95.6	54.8	107	38.5	53.1	38.8	62.9
S					Ì		5630			8		

176

Продолжение табл. 4.35

Компонент	1824/0-3								C-2986			
	0	1	2	3-Г	3-M	з ^А -г	3 ^A _M		97.9 м	97.0 м	95.3 м	93.5 м
Mg0.	2.76	7.26	5.27	6.67	8.81	5.71	7.48	12.35	18.00	18.40	21.30	23.70
Cs, r/T	1.42	1.23	2,31	-	-	0.814	1.43	1.15	-	0.648	1.23	1.19
RЪ	9.09	4.45	9.40	4.23	4.92	5.00	7.38	6.25	3.75	4.49	4.86	4.67
Sr	120	130	130	140	80	180	140	60	20	20	20	.10
Ba	178	25.9	92.9	102	138	130	90.1	31.8	22.2	25.7	26.7	26.4
Th	5.02	3.45	3.70	2.87	3.74	3.22	3.73	2.39	1.30	1.59	1.17	0.813
Se	18.4	40.9	37.3	41.3	43.6	37.2	42.7	39.3	28.9	28.5	27.6	23.8
U	1.08	0.747	0.866	0.656	0.572	0.626	0.867	0.703	0.277	0.177	0.323	0.218
Zr	260	200	210	180	200	190	210	170	80	80	80	60
Ta	2.56	1.90	2.13	1.63	1.96	1.60	2.13	1.18	0.884	0.953	0.855	0.649
ν.	260	410	470	420	470	430	460	310	270	240	230	200
Cr	35.7	200	55.8	274	299	140	157	1140	1100	1260	2110	2110
Cu	20	190	100	140	170	150	150	180	130	190	170	190
Ni	20.3	58.5	30.5	90.7	91.3	22.8	77.9	552	670	803	1290	1440
0.0	37.2	51.2	52.5	46.1	60.7	51.0	67.5	82.7	73.1	81.2	117	116
S	940	1860	1810	3870	1870	2820	740	3310	190	330	3810	2830

12 В.Ф. Смолькин
Продолжение табл. 4.35

Компонент	,				C-	2986				1748/1-10		
	90.8 м	88 .0 м	84.1 м	81.5 м	78.7 м	76 .5 м	76.0 м	75 .0 м	74.2 м	1	3	5
MgO	24,30	23.30	17.20	7.11	4.82	6.21	6.44	10.30	10.60	17.62	27.52	18,16
Cs, r/T	0.603	1.02	0.601	-	-	0.488	-	-	-	(0.43)	1.14	1.78
RЪ	5.43	4.75	4.40	5.27	6.23	5.69	5.38	5.08	5,11	4.9	5.66	5.44
Sr	20	20	50	100	100	80	100	20	50	10	20	40
Ba	29.3	25.9	27.4	163	140	31.0	87.1	29.7	29.8	25.8	27.6	28.6
Th	1.27	1.58	1.38	2.26	3.34	3.23	3.61	2.30	1.58	2.09	0.994	2.11
Sc	26.8	17.6	57.6	40.8	25.7	36.5	20.7	39.0	34.9	42.8	25.4	48
U	0.234	0.295	-	0.458	0.925	0.480	0.797	0.494	0.376	0.46	0.165	0.455
Zn	80	110	90	150	220	200	220	150	120	130	70	110
Ta	0.830	1.22	0.961	1.37	2.09	2.13	2,29	1.35	1.09	1.83	0.855	1.99
V	230	210	320	530	360	460	370	350	340	310	190	330
Cr	2540	2320	1450	52.4	21.3	32.0	21.0	926	1230	1100	2060	1670
Cu	160	120	260	270	20	30	50	.180	679	90	6 0	36 0
Ni	1830	1540	289	92.3	24.5	26.1	23.0	532	140	611	1590	876
Co	136	118	55.5	73.5	54.2	51.9	50.8	70.8	82.3	74.9	124	95
S	1480	1240	310	360	920	4360	10700	11700	3 0 300	170	1050	4850

.

178

00

Компонент			8/1-10		183	86/1	C-3	3077	16	54/4-6
	8–Г	8 ^A -M	9	10	Г	М	322.5 м	314.5 м	.4	6
MgO	9.80	10.92	14,65	16.14	4.96	66.9	15.73	14.97	8.12	13.93
Cs, r/T	(0,52)	0.574	(0.48)	(0.52)	(0.42)	(0.44)	1.63	1.17	(0.60)	(0.54)
RЪ	6.88	7.48	5.65	6.15	14.3	13.6	8.3	11.1	7.51	6.43
Sr	190	130	100	80	80	80	73	68	238	39
Ba	137	116	49.6	30.5	363	66 0	5 0. 9	50.2	153	70.2
Th	2.42	3,12	2.39	4.03	4.45	5.27	1.38	1.48	3.25	2.93
Sc	50.2	58,5	48,5	26	41.1	40	44.6	40.4	46.3	40.5
U	0.653	0.647	0,535	0.764	0.84	4.06	0.662	0.548	1.07	1.23
Zn	190	410	180	280	250	350				
Ta	2.04	2.74	1.86	3.09	2,95	10.2	1.33	1.09	2.41	2
V	400	40	370	630	460	500				
Cn	468	522	92.5	40.7	247	106	1230	1150	467	775
Сц	210	220	190	-	220	190				
Ni	94.5	155	427	25.9	84.4	52.7	822	796	187	398
Co	55.7	59.1	74.8	58.4	52.7	48.7	103	1 0 8	65.6	78.8
S .	880	160	250	20	10500	450			×	

Примечание. Привязку пробсм. в табл. 4.32, 4.33. Анализы выполнены в лаборатории компании. "Раутарукки", г. Раахе.

179

Продолжение табл 4.35



Рис. 4.51. Распределение элементов-примесей в ферропикритовых расслоенных потоках по данным РФА.

1 – породы нижней и средней зон; 2 – породы зоны ликвации; 3 – нижние зоны закалки; 4 – зона закалки Северо-Котсельваарского интрузивного массива; 5 – тренды дифференциации в коматиитах (рис. 4.16).



Рис. 4.52. Положение ферропикритов (1) и интрузивных оливиновых кумулятов-верлитов (2) на диаграмме Th/Yb-Ta/Yb[85].

ПБ – платобазальт; ЩБ – щелочный базальт, щелочная серия; МЩБ – промежуточный тип; ТБ – толеитовый базальт, толеитовая серия; ОБ – срединно-океанический толеитовый базальт (MDRB).

лавами, брекчиями и гиалокластитовыми туфами основного состава, которые образуют самостоятельную ассоциацию. Последняя сложена главным образом породами одного семейства – толеитовых базальтов (безоливиновых, нормальноглиноземистых, натрового типа). Для толеитовых базальтов характерным является выдержанность общего химического состава на всем протяжении разрезов третьей и четвертой вулканогенных толщ [59, 19].

По содержанию SiO₂ они наиболее близки к ферробазальтам расслоенных потоков (табл. 4.34), но в то же время значимо отличаются от них меньшим содержанием TiO_2 , FeO' и P_2O_5 , но и большим AI_2O_3 и CaO. Помимо этого толеитовые базальты обогащены по сравнению с ферробазальтами Ва, но обеднены Cr, Ni, Ta, Zr, U, Th, Rb и CS (табл. 4.36) и в этом отношении являются более примитивными. Содержания Sr в обоих типах пород в значительной степени перекрываются. Габбро-диабазы (или офитовые габбро) силлов близки по составу к толеитовым базальтам, отличаясь от них повышенным содержанием TiO_2 и FeO' за счет накопления титаномагнетита (табл. 4.36). Обогащенность габбродиабазов FeO' и повышение коэффициента железистости (f) позволяют отнести их к поздним дифференциатам толеит-базальтового расплава. В случае вариолитовых метабазальтов происходило, ана-

Таблица 4.36

Содержание петрогенных элементов и элементов-примесей в шаровых и массивных лавах толеитовых базальтов и габбро-диабазах по данным РФА и ИНАА

Компонент	C-2986		87	/17-202	2		72	.8
	99.6 м	17	18	21	26	202	В	М
SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Feo MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O P_2O_5 Cs, r/r Sn Ba Th Sc U Zn Ta V Cn	$\begin{array}{c} -2336\\ \hline 09.6 \ \mbox{\tiny M} \\ 47.10\\ 1.08\\ 14.10\\ 12.17\\ 0.22\\ 6.91\\ 9.96\\ 3.03\\ 0.23\\ 0.10\\ -\\ (4.8)\\ 140\\ 172\\ 0.284\\ 55.9\\ 0.102\\ 70\\ 0.155\\ 340\\ 162 \end{array}$	17 45,50 1,60 13,50 13,76 0,22 5,75 8,81 3,54 0,46 0,15 (0,42) 13 150 359 0,403 61,5 (0,27) 110 0,345 430 174	18 43.80 1.56 14.20 14.53 0.21 6.20 8.33 2.74 0.94 0.14 (0.41) (7.2) 140 794 0.252 57.4 (0.17) 110 0.367 430 146	21 46.20 1.54 13.80 13.63 0.23 5.67 9.26 2.37 0.87 0.15 (0.43) (7.2) 140 576 0.373 57.9 (0.14) 110 0.439 420 147	26 45.10 1.45 13.30 13.62 0.23 5.72 10.70 2.49 0.09 0.12 (0.41) (6.4) 50 38.5 0.362 56 (0.09) 90 0.298 420 77.3	202 45.30 2.57 11.70 16.98 0.27 4.75 8.70 2.44 0.32 0.16 (0.42) (6.5) 110 84.6 0.395 60\$ 8 0.233 120 0.373 640 (21.4)	B 55,71 12,26 2,29 7,48 0,18 5,89 8,05 3,14 0,93	M 48.98 2.90 12.08 2.69 10.73 0.15 8.44 5.96 0.42 1.63
CNCS Ded MUDDU CS DCN SETYL	150 62.3 50.4 210 4.03 5.47 5.11 2.40 0.618 0.442 1.49 0.227	130 68.6 55.3 1210 6.0 12.4 7.8 3.39 1.24 0.71 2.6 0.31	120 53.1 58 1550 5.7 12.5 9.0 3.6 1.42 0.72 2.6 0.30	120 90.5 53.8 1630 5.5 12.4 8.5 3.31 1.34 0.71 2.5 0.31	130 36 56.8 5540 4.7 10.6 9.9 3.2 1.17 0.66 2.3 0.27	130 16.8 55.8 640 6.6 14.8 14.4 4.3 1.59 0.87 2.8 0.34		

Примечание. С-2986/99.6 м – метабазальт, подстилающий расслоенный поток ферропикритов; 87/17, 18, 21, 26 – массивные и шаровые лавы метабазальтов, оз. Луотнинское, 87/202 – габбро-диабаз, там же (образцы из коллекции А.Е. Борисова, П.К. Скуфьина); 728 – вариоли (В) и матрикс (М) из вариолитовых метабазальтов, г. Матерт [42]. Анализы выполнены в лаборатории компании "Раутарукки", г. Раахе, и ядерной лаборатории, г. Отаниеми, лаборатория ГИ КНЦ РАН. логично как для глобулярных ферробазальтов, обособление двух расплавов, различающихся по содержанию большинства компонентов, в том числе ${\rm SiO}_2$, ${\rm Na}_2{\rm O}$ и K2O. В них также обнаружена своеобразная инверсия щелочей – накопление в матриксе K2O относительно ${\rm Na}_2{\rm O}$.

По отношению к толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов (MORB) базальты четвертой толщи содержат меньше Al 203, но больше FeO' (табл. 4.37). Кроме того, они сильно обогащены Cu, Zn и Rb, но обеднены Sn, Sc, Zn, Nb и Cn. Обогашение СШ и Zn согласуется с широким развитием колчеданного оруденения в метаосадочных породах, перемежающихся с вулканитами. По данным Б.Г. Лутца [65], с увеличением глубины магмогенерации отношение близких по своим свойствам некогерентных элементов (K/Rb, Rb/Cs, Sn/Ba, La/Yb) смещается в пользу более щелочного, а отношение тупоплавких когерентных элементов (Ti/Zn.Nb/Ta,V/Cn) - в пользу более легкоплавкого элемента. По данным табл. 4.37, отношения в базальтах четвертой толщи следующие: K/Rb = 180:255, Ti/Zn = 165:235, V/Cn = 1.0:2.4; в базальтах MOR B: K/Rb = 340, Til2n= 85, V/Cr = 0.8. Их сопоставление однозначно свидетельствует о несколько большей глубине генерации расплава, исходного для базальтов четвертой вулканогенной толши.

Породы ферропикритовой и толеит-базальтовой ассоциаций были исследованы с помощью ИНАА, результаты анализа приведены в табл. 4.36 и 4.38. Для расслоенных потоков, шаровых лав и туфов ферропикритов характерным является сильное обогащение легкой фракцией РЗЭ (рис. 4.53), что отличает их от всех вышеописанных высокомагнезиальных вулканитов (рис. 4.7, 4.17). Общее обогащение РЗЭ отчетливо коррелируется с уменьшением содержания MgO, т.е. распределение РЗЭ находится под контролем оливиновой фазы. Не устанавливаются значимые различия по спектрам РЗЭ среди вулканитов разных уровней и разных структур (Печенгской и Имандра-Варзутской). Это возможно в случае близости по глубине очагов магмагенерации и ограниченного их количества.

Спектры распределения РЗЭ в породах расслоенных потоков и интрузивных массивов габбро-верлитов очень близки между собой. Отличия заключаются в сильном обогащение РЗЭ ферропикритов из зоны ликвации, более сильном, чем в габбро. В случае наиболее полного разделения на две несмешивающиеся жидкости (проба 1685) матрикс больше обогащен РЗЭ, чем глобули. Учитывая, что он же обогащен Zr, U и Th, часть РЗЭ следует связывать с цирконом.

Сильное обогащение пород ферропикритовой ассоциации легкими РЗЭ может быть прежде всего обусловлено полным переходом клинопироксеновой фазы в расплав при селективном плавлении мантийного деплетированного субстрата, что согласуется с обогащением пород ассоциации Су и Sc. Гранат, главный концентрат тяжелых РЗЭ, не играл существенной роли в процессе плавления или не находился с расплавом в равновесии. Учитывая высокое содержание МсО и Ni, расплав должен был находиться в равновесии с оливином

Таблица 4.37

Средние составы толеитовых базальтов четвертой вулканогенной толщи и срединно-океанических хребтов

					T						
Компонент	1(31)	2(85)	3(28)	4(7)	5(387)	Компонент	1	2	3	4	5
SiO2	46.60	47.38	46.30	47.69	49,14	Li,r/T	14.0	12.5	9.2	14.1	8.8
Ti02	1.06	1.33	1.78	1.19	1.17	RЪ	11.7	11.1	11.3	15.0	4.9
Al203	12.84	13.73	13.07	13.64	15.64	Sr	41.6	68.4	86.4	80.0	134
Fe_2O_3	1.69	2.38	2.62	1.96	2.64	Ba	21.6	32.5	27.1	62.9	48
Fel	11.05	12,17	12.62	11.56	6.66	Sc	8.0	8.9	7.5	8.4	40
MnQ	0.15	0.20	0.23	0.16	0.16	Ga	13.8	17.2	13.5	18.4	17
MgO	7.65	7.09	6.18	6.61	8,22	Zn	37.1	43.9	45.7	42.9	85
CaO	1 0. 66	9.70	10.01	11.02	11.84	NЪ	6.2	2.7	2.9	2.2	11.2
Na_20	2.49	2.73	2.30	0.57	2.40	Cu	255.5	271.8	311.8	372.9	81
K ₂ O	0.26	0.34	0.34	0.45	0.20	Zn	152.2	128.8	131.8	141.4	78
$P_{2}O_{5}$	0.13	0.16	0.24	0.27	0.12	V	195.2	234. 6	134.6	242.9	252
H_2O^+	3.97	3.26	3.71	3.62	0.34	Cr	205.4	96.6	90.6	141.7	317
CO2	0.05	0.14	0.12	0.35		Ni	235.1	76.6	88.1	93.0	144
						CO	60.7	42.0	46.4	47.0	45

Примечание. 1 – оливиновые базальты; 2 – дифференцированные базальты; 3 – базальты и 4 – низкощелочные базальты четвертой толщи по [59]; 5 – базальты типа МОКВ [200]. В скобках указано количество анализов.

184

Таблица 4.38

Элемент	П-1	С-Зр			1684/0-10			C-2986		1748/1-10						
		731.4 M	0	1	4	5	9	10	75.0 м	74.2 м	1	3	5	8-Г	8 ^A -M	9
La	20	28	17.8	10.1	14.9	15.0	21	17.0	18.6	17.9	20	10.6	19.7	26	26	17.6
Ce	38	54	31	18.9	28	130	45	32	28.2	25.8	42	20	36	50	50	42
NG	25	34	18.3	14.4	18.3	21	33	19.1	16.2	17.0 *	28	14.7	23	31	31	30
Sm	7.1	8.1	3.8	3.3	4.4	4.7	6.9	4.5	5.04	4.62	5.4	3.0	5,9	7.2	7.2	7.3
Eu	2.1	2.3	1.49	0.70	1.61	1.40	2.1	1.52	1.28	1.22	3.4	1.07	1.13	2.1	2.2	2.2
ТЪ	0.80	1.0	0.46	0.43	0.65	0.56	0.83	0.67	0.629	0.597	0.76	0.38	0.64	0.81	0.83	0.84
ΥЪ	1.2	1.7	0.82	0.77	1.14	1.07	1.54	1.12	1.08	1.06	1.50	0.67	1.22	1.56	1.61	1.49
Lu	0,13	0.15	0.14	0.09	0.14	0.16	0.16	0.16	0.169	0.190	0.18	0.05	0.16	0.15	0,20	0.15

Содержание редкоземельных элементов в туфах и лавах ферропикритов, по данным ИНАА

Продолжение табл. 4.38

Элемент	емент 1685 ^а 1		1	1685 ⁶ 42 ^c		C-2986			1748 1836/1			C-3077		1654	
	Г	м	Г	м		95.3 м	88.0 м	81.5 м	10	Г	м	322.5 M	314.3 м	4	6.
La	40	55	35	51	19.7	11.6	12.5	18.7	35	37	44	14	27	14	18
Ce	82	105	65	101	41	16.5	23	32	62	81	90	30	50	27	45
Nd	54	66	44	67	26	10.3	12.8	19.2	39	50	49	23	29	22	32
Sm	11.3	13.6	10.6	14.9	6.1	2.94	3.84	5.58	8.6	11.	10.7	6.7	6.9	7.6	9.0
Eu	3.1	4.7	2.7	4.8	2,08	0.620	0.857	1.50	2.4	3.6	3.4	1.8	1.9	1.6	2.4
ТЪ	1.25	1.51	1.08	1.67	0.77	0.434	0.499	0.648	0.88	1.1	1.13	0.85	0.89	0.83	0.96
ΥЪ	2,3	2.7	2.1	2,9	1.35	0.617	0.873	1.16	1.77	1.88	1.89	1.7	1.6	1.7	1.8
Lu	0.23	0.31	0.23	0,29	0.19	0.093	0.111	0.159	0.21	0.21	0.17	0.19	0.23	0.26	0.19



Рис. 4.53. Распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту, в породах ферропикритовой и толеитовой ассоциаций.

1 – оливиновый ферропикрит, туф (П-1); 2 – глобулярный ферробазальт; 3 – толеитовый базальт и 4 – офитовое габбро, оз. Луотни; 5 – габбро, клинопироксенит, верлит; 6 – средний базальт срединно-океанических хребтов.

и, возможно, с ортопироксеном. Однако один клинопироксен не может обеспечить высокого соотношения La/Yb, так как его содержание в мантийном субстрате в условиях фации гранатовых перидотитов резко подчинено гранату и оливину. Обогащение мантийного субстрата легкими РЗЭ и другими некогерентными элементами можно объяснить глубинными метасоматическими процессами, обусловленными воздействием щелочных флюидов или расплавов.



Продолжение рис. 4.53.

Принципиально иной, хондритовый тип распределения РЗЭ имеют породы толеит-базальтовой ассоциации (рис. 4.53). Подобный же спектр РЗЭ наблюдается для ограниченного цикла вулканитов, а именно для толеитовых базальтов Срединно-Атлантического хребта, Восточно-Тихоокеанского поднятия, Красноморского рифта и эпизодически четвертичного рифта о. Исландии, в то время как для толеитовых базальтов, оливиновых базальтов и щелочных базальтов континентальных рифтов, траппов и океанических островов характерна обогащенность в различной степени легкими РЗЭ (рис. 4.54).

К настоящему времени среди третьей и четвертой вулканогенных толщ не обнаружены породы с промежуточным спектром РЗЭ, что подтверждает независимость источников для ферробазальтового и толеит-базальтового расплавов. Так как с увеличением давления



Рис. 4.54. Обобщенные спектры РЗЭ для коматиитов, бонинитов и базальтов различных геотектонических зон фанерозоя, по литературным данным.

эвтектика в системе $MgO-TiO_2-SiO_2$ смещается в сторону TiO_2 [173], логично предположить более глубинный характер ферропикритовых очагов, чем толеит-базальтовых. Этот вывод согласуется с увеличением содержания K_2O и P_2O_5 в ферропикритах, роль которых увеличивается с глубиной магмогенерации. Таким образом, в процессе формирования третьей и четвертой толщ периодически функционировали очаги, расположенные на двух резко различных по глубине уровнях. При этом более глубинные очаги начинали функционировать раньше, чем малоглубинные.

На основании полученных данных по петрогеохимическим особенностям пород ферропикритовой и толеит-базальтовой ассоциаций стало возможным ответить на вопрос о возможном продолжении третьей и четвертой толщ за пределы собственно Печенгской структуры, юго-восточнее г. Кучин. В районе вершин Тюльпвыд, Кеулик, Кенирим залегает с перерывом толща общей мощностью 1.5-2.0 км, сложенная преимущественно амфиболитами, реже прослоями карбонатных сланцев, биотитовых и амфиболовых гнейсов [42, 97]. Ферропикритовые метавулканиты, сульфидно-углеродистые или метаалевролитовые сланцы и метатуфосилициты здесь полностью отсутствуют. Внешне однородные амфиболиты несколько не выдержаны по химическому составу, что обусловлено главным образом двумя причинами. Во-первых, они первоначально, судя по отношению Sn/Ba, Cn/Ni и других элементов, были представлены вулканитами, туфами и туффитами, а во-вторых, несомненное влияние на амфиболиты оказали рвущие их порфировидные граниты Лицко-Арагубского комплекса, в частности в виде наложенной карбонатизации.

По своему валовому химическому составу амфиболиты соответствуют низко- и умереннотитанистым базальтам, реже андезитобазальтам (табл. 4.39). Поскольку ассоциация базальтов и андезито-базальтов характерна для нижних, а не верхних толщ Печенгско-Варзугского пояса (рис. 3.4), целесообразно сравнивать составы амфиболитов Тюльпвыд-Кеулик-Кенирим с амфиболитами пурначской и кукшинской свит (сумий). С этой целью были дополнительно изучены пробы амфиболитов указанных свит, включая первую толщу Мончегорского района (табл. 4.39). Судя по отношению FeO', Al_2O_3 и TiO_2 к MgO (рис. 4.55), составы изученных амфиболитов в значительной степени перекрываются. В то же время они значимо не отличаются по соотношению тех же компонентов от толеитовых базальтов четвертой толщи. Некоторые различия между амфиболитами и толеитовыми базальтами обнаруживаются по содержанию Sr, Zr, Th и U (табл. 4.39, 4.36).

Более ясную картину дают спектры РЗЭ, нормализованных к хондриту (рис. 4.56). Для амфиболитов в отличие от толеитовых базальтов характерно обогащение в различной степени легкими РЗЭ при относительной выдержанности тяжелых РЗЭ. Различную степень обогащения можно наблюдать в пределах даже одного разреза. Судя по аномалиям Nd, Ce и Eu, амфиболиты были затронуты метасоматическими преобразованиями.

На основании полученных результатов мы приходим к выводу о неправомерности отнесения амфиболитов районов Тюльпвыд-Кеулик-Кенирим к аналогам толеитовых базальтов четвертой (или третьей) вулканогенной толщи, вскрытой эрозией в районе гор Кучин, Матерт, Куорпукас. По нашему мнению, их следует выделить в самостоятельную толщу, формирование которой происходило синхронно с вулканизмом пурначского или кукшинского времени. Косвенным подтверждением этому являются результаты исследований маломощных субвулканических интрузивных безрудных массивов серпентинитов, широко развиты в пределах ареала амфиболитов в районе Тюльпвыд-Кеулик-Кенирим-Подвыд, а также в верховье р. Пулоньга (на юго-восточном замыкании Имандра-Варзутской структуры), показавших их полную идентичность между собой и резкое отличие от никеленосных метаперидотитов Печенгского рудного поля.

В заключение данного раздела вернемся к рассмотрению состава материнского расплава для ферропикритовых вулканитов и габ-

Таблица 4.39

190

Содержание петрогенных элементов и элементов-примесей в амфиболитах по данным РФА и ИНАА

Компонент	И-1829	И-1827	И-1524	И -1 536	M -10 54	1331	1332	1335	1496-5	1335-7	1350	6399	6 3 98
SiO ₂	51.40	49.20	53.60	56.60	50.00	47.60	48.70	47.20	47.20	46.30	55,80	51.50	47.60
Ti02	0.76	0.66	0.84	0.90	0.98	1.52	1.15	1.20	0.90	0.77	0.43	1.12	1.27
Al,03	15.00	16.40	14.20	13.00	13.50	14.00	14.00	15.30	14.60	13.70	17.60	13,30	13.20
FeÖ	11.41	10.53	11.56	9.54	11.39	14.79	12.01	11.77	11.72	10.49	7.69	12.47	12,63
MnO	0.18	0.17	0.19	0.22	0.18	0.29	0.17	0.17	0.18	0,20	0.15	0.21	0.21
MgO	6.87	8.00	5.80	·6.50	8.80	5.88	7.19	7.98	9.35	6.13	6.52	6.70	7.51
CaO	9,58	11.40	9.03	7.16	8.54	9.68	13.80	11.60	10.90	15.90	5.67	10.80	12,60
Na20	3.06	1.96	2.94	4.49	2.77	2.07	1.16	2.17	2.24	2.25	2.60	1.97	1.41
K 20	0.21	0.28	0.28	0.06	0.47	1.63	0.12	0.26	0.37	0.14	2.27	0.23	0.54
P205	0.09	0.06	0.09	0.13	0.11	0.15	0.09	0.11	0.08	0.06	0.10	0.10	0.11
$(H_{2}0^{+})$	0.98	1.19	1.00	2.40	2.88								
(Fe, 02)	1.91	1.86	2.97	1.73	3.04	3.60	2.97	4.09	1.70	1.93	1.85		
(FeO)	10.15	9.07	9.36	8.34	8.74	10.80	8.81	8.18	10.30	8.99	6,31		
S,r/T	30	20	30	360	690	9400	1750	1280	220	60	420	540	60
Sn	270	210	200	260	170	150	150	260	200	80	310	120	190
Ba	96.3	52	77.1	78.7	320	367	107		64.9	30	713	76	92
Th	0.606	0.454	0.877	2.4	1.6	1,13	0.267	° 0. 412	0.494	0.298	3.77	0.435	0.974
SЪ	0.042	0.038	-	0.227	-	0.144	0.173	0.082	0.109		0.061	0.086	0.144
Sc	53.4	48.2	58.8	36.4	5 0. 5	65,5	56.3	52.1	48.1	6 0. 6	43.5	67.5	68.2
U	-	-	0.246	0.536	0,305	0.285	-	0.153	0.113	0.111	0.699	0.352	0.279
Zn	60	40	70	100	80	90	50	70	50	20	70	60	70

Продолжение табл. 4.39

							1 1		1 1			
0,155		-	· -	0.491	0.617	0.171	0.299	0.342	-	-	-	0.691
0.0047	0.0063	0,0305	0.0078	0.0070	-	0.0016	-	0.0025	0.003	9 -	-	-
200	200	230	190	210	370	350	260	240	260	110	290	320
150	265	169	320	474	50.2	171	295	316	94.4	263	207	214
80	60	70	150	240	440	200	150	100	40	40	20	30
99.8	201	66.3	98.8	196	36.7	106	127	215	64	171	73	118
53.3	55.3	48.5	40.7	54.6	46.6	49.8	58.3	62.6	50.3	37.6	48.1	59.9
6.01	4.51	7.99	19.4	10.4	9.03	2.82	4.43	4.41	2.45	13.7	7.79	4.17
8.60	6.90	11.7	25.8	17.3	15.3	-	6.94	6.51	-	21.3	11.1	2.74
4.13	3.71	5.02	16.8	8.14	7.44	5,68	5,30	3.06	-	9.10	6.67	-
1.61	1.56	1.80	2.81	2.53	3.90	2.81	2.15	2.03	1.78	2.49	2.87	2.15
0.774	0.488	0.742	0.954	0.847	1.23	0.735	1.03	0.606	0.544	0.451	1.38	0.933
0.370	0.358	0.372	0.561	0.448	0.605	0.451	0.419	0.408	0.364	0.305	0.507	0.442
1.60	1.40	1.46	1.46	1.42	2.32	1.37	1.13	1.47	1.55	1.76	1.85	1.96
0.234	0.184	0.236	0.194	0.191	0.362	0.197	0.143	0.208	0.231	0.289	0.272	0.286
	0.155 0.0047 200 150 80 99.8 53.3 6.01 8.60 4.13 1.61 0.774 0.370 1.60 0.234	0.155 - 0.0047 0.0063 200 200 150 265 80 60 99.8 201 53.3 55.3 6.01 4.51 8.60 6.90 4.13 3.71 1.61 1.56 0.370 0.358 1.60 1.40 0.234 0.184	0.1550.00470.00630.030520020023015026516980607099.820166.353.355.348.56.014.517.998.606.9011.74.133.715.021.611.561.800.7740.4880.7420.3700.3580.3721.601.401.460.2340.1840.236	0.155 $ 0.0047$ 0.0063 0.0305 0.0078 200 200 230 190 150 265 169 320^{\bullet} 80 60 70 150 99.8 201 66.3 98.8 53.3 55.3 48.5 40.7 6.01 4.51 7.99 19.4 8.60 6.90 11.7 25.8 4.13 3.71 5.02 16.8 1.61 1.56 1.80 2.81 0.774 0.488 0.742 0.954 0.370 0.358 0.372 0.561 1.60 1.40 1.46 1.46 0.234 0.184 0.236 0.194	0.155 $ 0.491$ 0.0047 0.0063 0.0305 0.0078 0.0070 200 200 230 190 210 150 265 169 320^{\bullet} 474 80 60 70 150 240 99.8 201 66.3 98.8 196 53.3 55.3 48.5 40.7 54.6 6.01 4.51 7.99 19.4 10.4 8.60 6.90 11.7 25.8 17.3 4.13 3.71 5.02 16.8 8.14 1.61 1.56 1.80 2.81 2.53 0.774 0.488 0.742 0.954 0.847 0.370 0.358 0.372 0.561 0.448 1.60 1.40 1.46 1.46 1.42 0.234 0.184 0.236 0.194 0.191	0.155 $ 0.491$ 0.617 0.0047 0.0063 0.0305 0.0078 0.0070 $ 200$ 200 230 190 210 370 150 265 169 320^{\bullet} 474 50.2 80 60 70 150 240 440 99.8 201 66.3 98.8 196 36.7 53.3 55.3 48.5 40.7 54.6 46.6 6.01 4.51 7.99 19.4 10.4 9.03 8.60 6.90 11.7 25.8 17.3 15.3 4.13 3.71 5.02 16.8 8.14 7.44 1.61 1.56 1.80 2.81 2.53 3.90 0.774 0.488 0.742 0.954 0.847 1.23 0.370 0.358 0.372 0.561 0.448 0.605 1.60 1.40 1.46 1.46 1.42 2.32 0.234 0.184 0.236 0.194 0.191 0.362	0.155 $ 0.491$ 0.617 0.171 0.0047 0.0063 0.0305 0.0078 0.0070 $ 0.0016$ 200 200 230 190 210 370 350 150 265 169 320^{\bullet} 474 50.2 171 80 60 70 150 240 440 200 99.8 201 66.3 98.8 196 36.7 106 53.3 55.3 48.5 40.7 54.6 46.6 49.8 6.01 4.51 7.99 19.4 10.4 9.03 2.82 8.60 6.90 11.7 25.8 17.3 15.3 $ 4.13$ 3.71 5.02 16.8 8.14 7.44 5.68 1.61 1.56 1.80 2.81 2.53 3.90 2.81 0.774 0.488 0.742 0.954 0.847 1.23 0.735 0.370 0.358 0.372 0.561 0.448 0.605 0.451 1.60 1.40 1.46 1.46 1.42 2.32 1.37 0.234 0.184 0.236 0.194 0.191 0.362 0.197	0.155 $ 0.491$ 0.617 0.171 0.299 0.0047 0.0063 0.0305 0.0078 0.0070 $ 0.0016$ $ 200$ 200 230 190 210 370 350 260 150 265 169 320^{\bullet} 474 50.2 171 295 80 60 70 150 240 440 200 150 99.8 201 66.3 98.8 196 36.7 106 127 53.3 55.3 48.5 40.7 54.6 46.6 49.8 58.3 6.01 4.51 7.99 19.4 10.4 9.03 2.82 4.43 8.60 6.90 11.7 25.8 17.3 15.3 $ 6.94$ 4.13 3.71 5.02 16.8 8.14 7.44 5.68 5.30 1.61 1.56 1.80 2.81 2.53 3.90 2.81 2.15 0.774 0.488 0.742 0.954 0.847 1.23 0.735 1.03 0.370 0.358 0.372 0.561 0.448 0.605 0.451 0.419 1.60 1.40 1.46 1.46 1.42 2.32 1.37 1.13 0.234 0.184 0.236 0.194 0.191 0.362 0.197 0.143	0.155 $ 0.491$ 0.617 0.171 0.299 0.342 0.0047 0.0063 0.0305 0.0078 0.0070 $ 0.0016$ $ 0.0025$ 200 200 230 190 210 370 350 260 240 150 265 169 320^{\bullet} 474 50.2 171 295 316 80 60 70 150 240 440 200 150 100 99.8 201 66.3 98.8 196 36.7 106 127 215 53.3 55.3 48.5 40.7 54.6 46.6 49.8 58.3 62.6 6.01 4.51 7.99 19.4 10.4 9.03 2.82 4.43 4.41 8.60 6.90 11.7 25.8 17.3 15.3 $ 6.94$ 6.51 4.13 3.71 5.02 16.8 8.14 7.44 5.68 5.30 3.06 1.61 1.56 1.80 2.81 2.53 3.90 2.81 2.15 2.03 0.774 0.488 0.742 0.954 0.847 1.23 0.735 1.03 0.606 0.370 0.358 0.372 0.561 0.448 0.605 0.451 0.419 0.408 1.60 1.40 1.46 1.46 1.42 2.32 1.37 1.13 1.47 0.234 0.184 </th <th>$0.155$$0.491$$0.617$$0.171$$0.299$$0.342$$0.0047$$0.0063$$0.0305$$0.0078$$0.0070$$0.0016$$0.0025$$0.003$$200$$200$$230$$190$$210$$370$$350$$260$$240$$260$$150$$265$$169$$320^{\bullet}$$474$$50.2$$171$$295$$316$$94.4$$80$$60$$70$$150$$240$$440$$200$$150$$100$$40$$99.8$$201$$66.3$$98.8$$196$$36.7$$106$$127$$215$$64$$53.3$$55.3$$48.5$$40.7$$54.6$$46.6$$49.8$$58.3$$62.6$$50.3$$6.01$$4.51$$7.99$$19.4$$10.4$$9.03$$2.82$$4.43$$4.41$$2.45$$8.60$$6.90$$11.7$$25.8$$17.3$$15.3$$6.94$$6.51$$4.13$$3.71$$5.02$$16.8$$8.14$$7.44$$5.68$$5.30$$3.06$$1.61$$1.56$$1.80$$2.81$$2.53$$3.90$$2.81$$2.15$$2.03$$1.78$$0.774$$0.488$$0.742$$0.954$$0.847$$1.23$$0.735$$1.03$$0.606$$0.544$$0.370$$0.358$$0.372$$0.561$$0.448$$0.605$$0.451$$0.419$$0.408$$0.364$<th>$0.155$$0.491$$0.617$$0.171$$0.299$$0.342$$0.0047$$0.0063$$0.0305$$0.0078$$0.0070$$0.0016$$0.0025$$0.0035$$200$$200$$230$$190$$210$$370$$350$$260$$240$$260$$110$$150$$265$$169$$320^{\bullet}$$474$$50.2$$171$$295$$316$$94.4$$263$$80$$60$$70$$150$$240$$440$$200$$150$$100$$40$$40$$99.8$$201$$66.3$$98.8$$196$$36.7$$106$$127$$215$$64$$171$$53.3$$55.3$$48.5$$40.7$$54.6$$46.6$$49.8$$58.3$$62.6$$50.3$$37.6$$6.01$$4.51$$7.99$$19.4$$10.4$$9.03$$2.82$$4.43$$4.41$$2.45$$13.7$$8.60$$6.90$$11.7$$25.8$$17.3$$15.3$$6.94$$6.51$$21.3$$4.13$$3.71$$5.02$$16.8$$8.14$$7.44$$5.68$$5.30$$3.06$$9.10$$1.61$$1.56$$1.80$$2.81$$2.53$$3.90$$2.81$$2.15$$2.03$$1.78$$2.49$$0.774$$0.488$$0.742$$0.954$$0.847$$1.23$$0.735$$1.03$$0.606$$0.544$$0.451$<tr< th=""><th>$0.155$$0.491$$0.617$$0.171$$0.299$$0.342$$0.0047$$0.0063$$0.0305$$0.0078$$0.0070$$0.0016$$0.0025$$0.003$$100$$210$$370$$350$$260$$240$$260$$110$$290$$200$$230$$190$$210$$370$$350$$260$$240$$260$$110$$290$$150$$265$$169$$320^{\bullet}$$474$$50.2$$171$$295$$316$$94.4$$263$$207$$80$$60$$70$$150$$240$$440$$200$$150$$100$$40$$40$$20$$99.8$$201$$66.3$$98.8$$196$$36.7$$106$$127$$215$$64$$171$$73$$53.3$$55.3$$48.5$$40.7$$54.6$$46.6$$49.8$$58.3$$62.6$$50.3$$37.6$$48.1$$6.01$$4.51$$7.99$$19.4$$10.4$$9.03$$2.82$$4.43$$4.41$$2.45$$13.7$$7.79$$8.60$$6.90$$11.7$$25.8$$17.3$$15.3$$6.94$$6.51$$21.3$$11.1$$4.13$$3.71$$5.02$$16.8$$8.14$$7.44$$5.68$$5.30$$3.06$$9.10$$6.67$$1.61$$1.56$$1.80$$2.81$$2.53$$3.90$$2.81$$2.15$$2.03$<</th></tr<></th></th>	0.155 $ 0.491$ 0.617 0.171 0.299 0.342 $ 0.0047$ 0.0063 0.0305 0.0078 0.0070 $ 0.0016$ $ 0.0025$ 0.003 200 200 230 190 210 370 350 260 240 260 150 265 169 320^{\bullet} 474 50.2 171 295 316 94.4 80 60 70 150 240 440 200 150 100 40 99.8 201 66.3 98.8 196 36.7 106 127 215 64 53.3 55.3 48.5 40.7 54.6 46.6 49.8 58.3 62.6 50.3 6.01 4.51 7.99 19.4 10.4 9.03 2.82 4.43 4.41 2.45 8.60 6.90 11.7 25.8 17.3 15.3 $ 6.94$ 6.51 $ 4.13$ 3.71 5.02 16.8 8.14 7.44 5.68 5.30 3.06 $ 1.61$ 1.56 1.80 2.81 2.53 3.90 2.81 2.15 2.03 1.78 0.774 0.488 0.742 0.954 0.847 1.23 0.735 1.03 0.606 0.544 0.370 0.358 0.372 0.561 0.448 0.605 0.451 0.419 0.408 0.364 <th>$0.155$$0.491$$0.617$$0.171$$0.299$$0.342$$0.0047$$0.0063$$0.0305$$0.0078$$0.0070$$0.0016$$0.0025$$0.0035$$200$$200$$230$$190$$210$$370$$350$$260$$240$$260$$110$$150$$265$$169$$320^{\bullet}$$474$$50.2$$171$$295$$316$$94.4$$263$$80$$60$$70$$150$$240$$440$$200$$150$$100$$40$$40$$99.8$$201$$66.3$$98.8$$196$$36.7$$106$$127$$215$$64$$171$$53.3$$55.3$$48.5$$40.7$$54.6$$46.6$$49.8$$58.3$$62.6$$50.3$$37.6$$6.01$$4.51$$7.99$$19.4$$10.4$$9.03$$2.82$$4.43$$4.41$$2.45$$13.7$$8.60$$6.90$$11.7$$25.8$$17.3$$15.3$$6.94$$6.51$$21.3$$4.13$$3.71$$5.02$$16.8$$8.14$$7.44$$5.68$$5.30$$3.06$$9.10$$1.61$$1.56$$1.80$$2.81$$2.53$$3.90$$2.81$$2.15$$2.03$$1.78$$2.49$$0.774$$0.488$$0.742$$0.954$$0.847$$1.23$$0.735$$1.03$$0.606$$0.544$$0.451$<tr< th=""><th>$0.155$$0.491$$0.617$$0.171$$0.299$$0.342$$0.0047$$0.0063$$0.0305$$0.0078$$0.0070$$0.0016$$0.0025$$0.003$$100$$210$$370$$350$$260$$240$$260$$110$$290$$200$$230$$190$$210$$370$$350$$260$$240$$260$$110$$290$$150$$265$$169$$320^{\bullet}$$474$$50.2$$171$$295$$316$$94.4$$263$$207$$80$$60$$70$$150$$240$$440$$200$$150$$100$$40$$40$$20$$99.8$$201$$66.3$$98.8$$196$$36.7$$106$$127$$215$$64$$171$$73$$53.3$$55.3$$48.5$$40.7$$54.6$$46.6$$49.8$$58.3$$62.6$$50.3$$37.6$$48.1$$6.01$$4.51$$7.99$$19.4$$10.4$$9.03$$2.82$$4.43$$4.41$$2.45$$13.7$$7.79$$8.60$$6.90$$11.7$$25.8$$17.3$$15.3$$6.94$$6.51$$21.3$$11.1$$4.13$$3.71$$5.02$$16.8$$8.14$$7.44$$5.68$$5.30$$3.06$$9.10$$6.67$$1.61$$1.56$$1.80$$2.81$$2.53$$3.90$$2.81$$2.15$$2.03$<</th></tr<></th>	0.155 $ 0.491$ 0.617 0.171 0.299 0.342 $ 0.0047$ 0.0063 0.0305 0.0078 0.0070 $ 0.0016$ $ 0.0025$ 0.0035 $ 200$ 200 230 190 210 370 350 260 240 260 110 150 265 169 320^{\bullet} 474 50.2 171 295 316 94.4 263 80 60 70 150 240 440 200 150 100 40 40 99.8 201 66.3 98.8 196 36.7 106 127 215 64 171 53.3 55.3 48.5 40.7 54.6 46.6 49.8 58.3 62.6 50.3 37.6 6.01 4.51 7.99 19.4 10.4 9.03 2.82 4.43 4.41 2.45 13.7 8.60 6.90 11.7 25.8 17.3 15.3 $ 6.94$ 6.51 $ 21.3$ 4.13 3.71 5.02 16.8 8.14 7.44 5.68 5.30 3.06 $ 9.10$ 1.61 1.56 1.80 2.81 2.53 3.90 2.81 2.15 2.03 1.78 2.49 0.774 0.488 0.742 0.954 0.847 1.23 0.735 1.03 0.606 0.544 0.451 <tr< th=""><th>$0.155$$0.491$$0.617$$0.171$$0.299$$0.342$$0.0047$$0.0063$$0.0305$$0.0078$$0.0070$$0.0016$$0.0025$$0.003$$100$$210$$370$$350$$260$$240$$260$$110$$290$$200$$230$$190$$210$$370$$350$$260$$240$$260$$110$$290$$150$$265$$169$$320^{\bullet}$$474$$50.2$$171$$295$$316$$94.4$$263$$207$$80$$60$$70$$150$$240$$440$$200$$150$$100$$40$$40$$20$$99.8$$201$$66.3$$98.8$$196$$36.7$$106$$127$$215$$64$$171$$73$$53.3$$55.3$$48.5$$40.7$$54.6$$46.6$$49.8$$58.3$$62.6$$50.3$$37.6$$48.1$$6.01$$4.51$$7.99$$19.4$$10.4$$9.03$$2.82$$4.43$$4.41$$2.45$$13.7$$7.79$$8.60$$6.90$$11.7$$25.8$$17.3$$15.3$$6.94$$6.51$$21.3$$11.1$$4.13$$3.71$$5.02$$16.8$$8.14$$7.44$$5.68$$5.30$$3.06$$9.10$$6.67$$1.61$$1.56$$1.80$$2.81$$2.53$$3.90$$2.81$$2.15$$2.03$<</th></tr<>	0.155 $ 0.491$ 0.617 0.171 0.299 0.342 $ 0.0047$ 0.0063 0.0305 0.0078 0.0070 $ 0.0016$ $ 0.0025$ 0.003 100 210 370 350 260 240 260 110 290 200 230 190 210 370 350 260 240 260 110 290 150 265 169 320^{\bullet} 474 50.2 171 295 316 94.4 263 207 80 60 70 150 240 440 200 150 100 40 40 20 99.8 201 66.3 98.8 196 36.7 106 127 215 64 171 73 53.3 55.3 48.5 40.7 54.6 46.6 49.8 58.3 62.6 50.3 37.6 48.1 6.01 4.51 7.99 19.4 10.4 9.03 2.82 4.43 4.41 2.45 13.7 7.79 8.60 6.90 11.7 25.8 17.3 15.3 $ 6.94$ 6.51 $ 21.3$ 11.1 4.13 3.71 5.02 16.8 8.14 7.44 5.68 5.30 3.06 $ 9.10$ 6.67 1.61 1.56 1.80 2.81 2.53 3.90 2.81 2.15 2.03 <

Τ.

.

L

П р и м е ч а н и е. И-1829, 1827 - пурначская свита, И-1524, 1536 - кукшинская свита, М-1054 - первая толща Мончегорского района, 1331-1350 - район вершин Кеулик-Кенирим, 6399-6398 - вершина Тюльпвыд. Анализы выполнены в лаборатории компании "Раутарукки", г. Раахе, и ядерной лаборатории, г. Отаниеми. (H₂O⁺, Fe₂O₃, FeO) - по данным химического анапиза. Образцы любезно предоставлены Ж.А. Федотовым, В.И. Пожиленко и В.А. Чашиным [48, 97].



бро-верлитовых интрузивов. Подойти к решению данной проблемы можно на основе исследований закалочных образований, сохранившихся в пределах эндоконтактовых зон в случае не нарушения их тектоническими подвижками. Эндоконтактовые зоны закалки в интрузивах наблюдаются на контакте как лежащего, так и висячего боков метаперидотитов с вмещающими ороговикованными и метаосадочными породами, реже они встречаются в апикальной части крупных интрузивов, на контакте габброидов с перекрывающими метаосадками [115]. Их мощность изменяется от 1.5 до 3.0, реже 5.0 м. Они сложены хлорит-актинолитизированными безоливиновыми или оливинсодержащими клинопироксенитами с изменяющейся от тонкозернистой до среднезернистой структурой. От ферропикритов (ферропикрито-базальтов) зон закалок расслоенных потоков они первоначально отличались только отсутствием стекловатого базиса,

В табл. 4.40 приведены частные анализы закалочных пород, в том числе наиболее мощного расслоенного потока и безрудного, хорошо обнаженного на местности интрузива. Содержание SiO₂,



Рис. 4.56. Распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту, в амфиболитах и плагиоамфиболитах гор Кеулик-Кенирим (1), Тюльпвыд (2), пурначской (3) и кукшинской (4) свит, первой толщи Мончегорского района (5). Для сопоставления приведен спектр толеитовых базальтов четвертой вулканогенной толщи Печенгской зоны (пильгуярвинская свита)(6).

í.

MgO и CaO в закалочных породах колеблется в узких пределах и достаточно устойчивое. На их фоне при движении от контакта внутрь интрузива содержание AU_2O_3 уменьшается, а Fe_2O_3 , Cr, Ni, Co и S увеличивается. Увеличение последних связано с обогащением пород окисной и сульфидной фазами. Поэтому при расчетах необходимо делать поправку на неустойчивость содержания рудогенных компонентов в рассматриваемых образованиях. Судя по приведенным частным анализам, ферропикриты и метапироксениты очень близки между собой по большинству петрогенных, рудогенных, рассеянных и редкоземельных элементов. В то же время ферропикриты содержат менее окисленное железо и обеднены S.

С целью получения более полной информации по закалочным образованиям были опробованы и исследованы зоны закалки разнообразных по мощности (от 50 до 460 м), строению (глубинно- и камернодифференцированные), рудоносности (рудоносные и безрудные), метаморфизму (серпентизированные, серпентин-хлорит-оталькованные, амфиболизированные) и местоположению (западный, восточный фланги "продуктивной" толщи и ее центр) интрузивных мас-

13 В.Ф. Смолькин

193

Компонент	1748/1	CA-243	CA-244	CA-245	Компонент	1748/1	CA-243	CA-244	CA-245
Si02	38,90	37.80	38.60	38.10	Sc	34.4	44.1	38,3	32.9
TiO2	1.98	2.34	2,12	1.72	SЪ	0.143	(0.062)	(0.058)	(0.058)
AL203	8.70	9.27	8.14	6.26	Zn	130	140	120	110
Fe0'	15,18	13.76	14.53	15.43	U	0.355	0.935	0.48	0.497
Mno	0.19	0.23	0.22	0.15	Ta	1.46	1.32	1.12	0.892
MgO	18.60	17.40	17.50	17.90	Au		(0.0038)	(0.0033)	0.00435
CaO	7.21	7.68	8.29	7.90	V	310	420	380	310
Nac 20	0.13	0.08	0.04	0.07	Cr	1010	1260	1460	2620
K,0	0.01	0.05	0.03	0.02	Сц	90	220	270	66 0
P205	0.24	0.25	0.22	0.18	Zn		(51)	(49)	(51)
(Fe203)	1,81	3.39	4.78	6.52	Ni	661	487	815	1700
(FeO)	11.60	10.79	10,56	10.28	Co	89.0	75.5	94.1	129
$(H_{2}0^{+})$	5.97	6.08	5.94	5.45	Lα	20	25	18.5	13.8
(CO_{2})	0.18	0.10	0.06	0.09	Ce	42	51	38	27
S, 7/T	170	2580	8890	17300	Nd	28 🐪	32	25	20
Cs	0.43	1.21	0,663	1.12	Sm	5.4	7.5	6.2	4.6
RЪ	4.64	7.1	6.8	7.1	· Eu	3.4	2.4	1.90	1.82
Sr	10	30	30	20	ТЪ	0.76	0.86	0.69	0.56
Βα	26.2	44.6	40.6	42.3	ΥЪ	1.50	1.38	1.23	0.90
Th	1.91	2.29	1.78	1,52	Lu	0.18	0.15	0.12	0.12

Таблица 4.40 Состав закалочных ферропикритов и метапироксенитов. по данным РФА и ИНАА

Примечание. 1748/1 – нижняя зона закалки расслоенного потока, оз. Ламмас; СА-243-245 – нижняя зона закалки безрудного габбро-верлитового Северно-Котсельваарского интрузива (СА-243 – 0-5 см от контакта, СА-244 – 45-50 см, СА-245 – 140-150 см). Fe₂0₃, FeO, H₂O⁺, CO₂ – по данным химического анализа.

сивов. Их средние составы приведены в табл. 4.41 (необходимо обратить внимание на постоянное завышение содержания Sila по данным химического анализа по сравнению с РФА).

В целом составы закалочных пород различных массивов в значительной степени перекрываются и соответствуют клинопироксениту или ферропикрито-базальту. Для закалочных пород рудоносных интрузивов наблюдается тенденция меньшего содержания $Si0_2$ и меньшей степени окисления железа, однако эти особенности могут быть связаны и с наложенными метаморфическими преобразованиями. Если мы исключим анализ № 5, аномальный по содержанию Al_20_3 , P_20_5 , Ni и S, то получим более узкие пределы колебаний рудогенных элементов: 0.21-0.30% Cr_20_3 , 0.11-0.16% Ni и 0.23-0.83% S.

Оценку состава материнского расплава можно произвести и на основе средневзвешенного состава наиболее изученного интрузивного массива или потока. В качестве объектов были выбраны наиболее крупный и наименее метаморфизованный интрузивный массив Пильгуярви со средней мощностью 460 м и расслоенный поток в районе озера и руч. Ламмас с изменяющейся мощностью от 25 до 50 м на протяжении 2.5 км (№ 1746, 1748). Вначале рассчитывался средневзвешенный состав каждой зоны, а затем интрузива или потока в целом. Учитывая наложенные метаморфические преобразования, прежде всего серпентинизацию, которая сопровождалась окислением железа, были введены поправки на окисление железа на основе количественно-минералогического анализа пород и химического состава реликтов оливина, клинопироксена, керсутита и хромита.

При сравнении средних и средневзвешенных составов (табл. 4.42) обнаруживается тенденция завышения MgO в последнем случае. Это обусловлено, судя по одновременному повышению FeO, но понижению CaO, завышением роли оливинитов в составе интрузива. Возможен и другой вариант – внедрение не гомогенного, а гетерогенного расплава с протовыделениями оливиновой фазы, чему не противоречат результаты минералогических исследований, в частности широкое развитие идиоморфных кристаллов оливина наряду с закалочными в шаровых лавах.

На основании полученных результатов мы приходим к выводу о существовании около 2.0 млрд. лет назад в пределах Печенгско-Варзутского пояса глубинных очагов генерации ферропикритового расплава, независимых от очагов толеит-базальтового расплава. Они функционировали на позднем этапе развития пояса и располагались вдоль узкой, шовной зоны на расстоянии более 250 км. Источником для ферропикритового расплава явилась деплетированная верхняя мантия, подвергшаяся процессу глубинного метасоматического преобразования. Последовательное внедрение ферропикритового расплава дало широкий спектр вулканических (туфы, лавобрекчии, массивные и шаровые лавы, расслоенные потоки и дайки) и интрузивных (силлы и расслоенные массивы) образований, рудоносность которых нарастала к концу вулканического цикла. Их сос-

Таблица 4,41

Средние составы зон	закалок	отдельных габбро-верлитовых	интрузивов	(1-8)	и фер-
ропикритовых потоков	(9) по	данным химического анализа			

statement of the statem		which the same strike the same	and the second se			the second s			
Компонент	1(5)	2(4)	3(4)	4(2)	5(2)	6(4)	7(2)	8(23)	9(4)
Si02	42,83	41.03	41.04	45,25	38.31	43.69	40.85	42.00	42.96
Ti02	1.65	2.06	2.28	1.84	1.97	1.76	2.08	1.93	2,40
Al203	5.64	7.53	7,67	4.94	9.29	5,79	6,80	6.70	7.17
Fe203	2,97	2.64	4.41	2.79	1.80	4.29	2.30	3.25	1.73
FeO	12,19	13.12	11.01	11,50	15.30	11.68	15.76	12.69	12.45
MnO	0.19	0.20	0.21	0.23	0.33	0.16	0,26	0.21	0.20
MgO	17.49	17.73	17,65	17.99	16.96	17.19	15.91	17.37	16.24
Cal	8,64	8.14	8.12	9.15	7.43	8.11	8.92	8.34	9.82
Nazo	0.08	0.62	0,16	0.31	0.10	0.24	0.26	0.25	0.16
K20	0.13	0.09	0.03	0.04	0.03	0.05	0.07	0.08	0.07
$H_{2}0^{+}$	5.39	4.98	5,70	3.66	6.51	5.19	5.29	5,23	4.92
P2 05	0.16	0.21	0.21	0.19	1.18	0.16	0,21	0.18	0.23
C02	1,45	1.00	0.08	1.02	0.08	0,47	0.02	0.74	0.14
S	0.60	-	0,83	0.23	0.07	0.42	0,48	0.52	0.22
F'	0.042	-	0.072	0.045	-	0,053	-	0,054	0.046
Cr203	0.29	0.24	0,27	0,21	-	0,30	0,29	0,26	0.18
V205	0.03	0.04	0.05	0.05	-	0,05	0,03	0.04	0.0 6
Ni	0.113	0.16	0,103	0.114	0,015	0,141	0.11	0,114	0.076
Co	0.013	0.01	0.011	0.011	0.008	0,014	0,01	0,012	0.009
Cu	0,030	0.03	0.030	0.024	0.006	0.042	0,13	0,034	0.019
Сумма	99.93	99.83	99.94	99.59	99.39	99.80	99.78	100.00	99.10
f, at.%	32,3	30.8	32,2	30.5	35.9	33.6	39.6	33.5	32.7
Ca0/A1203	1.5	1.1	1.1	1.9	0.8	1.4	1,3	1.2	1.4
100 Fe203/Fe0	17.3	15.0	26,2	17.9	9.6	24.3	11.4	18.9	11.2
Ni/Co	8.7	16.0	9.4	10.4	1.9	10,1	8.9	9.5	8.4

П р и м е ч а н и е, 1-6 - зоны закалки на контакте метаперидотитов и ороговикованных сланцев (1-4 - нижние, 5-6 - верхние); 7 - зона закалки на контакте габброидов и перекрывающих интрузив сланцев; 2, 5 и 7 - зоны закалки рудоносных и 1, 3, 4 и 6 - безрудных интрузивов (1-западный фланг Печенгского рудного поля, 2, 3, 5, 6 и 7 - центральная часть, 4 - восточный фланг); 8 - зоны закалки расслоенных потоков: С-3056/513 м, 1746/1, 1746/6, 1748/1. В скобках - количество частных анализов.

Таблица 4.42

Оценка состава расплава на основе средних и средневзвешенных составов (пересчитано на сухой остаток, к 100 мас. %)

Компонент	1(23)	2(5)	3(163)	4(16)	Ком– понент	1	2	3	4
SiO2	44.70	45.56	42.70	44.70	Na20	0.27	0.17	0.89	0.40
TiC2	2.05	2,55	2.05	2.30	K20	0.09	0.07	0.34	0.07
A1203	7.13	7.63	6 .3 2	6.36	P205	0.19	0.24	0.11	0.22
Fe, 02	3.46	1.84	7.50	3 10	Cr_2O_3	0.28	0.20	0.36	0.20
2	0.10	1.01	3.85	0.10	205	0.04	0.06	0.04	0.05
FeO	13 51	13.24	1 0. 56	12.85	Ni	0.114	0.080	0.165	0.088
	10.01	10.21	14.25	10.00	Co	0.012	0.010	0.019	0.008
MnO	0.22	0.21	0.20	0.20	Cu	0.034	0.020	0.019	0.016
MgO	18.48	17.28	22.44	19.80	S	0.55	0.23	0.37	0.25
CaO	8.87	10.44	5.91	9.42	f,ar.%	33.5	32.7	30.2	30.7

Примечание. 1-2 - средние составы зон закалок габбро-верлитовых интрузивов (1) и ферропикритовых потоков (2); 3-4 - средневзвешенные составы рудоносного интрузива Пильгуярви (3) и расслоенного 25-50-метрового потока, оз. Ламмас (4) (пробы 1746,1748); 3 - для Fe₂O₃ и FeO введены поправки с учетом состава реликтов первично-магматических минералов (в знаменателе). тав весьма специфичен для докембрийских образований и ничего общего не имел с архейскими коматиитами или раннепротерозойскими высокомагнезиальными базальтами. Появление ферропикритов знаменовало собой рубеж, отделяющий ранние стадии в истории Земли от более поздних с их современным типом геодинамики.

4.5. О подводном выветривании ферропикритовых вулканитов

Как установлено, высокотемпературный ферропикритовый расплав, внедряясь в верхние горизонты земной коры, не достигал дневной поверхности, а изливался на расчлененное дно морского бассейна. Логично предположить, что после процессов дифференциации и кристаллизации расплава произошла реакция между еще неостывшим вулканическим веществом и морской водой (гальмиролиз). Интенсивность реакции могла быть высокой из-за наличия энергоемких мощных вулканических потоков и широкого развития тонкообломочной пирокластики.

Для поисков продуктов гальмиролиза исследовались приконтактовые зоны вулканических образований, в результате чего было установлено, что на контакте расслоенных потоков и шаровых лав с перекрывающими метаосадками часто встречаются маломощные зонки темно-серых аповулканических пород с аномально низким содержанием St0, (до 30 мас. %). Подобные зонки наиболее широко развиты в пределах четвертого уровня ферропикритового вулканизма и достаточно редки для третьего и пятого уровней. Мощность зонок обычно невелика и колеблется в пределах нескольких сантиметров (рис. 4.57), однако нижележащие массивные и глобулярные ферробазальты также изменены по сети проникающих в них трещинок на глубину до З м. Контакты между аповулканитами и перекрывающими их метаосадками четкие и резкие, они хорошо фиксируются на местности из-за появления светлой фарфовидной пленки на дневной поверхности метаосадков. Зонки выветривания обнаруживаются и на контактах редких обломков, глыб, и, возможно, вулканических бомб с вмещающими метаосалками.

Зонки сложены плохо просвечивающимся агрегатом из гидроокислов железа, хлорита, слюдки и лейкоксена и часто имеют новообразованную микрошаровидную или гломеровидную структуру. Они содержат кавернозные пустотки и микротрещинки, выполненные апатитом, карбонатом, реже опаловидным кремнеземом. Иногда во внешней части зонки наблюдается прерывистая кайма ортоклазового состава (рис. 4.57). Выветрелый вулканит содержит по сравнению с нижележащим массивным или глобулярным ферробазальтом меньше SiO_2 , но больше FeO' (табл. 4.43). Разница в содержании SiO_2 , по данным химического анализа, может достигать 8.4 мас. Железо в процессе выветривания не только накапливалось, но и окислялось. Fe_2O_3 более подвижна, легче переходит в раствор и поэтому часто выносилась. Остальные компоненты, в том числе щелочи, ведут себя более инертно. K_0O по



Рис. 4.57. Характер контакта между ферробазальтами и перекрывающими высококремнеземистыми метаосадками (зарисовка образцов и шлифа).

1 – тонкозернистый массивный ферробазальт (проба 1825–1а); 2 – он же, измененный; 3 – зонка глубокого подводного выветривания (проба 1825–16); 4 – глобулярный ферробазальт; 5 – инъекционные прожилки остаточного расплава; 6 – тонкозернистый, слоистый метаосадок (проба 1825–1в); 7 – мелкообломочный метаосадок; 8 – побурение (окисление железа) вдоль ранних диагенетических трещинок; Авг – авгит; Гд – геденбергит; Орт – ортоклаз; Мкл – микроклин; Кв – кварц; Пл – плагиоклаз; Мт – магнетит. Двойной линией показан профиль исследования на микрозонде.

сравнению с Na_2^0 более подвижен, но соотношение Na_2^0/K_2^0 при выветривании сэхраняется. Судя по поведению компонентов, мы имеем дело с монтмориллонитовой корой выветривания, первоначально сложенной монтмориллонитом, гидрослюдой и хлоритом, что возможно в щелочной среде морского бассейна.

О поведении рудных, рассеянных и других элементов мы можем судить по ограниченному количеству анализов (табл. 4.44). Судя по ним, при выветривании уменьшалось содержание Rb, Sr, Ba, Cr, Ni и Cu. По данным Ведеполя [200], при изменении базальтов MORB при температурах свыше 150 °C происходит вынос в морскую воду Si, Fe, K, Rb, Cu и некоторых других элементов, а ниже 150°C для K и Rb совершается обратный процесс. Зона изменения находится на глубинах 1-4 км. При температурах выше 250°C сульфат может восстанавливаться базальтом, сульфиды могут осаждаться в виде FeS₂, CuFeS₂ и ZnS. Пеэтому температура реакции в нашем случае могла быть ниже 150°C.

Выветрелые вулканиты, как правило, перекрываются метаосадками, представленными высококремнеземистыми образованиями, реже сульфидно-углеродистыми метаалевролитовыми сланцами. Они могут проникать по микротрещинкам в аповулканическую зонку и иног-

Таблица 4.43

Лимический состав образцов из контактовой зоны феррооазальтовый вулканит-перекрывающий туфоси	Химический
---	------------

-	Г. Куорпукас-оз. Иля-Соукер			Г. Куорпукас			Г. Двойная					
Компонент	ΦБ	ВФБ	TC	TC	ФБ	ВБФ	TC	ФБ	ФБ	ВФБ	ШТС	ШТС
	-3.0	к	к	0.5	-0.1	к	0.1	-5.0	-1.0	ĸ	0.1	0.1
Si02	47.13	38.73	78.38	74.70	45.76	42.41	79.60	47.20	39.05	34.89	87.75	82.09
TiO2	3,83	3.61	0.29	0.42	3.78	3.39	0.25	3,58	3.00	3,21	0.59	0.57
Al203	13.55	11.10	9.67	8.97	10.59	10.21	7.91	8.95	7.77	9.56	2.23	2.84
Fe203	6.99	4.25	0.13	0.35	4.32	6.00	0.38	3.70	5.18	3.62	0.39	0.22
FeO	7.12	12.94	4.06	5.83	10.04	10.73	3.09	11.00	10.73	14.86	4.71	4.48
MnO	0.12	0.26	0.04	0.07	0.25	0.28	0.05	0.18	0.19	0.26	0.04	0.05
MgO	3.78	7.59	0.74	1.40	6.51	7.62	0.56	9.29	9.38	9.71	1.73	1.52
CaO	6.80	10.93	0.49	0.65	11.59	11.51	0.46	10.23	15.02	14.72	1.02	4.28
Ncc20	3.47	3.37	3.61	3.50	0.45	0.34	0.74	0.30	0.19	0.26	0.04	0.03
K ₂ 0	1.98	1.76	1.76	2.01	3.29	2.07	5.03	0.47	0.02	0.04	0.03	0.02
CO2	0.01	0.48	0.14	0.04	0.15	0.12	0.06	0.62	3.78	2.85	0.01	2.02
S	<0.01	0.04	0.01	0.01	0.06	0.08	0.01.	0.06	0.44	0.29	0.22	0.23
P205	0.44	0.34	20.01	0.03	0.33	0.31	0.03	0.36	0.38	0.37	<0.01	0.10

Примечание. ФБ - ферробазальт; ВФБ - зонка выветривания по ферробазальту; ТС - приконтактовый массивный и тонкоспоистый туфосилицит; ШТС - межшаровой туфосилицит; К - контакт; -3.0 - ниже контакта на 3.0 м; 0.5 - выше контакта на 0.5 м. Г. Двойная.

Таблица 4.44

Состав продуктов	выветривания	ферробазальтов,	ассоциирующих	С	ними
туфосилицитов по	данным РФА н	ИНАА			

Компонент	1748/10		1825-1	1.	1833-6
		а	б	В	1.
Si02	30,20	45,30	41.50	80,10	71.40
Tile	4.24	3.09	3.10	0.24	0.51
Al203	12.90	10.90	10,40	8.24	10.30
Fe O'	19.80	13.12	16.33	3.51	5.52
MnO	0.35	0.26	0,27	0.05	0.10
MgO	13.50	6.45	7.61	0.57	2.05
CaO	7.06	11.20	11.10	0.47	1.51
Nazo	0,08	0.45	0.41	0.73	1.09
K ₂ O	0.04	3.45	2.10	5.42	5.86
P205	0.47	0.32	0,33	0.01	0.04
S, r/T	20	270	200	490	6680
Cs	-	1.04	0,888	_	0.411
RЪ	5.64	83.7	57.2	126	128
Sr	80	210	160	90	70
Ba	32.1	1140	846	432	478
Th	3.83	4.65	5,50	13.4	12.7
Sc	40.3	45.5	50.4	0.876	7.10
U	0.678	1.05	0,965	2,69	2.80
Zr	280	250	260	550	520
Ta	3.17	2.07	2.40	4.57	4.64
\vee	630	440	440	10	60
Cr	37.6	312	256	15.4	130
Cu -	- *	250	230	10	20
Ni	61,3	162	125	(16.6)	56.8
CO	74.9	56.4	52.4	0.917	11.5
La	35	29.2	-	60.3	64.9
Ce	62	43.2		119	112
Nol	39	25.7		62.9	58.7
Sm	8,6	8.41		12.4	12.9
Eu	2.4	2.06		1.58	1.79
TP	0.88	0.817		1.18	1.24
ΥЪ	1.77	1.52		2.46	2.69
Lu	0.21	0.244		0.275	0.329

Примечание. 1748/10 – выветрелый ферропикрито-базальт из верхней части расслоенного потока, оз. Ламмас; 1825-1 – 1.5-метровая, неправильной формы глыба ферробазальта в массивном туфосилиците, перекрывающем расслоенный поток, г. Куорпукас; 1833-6 – приконтактовый тонкообломочный туфосилицит, перекрывающий глобулярный ферробазальт, оз. Иля-Соукер; 1750 – приконтактовый массивный (О) и тонкоритмичный в 0.5 м от контакта

_							
	175	50	8	87/61_69		1209-4	1204-1
	0	1	61	62	69		
	81.30	89,90	79,50	81,50	81.10	75.70	59.40
	0.36	0,23	0.54	0.19	0.15	0.30	1.52
	6.89	7.75	8,42	6.08	7.68	10.10	13.70
	4.14	2.26	3.61	2.17	1.43	3.93	9.97
	0.04	0.02	0.03	0.10	0.01	0.06	0.09
	0.69	0,40	0,64	0.44	0.12	1.11	2.43
	1,81	0.54	0.77	3.77	0.34	1.58	3.03
	2,16	2.87	2.70	0.22	1.48	0.05	1.49
	0,34	1.16	1.65	2,27	3.98	5.85	3.03
	0.03	0.01	0.08	0.01	0.04	0.02	0.14
	3140	250	250	220	850	56 0	4520
	(0.34)	(0.30)	(0,32)	0.607	(0.32)	(0.30)	(0.26)
	(5.8)	22	32	89.3	96.4	106	71.4
	70	30	50	30	50	40	120
	50.9	173	442	291	565	504	683
	15.9	13.9	10,2	10.5	11.9	12.9	13.7
	2.05	0.74	5.76	(0.29)	1.01	1,11	18.6
	4.83	2.98	2.09	2.34	2.14	3.2	3.18
	740	590	200	410	350	570	620
	6,85	5,56	3.99	4.03	4.07	5.01	6.01
	30	10	70	10	10	10	210
	22.1	52	55,5	(18,1)	26.8	22.7	111
	20	20	30	20	20	20	60
	(19.9)	(17.6)	(19,2)	(16.1)	(17.6)	(16.1)	37.6
	3.69	1.03	8,31	2,26	(1.08)	1.72	27.6
	118	85	45	46	71	89	73
	178	145	91	99	134	167	137
	148	78	48	60	65	90	68
	26	14.2	9.2	12.3	12.9	18.4	15.8
	4.3	3.2	0.78	1.98	1,59	2.9	1.74
	2.8	1.54	1.10	1.54	1.03	1.63	1.60
	5.4	2.5	2.8	3.4	1.63	3.2	3.5
	0.56	0.26	0.28	0.38	0.17	0.37	0.39
							1

с толентовым базальтом (1) туфосилицит, г. Матерт; 87/61, 62, 69 – приконтактовые мелкообломочные туфосилициты первого горизонта мощностью 4–5 м, оз. Луотнинское; 1209-4 – брекчиевидный туфосилицит, г. Матерт; 1204-1 – мелкообломочная порода с алевролит-силицитовым цементом, оз. Островное. да фрагментировать ее на отдельные обломки (рис. 4.57). Высококремнеземистые образования выполняют межшаровые пространства (рис. 4.24) и слагают сложные по внутреннему строению несколько пластов или линз (от 2 до 5) мощностью от 0.2 до 40 м протяженностью от первого десятка метров до 2 км. Переслаиваясь с расслоенными потоками, шаровыми лавами и гиалокластитами, они образуют горизонт общей мощностью 200-300 м, который прослежен с перерывом на 20 км (от г. Куорпукас до г. Мотерт).

В результате исследований, проведенных совместно с А.Е. Борисовым и В.З. Негруцей, установлена неоднородность внутреннего строения пластов и линз, что обусловлено наличием нескольких слоев с градационной слоистостью, разделенных поверхностями размыва. Различаются два типа разрезов. Для первого типа нижний слой, непосредственно залегающий на выветрелых ферробазальтах, представлен тонкозернистыми массивными разновидностями или тонкоритмичнослоистыми с раковистым изломом, подобными межшаровым образованиям (рис. 4.58). Вышерасположенные слои имеют мелко- и грубообломочную структуру. Для второго типа разрезов характерно несколько ритмов, каждый из которых начинается с грубообломочных или брекчиевидных образований, которые через крупнокристаллические разновидности с грубой, иногда косой слоистостью сменяются тонкослоистыми разновидностями с четко выраженными текстурами подводных оползаний. Некоторые ритмы завершаются черными сланцами. Первый тип разреза наблюдается преимущественно в ассоциации с ферробазальтами (г. Куорпукас), второй как с ферропикритами, так и с толеитовыми базальтами (оз. Иля-Соукер, СГ-З, оз. Луотнинское, г. Матерт).

По структурно-текстурным особенностям высококремнеземистые образования можно разделить на массивные (сливные), тонкослоистые, мелко- и грубообломочные, брекчиевидные. Массивные и тонкослоистые сложены альбит-серицит-хлорит-кварцевым агрегатом алевропелитовой размерности, обогащены тонкой вкрапленностью сульфидов и углеродистым веществом. Они содержат кремнистые, редко карбонатные конкреции или сферические обособления слюдисто-хлоритового (первоначально глинистого) состава размером от 2 до 20 см. Мелко- и грубообломочные разновидности содержат преимущественно обломки ферробазальтов, иногда со спинифексструктурой, и афировых базальтов, реже гранито-гнейсов, гранофировых гранитов, кислых плагиопорфиров, метаалевролитов, микрокварцитов, а также зерна кварца, плагиоклаза микроклина, сфена, эпидота, ильменита и циркона. Цемент сложен серицит-альбит-кварцевым агрегатом или раскристаллизованным кремнеземом. Иногда количество обломков вулканитов так велико, что резко снижается количество SiO, и порода соответствует по химическому составу андезито-базальту (№ 1204-1). И наконец, для брекчиевидных разновидностей характерно наличие крупных остроугольных обломков и глыб того же серицит-альбит-кварцевого состава и микрозернистого строения. Кварц в обломках и цементе часто регенерируется и образует порфиробласты.



Рис. 4.58. Характер взаимоотношения между ферробазальтами и перекрывающими высококремнеземистыми метаосадками (фотографии обнажений, оз. Иля-Соукер, гора Куорпукас).

а – общий вид обнажения, оз. Иля-Соукер: 1 – поток массивного базальта со столбчатой отдельностью, 2-3 – мелкообломочный (вверху) и тонкозернистый (внизу) метаосадок, 4 – глобулярный ферробазальт, 5 – оливиновый ферропикрит; б – глобулярный ферробазальт; в – контакт между ферробазальтом и тонкоритмичнослоистым метаосадком; г – он же; д – граница размыва между слоями метаосадков, в левом верхнем углу обломок ферробазальта; е – зонка гальмиролиза; ж – вулканическая бомба ферробазальтового состава.

Замечательной особенностью высококремнеземистых образований является четко выраженная преемственность в содержании и соотношении щелочей с подстилающими вулканитами (табл. 4.43). По соотношению щелочей среди них можно выделить низкощелочные, натровые, калиевые и смешанные (табл. 4.43, 4.44). В пределах пластов на удалении от контакта вверх указанные разновидности чередуются в зависимости от количественного соотношения обломков плагиоклаза и микроклина. Помимо высокого содержания SiO, описываемые образования обогащены Zr (до 740 г/т), а также Ta, U, Th, Zn, S, реже Cr, но обеднены V, Sb, Rb (табл. 4.44). По сравнению с типичными кислыми вулканитами архея и фанерозоя они часто обогащены SiO2, но обеднены А1,03 и щелочами (рис. 4.59). От кислых вулканитов различных геотектонических зон они также отличаются по соотношению Sr - Z_{P} (рис. 4.60). По соотношению SiO₂ - Al₂O₃ и SiO₂ - (Na₂O+ K₂O) они находятся на продолжении тренда, характеризующего метаосадки "продуктивной" толщи.

В результате изучения циркона, извлеченного из мелкообломочной разновидности, обогащенной Zγ (проба № 1204/1), было установлено, что он представлен двумя морфотипами: округлым, темноокрашенным с возрастом (2700 + 90) млн. лет (по данным термоионного эмиссионного анализа) и резко преобладающим, призматическим, прозрачно-желтоватым с возрастом (2020 ± 60) млн.лет [88]. Уточненный возраст циркона второго морфотипа по данным РЬ - РЬ метода (1970 + 5) млн. лет (определения Х. Хухма, г. Эспоо, Финляндия), что совпадает с возрастом кристаллизации ферропикритов (см. гл. 6). В другой пробе (№ 1833-6) наряду с обломками гранофировых гранитов, зерен плагиоклаза, микроклина, кварца и ильменита были обнаружены зерна высокожелезистого клинопироксена-геденбергита (f = 98%) (рис. 4.57). Подобная ассоциация типична для относительно крупных массивов рапакивиподобных высокожелезистых гранитов Мурманского блока с возрастом становления массивов (2800 + 30) млн. лет [13]. Подобные же граниты с возрастом 2.6-2.7 млн. лет широко развиты западнее Печенгской структуры, на территории Финской Лапландии, севернее оз. Инари [195]. Таким образом, логично предположить, что источником циркона, а также плагиоклаза, микроклина и клинопироксена могли быть архейские рапакивиподобные граниты из района оз. Инари. В этом случае разрушался и переносился материал не с южного или северного бортов Печенгского бассейна, а вдоль бассейна с запада на восток,

Высококремнеземистые образования сильно обогащены легкой фракцией РЗЭ (как и породы ферропикритовой ассоциации) и имеют отрицательную ЕШ-аномалию (рис. 4.61). Наиболее обогащенными РЗЭ являются натровые разновидности, наименее обогащенными смещанные, в то же время наиболее четко ЕШ-аномалия выражена для низкокальциевых смещанных разновидностей и слабо проявлена в высококальциевых натровых, что хорошо увязывается с процессами фракционирования плагиоклаза в материале источника. По



Рис. 4.59. Сравнение состава высококремнеземистых образований, ассоциирующих с ферропикритами и толеитовыми базальтами, с метаосадками подстилающей и "продуктивной" толщи, а также кислыми вулканитами.

1-5 – высокоглиноземистые образования: 1 – низкощелочные, 2- – натровые, 3 – калиевые, 4-5 – с высоким содержанием SiO_2 , но пониженным Al_2O_3 (4 – Na>K, 5 – K>Na); 6 – средние составы кислых вулканитов архея [55]; 7 – поле кислых вулканитов фанерозоя; 8-9 – частные анализы и поле архейских конкреционных и слоистых метасилицитов, развивающихся по кислым вулканитам (по материалам С.И. Рьбакова, А.И. Световой и др.); 10 – метаосадки "продуктивной" толши, пильгуярвинская свита.



Рис. 4.60. Соотношение Sr - Zr в высококремнеземистых образованиях (1), архейских (2) и фанерозойских (3) кислых вулканитах.

Цифрами показано содержание SiO₂ в мас. %; 2 – средние составы [55]; 3 – частные определения.

спектру РЗЭ и наличию отрицательной ЕШ-аномалии высококремнеземистые образования не сопоставимы с нормальными кислыми вулканитами архея и протерозоя или гнейсами, тоналитами и трондьемитами архейского фундамента, вскрытого СГ-З, но близки к глубинным магматическим образованиям – гранитам и кварцевым монцонитам, широко развитым в обрамлении зеленокаменных поясов [55]. Отличаются они также от интрузивных андезито-дацитов, секущих породы куэтсъярвинской свиты и близких по составу к экструзивным андезитам г. Порьиташ.

Приведенный материал свидетельствует о сложных процессах формирования высококремнеземистых образований и противоречит господствующему мнению о их лавовой или туфовой природе [42, 99, 59]. По мнению автора, они формировались за счет продуктов подводного выветривания (гальмиролиза) ферропикритовых вулканитов, разложения туфового материала (кремнезем выщелачивания) и смешивания с обломочным материалом, основными источниками которого явились архейские граниты и подстилающие вулкани-



Рис. 4.61. Распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту, в высококремнеземистых образованиях и кислых вулканитах (А), гранитах и трондьемитах (Б).

А: 1-4 - высококремнеземистые образования (1 - 1750, 2 -87-62, 1209-4, 3 - 1204/1, 87-81а, 4 - 1750-1, 87-61, 87-69); 5 - андезито-дацит, секущее тело СГ-3 [52]; 6 - средние составы кислых вулканитов архея (1) и фанерозоя (2) [55]. Б: 1 - архейские и постархейские тоналиты и трондьемиты [55]; 2 - гнейсы архейского фундамента Печенгской зоны, СГ-3 [52]; 3 - архейские и постархейские граниты и кварцевые монцониты [55].

ты. Перенос вещества и формирование слоев с градационной слоистостью происходил по типу мутьевых или турбидитовых потоков. Судя по строению разрезов, мы имеем дело с различными частями таких потоков: областями накопления материала, руслами течения и областями разгрузки.

Высококремнеземистые породы, типа кремнистых туфов, туфосилицитов, силицитов и яшм являются характерным членом эффузивнотуфогенно-кремнистой формации, формирующейся в областях подводного вулканизма [140]. Не рассматривая в деталях вопросов генезиса данных пород, что выходит за рамки данной работы, укажем, что большинство исследователей среди основных источников кремнезема указывают на кремнезем выщелачивания и очень редко образования силицитов связывают с преобразованием кислых пеплов in situ во время процессов диагенеза.

Спецификой изученных пород является их связь с ферропикритовым, а не толеит-базальтовым вулканизмом. Возможно, это связано с большей температурой излившегося ферропикритового расплава и повышенной щелочностью глобулярных ферробазальтов верхних зон потоков, что согласуется с данными о возрастании растворимости кремнезема с повышением температуры и щелочности морской воды [140].

Таким образом, на определенном этапе ферропикритового вулканизма возникли благоприятные условия для их глубокого выветривания и формирования высококремнеземистых осадков. Такими условиями являются углубление морского бассейна и перерыв в извержении магматического расплава. Судя по направлению и характеру переноса гранитного материала, бассейн в это время мог иметь форму удлиненной в субширотном направлении узкой глубоководной долины типа торговой. Перенос вещества мог происходить по типу мутьевых или турбидитовых потоков.

Глава 5

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД ФЕР-РОПИКРИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

Ранее неоднократно делались попытки датировать возраст формирования пород Печенгской структуры с помощью K - Ar, Rb - Sr и РЬ-РЬ методов. Установлено, что К-Ар оценки возраста серпентинитов и руд печенгских месторождений, вмещающих метаосадков пильгуярвинской свиты, а также пород из всего разреза Печенгской структуры по данным Кольской сверхглубокой скважины не коррелируются с глубиной отбора образцов, перекрываются с результатами по породам фундамента и поэтому не могут характеризовать время вулканизма и отложения осадков [52]. В то же время по валовым пробам муджиерит-трахитов куэтсярвинской и андезито-базальтов ахмалахтинской свит Rb - Sp методом были получены датировки соответственно 2150 млн. лет при начальном отношении 87 Sr / 86 Sr = 0.706 ±1[113] и (2330 ± 38) млн. лет при ⁶⁷ Sn / ⁸⁶ Sn = 0.70442 + 15 [88], которые рассматриваются как отвечающие времени вулканизма. Ю.Д. Пушкаревым с автором данной работы [102]РЬ-РЬ методом анализировались ферропикритовые вулканиты, интрузивные породы и приуроченные к ним сульфидные руды, и были получены следующие изохронные возраста (в млн. лет): интрузивные породы - 1920 + 100, сульфидные руды - 1870 + 80 и вулканиты - 1995 + 80. За верхнюю возрастную границу принят возраст порфировидных гранитов Лицко-Арагубского комплекса - (1815 + 130) млн. лет (циркон, U-Th-РЬ метод)[70].

В результате этих исследований было обнаружено, что ферропикритовые вулканиты являются благодатным объектом для изучения изотопных систем в силу хорошей сохранности первично-магматических минералов, высокой степени дифференцированности расплава, значительной вариации в отношении дочерний/родительский изотопы и преимущественно изохимического характера метаморфических

преобразований. Для дальнейшего изучения поведения изотопов в породах ферропикритовой ассоциации помимо РЪ-РЪ были выбраны Sm - Nd. Re-OS и U - РЪ системы, анализы выполнены в лабораториях Геологического института КНЦ РАН, Геологической службы Финляндии и Университета Мэриленд, США.* Анализировались валовые пробы, а также монофракции клинопироксена, апатита и циркона. На основе результатов геохимических и минералогических исследований были выбраны следующие объекты: № 1684-1685 - расслоенный поток в районе Каула-Котсельваара (III уровень), № 1748 - наиболее мощный поток в районе оз. и руч. Ламмас (1У уровень), С-3056 - расслоенный поток в пределах месторождения Киерджипори-Верхнее, С-2904 - оруденелый силл с 0.5-метровым пластом массивной сульфидной руды, тот же участок, П-1 - пикритовый туф, вскрытый карьером Котсельваара, № 1654 - шаровая лава из миттриярвинской толщи Имандра-Варзугской структуры.

Учитывая перемежаемость в разрезах с ферропикритовыми вулканитами высококремнистых осадков, были исследованы U – Pb методом цирконы, извлеченные из мелкообломочной разновидности туфосилицитов.

Ранее для характеристики Pb – Pb системы в комагматических интрузивных породах печенгского никеленосного комплекса были опробованы массивы с разной степенью дифференцированности и рудопродуктивности [102]. Для дополнительного анализа Rb – Sr системы был выбран наименее измененный массив Пильгуярви с наиболее широким спектром дифференциатов [115]. Анализы и обработка аналитических данных, в том числе и ранее опубликованных, выполнены Ю.А. Балашовым по программам К.Р. Людвига для персональных компьютеров.

Результаты

<u>Pb-Pb</u>. Результаты изучения ферропикритовых вулканитов этим методом приведены в табл. 5.1 и на рис. 5.1. Необходимо отметить, что Pb-изотопные данные для ферропикритов, полученные как в ГИ, так и в ГСФ, дают разброс, превышающий экспериментальную ошибку, что, вероятно, связано со вторичными процессами, сопровождающими вулканизм, а также с более поздними наложенными метаморфическими преобразованиями.

Возраст, рассчитанный для одного из расслоенных потоков (Каула-Котсельваара) по данным 8 валовых проб равен (1990 ± 65)

* Результаты изотопных исследований были опубликованы в препринте [88] и статье Е. Hanski, H. Huhma, V.F. Smolkin, M. Vaasjoki. The Age of the Ferropicritic volcanism and comagmatic Ni-bearing Intrusions of Pechenga, Kola Peninsula, USSR // Bull. Geol. Surv. Finland. 1990. Nr 62, pt. 2. P. 123-133. В данной главе они дополнены новыми данными по Re-Os, Rb-Sr и частично Sm-Nd системам.

Таблица 5.1

Изотопный	состав свинца	в вало	овых пр	обах вулканито	в, в сульфидных р	удах и фтор-опатито	
Номер пробы	Порода, руда	Содержа- ние, ррт		Изотопный состав свинца			
		РЪ	U	²⁰⁶ РЪ/ ²⁰⁴ РЪ	207 Pb/204 Pb	206 PP/ 204 PP	
		Има	ндра-В	abayra. Mutthu	трви		
1654/4	Illanonag man	al	Ĩ		1	1	
1654/6	// //			22.88 <u>+</u> 4 26.80 <u>+</u> 5	16,00 <u>+</u> 3 16,50 <u>+</u> 3	44.17 <u>+</u> 5 51.39 <u>+</u> 4	
			Пече	нга, Котсельвая	apa		
П -1	Туф	1		19.91 <u>+</u> 3	15.74+3	39.60+14	
		K	иерджи	пори-Верхнее			
C-3056/486.0	Ферробазаль	1	1	01 45:0	1	I share a second second	
C-3056/476.C		4		21.45+2	15.78 <u>+</u> 1	41.85 <u>+</u> 3	
C-2904/542.5	Массивная			25.11+4	16.12 <u>+</u> 4	46.00 <u>+</u> 7	
	руда			10.8947	15.46 <u>+</u> 7	34.82 <u>+</u> 4	
C-2904/542.0	"			10001	15 50.0		
C-2904/537.5	THORA BKD	1		17.00.0	15.58+3	35.12 <u>+</u> 3	
	руда	1	1	17.08±3	15.51 <u>+</u> 3	30.31 <u>+</u> 6	
			Каула	а-Котсельваара			
1684	Ферропикрит			18.82+2	15.51+2	39 16+4	
1684/1	11		1	21.06+3	15.85+2	41 66+6	
1684/2	11			18.39+1	15.427+8	38 208+22	
1684/5	Ферробазальт			21.80+3	15.85+3	42 42+0	
1684/6 - Г	Глобулярный	1		22.42+2	15.92+2	43 64+5	
	ферробазальт				10.0112	40.0410	
1684/7-M	То же			24.21+4	16.15+2	45 17+7	
1685 ^a -F	11			17.83+5	15.36+4	37 54+8	
1685°-M	v			20.73+6	15.70+6	40.33+13	
1684/1*	Ферропикрит	0.76	0.25	20.639	15.930	43 507	
L684/5*	Ферробазальт	1.42	0.38	22.404	15,954	43 033	
1685°-1*	Глобулярный				20,001	10.000	
	ферробазальт	11,83	1.35	17.984	15.470	37.859	
1685 - M"	То же	5.58	1.57	21,002	15.813	40.854	
			Лах	0.000			
1749/10*				IMAC	,		
1749/10	Ферросазальт	1.72	0.84	33.693	17.346	55.081	
140/8	u u	6.26	0.52	17.158	15.359	36.926	
			П	ильгуярви	1		
149 [*]	PTOD-ALATHT		1	27.41	17.00		
*****				57.41	17,88	54.81	

Примечание. Г – глобула, М – матрикс. Фтор-апатит (№ 149) – из интрузивного габбро-пегматита, верхняя часть промежуточного горизонта, центральная часть массива Пильгуярви. Анализы выполнены в ГИ (Ю.Д. Пушкарев) и ГСФ (М. Ваасйоки, отмечены звездочкой; точность определения 0.15%).

млн. лет. Новые данные ГСФ соответствуют возрасту (1955 ± 43) млн.лет (5 проб). Точки на рис. 5.1 располагаются ниже глобальной кривой эволюции Pb, и, таким образом, для первичного состава изотопов Pb должно быть пониженное отношение 207pb/206pbпо сравнению с земным Pb. Иначе говоря, эволюция изотопов Pbпроисходила в резервуаре, который имел отношение U / Pb ниже, чем глобальное среднее: значение M для проб ГСФ равно 7.86± ± 0.05 (расчет по свинцам "Canyon Diablo" и начальном T = = 4570 млн. лет по одностадийной модели). В случае включения в расчет всей совокупности проб (12) получим цифру (2024 ±



Рис. 5.1. РЪ – РЪ диаграмма для валовых проб ферропикритов и фтор-апатита (Ап).

8 анализов ферропикритов (данные ГИ, крестики) дали возраст (1990+65) млн.лет, практически для тех же потоков по 5 анализам (данные ГСФ, кружки) получен возраст (1955+43) млн.лет (1684/1 исключена как изотопно нарушенная). Первичное значение, показанное для изохрон, представляет одностадийную модель эволюции свинца " Canyon Diablo" и дает сравнительно низкое значение м для T = 4570 млн.лет. Средняя кривая роста по Стейси-Крамерсу.

± 109) млн. лет [88], которая, как мы увидим ниже, явно завышенная. По имеющимся в нашем распоряжении результатам анализа вулканитов миттриярвинской толщи нельзя рассчитать для них возраст, однако точки анализов располагаются на одной с печенгскими вулканитами изохронной прямой.

<u>Sm-Nd</u>.В последнее время данный метод стал одним из основных для пород основного и ультраосновного состава, однако для пород Печенгской зоны он применен впервые. Важной особенностью Sm-Nd изотопной системы является значительное фракционирование изотопов Sm и Nd в ходе магматической дифференциации и устойчивость системы к метаморфическим преобразованиям даже в случае изменения Kb-Sr системы. Sm-Nd метод основан на α-распаде радиоактивного изотопа 147Nd. Распад 147Nd и накопление дочернего изотопа 143Nd описываются уравнением

 $\frac{{}^{443}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} = \left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}}\right)_{i} + \frac{{}^{147}\text{Sm}}{{}^{144}\text{Nd}}(e^{3t}-1),$

где λ - константа распада ¹⁴⁷ Sm = 6.54.1C⁻¹² лет⁻¹; t - время, прошедшее с момента, когда система была закрытой; t - начальное отношение T лет назад [136]. ¹⁴⁴ Nd использован как изотоп сравнения, так как он остается неизменным в замкнутой системе.

Для исследования были использованы валовые пробы и монофракции клинопироксена из различных частей расслоенных потоков (табл. 5.2). Все точки, за исключением 1684/1, легли на одну изохронную прямую (рис. 5.2) с возрастом для 7 точек (1990± ± 40) млн. лет при первичном отношении $\varepsilon_{\rm Nd}$ = +1.6 ± 0.4. Полученное значение величины $\varepsilon_{\rm Nd}$ оказалось ниже того, которое должно быть для деплетированной мантии по модели Де Паоло для возраста 2 млрд. лет (около +4). Учитывая ненарушенность Sm – Nd системы, полученные цифры следует принять за реальный возраст закрытия системы для ферропикритовых вулканитов третьего уровня.

<u>Re-OS</u>. Применение <u>Re-OS</u> изотопии стало реальным благодаря применению метода масс-спектрометрии индуктивно связанной плазмы, снявшей трудности с высокотемпературной ионизацией OS. Метод основан на использовании <u>B</u>-распада радиоактивного изотопа 187 Re с превращением в 187 OS. Накопление 187 OS в <u>Re</u>-содержащей системе описывается уравнением

 $\frac{\frac{187 \text{ Os}}{186 \text{ Os}}}{\frac{187 \text{ Os}}{186 \text{ Os}}} = \left(\frac{\frac{187 \text{ Os}}{186 \text{ Os}}\right)_{i} + \frac{\frac{187 \text{ Re}}{186 \text{ Os}}}{186 \text{ Os}} \left(e^{2.4} - 1\right),$

где Λ – константа распада 187 Re (1.52.10-11 год-1; Т 1/2 = 4.56.1010 лет); t – время, прошедшее с момента, когда система была закрытой; t – первоначальное отношение в момент времени, когда система стала закрытой относительно Re и OS [136].

Re-Os система является уникальной, так как совместима с мантийными фазами. О удерживается мантией в ходе большинства мантийных процессов, тогда как Re умеренно обогащается в большинстве коровых пород по сравнению с мантией [199]. Перспективность данного метода для изучения ультраосновных вулканитов ранее была показана на примере коматиитов Манро-Тауншил пояса Абитиби, Канада [199]. Для анализа ферропикритов были подобраны пробы по разрезу трех хорошо расслоенных потоков и одна одиночная проба из маломощного тела. Анализы были выполнены Р. Уокером, одним из разработчиков резонансного ионизаторного масс-спектрометра. По 13 валовым пробам им рассчитан Re-Os возраст, равный (1970+45) млн. лет (рис. 5.2), который хорошо согласуется с Sm-Nd определениями. Первичное отношение 18705/ 188 05 = 0.935 + 0.031 оказалось несколько выше, чем в хондрите. Возможное этому объяснение заключается в том, что мы имеем дело с аномальным мантийным источником, в котором отношение Re /OS увеличилось в результате глубинных процессов. Часть
Таблица 5.2

Номер	Характер	Содержан	ue, ppm	Изотопные отношения				
пробы	фракции	Sm	Nd	147 Sm/144 Nd**	143 Nd/144 Nd**			
1684	Вал	3.81	18.67	0,1234	0.511746 ± 26			
1684/1	Вал	3.09	13.72	0.1362	0.511896 + 52			
1684/4	Кпи	3.12	9.58	0.1968	0.512713 ± 26			
1684/4	Вал	4.83	20.28	0.1443	0.512024 ± 10			
1684/5	Вал	4.50	19.81	0.1373	0.511950 + 21			
1684/5	Кпи	2.99	9.23	0.1962	0.512715 ± 30			
1748/9	Вал	6.89	31.84	0.1309	0.511862 ± 25			
1748/6	Вал	4.65	18.73	0.1502	0.512124 ± 21			
CA-41	Кпи	4.65	14.06	0.2001	0.512787 + 40			
149	ФАп	296.00	1322.00	0.1353	0.511947 ± 24			

Изотопный состав Sm-Nd в валовых пробах (Вал), монофракциях клинопироксена (Кпи) и фтор-апатита (ФАп)

Примечание. 1684-1748/6 – расслоенные потоки; СА-41 – клинопироксения массива Пильгуярви; 149 – фтор-апатит из габбро-пегматита того же массива, его состав (в мас.%): 54.36 СаО, 40.76 P_2 O_5 , 3.05 F', 0.15 SrO, 0.92 TR $_2$ O $_3$, 100.43 – сумма.

* Точность анализа 0.4%. Концентрация была определена из жидких оликвот.

**Нормализовано к 146_Nd/144_{Nd} = 0.7219, ошибка 26. Анализы выполнены Х. Хухмой (ГСФ).

точек, принадлежащих к глобулярным ферробазальтам с ликвационной природой расслоения, оказалась расположенной выше изохронной прямой.

U-Pb. Как уже указано в разд. 4.5, циркон в туфосилицитах (табл. 4.4, проба 1 или обр. 1204/1) представлен, по данным термоионной эмиссии (ТИЭ), двумя морфотипами, сильно различающимися по возрасту: "древний" (2700+90 млн. лет) и "молодой" (2020+60 млн. лет). U - Pb система изучалась для циркона второго морфотипа, как генетически связанного с вулканитами. Он имеет хорошо ограненную короткостолбчатую форму, четко выраженные грани призмы и пирамиды. Зерна обычно прозрачные или окрашены в бледно-розовый цвет и имеют сильный внутренний рефлекс. При исследовании на микрозонде установлено, что зерна сложены двумя генерациями: ранней, представленной низкокальциевой разновидностью, и более поздней, высококальциевой (табл. 5.3). Оптические границы между ними резкие, четкие, внутреннее строение зерен характеризуется "брекчиевидной" текстурой. Возможно, что поздняя генерация возникла за счет ранней при ее гидратации в морских условиях и частичном выносе Zr в результате взаимодействия с горячей морской водой. Разделить генерации на монофракции не представляется возможным, поэтому они исследовались в одной совокупности. По отношению 207 РЪ/206 РЪ получено (1970+ + 5) млн. лет (табл. 5.4). При условии, что все исследованные зерна сложены одновозрастными генерациями, этот возраст минимальный



Рис. 5.2 Sm-Nd изохронная диаграмма для ферропикритов.

Возраст (1990<u>+</u>40) млн.лет рассчитан по 5 валовым пробам и 2 анализам клинопироксена (Кпи). Дополнительно приведен состае фтор-апатита (Ап) и клинопироксена из массива Пильгуярви. По большому количеству валовых проб (13), характеризующих 4 расслоенных потока, рассчитан Re-Os возраст (1970<u>+</u>45) млн. лет.

и, вероятно, наиболее близок к реальному. Для U – Pb системы, если принять нижнюю точку пересечения с конкордией близкой к нулю, модельный возраст равен 1970 млн. лет; расчет согласно модели продолжающейся диффузии Вассербурга соответствует 1990 млн. лет.

Таким образом, все использованные в данной работе методы, U-Pb для циркона, Sm-Nd, Rc-Og и Pb-Pb для породы в целом и породообразующего клинопироксена, дают хорощо согласующийся возраст в достаточно узких пределах 1970-1990 млн. лет, который отражает, по мнению автора, реальное время извержения ферропикритовых вулканитов и отложения высококремнистых осадков. Учитывая, что изученные вулканиты и осадки залегают в основании и средней части разреза вулканогенной толщи, полученные возрастные данные характеризуют также этап активного вулканизма пильгуярвинского времени, связанного с максимальным раздвигом Печенгского палеорифта и функционированием разноглубинных магматических очагов.

<u>Rb-Sr</u>. Как уже указывалось ранее, на основе 32 анализов Pb из интрузивных пород возраст становления печенгского комплекса оценивается как 1920 млн.лет [102], с учетом нового анализа фтор-апатита (табл. 5.1) - (1970<u>+</u>70)млн. лет. В то же время результаты геологических исследований надежно свидетельствуют

Таблица 5.3

Компонент		1-e a	верно		2-	е зерно	3-е зерно		
	1	1	2	2	1	2	1-2	2	
SiO2	32.85	32.37	32,38	32.64	32.34	32.80	32.39	32.38	
ZrOz	63.25	63.25	62.39	58,90	60.13	57.27	58.84	57.32	
Hf02	1.05	1.33	1.15	1.23	1.26	1,22	0.71	0.95	
ThOz	-	0.07	0.12	0.07		-	0.14	0.32	
U308	-	-	-	0.18	-	-	0.16	0.21	
Y203	0.83	0.88	0.82	0.94	1.09	1.09	1.77	1.62	
A1203	0.05	-	0.07	0,16	0.07	0.46	0.27	0.39	
FeO	0.03	0.04	0.22	0.53	0.28	0.38	0.38	0.49	
CaO	0.02	0,12	0.98	1.58	0.66	1.58	1.51	2,66	
Сумма	98.09	98.07	98.12	96.22	95.84	94.79	96.12	96.33	

Химический состав циркона второго морфотипа по данным микрозондового анализа

Примечание. 1 – первая, 2 – вторая генерация. Аналитик Л.И. Полежаева, микрозонд MS-46 "Cameca"; MgO не обнаружен (ГИ).

Таблица 5.4

Результаты U - Pb анализа монофракции циркона из мелкообломочного туфосилицита (оз. Островное)

Номер пробы и масса (мг)	Содержание	Изотопный	состав свинца	Изотопные коэффициенты и воз- раст (млн. лет) ^{**}				
	o (rp)	206 PB/ 204 PB	207 PB/ 204 Pb*	. 208 PB/ 204 PB*	206 Pb/238U	207 PB/235	207 PB/ 206 PB	
1(1.5)	421	964	0,1337	0.2238	0.3165 1772	5,276 1865	0.2110 197 0± 5	

* Скорректировано для холостого опыта (Pb = 0.5, U = 0.5).

** Скорректировано для холостого опыта и первичный общий РЬ оценен по валовым данным (по породе) и остаточным радиогенным сульфидам: 206 рь/204 РЪ = 15.0, 207 РЪ/204 РЪ = 15.0, 208 РЪ/204 РЪ = 34.2. Анализ выполнен Х. Хухмой (ГСФ).

о разновозрастности интрузивных массивов [115]. Поэтому был вновь рассчитан Pb - Pb возраст для нескольких рудоносных массивов и получены следующие данные (в млн. лет): Пильгуярви -1980+150 (4 валовых пробы и 1 фтор-апатит). Киерджипори -1960+66 (7 валовых проб) и Каула-Котсельваара - 1900+55 (7 валовых проб). Для проверки достоверности полученных результатов выполнен Rb_Sp анализ для пород и фтор-апатита массива Пильгуярви, результат которого приведен в табл. 5.5. Часть проб, характеризующих хлоритизированный плагиопироксенит и габбро (СА-22, 11, 3), а также оруденелый серпентинит (СА-40) оказались изотопно нарушенными. Оставшиеся 6 валовых проб, пироксен и апатит легли на одну изохронную кривую с возрастом (1960+120) млн.лет с первичным отношением 875 / 865 = = 0.7029+4. Поскольку Sm- Nd анализ клинопироксена и фтор-апатита (табл. 5.4) дает возраст (1970+110) млн. лет. с большой долей достоверности можно утверждать о внедрении массива Пильгуярви в период 1980-1970 млн. лет. В то же время Pb - Pb данные ставят вопрос о разновозрастности внедрения интрузивных масс в пределах разных рудных узлов Печенгского рудного поля, прежде всего Западного и Восточного.

Для датирования процессов метаморфизма интрузивных пород ранее был выполнен изотопный анализ Pb в образце, взятом из центральной части родингитовой или гидрогроссуляр-диопсид-везувиановой жилы, секущей метаперидотиты массива Пильгуярви [115]. На основе метода кислотных вытяжек получена цифра (1810±80) млн.лет [102], которая характеризует время процесса родингитизащии или кальциевого метасоматоза, проявленного до массовой серпентинизации.

Обсуждение результатов

5

Изотопные данные дают возможность получить характеристику мантийного источника. Pb-изохрона по валовым пробам проходит через наиболее примитивный Pb-изотопный состав сульфидов (206 Pb/204 Pb = 15.0; 207 Pb/204 Pb = 15.0) и дает изотопный состав первичного Pb, который имеет относительно низкое отношение 207 Pb/204 Pb по сравнению со средним земным Pb для возраста 2.0 млрд. лет. Однако первичное отношение Pb может быть на самом деле очень близким к мантийным отношениям, полученным по модели плюмбумтектоники Зартмана. Так как ферропикритовый расплав на этапе вулканизма не контаминировал древний радиогенный коровый Pb, их первичное значение $\varepsilon_{\rm Nd}$, равное +1.6, должно представлять изотопный состав источника. Это предполагает, что на определенной стадии источник эволюционировал в обстановке с деплетированным содержанием легких РЗЭ, однако в момент извержения он уже был обогащен легкими РЗЭ. Поскольку ферропикритовый расплав из-за обогащенности MgO генерировался при относительно высокой степени плавления мантийного суб-

Таблица 5.5

Rb-5r изотопные данные для пород и минералов интрузивного массива Пильгуярви

Порода, минерал	Номер пробы	Rb (ppm)	Sn (ppm)	Rb/Sr	⁸⁷ Rb (ppm)	⁸⁶ Sn (ppm)	⁹⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr (атом.)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (атом.)
Серпентин. оливинит	CA-25*	4.68	23.10	0,20	1.852	2.1629	0.417	0.718321 <u>+</u> 190
Серпентин.верлит	CA-14*	9.16	56.82	0,16	2.44	5.454	0,4422	0.715106 <u>+</u> 215
Габбро	CA-19*	54.95	579.34	0.09	15,483	56.4157	0.2713	0.710547 <u>+</u> 115
Плагиопироксенит	CA-13*	4.83	114.04	0.042	1.239	11.02	0.1112	0.706727 <u>+</u> 433
Меланократ.габбро	CA-8	24.36	662.29	0.036	6,78	65.58	0,1037	0.705203 <u>+</u> 67
Габбро	CA-9*	7.91	446.48	0.018	2.029	43.28	0.05463	0.704423 <u>+</u> 59
Габбро	CA-5	8.23	443.86	0.018	2.09	43.23	0.0477	0.704810 <u>+</u> 149
Ортоклаз.габбро	CA-3	70.48	209.29	0.34	19,942	20.281	0.9720	0.721673 <u>+</u> 143
Габбро	CA-11	26.23	373.09	0.07	7.2951	36.309	0.1986	0.707298 <u>+</u> 74
Плагиопироксенит	CA-22	8.90	80.73	0.11	2,503	7.8187	0.3165	0.709417 <u>+</u> 153
Серпентин.верлит	CA-40	9.25	33.23	0.28	2.480	3.1629	0.7756	0.724207 <u>+</u> 164
Фтор-апатит	149 *	0.25	808.92	0.0003	0.010	77.676	0.0001	0.702960 <u>+</u> 110
Клинопироксен	CA-22*	2.99	56.32	0.05	0.5310	5.9762	0.08750	0.704900±158

Примечание. Для расчета принята точность 87 Rb/ 86 Sp ± 1.5%, 87 Sp / 86 Sp ± 0.02%. Содержание 87 Rb 86 Sp определено методом изотопного разбавления. Анализы выполнены Ю.А. Балашовым (ГИ). Звездочкой отмечены пробы, принятые при расчете возраста.

Nd отношение должно быть также близким к источнику. На этом основании X. Хухмой рассчитан модельный возраст обогащения деплетированной мантии (TDM), который составляет 2.2 млн. лет. Это время, когда источник для ферропикритового расплава имел изотопный состав Nd, равный DM по модели Де Паоло, при условии, что не происходило фракционирования Sm и Nd в источнике в интервале от 2.2 до 2.0 млрд. лет.

Одновременно с формированием ферропикритовых вулканитов на юго-западной границе архейского кратона на территории Северной Финляндии формировался офиолитовый комплекс Йормуа, состоящий из серпентинитов, габбро, параллельных даек метабазальтов и пиллоу-лав с возрастом по циркону из пегматоидных габбро (1960<u>+</u> <u>+</u>12) млн. лет [171]. Их офиолитовая природа подтверждается пооведенными нами исследованиями акцессорной минерализации, которая оказалась близкой по составу к минерализации офиолитов фанерозоя. Наличие офиолитового комплекса свидетельствует о существовании океанической коры в свекофеннское время на территории Северной Финляндии и синхронности раскрытия свекофеннского океана и Печенгско-Варзугского палеорифта.

Полученные возрастные данные хорошо согласуются между собой (несмотря на изменения некоторых систем) и позволяют сделать следующие выводы.

1. Результаты изотопных исследований не противоречат петрологической модели комагматичности ферропикритовых вулканитов и никеленосных интрузивов, габбро-верлитов. Первичный или материнский расплав для них имел мантийный деплетированный источник, преобразованный глубинными метасоматическими процессами в период между 2.2 и 2.0 млрд. лет.

2. Реальное время формирования ферропикритов или нижней половины разреза вулканогенной толщи пильгуярвинской свиты оценивается в пределах \$1990-1970 млн.лет.

3. Становление рудоносных интрузивов было растянутым во времени; одновозрастными с ферропикритами являлись массивы Восточного рудного узла.

4. Велика вероятность, что ферропикритовые вулканиты пильгуярвинской свиты и миттриярвинской толщи (томингская серия) являются близкими по возрасту извержения и кристаллизации.

5. Практически синхронно с процессом активного вулканизма шли процессы подводного выветривания ферропикритовых лав и туфов и образования турбидитовых грязевых потоков.

6. Ранние метаморфические преобразования никеленосных интрузивов и, по-видимому, вулканитов происходили на 180 млн.лет позднее и одновременно с внедрением в гнейсовое обрамление порфировидных гранитов Лицко-Арагубского комплекса.

Поскольку время становления расслоенных интрузивов типа Генеральской и Панско-Федоровых тундр, по данным Sm-Ndu U-Pb методов, равно 2.50-2.40 млрд. лет [199], а формирования андезито-базальтовых и дацитовых вулканитов ахмалахтинской свиты – 2.33 млрд. лет, общую продолжительность осадконакопления и вулканизма в пределах Печенгской структуры нужно оценить более чем в 350 млн. лет, а всего Печенгско-Варзугского пояса – в 450-500 млн. лет, что в несколько раз превышает длительность формирования структур фанерозоя (в среднем около 100 млн. лет).

Для характеристики процессов дифференциации ферропикритового расплава в вулканических потоках был исследован изотопный состав S. Аналитические измерения выполнены Л.Н. Гриненко (ГЕОХИ), результаты приведены в табл. 5.6. Для анализа использовались дубликаты проб, уже упоминавшиеся при обсуждении других изотопных систем. Анализировались пробы, отобранные по разрезу трех расслоенных потоков различной мощности, а также образны сульфидных Си-Ni руд из оруденелого силла. Помимо этого, были исследованы пробы из высококремнеземистых метаосадков массивного, тонкоритмичнослоистого и мелкообломочного сложения, химический состав которых приведен в табл. 4.44.

Судя по рис. 5.3, содержание S хорошо коррелируется с составом вулканитов или содержанием в них сульфидов. Так, наиболее обогащенными являются серпентинизированные ферропикриты, а также приконтактовые породы, содержащие мелкую вкрапленность или ликвационные обособления сульфидных фаз. Наименее обогащенными являются ферробазальты зоны Б. Поведение изотопов S более сложное. Для сульфидных руд значение 0^{34} находится в узких пределах: от +0.4 до +1.9, т.е. практически оно однородное и отвечает метеоритному уровню. Оно очень близко к значению, типичному для массивных руд никеленосных интрузивов Печенгского рудного поля [102].

По разрезу расслоенных потоков значение с 345 колеблется в относительно широком пределе, от -0.4 до +7.6, его можно разделить на два: от -0.4 до +2.2 и от +4.0 до +7.6. В 70% случаев сера вулканитов обогащена тяжелым изотопом по сравнению с метеоритной. Повышенные значения 5 можно наблюдать как в верхней, так и в нижней частях потоков, т.е. они явно смещены к контактам. Невысокая степень гомогенизации изотопного состава 5 и явное смещение высоких величин 0345 к контактам может свидетельствовать о явлениях обмена вулканитов изотопно тяжелой S с подстилающими и перекрывающими метаосадками, первоначально содержащими пирит. Такой обмен мог происходить как во время излияния (процесс контаминации осадка расплавом или сульфуризации), так и в результате контакта с морской водой, обогащенной сероводородом, уже после массовой кристаллизации расплава. Судя по закономерному изменению изотопного состава 5 в зоне магматической ликвации, влияние метаморфических преобразований было невелико. Обменная реакция может описываться, как взаимодействие паров воды с пиритом в условиях повышенных температур.

Для сульфидных руд процесс контаминации не играл существенной роли из-за высокого содержания собственно магматической серы. Нельзя исключить избирательного заражения коровой серой из архейского гнейсового фундамента Печенгской структуры, которая

Таблица 5.6

					and the second se
Номер пробы	S,%	0 ²³⁴ 5,%	Номер пробы	5,%	d ²³⁴ S,%
1684/1	0.34	+1.6	C-3056/513	0.33	+6.5
1684/2	0.016	+4.1	1748/1	0.016	+1.7
1684/5	0.05	+7.6	1748/3	0.11	-0.2
1684/6	0.27	+1.6	1748/5	0.22	+2.2
1684/10	0.26	+4.0	1748/8	0.05	+7.1
1685 ^а -Г	0.016	+0.5	1748/9	0.05	+6.9
1685 ^a -M	0.008	+2.2	C-2904/537.5		+1.9
1685 ^б -Г	0,08	-0.4	C-2904/542.0	1.76	+0.4
1685 ^б _М	0,08	+1.2	C-2904/542.5	0.99	+0.4
C-3056/476	0,19	+1.3	1750	0.37	+4.9
C-3056/486	0.008	+0.6	1700/1	0.02	+3.5
C _30 56/510	0.45	+5.3	1209/4	0.06	+5.3

Содержание и изотопный состав S в вулканитах ферропикритовой ассоциации и высококремнеземистых метаосадках

Примечание. 1684-1685 - расслоенный поток, Каула-Котсельваара; С-3056 - расслоенный поток, В. -Киерджипори; 1748 - расслоенный поток, оз. Ламмас; С-2904 - сульфидные Сц - Ni руды; 1750-1209/4 - метаосадки, г. Матерт. Анализы выполнены Л.Н. Гриненко (ГЕОХИ РАН).

также имеет изотопный состав, близкий к метеоритному [52]. Большая мощность руд относительно общей мощности силла позволяет сделать вывод о подъеме уже обогащенного Ni, Cu и S рудносиликатного распава и ликвации его на месте залегания.

Изотопный состав высококремнеземистых метаосадков достаточно однороден (от +3.5 до +5.3 с^{0.34} S) и полностью перекрывается с изотопным составом подстилающих вулканитов. По-видимому, при подводном выветривании или гальмиролизе не происходило перехода в сульфатную форму, что не противоречит нашему предположению о формировании данных метаосадков ниже уровня карбонатонакопления. Судя по стабильности изотопного состава S метаосадков независимо от их текстурно-структурных особенностей, обломочный гранитный материал не внес сколь-нибудь существенного вклада в связи с незначительным содержанием сульфидной или другой фазы.

Изотопный анализ кислорода также выявил независимость его от текстурно-структурных особенностей и количества обломков. По данным анализа 4 проб (1750/1, 1825/1, СА-392 и 1209/4), значения d^{18} колеблются в узких пределах – от +9.4 до (+10.7± ±0.20) % Подобные значения d^{18} являются пограничными между гранитами I-типа и S -типа (+10‰), но они также перекрываются со значениями d^{18} для глинистых сланцев и глубоководных осадков, которые колеблются от +5 до +25‰ [136].



Рис. 5.3. Изменение содержания и изотопного состава серы по разрезу расслоенных безрудных потоков и рудосодержащего силла ферропикритовой ассоциации.

1 – массивная и шаровая лава толеитовых базальтов (а) и их туфы (б); 2 – метаалевролитовый сланец и туффит; 3 – мелкозернистый ферропикрито-базальт зоны закалки; 4-5 – ферробазальт с крупнопластинчатой (4) и мелкоигольчатой (5) спинифекс-структурой; 6 – глобулярный ферробазальт зоны ликвации; 7 – массивный ферропикрито-базальт; 8 – оливиновый ферропикрит (ку-мулятивная зона); 9 – гнездово-вкрапленная (а) и сплошная (б) сульфидная Си-Nipyga.

В результате исследований изотопного состава 5 в промышленно-рудоносном, наиболее крупном в Печенгском рудном поле, интрузивном массиве Пильгуярви выявлена принципиально отличная от вулканических потоков картина. На рис. 5.4 приведен обобщенный поперечный разрез интрузива, в наименее блокированной, центральной его части, взятой из работы [115]. Общая мощность интрузива в данном разрезе равна 470 м, на флангах она уменьшается до 100-120 м.

Судя по графикам, совмещенным с разрезом, между содержанием и изотопным составом S отсутствует четкая зависимость. Содержание S колеблется в широком диапазоне и повышается в пределах двух уровней. Первый уровень приурочен к нижней части зоны габброидов, связан с пирротиновой минерализацией и обусловлен широким развитием ксенолитов ороговикованных сульфидноуглеродистых сланцев, туффитов, реже карбонатных пород. Второй уровень включает в себя оруденелые серпентиниты и приконтактовые хлорит-актинолитизированные клинопироксениты с вкрапленным и гнездово-вкрапленным оруденением халькопирит-пирротин-пентландитового состава. Высокие содержания S были бы еще больше, если бы мы включили анализы брекчиевидных руд, локализованных в пределах субширотной тектонической зоны, осложняющей контакт лежащего бока массива.

Изотопный состав интрузивных пород изменяется следующим образом. На большей части разреза массива наблюдается существенно утяжеленная относительно метеоритного стандарта сера и значительная степень гомогенизации ее изотопов (в среднем 0^{134} g равно +4.2%). Очень близкое значение имеют брекчиевидные руды: +3.6-5.5 [102]. Гомогенизация подчеркивается отсутствием зависимости между составом интрузивных пород и изотопным составом серы.

Изотопный состав серы в 0.5-метровом ксенолите ороговикованных метаалевролитовых сланцев с богатым пирротиновым оруденением, приуроченным к контакту габбро и плагиопироксенита (вблизи пробы СА-15) следующий: $0^{(34}S = +6.5\%$. Это несколько меньше, чем во вмещающих туфопесчаниках и метаалевролитовых – около +20% $0^{(34}S$ [52]. По-видимому, в данном случае произошло смещение осадочной и магматической серы в результате реакции ксенолита с расплавом.

Полученные результаты могут быть обусловлены несколькими процессами: а) значительной контаминацией (или сульфуризацией) утяжеленной коровой серы расплавом на глубине или в промежуточном магматическом очаге, ее смешением с магматической (мантийной) серой с высокой степенью гомогенизации изотопного состава в случае рудоносного интрузива; б) дополнительным заимствованием утяжеленной серы расплавом из вмещающих метаосадочных пород с колчеданным оруденением в условиях быстро охлаждающихся приконтактовых зон интрузивных камер при низкой степени гомогенизации изотопного состава 5. Судя по синхронному поведению серы и фосфора в приконтактовой зоне [115], миграция серы могла происходить в газообразном состоянии.

223



Рис. 5.4. Изменение содержания и изотопного состава серы по обобщенному разрезу рудоносного интрузивного массива Пильгуярви.

1 – пегматоидное габбро, ортоклазовое габбро; 2 – габбро; 3 – плагиопироксенит; 4 – оливиновый пироксенит; 5 – пироксенит зоны закалки; 6 – серпентинизированный верлит; 7 – он же, оруденелый с вкрапленными и гнездово-вкрапленными рудами; 8 – титаномагнетитовая руда; 9 – ороговикованные вмещающие сульфидноуглеродистые сланцы, метаалевролиты, метатуффиты; 10 – 0345,%; 11 – содержание 5, мас. %; 12 – среднее значение 0345,%.

На основе обобщения и анализа результатов изотопно-геохимических и минералогических исследований разработана принципиальная схема рудно-магматической системы для Печенгского рудного поля (рис. 5.5).

Первоначально слабодифференцированный ферропикритовый расплав, обогащенный железом, никелем, хромом и титаном, поднимался из мантийных зон генерации в верхние горизонты земной коры и затвердевал в виде вулканических потоков, подводящих даек и маломощных силлов. На заключительном этапе вулканизма из-за



Рис. 5.5. Принципиальная схема формирования вулканитов, рудных и безрудных интрузивных массивов Печенгского рудного поля, разработанная на основании результатов петрологических и изотопно-геохимических исследований.

225

потери расплавом летучих его плотность увеличивалась и формировались маломощные интрузивные массивы с незначительным запасом рудных компонентов, несмотря на возможные процессы контаминации серы (или сульфуризации). В процессе кристаллизации расплава прямая корреляция между Ni, Cr и Co не нарушалась из-за оливинового контроля.

По мере продолжения интрузивной деятельности и уменьшения тектонической активности структурной зоны или скорости растяжения континентальной коры стали формироваться промежуточные очаги, что способствовало процессу глубинной сульфуризации. В зависимости от степени и продолжительности процесса сульфуризации менялся изотопный состав 5 при высокой степени ее гомогенизации. При поступлении обогащенного серой расплава в интрузивную камеру произошли снижение растворимости серы в расплаве и ликвационное расслоение на силикатные и сульфидные дифференциаты. Появилась возможность самостоятельного внедрения сульфидной жилкости во вмешающие сланны с их многочисленными трещинами разрыва и образования так называемых отщепленных руд, что, вероятно, произошло в массиве Каула. Кристаллизация силикатного расплава буферировалась сульфидной жидкостью. Это приводило к более плавному снижению содержания Ni в оливиновой фазе и нарушению прямой корреляции между Ni, Cr и Co, но усилению связи между Ni и Cu.

И наконец, продолжающийся процесс глубинной сульфуризации расплава в промежуточных очагах мог привести в идеальном случае к образованию богатого Ni расплава, ликвационное расслоение которого могло произойти уже в промежуточных очагах или в магматических колоннах. Самостоятельное внедрение сульфидного расплава можно предположить для месторождения "Заполярное", в котором доля богатых Ni сульфидных руд непропорционально велика по отношению к оруденелым метаперидотитам. Силикатный расплав в этом случае должен был обедняться сульфидной фазой и его кристаллизация вновь находилась под оливиновым контролем. Необходимо иметь в виду, что предложенная схема является моделью, в которой недостаточно учтены наложенные вторичные метаморфические процессы, приводящие к раскрытию Pb - Rb и Rb - Sn изотопных систем.

Глава б

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

6.1. Распределение Ni, Co, Mn и Zn в силикатном и сульфидно-силикатном расплавах

На основе проведенных петрологических исследований высокомагнезиальных вулканитов Кольской провинции выделяются три главных типа магматических расплавов мантийного происхождения: коматиитовый, высокомагнезиальнобазальтовый и ферропикритовый, которые различаются по общему составу, содержанию флюидов, окислительно-восстановительному потенциалу, щелочности и характеру дифференциации. Важным представляется различие их и по рудопродуктивности. К коматиитам приурочены бедные рудопроявления медно-никелевых руд в Северной Финляндии и Карелии, высокомагнезиальнобазальтовые вулканиты являются безрудными, а к интрузивным дифференциатам ферропикритовых магм приурочены месторождения медно-никелевых сульфидных руд, титаномагнетитовая и феррихромитовая минерализация.

Для выяснения причин различной рудопродуктивности указанных расплавов были проведены экспериментальные исследования распределения Ni, Co, Mn и Zn между твердыми фазами (оливином, сульфидами) и кристаллизующимся расплавом при давлении 1 атм и различном содержании титана и щелочей. Исследования были проведены совместно с Г.О. Саргсяном [125].

Опыты проводились на основе искусственных силикатных смесей, близких к материнским расплавам для ферропикритовой (тип ФП-1), высокомагнезиальнобазальтовой или пикрито-базальтовой (тип ПБ-2) и коматиитовой (типы К-3, К-4) ассоциаций (табл. 6.1).

Смеси изготовлялись из окислов, гомогенизация их проводилась путем двукратного переплавления при температуре 1400°C в токе аргона. Для приготовления силикатно-сульфидных смесей дополнительно вводились примеси с содержанием (в мас. %) 2 Со, 3.5 Ni, 1.5 Mn и 0.5 Zn. Однородность исходных фаз контролировалась методами инфракрасной спектроскопии и рентгенофазным анализом. Фазы анализировались на микроанализаторе MS-46 фирмы "Сатеса". Опыты проводились в закалочной печи, собранной на основе высокотемпературных нагревателей из карбидов кремния (силлиты). Нагренатели располагались по кругу диаметром 80 мм, а сверху подвешивалась плавленная кварцевая ампула с образцом на нитке нихрома. По завершении опыта нитка пережигалась и ампула закаливалась в насыщенном растворе NaCl. Нагреватели отделялись от футеровки печи массивными корундовыми кольцами для стабилизации температуры. Температура измерялась платинородиевой термопарой и регистрировалась на самопишущем потенциометре типа КСП-4 с классом точности 0.25.

В качестве контейнера использовались микротигли высотой 10 мм и диаметром 6 мм из синтетического рубина и лейкосапфира, устойчивые к воздействию сульфидно-силикатного расплава при температурах 1150-1350°С. С помощью лазерного микроанализатора была установлена незначительная степень поглощения F_{C} стенками микротиглей. Продолжительность опытов колебалась в зависимости от температуры от 15 ч (при 1380°С) до 5 сут (при 1200°С).

Распределение исследуемых элементов между силикатным расплавом (L), сульфидной (SL) и оливиновой (OL) фазами описывается следующими обменными реакциями:

$$\begin{array}{ccc} \operatorname{FeS}_{\text{SL}} + \operatorname{MeO}_{\text{L}} & \longrightarrow & \operatorname{MeS}_{\text{SL}} + \operatorname{FeO}_{\text{L}}; & (1) \\ \operatorname{FeS}_{\text{L}} + \operatorname{MeSi}_{0.5} \operatorname{O}_{201} & \longrightarrow & \operatorname{FeSi}_{0.5} \operatorname{O}_{201} + \operatorname{MeO}_{\text{L}}; & (2) \\ \operatorname{FeS}_{\text{SL}} + \operatorname{MeSi}_{0.5} \operatorname{O}_{201} & \longrightarrow & \operatorname{MeS}_{\text{SL}} + \operatorname{FeSi}_{0.5} \operatorname{O}_{201}. & (3) \end{array}$$

Коэффициенты распределения (D) рассчитывались по следующим формулам, мас. %:

$D_{Me}^{SL/L} = C_{Me}^{SL} / C_{Me}^{L};$	(1a)
$\mathbb{D}_{Me}^{0l/L} = C_{Me}^{0l} / C_{Me}^{L};$	(2a)
$\mathbb{D}_{Me}^{SL/0l} = \mathbb{C}_{Me}^{SL} / \mathbb{C}^{0l}.$	(3a)

Ферропикрит-пикрито-базальт. В обоих типах расплавов (ФП-1, ПБ-2) первой кристаллической фазой является оливин (при температуре 1300°С), но морфология его зерен резко различная. Для первого типа расплава характерна изометрическая, хорошо ограненная форма оливина, для второго – удлиненнопризматическая. Это хорошо согласуется с наблюдениями в природных образцах из шаровых лав и закалочных пород расслоенных потоков (разд. 4.2, 4.4). Следующей фазой является, как правило, пироксен, зерна которого имеют удлиненнопризматический габитус.

Содержание Ni, Co, Mn и Zn в сосуществующих фазах и рассчитанные для них коэффициенты распределения приведены в табл. 6.2 и 6.3. Полученные величины коэффициентов распределения $\mathcal{D}_{Ni}^{SL/L}$ варьируют в широких пределах, от 280 до 350, но не превышают ранее опубликованных данных для систем основного состава. Величина $\mathcal{D}_{CO}^{SL/L}$ значительно меньше по абсолютному значению (26.3-31.2), для Mn и Zn характерны низкие значе-

Таблица 6.1

Компо- нент	Φ Π -1	ПБ-2	К-З	K-4	Компо- нент	ФП-1	ПБ-2	к-з	K-4
Si02	49.93	51.19	43.92	46.65	CaO	10.0	8.11	4.08	
Ti02	2.21	0.59	0,24	-	Nazo	0.24	1.46	0.08	1 . 00
Al203	7.74	9.80	3,50	4.80	K20	0.14	0.57	0.03	1.00
FeO	16,38	10,57	14.38	10,63	Cr203	0.26	0.16	-	-
MnO	0.22	0.17	0.21	0.30	NiO	-	-	0.40	0.40
Mg0	16.82	17.32	32.65	30,50	C00	-	-	0.30	-

Химический состав силикатных смесей, используемых в опыте

Таблица 6.2

Результаты опытов по распределению Ni, Co, Cr, Mn и Zn между фазами в ферропикритовом (тип ФП-1) и пикрито-базальтовом (тип ПБ-2) расплавах

OM OHOUT	1/14,	1380°C	2/3, 13	380°C	1-1/24	4, 1300°C	1	11/1, 1300°C			2/12, 1300°C			
UMILUHEHI	SW	Ь	SL	L	SL	L	SL	01	L	SL	02	L		
i02	-	47.78	-	51,15	- '	51.65	-	39.27	47.22	-	39.87	50.79		
102	-	2.09	-	0.50	-	0.41	-	0.06	1.98	-	0.011	0.65		
202	-	14.69	-	14.69	- 1	14.85	-	0.15	13.87	- 1	-	14.92		
10	-	6.52	-	5.19	-	5.60	-	0.15	6.43	-	0.14	6.06		
y 0	-	15,10	-	16.55		13.25	-	43.82	12.07	-	46.05	13.11		
120	-	0.02	-	1.314	-	0.317	-	-	0.28	-	-	1.63		
Ő	-	0.07	-	0.5	-	0.013		-	0.08	-	-	0.37		
	35.05	0.19	33.16	0.01	32.86		34.84	-	0.007	34.91	-	0.04		
	54.48	10.78	56,89	8.15	57.36	10.74	51.63	11.72	12.68	53.16	10.17	9.47		
,	7.36	0.023	7.73	0.023	5.26	0.015	8,255	0.09	0.02	6.325	0.143	0.02		
)	7.78	0.14	2.43	0.13	3,36	0.13	4.16	0.33	0.16	4.21	0.34	0.14		
n	0.15	0.12	0.10	0.06	0.10	0.11	0.06	0.09	0.10	0.08	0.09	0.09		
n	-	0.06	-	0.06	-	-	-	0.03	0.02	-	0.07	0.08		
n	-	-	· -	-	-	-	0.24	0.50	0.70	0.27	0.67	0.77		

Продолжение табл. 6.2

Компонент		1-2/25, 130	0°C	13	1/16, 1200 [°]	С	2/17, 1150°C			
	SL	50	1	SL	Opx	Ц	SL	.0px	L	
Si02		36.44	46.39		54.63	49.54	-	55.11	55.96	
TiO2		-	0.52		0.48	3.08	-	0.43	1.62	
AlzO,		-	15.98		2.37	15.22	-	1.40	18.57	
Cal		0.05	6.62		1.30	8.42	-	1.83	8.04	
MgO		44.85	12.83		27.40	7.77	-	28.19	3.99	
Na,0		-	1.24		-	1.96	-	-	1.30	
K20		-	0.004		-	0.18	-	-	0.66	
ร้	25.51	-	0,004	35.50		0.22	35.82	-	-	
Fe	55.19	10.87	10.82	53.45	9.32	10.92	55.49	10.05	6.37	
Ni	14.59	0.51	0.03	6,535	0.04	0.02	4.99	0.07	0.02	
CO	3.81	0.52	0.22	3.14	0.12	0.12	3.51	0.10	0.07	
Mn	0.06	0.06	0.14	0.10	1.26	0.11	0.10	0.08	0.04	
Cr	-	0.05	0.08	-	0.18	-	-	0.20	-	
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

Примечание. 51. - сульфидные фазы, 01 - оливин, 0рх - ортопироксен, Ц - расплав, 1/16 - тип расплава и номер опыта.

229

Таблица 6.3

	13	380°C		1300 °C									
0	1/14	2/13	1-1/24		1/11			2/12					
Элемент	SL L	SL L	<u>SL</u> L	<u></u>	<u>02</u> L	SL DL	<u></u>	<u> </u>	SL OL				
Ni	319.9	335.0	350.6	349.8	3.85	90.71	98.75	6.5	44.24				
Co	26.3	18.38	25.65	25,36	1.98	12.8	31.2	2.5	12.34				
Mn	1.28	1.69	0.89	0.62	0.99	0.63	0.87	0.96	0.90				
Fe	5,05	6.98	5.34	4.07	0.92	4.41	5.61	1.07	5.23				
Cr	-	-	-	-	1.27	-	-	0.83	-				
Zn		-	-	0.33	0.71	0.48	0.34	0.87	0.40				
Ti	-	-	-	-	0.03	-	-	0.02	-				

Коэффициенты распределения Niu других элементов между расплавом, силикатными и сульфидными фазами

Продолжение табл. 6.3

		1300°C			1200°C		1250°C 2/17			
Элемент		1-2/25			1/16					
	<u>SL</u>		SL. Ol	<u>st</u>	<u>opx</u> L	SL OPx	<u>_sl</u>	Opx L	<u>SL</u> OPx	
Ni	583.5	20.5	28.4	435.6	2.3	186.7	304.2	4.33	70,27	
Co	17.15	7.32	2.34	26.1	0.98	4 26.8	48.72	2,65	18.36	
Mn	0.45	0.42	1.09	0.99	1.2	0.08	2.26	1.83	1.23	
Fe	5.1	1.00	5.07	5.73	0.85	4.9	8.72	1.58	5.52	
Cr	-	0.55	-	_	-	<u> </u>	-	-	-	
Zn	-		-	2 - 1	-	-	-	-	-	
Ti	-		-	-	0.15	-	-	0.27	-	

Примечание. Опыты 24 и 25 проведены с беститановыми составами,

230

ния (0.5-1.7 для Mn и 0.4-0.9 для Zn). На основе полученных данных выстроен ряд, характеризующий сродство к сере (по мере уменьшения): Ni>Co>Mn>Zn, т.е. подтверждается наиболее сильная тенденция концентрирования Ni в сульфидной фазе по сравнению с другими элементами.

Температурная зависимость в данных опытах не изучалась, однако на основе полученных результатов выявлено более заметное повышение значения D Ni в первом типе по сравнению со вторым при общем снижении температуры. Установлено явное влияние HAD Ni HD SL/OL содержания щелочей и ТіО2. Так, в расплаве второго типа содержание Ni в оливине выше, чем в расплаве первого типа и соответственно в нем снижаются $\mathbb{D}_{Ni}^{SL/OL}$ и $\mathbb{D}_{Ni}^{SL/L}$. В то же время различие в содержании щелочей и TiO_2 практически не влияет на распределение Mn, Fe и особенно Zn. Коэффициент распределения Zn между сульфидной фазой и силикатным расплавом не превышает для обоих типов 0.34, что свидетельствует о преимущественном вхождении Zn в виде ZnO в состав силикатов или окислов (шпинелиды). Это расширяет возможность использовать концентрацию Zn в шпинелидах как поисковый критерий, который ранее был предложен для коматиитов Западной Австралии [160]. Добавление ТіО,, по данным [104], обусловливает снижение ликвидусных границ между минералами с различной степенью полимеризации в сторону недосыщенных SiO, составов и вызывает увеличение коэффициентов распределения ряда переходных металлов.

Таким образом, в результате проведенных экспериментов выявлены существенные различия коэффициентов распределения между сульфидами, расплавом и оливином для двух типов расплавов.

Тип 1: $\mathbb{D}_{Ni}^{SL/L}$ = 350; $\mathbb{D}_{Ni}^{SL/0L}$ = 90.7. Тип 2: $\mathbb{D}_{Ni}^{SL/L}$ = 287.5; $\mathbb{D}_{Ni}^{SL/0L}$ = 44.5.

Для других элементов (Со, Zn и Mn) коэффициенты распределения в обоих типах расплавов практически близки. Это подтверждает повышенную способность к сульфидообразованию ферропикритовых расплавов по сравнению с низкотитанистыми пикрито-базальтами. Судя по полученным результатам, одной из причин различного поведения Ni является повышение температуры ликвидуса для ферропикритового расплава, в результате чего большая часть Ni остается в расплаве, а затем переходит в сульфидную жидкость.

Другой причиной является поведение Ni в магматическом расплаве по мере его охлаждения. Совместно с Л.А. Арутюняном и Г.О. Саргсяном [3] было проанализировано изменение концентрации Ni в ферропикритовом расплаве и оливине в зависимости от содержания сульфидной фазы. Для расчетов, выполненных Л.А. Арутюняном, были использованы опубликованные экспериментальные и авторские данные по распределению Mg и Fe в базальтовых расплавах ($K_D^{Mg/Fe}$) и коэффициентов распределения Ni между расплавом,

оливином и сульфидами в базальтовых и пикритовых расплавах. Магнезиальность расплавов, равновесных с изменяющимся по составу оливином, вычислялась черее систему простых балансных уровней; на основе полученных значений MgOL далее велся расчет содержаний Ni в оливине по формуле

$$Ni_{0l} = \frac{D_{Nl}^{0l/L} Ni O_0 Mg O_L}{(1 - 1.897 n) Mg O_L + 124.13 n},$$
 (4)

где N - весовая доля оливина.

В результате расчетов было установлено быстрое падение содержания Ni в бессульфидном силикатном расплаве после начала кристаллизации оливина: почти в 2 раза после фракционирования 10% оливиновой фазы [3, рис. 1]. Тем самым общий баланс распределения Ni оказался смещенным в пользу раннего оливина, хотя по мере кристаллизации степень обогащения кристаллов Ni относительно расплава значительно возрастала в соответствии с возрастанием $D_{Ni}^{0L/L}$ по мере понижения Mg0 в расплаве.

В присутствии S в количестве, превышающем ее растворимость в магматическом расплаве данного состава, ее избыток изначально находился в виде сегрегированной фазы. Количество этой фазы увеличивалось по мере снижения температуры и снижения растворимости S в расплаве.

Содержание Ni в силикатном расплаве определяется формулой

$$NiO_{L} = \frac{NiO_{O}}{1+m\left(\mathcal{D}_{Ni}^{SL/L}-1\right)},$$
(5)

где m – доля сульфидной фазы, равновесной с силикатным расплавом.

На основе указанных формул была рассчитана никеленосность фаз в ходе кристаллизации сульфидно-силикатной системы при исходном содержании серы 0.27 мас. %. Поведение Ni в данных условиях характеризуется заметным понижением его содержания в оливинах по сравнению с силикатной системой. В то же время при различной степени отсадки сульфидов никеленосность оливинов в системе повышается по мере увеличения количества сульфидной фазы, удерживающейся в виде взвеси в расплаве. Кривые, отражающие зависимость Ni₀₁ - Mg⁰01 по мере кристаллизации расплава, принимают все более пологий характер, чем в бессульфидной системе [3, рис. 1]. Эго свидетельствует о "буферирующей" роли сульфидов при кристаллизации расплава.

Таким образом, установлено различное поведение Ni в силикатных и сульфидно-силикатных расплавах в зависимости от характера кристаллизации и степени сегрегации сульфидной фазы. Реальность выводов подтверждается на природном материале: в рудоносном массиве Пильгуярви наблюдается более пологое падение содержания Ni в оливине по сравнению с оливином слаборудоносного массива Соукер [116, 121]. Существенное влияние сульфидной фазы на состав силикатов нами установлено также для рудоносных массивов Аллареченского рудного поля.

Влияние давления и содержание летучих на распределение между флюидсодержащим силикатным расплавом, сульфидами и ликвидусными силикатными фазами можно оценить на основе экспериментальных работ, выполненных Н.Г. Горбачевым [286]. Опыты проводились на основе смесей стекол толеитовых и щелочно-оливиновых базальтов в широком диапазоне температур (780-1400°С) и давлений (1-40 кбар) с использованием методики перидотитовой капсулы. Во всем изученном интервале температур и давлений состав частично флюидизированных выплавок отвечал высокомагнезиальному оливиновому базальту и пикриту с 10-22 мас.% MgO. В диапазоне давлений 5-25 кбар в равновесии с силикатным расплавом находились оливин и пироксен, при давлении 25 кбар появлялся гранат, при давлении 40 кбар в равновесии с водно-углекислым расплавом находились орто- и клинопироксен.

В проведенном эксперименте было установлено низкое значение коэффициента распределения Ni между оливином и расплавом 02/1) как в "сухих", так и в флюидсодержащих системах. С увеличением давления наблюдался рост величины D_{Ni} от 3.0+0.2 (1 атм, "сухие" условия) до 4.3-7.6 (5-25 кбар, H₂O + CO₂ содержащие системы). С ростом давления существенно возрастал коэффициент распределения Ni и Fe между сульфидным расплавом и оливином (KD Nt/Fe) - от 18.6 (10 кбар) до 27.1 (25 кбар) в изотермических условиях (1250°С) и водно-углекислом составе флюида. С учетом экстраполяции величина К D равна 10 при 1 атм. Необходимо отметить, что с увеличением давления существенно возрастала и железистость силикатных выплавок.

Во всех опытах наблюдалось существенное обогащение сульфидного расплава Ni относительно силикатных фаз. Коэффициент распределения Ni между сульфидами и силикатными расплавами (\mathbb{D}_{Ni}) в "сухих" условиях возрастал от 204 (1 атм) до 262 (20 кбар) и во флюидсодержащей системе – от 181 (6 кбар) до 268 (20 кбар), т. е. во втором случае он возрастал быстрее. Коэффициент разделения Ní между сульфидным расплавом и оливином в том же диапазоне давлений (6-20 кбар) возрастал от 25 до 68.

Таким образом, на распределение Ni между оливином и расплавом, сульфидными и силикатными фазами в разной степени оказывают влияние общее давление, давление флюидной фазы, ее состав и количество сульфидной фазы. Из этого можно сделать вывод, что экстракция Ni при высоких давлениях из мантийного перидотитового субстрата может резко возрастать в присутствии флюидов и сульфидов. Подобные условия мы предполагаем для ферропикритового расплава, обогащенного H₂O, P₂O₅, F, а также S.

Коматииты. Для экспериментальных исследований были выбраны два бессульфидных состава, различающиеся по содержанию SiQ₂, FeO и щелочей, а также отношению CaO/Al₂O₃ (табл. 6.1). Опыты проводились при температуре 1400-1200°C.

Для обоих составов первым кристаллизовался оливин (табл. 6.4). При температуре 1400-1390°С наблюдался интенсивный рост спинифексподобных агрегатов оливиного состава, с понижением температуры рост агрегатов замедлялся и затем прекращался. На смену им кристаллизовался оливин уже в виде хорошо ограненных идиоморфных зерен дипирамидального габитуса. При температуре 1250°С и ниже к нему присоединялся шпинелид в виде кубо-октаэдрических зерен.

Первая фаза оливина содержит 6-8% фаялита, по мере понижения температуры железистость его увеличивалась. Одновременно изменялось и содержание в нем СаО – 0.0 при высоких температурах до 0.14-0.27 мас.% при 1250°С и ниже. Состав шпинелидов также не был постоянным и менялся от низкомагнезиального (1250°С) до высокомагнезиального (1200°С).

Два исследованных состава оказались близкими по величине коэффициентов распределения Ni, Mn и Fe между оливином и расплавом, но различались по Co: для состава с отношением CaO/Al_O3, равным 0.95, величина $D_{CO}^{Ol/L}$ несколько выше.С пони-

жением температуры величина $\mathcal{D}_{Ni}^{0U/L}$ значительно увеличивается: от 3.5 при 1400°С до 9.5-10 при 1200°С. С появлением шпинелида часть Ni перераспределялась между оливиновой и шпинелидной фазами в пользу последнего.

Полученные результаты подтверждают высокую температуру ликвидуса для коматиитовых расплавов и хорошо согласуются с наблюдениями над природными объектами – лавовыми потоками коматиитов: а) широкое развитие спинифекс-структур оливинового типа и сочетание спинифексового и идиоморфного оливина, б) высокая магнезиальность его первых кристаллов, в) непостоянное содержание СаО в оливине в зависимости от его генерации, г) раннее (до пироксена) выделение шпинелида, состав которого меняется с понижением температуры.

Продолжение табл. 6.4

										and the second se							
Компо-	3/104,	1300°C	4/104	, 1300°C	3/105	, 1250	°℃	4/105, 1	250°C	4	3/106, 1	200°C	3/106 4/106, 1200		200°C	0°C	
Heht	02	Ь	OL	Ъ	02	L	Sp	02	Ц	Sp	02	Ь	Sp	OL	Ц	Sp	
Si02	39.97	46.88	40.79	49.39	40.57	50.98	0.38	40.89	55.02	0.44	40.47	49.10	0.40	40.80	56.84	0.23	
Al ₂ 03	0.12	7.18	0.07	7.71	0.05	8.43	4.08	0.07	11.37	5.33	0.07	8.65	4.00	_	10.59	4.04	
Cal	-	4,65	-	4:90	0.27	5.33	0.07	0.19	8.07	0.06	0.14	5.26	0.03	0.15	6.40	0.03	
Mg0	50. 88	17.06	50.62	14.39	49.63	14.63	3.80	51.77	10.71	13.25	49.86	11.05	10.34	51.49	8.92	12.17	
K ₂ 0	-	010	-	0.09	-	0.11		-	-	-	-	0.13	_	-	-	-	
Nazo	-	1.15	-	3,31	-	0.66	-		-	-	-	3.05	-	_	-	_	
Fe	5.47	15.22	4.49	10,54	6.31	13.93	59.55	4.36	9.63	57.21	5.48	11.04	61.06	4.54	9.43	59:58	
Mn	0.12	0.20	0.22	0.24	0.13	0.19	0.16	0.18	0,11	0.16	0.24	0.24	0.23	0.13	0.18	0.29	
Ni	0,59	0.15	0.76	010	0.53	0.07	0.76	0.40	0.04	0.75	0.71	0.07	1.02	0.67	0.07	1.05	
Co	0.31	0.10	0.35	0.16	0,30	0,20	0.46	0.29	0.10	0.50	0.31	0.11	0,52	0.36	0.10	0.57	
Элемен	roz/l		02/1		02/4	Sp/L	Sp/oz	01/ц	Sp/L	sp/oz	02/4.	Sp/L	Sp/OZ	07/4	Sp/L	Sp/0	
Ni	6	.15	7	.95	7.4	10,55	1.43	11.45	21.31	1.86	10.0	14.3	1.43	9.48	14.82	1.56	
Co	2	.03	2	.25	2.52	3.8	1.52	3.01	5.13	1.70	2.9	4.88	1.67	3.8	6.02	1.58	
Mn	0	.69	0	.9	0.69	0.85	1.23	1.66	5.66	0.91	1.00	1.22	1.22	1.26	1.62	1.28	
Fe	0	.3 6	0	.43	0.45	4.27	9.44	0.45	5.94	1.31	0.50	5.53	11.15	0.48	6.32	13,13	

Примечание. Ol-оливин, Ц - расплав, Sp - шпинелид, 3 - коматиитовый расплав с CaO/Al₂O₃ = 1.17 (тип K-3), 4 - коматиитовый расплав с CaO/Al₂O₃ = 0.95 (тип K-4).

Таблица 6.4

Результаты опытов по распределению Ni, Co и Mn между оливином, шпинелидом и коматиитовым расплавом

Компонент	3/101,	14 40° C	4/101,	1440°C	4/102,	1390°C	3/102, 1	1390°C	3/103,	1340°C	4/103,	1340°C
	OZ	L	02	Ь	02	Г	Ol	Ц	02	Ц	02	L
SiO2	42.01	48.07	41.63	52.31	40.81	50,39	41.96	43.26	40.04	48.00	4 0. 51	48.85
AZ203	0.06	6.49	0.05	6.61	0.04	7.64	0.08	15.42	0.06	7.11	0.10	13.60
CaO	-	4.14	-	3.84		5.13	-	3.17	-	4.53	-	3.97
MgQ	52.00	20.04	53.77	24.24	52,69	14.65	53.28	22.41	50.21	18.28	51.32	20,18
K20		0.28	-	-	-	0.19	-	-	-	0.10	-	0.14
Na20	-	0.90	-	1.39	-	2,61	-	0.88	-	1.50	-	2.42
Fe	4.59	11.18	3.28	7.21	3.73	11.30	3.62	10.68	5,80	12,90	4.42	9.02
Mn	0.10	0.19	0.13	0.27	0,18	0.30	0.10	0,16	0.11	0.17	0.18	0.25
Ni	0.39	0.11	0.41	0.12	0.67	0.18	0.51	0.13	0.50	0.12	0.73	0.14
Co	0.07	0.16	0.19	0.14	0.31	0.14	0.22	0. 16	0.30	0,18	0.31	0.20
Элемент	02	/4	OL	14	Ol	/L	01	14	0	1/L	01	-/L
Ni	3.	48		3.5		3.9	3	.87	4	.14		5.1
Co	0.	46		1.34	, S	2.2	1	.4	1. J	.68		1.53
Mn	0.	5		0.5		0,61	c	0.6	0	0.64		0.71
Fe	0.	41		0.45		0.33	0	.34		0.45		0.49

Ранее Н.Т. Арндтом было проведено экспериментальное плавление природных коматиитов при давлении от 1 атм до 40 кбар в аппарате типа поршень-цилиндр с использованием графитовых ампул, которые помещались в сварные платиновые [148а]. Состав исследуемого им образца 5А-3091 близок к среднему составу спинифекс-структурных пород, которые принимались за исходный состав излившегося расплава (табл. 6.5). В опытах было установлено, что оливин является ликвидусной фазой во всем интервале давлений, но при пониженном давлении совместно с ним кристаллизовался не ортопироксен, а Са-содержащий пироксен. При 1 атм последний имел диопсидовый состав (19% СаО и 4% АС, О,), при повышении давления до 20-30 кбар содержание СаО уменьшалось до 8-12% при одновременном росте АС, Оз (6-8%) (табл. 6.5). При давлении ниже 8-10 кбар кристаллизовался плагиоклаз, при 10-30 кбар - шпинелид, при 40 кбар - гранат. Состав шпинелида также менялся от Мд-АС-хромита (10 кбар) до шпинели (20 кбар).

Анализ стекол, равновесных с кристаллическими фазами, показал, что при 1 атм до температуры 1200°С с расплавом сосуществует только оливин. При более низких температурах совместно с ним кристаллизовался клинопироксен, а направление изменения состава жидкостей определялось котектикой оливин-клинопироксен. При этом в первом случае состав образующихся жидкостей характеризовался убывающим количеством оливина. Необходимо отметить, что с уменьшением температуры и давления расширялось поле кристаллизации оливина и шпинелида, что способствовало их фракционированию.

При высоком давлении (40 кбар) пироксен и гранат не кристаллизовались вблизи ликвидуса. Поэтому коматиитовый расплав не может, по мнению Н.Т. Арндта, генерироваться при минимальной степени плавления уантийного субстрата. Более вероятна высокая степень плавления, которая оценивается А.В. Гирнисом и др. [25] в 50-60%.

В эксперименте с образцами некумулятивных коматиитовых лав из Манро-Тауншип, Онтарио, с 14% MgO H.T. Арндтом [148а] было установлено, что их кристаллизация идет аналогичным образом, несмотря на то что они содержат клино- и ортопироксен. При этом оливин оставался единственной кристаллической фазой в значительном интервале температур. Клинопироксен на ликвидусе появлялся в расплаве с соотношением CaO/AL₂O₃ больше 1.5. Присутствие летучих и изменение летучести кислорода существенно не влияли на температуру появления пироксенов.

На основе приведенных данных мы можем сформулировать следующие выводы.

1. Генерация коматиитовых расплавов возможна только при высоком давлении и высокой степени плавления мантийного субстрата. Поскольку соотношение СаО/AU₂O₃ может регулироваться только гранатом или гранатом и пироксеном, то давление в очагах генерации должно быть больше 40 кбар.

Таблица 6.5 Результаты микрозондового анализа коматиита SA-3091, продуктов его плавления и кристаллизации по данным [148]^а

Компонент	5A-3091	Стекло	Оливин	Диопсид	Авг	ИТ	Шпи	нелид
		1 атм 1350°С	20 кбар 1425°С	1 атм 1165°С	20 кбар 1 3 50 °С	20 кбар 1425°С	10 кбар 1425°С	20 кбар 1425 ⁰ С
5i02	45.4	47.6	393	5 0. 8	51.1	5 0. 8	0.44	0.94
TiO2	0.39	0.50	0.0	0.38	0.21	0.17	0.34	0.21
Al203	7.5	11.0	0.18	4.37	6.06	7.41	25.1	51.5
Cr203	0.40	0.40	0.11	1.25	0.37	0.60	42.6	11.7
Fe0'	12.9	13.5	19.7	6.33	9.1	10.2	15.2	16.48
MnO	0.28	0.29	0.25	0.19	0.26	0.25	0.35	0.18
MgO	25,1	15.4	40.5	17.2	18,2	20.3	15.1	17.7
CaO	7.4	10.2	0.33	19.1	12.8	9.8	0.18	0.11
Nazo	0.73	0.56	0.0	0,12	1.20	0.52	0.08	0.05
Сумма	100.1	99.4	100,4	99.7	99.3	100.1	99.3	99.1

238

2. Для излившихся на поверхность коматиитовых расплавов с содержанием 25% MgO типоморфным является парагенезис оливин + шпинель + пироксен + плагиоклаз (стекло), для гипабиссальных тел – оливин + шпинель + пироксен.

3. Коматиитовый расплав с содержанием MgO более 25% начинает кристаллизоваться при давлении 1 атм с образованием спинифексовых оливиновых агрегатов, к нему при понижении температуры присоединяется идиоморфный оливин. Поэтому в природных условиях наиболее вероятным является образование вначале верхних спинифекс-структурных зон, а затем нижних кумулятивных. Широкий диапазон температуры кристаллизации ликвидусного оливина обусловливает широко проявленную дифференциацию в коматиитовых потоках без изменения спектра РЗЭ.

6.2. Водосодержащая система

Как было установлено при изучении вулканитов ферропикритовой ассоциации и комагматических им интрузивных пород печенгского комплекса, в их составе постоянно присутствует первично-магматический амфибол, что указывает на участие воды при кристаллизации расплава. Влияние воды на ход и порядок кристаллизации силикатных фаз в природных магматических и искусственных модельных систем достаточно детально изучены экспериментальными работами. Особо следует отметить фундаментальную сводку Г.С. Йодера и К.Э. Тилли [49], в основе которой лежали широкие серии экспериментов в гидротермальных условиях при давлении от 1 до 10 кбар и использование базальтов Гавайских островов разных составов. Этой и другими работами было установлено, что вода является одним из важнейших компонентов, влияющих на кристаллизацию расплавов основного и ультраосновного состава. Фактором, контролирующим процессы кристаллизации, является также парциальное давление кислорода.

С учетом ранее проведенных исследований автором совместно с Г.А. Саргсяном [110] были осуществлены экспериментальные работы по кристаллизации интрузивных пород печенгского комплекса в присутствии воды. В качестве объекта исследований было использовано меланократовое среднезернистое габбро интрузива Пильгуярви, химический и минеральный состав которого приведен в табл. 6.6. Проба была отобрана из наименее измененной разновидности, и по своему составу она достаточно близка к среднему габбро печенгского комплекса.

Опыты проводились методом закалки в аппарате конструкции Е.Б. Лебедева. Аппарат представляет собой сосуд высокого давления с платиновой реакционной камерой и окружающим ее нагревательным устройством. Контейнер с исследуемым веществом помещался в рабочую зону реактора, свободное пространство закладывалось алундовыми заглушками и заливалось водой. Давление в сосуде создавалось азотом или аргоном при помощи газового компресТаблица 6.6

Компонент	Содержа- ние, мас.	Компонент	Mac. %	Минерал	Содержание, об.%
StO2	44.26	Na20	3.30	Моноклинный пироксен (f = 39)	39,1
Ti02	4.64	K20	0.19		
Ai203	12.46	H20-	0.08	Плагиоклаз (8% Ан)	51.5
Fe203	3.98	H20+	2.87	Титаномагнетит	9.0
FeO	11.54	P205	0.18		
Mno	0.19	Cr_2O_3	0.01	Апатит	0.1
MgO	6.04	S	0.21	Ильменит	0.3
CaO	10,10	Сумма	100.06		

Химический и минеральный состав исходного габбро (массив Пильгуярви, № СА-5)

сора. Эксперименты проводились методом равновесной кристаллизации при 1000, 3000 и 5000 атм давления воды, в условиях температуры 750-1200 °C (с интервалом 50 °C) и концентрации воды в системе от 1 до 10 мас.%. Точность измерения температуры может быть оценена в $\pm 5^{\circ}$ C, давление измерялось с точностью ± 20 атм.

Для контроля парциального давления кислорода во время эксперимента использовался метод твердофазного буферирования, который основан на моновариантных отношениях между f_{Ω_2} и температурой Т при фиксированном фазовом составе. В экспериментах применялась буферная смесь Ni-NiO. При работе в платиновых ампулах с железосодержащими силикатами, как известно, требуется известная осторожность в выборе продолжительности опытов при. высокой температуре, так как платина взаимодействует с железосодержащими фазами, поглощая часть железа и изменяя тем самым состав навески. Поэтому было проведено предварительное методическое исследование, после которого выбрана продолжительность опытов, соответствующая наименьшей потере железа. В опытах применялись платиновые ампулы длиной 20-25 мм, завариваемые после загрузки электродуговой сваркой. Величина навески, загружаемой в ампулу, варьировала от 50 до 250 мг в зависимости от характера проводимого опыта и количества загруженной воды. Диагностика равновесных минеральных фаз в конечных продуктах выполнялась оптическими методами, а также на микроанализаторе "Сстеса" МS-46. Результаты опытов приведены в табл. 6.7, а фазовый и химический состав продуктов закалки - в табл. 6.8.

Закалочные кристаллы выделялись из водносиликатного расплава в момент закалки, в образцах они присутствовали в виде игольчатых и дендритовидных кристаллических агрегатов. При анализе фаз было установлено резкое уменьшение содержания МСО (и соответ-

Таблица 6.7

Система габбро- H_2O ($p_{H_2O} = 1000$ атм, $p_{O_2} = Ni-NiO$)

		-	20 2	
Номер опы та	Темпера- тура, ^о С	Н ₂ О, мас. %	Продукт	Особенности фаз
$\Gamma_{-19(2)}$	1170	1	Pl+Gl Pl+Cl	
$\Gamma_{-19(6)}$	1170	5.1	GL	
$\Gamma = 13(0)$	1150	1	PlaGl	
$\Gamma = 1.3(2)$	1150	3	PlaGl	
$\Gamma = 1.3(3)$	1150	5	Gl	
$\Gamma_{-14(1)}$	1100	1	Pl+Opy+Gl	
F-14(3:5	11100	28	Pl+Opx+Gl	
$\Gamma_{-14(10)}$	1100	4 9	Pl+Opx+Gl	
$\Gamma = 15(7)$	1050	1	Pl+Opx+Cpx+Gl	
$\Gamma = 1.5(1)$	1050	3	Pl+Opx+Cpx+Gl	
$\Gamma = 15(2)$	1050	5	Pl+Opx+Gl+Cpx	GI - уменьшается
$\Gamma = 16(5)$	1000	1	Pl+Opx+Cpx	
F-16(8)	1000	3	Pl+Opx+Cpx	GI - Mallo
$\Gamma = 16(4)$	1000	5	Pl+Opx+Cpx	GI Mano
$\Gamma = 17(3)$	950	1	Pl+Opx+Cpx+Mt	AT - Maio
$\Gamma = 17(0)$	950	3	Pl+Opx+Cpx+Mt	Mt + GI = Mano
$\Gamma = 17(17)$	950	5	Pl+Opx+Cpx+Mt	Mit + GI = Mailo
()			TTOPXTOPXTM	мало сравнительно
Γ-18(1)	930	1	Pl+Opx+Cpx+Mt	*
Г-18(З)	930	3	Pl+Opx+Cpx+Mt	Amf - несколько зерен
Γ-18(5)	930	5	Pl+Opx+Cpx+Mt	Amf - несколько зерен
			^р Н ₂ О = 3000 атм	
Г–22(7)	1170	1	Pl+Opx+Gl	
			^р Н ₂ О = 3000 атм	
Γ-22(9)	1160	\$ 2.9	PI+Mt+Gl	Рудное вещество
	1150	5	GI	
1 - 7(5)	1100	1	PI+Opx+Mt+GI	
1 - 7(6)	1100	3	PI+Opx+Mt	
$\Gamma = f(f)$	1050	5	Di Orași Crast Ci	M4 MORENO C Date KDWIIII IO
$\Gamma_{21}(2)$	1050	1	Pl+Opx+Cpx+Gl	NIT - MERKNE, Cpx - KpyIIHBIE
$\Gamma_{21}(3)$	1050	2.9	CortGl	Міт – мелкие
$\Gamma_{-21}(0)$	1000	5	DI+Opy+Cpy+Gl	Срх – крупные
$\Gamma_{-6(2)}$	1000	1	PHOPX+Cpx+Gl	Міт – мелкие
$\Gamma_{-6}(2)$	1000	5	Cry+DI+Mt+Amf+GI	
$\Gamma_{-4}(0)$	900	1	Pl+Cpx+Mt+Amf	
$\Gamma_{-4(1)}$	900	3	Pl+Cpx+Mt+Amf	GI - MAJO
$\Gamma - 4(2)$	900	5	Cpx+Pl+Mt+Amf	С1 - Очень мало
F-9(3)	850	1	Pl+Opx+Cpx+Amf	Солидус
$\Gamma - 9(5)$	850	3	Pl+Cpx+Opx+Mt+Amf	
$\Gamma_{-9(6)}$	850	5	Cpx+Mt+Pl+Opx+Amf	
F-12(4)	750	1	Pl+Mt+Opx+Cpx	Субсолидус
Γ-12(6)	750	3	Pl+Opx+Mt+Cpx	Mt _ отдельные круп-
Γ-12(5)	750	5	Cpx+Mt+Pl+Opx+Amf	oopia

16 В.Ф. Смолькин

Продолжение табл. 6.7

Номер опыта	Темпера- тура, ^о С	Н ₂ О, мас, %	Продукт	Особенности фаз
			^р Н ₂ О = 5000 атм	
Г-23(а)	1170	1	Mt+G1	Mt - сульфидные
Г -23(б)	1150	3	Pl+Mt+Opx+Gl	шарики Mt – очень много; сульфидные шарики
Г–55	1100	3.2	Pl+Opx+Cpx+Mt+Gl	Mt – очень много; сульфидные шарики
Г-5 6	1000	5.5	Pl+Opx+Cpx+Mt+Gl	То же

Примечание. Pl - плагиоклаз, Орх - ортопироксен, Срх - клинопироксен, Mt - магнетит, Аmf - амфибол, Gl - стекло.

Таблица 6.8

Состав кристаллизующихся	фаз	при	PH.	$20^{=1000}$	ετM,	Po.	= Ni–NiO	

	9	30°C	1050 °C					
Компонент	3	% Н ₂ О	3 %	н ₂ 0	5% H ₂ O			
	JQ	Cpx	PL	Cpx	PL	Cpx		
Sill	46.1	50.38	50,66	54.21	48.34	54.4		
TiO2	0.10	0.24	-	0.045	0.015	0.07		
AZ203	30.03	0.9	29.96	116	32.44	1.32		
FeO	0.40	11.99	0.36	12.12	0.4	11.84		
MgO	0.00	27.9	0.00	30.65	0.00	30.33		
CaO	14.10	1.31	13.43	1.79	15.57	1.81		
Nazo	2.25	0.00	3.01	0.00	1.86	0.00		
Сумма	92.98	92.72	97.42	99.98	98.63	99.77		
	Табли	ца 6.9						

Состав плагиоклаза в опытах при р_{Н2}О = 1000 атм

Номер об- разца	Температу- ра, ^о С	Концентрация воды, %	Содержание анортита
Γ -1 5(1)	1050	1	76
r-15(3)	1050	2.9	72
F-18(3)	930	3	78
Γ -1 8(5)	930	4.9	74

ственно увеличение общей железистости f) в клинопироксене по мере снижения температуры расплава. Увеличение концентрации воды при температуре 930° С и $p_{H_2O} = 1000$ атм также вызы-

вает увеличение железистости клинопироксена. При более высокой температуре роль воды резко снижается. Для плагиоклаза характерно небольшое увеличение содержания анортита по мере снижения температуры расплава при постоянном р_{Но} и с уменьшением

концентрации воды в системе (табл. 6.9). Появление рудных фаз наиболее характерно для опытов при высоком давлении воды. Так, магнетит интенсивно развивается при р_{H2}O = 5000 атм начиная

с температуры 1170° С при содержании воды 1 мас. %. При этих же параметрах появляются округленные сульфидные выделения.

Как показали проведенные эксперименты, в изученном интервале температуры первой фазой в системе габбро-вода могут быть плагиоклаз или клинопироксен. При возрастании давления и содержания воды в расплаве вместо плагиоклаза близ ликвидусной области становится устойчивым клинопироксен. С дальнейшим возрастанием давления и концентрации до условий насыщения расплава температура начала кристаллизации системы понижается незначительно. Температура солидуса в системе габбро-вода зависит только от общего давления, т.е. в отсутствие других летучих при робщ = $p_{\rm H_2O}$ практически не зависит от количества воды в систе-

ме. С увеличением давления от 1 до 5 кбар температура полной кристаллизации расплава уменьшается от 930 до 800°С.

На основании полученных данных (табл. 6.7) были построены сечения, характеризующие фазовые соотношения в системе габбровода при постоянстве одного из трех параметров: р_{Н2}O, Т и Х_{Н2}O.

Кривая насыщения системы водой делит каждое сечение на две области: недосыщенную и насыщенную. В насыщенных условиях, которые характеризуются присутствием водной паровой фазы, во всей области летучесть кислорода соответствует равновесию Ni-NiO. Для недосыщенной области летучесть O₂ будет отклоняться в сторону меньших значений.

Из анализа построенных диаграмм следует, что при давлении воды 1000 атм изменение концентрации воды не изменяет фазового состава в образце и ликвидусной фазы – плагиоклаза. Иная картина наблюдается при высоком давлении воды. При 3000 атм крисгаллизация идет по следующей схеме:

Cuctema $X_{H_2O} \leq 1\%$, Pl $\rightarrow Mt \rightarrow Opx \rightarrow Cpx$. Cuctema $1\% < X_{H_2O} \leq 4.5\%$, Pl $\rightarrow Mt \rightarrow Cpx \rightarrow Opx$. Система $X_{H_2O} \ge 4.5\%$, Cpx $\rightarrow Mt \rightarrow Pl \rightarrow Opx \rightarrow Amf$.

Таким образом, из-за большей устойчивости клинопироксена по сравнению с плагиоклазом при возрастании содержания воды в расплаве он постепенно становится ликвидусной фазой. В связи с тем, что возрастание р_{Н2}О ведет одновременно к понижению темпера-

туры солидуса системы и повышению температуры устойчивости амфибола, при р_{Н2}0 = 3000 атм амфибол имеет обширную область

устойчивости в равновесии с жидкостью. Поле кристаллизации амфибола ограничено при 3000 атм содержанием воды в системе 1.5-4% в зависимости от Т, а температурный предел устойчивости этого минерала в условиях насыщения составляет (935±10) ⁹С.

Магнетит при р_{Н2}О = 3000 атм выделяется из расплава в зна-

чительной близости от ликвидуса, и его количество существенно увеличивается при субсолидусной температуре. С точки эрения последовательности кристаллизации фаз по мере понижения температуры при 5000 атм можно наметить следующие Схемы в различных интервалах содержания воды в системе:

Система $X_{H_2O} < 1\%$, $Mt \rightarrow Pl \rightarrow Opx \rightarrow Cpx$. Система $1\% < X_{H_2O} < 3.5\%$, $Mt \rightarrow Pl \rightarrow Cpx \rightarrow Opx \rightarrow Amf$. Система $3.5\% < X_{H_2O} < 5.5\%$, $Cpx \rightarrow Mt - Pl \rightarrow Amf$.

Таким образом, при 5000 атм, как и при 3000 атм, с повышением X_{H2}O системы вместо плагиоклаза на ликвидусе кристаллизуется магнетит, а несколько ниже – клинопироксен. При р_{H2}O =

= 5000 атм близ ликвидуса одновременно с указанными фазами появляются сульфидные выделения.

Результаты выполненных исследований можно суммировать в виде следующих выводов.

1. Увеличение р_{Н2}о вызывает понижение температуры ликвиду-

са и солидуса изученного габбро без существенного изменения интервала кристаллизации (плавления).

2. С изменением p_{H_2O} сопряжено изменение последовательности кристаллизации фаз. С увеличением p_{H_2O} при содержании H_2O до 3.5 мас. % ранней фазой становится магнетит, а из пироксенов первым кристаллизуется клинопироксен. Увеличение p_{H_2O} приводит

к появлению амфибола.

3. Увеличение содержания воды также обусловливает смену порядка кристаллизации фаз, а именно: вместо плагиоклаза или магнетита (в зависимости от р_{Н₂O}) первым кристаллизуется кли-

нопироксен. Одновременно происходит изменение состава фаз – уменьшение содержания анортита в плагиоклазе и увеличение железистости клинопироксена.

На их основе можно попытаться оценить условия кристаллизации габбро печентского комплекса. Для него характерными являются раннее выделение магнетита и плагиоклаза, отсутствие ортопироксена и примесь амфибола. Учитывая полученные данные, можно предположить, что кристаллизация габбро печенгского комплекса протекала при р_{H2O} = 3000-5000 атм и содержании воды

1.5-3.5%. Плагиопироксениты и пироксениты, в которых отсутствует ортопироксен и первым выделяется клинопироксен, могли кристаллизоваться при тех же р_{H₂O}, но при содержании воды бо-

лее 4.5 мас. %, т.е. в условиях насыщения расплава. Таким образом, существенно пироксеновый минеральный состав краевых зон (закалок) можно объяснить как результат повышенного содержания воды, которое обусловлено частичным поглощением ее из вмещающих водонасыщенных туфогенно-осадочных пород. Эти же особенности привели к существенно пироксенитовому составу малых пластовых тел, широко развитых в Печенгском рудном поле.

Кристаллизация расплава в условиях насыщения водой позволяет объяснить постоянное присутствие в породах печенгского интрузивного комплекса титанистого амфибола, относительно пониженное содержание анортита в плагиоклазе и резкое увеличение железистости клинопироксена на контакте интрузивных пород с вмещающими образованиями. Этот вывод следует распространить и на нясюккский дайковый комплекс, характерным для которого является широкое развитие титанистого амфибола.

6.3. Несмесимость в силикатных расплавах

Для исследования процессов несмесимости или ликвации ферропикритовых расплавов в условиях интрузивной камеры (глубина 3-4 км, что соответствует общему давлению около 100 МПа или 1000 бар) Н.А. Безменом из Института экспериментальной минералогии РАН были проведены экспериментальные исследования на установке, рассчитанной на высокое газовое давление (до 50 МПа) и температуру (до 1500°С). Она основана на применении методики Г. Шоу, когда соотношение компонентов во флюидной фазе контролируется аргон-водородной смесью с диффузией водорода через стенку платиновой ампулы. Методика и техника эксперимента приведены в работе [6], а ход и результаты работы – в статье А.А. Маракушева, Н.А. Безмена, В.Ф. Смолькина и др. [174]. Под водно-водородным давлением, равном 100 МПа, при мольной доли водорода N_{H2} = 0.4 и температуре 1300 °С исследовался расплав, полученный путем сплавления синтетического однородного стекла и соответствующий средневзвешенному составу массива Пильгуярви.

При выдержке 1 сут во флюидно-силикатном расплаве возникло расслоение на две жидкие фазы основного (вверху) и ультраосновного (внизу) составов. Верхняя зонка затвердевала в виде стекла, а нижняя содержала микрокристаллики оливина. Граница между зонками имела форму мениска, а температура расслоения была выше ликвидусной, что дает основание интерпретировать результаты эксперимента как проявление жидкостной несмесимости. С помощью расширенного микрозонда были получены графики изменения компонентов по поперечному разрезу [174, рис. 6], которые весьма близки к картине, наблюдаемой в природных объектах – расслоенном массиве Пильгуярви и расслоенных потоках ферропикритов-ферробазальтов. Обращает на себя также внимание некоторая внутренняя расслоенность обеих зон (основного и ультраосновного состава), которая хорошо моделирует общее строение массивов и потоков.

Проведенный эксперимент показал принципиальную возможность жидкостной (ликвационной) докристаллизационной расслоенности ферропикритового расплава в интрузивных камерах и вулканических потоках. Однако необходимо отметить, что в интрузивной камере последующая кристаллизационная дифференциация в значительной степени затушевала процессы докристаллизационной ликвации, тогда как в вулканических потоках процессы кристаллизации и ликвации могут чередоваться между собой.

Глава 7

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ ПЕЧЕНГСКО-ВАР-ЗУГСКОГО ПОЯСА

При разработке тектонической или геодинамической модели Печенгско-Варзугского пояса необходимо по возможности увязать в единое целое не только процессы заложения, развития и орогении данного пояса, но и массовое внедрение на рубеже 2.5 млрд. лет крупных расслоенных интрузивов перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации [88], повторный гранулитовый метаморфизм пород Лапландского гранулитового пояса около 1.9 млрд. лет, что сопровождалось надвигом на Беломорский блок [77, 158], существование 2.0 млрд. лет назад на территории Финляндии и Южной Карелии свекофеннского океана с корой океанического типа [171] и формирование в последующем в свекофеннской области новой континентальной коры в короткий промежуток времени – между 1.93 и 1.87 млрд. лет [158].

Две геотектонические модели объединяют эволюцию Печенгско-Варзугского и Лапландского гранулитового поясов [151, 175. 152]. В модели Барби [151] принято, что исходные для гранулитов породы были отложены 2.1-2.0 млрд. лет назад в океаническом бассейне, который претерпел сублукцию 2.0-1.9 млод. лет при одновременном раскрытии свекофеннского океана и складчатых деформациях Печенгско-Варзугского рифта. Согласно Маркеру и Бертельсену [175, 152], уже Печенгско-Варзугский пояс первоначально представлял собой океанический бассейн. В результате субдукции коры океанического типа в юго-западном направлении под Карельский кратон сформировался задуговой бассейн, в котором были отложены породы, в последующем метаморфизованные в гранулитовой фации. Зона субдукции располагалась, по их мнению, в пределах нынешнего Печенгско-Варзугского пояса, тангенциальные движения были ориентированы на юго-запад. Ни одна из этих моделей не может удовлетворить нас, так как не согласуется с приведенным ранее фактическим материалом по Печенгской или Имандра-Варзугской структурам.

Для расшифровки условий тектонического режима в пределах наиболее изученной Печенгской структуры проведем геохимический анализ всей совокупности вулканитов, используя авторские и опубликованные данные [52, 59, 19]. В основу анализа положены отношения породообразующих компонентов или дискриминантных функций, предложенных Пирсом [185], когерентных и некогерентных элементов, а также спектры редкоземельных элементов (РЗЭ), нормализованных к хондриту.

На диаграммы Пирса (рис. 7.1, 7.2) нанесены поля состава вулканитов печенгской и южно-печенгской серий. На первой из них (рис. 7.1) наблюдается явное смещение состава вулканитов от континентального к океаническому типу (поля вулканитов пильгуярвинской свиты и южно-печенгской серии перекрываются с вулканитами океанического дна или океанических островов). На второй (рис. 7.2) также можно наблюдать переход от известково-щелочного типа к океаническому толеитовому (донным и низкокалиевым).

На бинарных диаграммах $SiO_2 - (N\alpha_2O + K_2O), K_2O - Rb, K_2O - TiO_2, TiO_2, -Rb, TiO_2 - Zr, Cr - Ni, Cr - V$ (рис. 6.3) отображена эволюция состава вулканитов (по средним составам пород) печенгской серии в сравнении с типовыми усредненными трендами различных вулканических серий океана, островных дуг, древних платформ и континентальных рифтов по данным Б.Г. Лутца [65]. Судя по ним, при формировании нижних вулканогенных толщ произошла резкая смена типа вулканизма. Этот рубеж определяется по-разному для разных компонентов, в зависимости от вхождения их в породообразующие, акцессорные и рудные минералы или присутствия в виде примесей. На графике SiO2 - (Na20 + + КоО) (рис. 7.3, а), который является сериально-классификационным, смена общего характера состава вулканитов приурочена к границе куэтсъярвинской и колосйокской свит (или второй и третьей вулканогенных толщ) и отражает, по сути дела. смену породных ассоциаций - андезито-базальтов, дацитов и трахибазальтов на толеитовые базальты и ферропикриты. 247



Рис. 7.1. Поля составов вулканитов печенгской и южно-печенгской серий на диаграмме Пирса [185].

1 – ахмалахтинская, 2 – куэтсярвинская, 3 – колосйокская и 4 – пильгуярвинская свиты печенгской серии; 5 – брагинская толща южно-печенгской серии: А-Е – поля базальтов с 54–56 мас. % SiO_2 по [185]: А – внутриконтинентальные, В – океанических островов, С – океанических хребтов, донные; Д – орогенических областей, Е – зон спрединга.



Рис. 7.2. Диаграмма с дискриминантными функциями F_1 , F_2 , F_3 по Пирсу [185].

Условные обозначения: см. на рис. 7.1. Буквами обозначены поля базальтов с 12-20 мас. % MgO+CaO: WPB- внутриплитные, SHO – шошонитовые серии, OFB – донно-океанические, CAB – известково-щелочные серии, LKT – низкокалиевые толеиты (MORB). Более информативными являются графики, использующие отношения "когерентный-некогерентный элементы" или элементы с близкими свойствами (рис. 7.3, б-ж). На них четко выраженный рубеж приурочен к границе ахмалахтинской и куэтсъярвинской свит (или первой и второй вулканогенных толщ). Он отражает резкий переход от орогенного типа вулканизма (первая толща) к континентально-рифтогенному (вторая толща), а затем к океаническому (третья и четвертая толща) со смещением отношений в пользу TiO_2 и Cr. Подобное смещение, как мы уже анализировали, связано с углублением очагов генерации расплавов и увеличением степени плавления субстрата. Некоторое осложнение вызывает поведение Zr. По-видимому, при формировании коровых очагов, магеринских для ахмалахтинских вулканитов, плавились архейские гоналиты и трондьемиты, бедные Zr, или не были созданы условия для вышелачивания Zr и перехода его в расплав.

Таким образом, в результате проведенного геохимического анализа выявляется четкая смена типа вулканитов от известково-щелочного или орогенного через континентально-рифтогенный к океаническому (без учета амфиболитов Кеулик-Кенирим и андезитоидов южно-печенгской серии). Необходимо пояснить, что автор далек от мысли делать палеотектонические реконструкции только на основе геохимических особенностей вулканитов, это может привести к ошибочным выводам. Так океанического типа вулканиты еще не говорят о сформировании океанической коры, так как в случае с Печенгско-Варзугским поясом нет никаких признаков присутствия офиолитового комплекса. Океанический тип вулканитов фиксирует, по нашему мнению, этап интенсивного раздвижения, утонения континентальной коры, подьема разогретой мантии и выплавления малоглубинных толеитовых базальтов без смешивания их с материалом коры.

На рис. 7.4 прейставлены спектры РЗЭ, нормированных к хондриту, для вулканитов печенгской серии. Для андезито-базальтов ахмалахтинской свиты выявляется обогащенность легкими РЗЭ и близкое к плоскому распределение тяжелых. Судя по отсутствию Ξ_{U} -аномалии, при генерации расплава или его кристаллизации не происходило селективной выплавки плагиоклаза или его фракционирования. Отсутствие фракционирования, по-видимому, обусловлено относительной малоглубинностью областей генерации расплава и отсутствием промежуточных очагов. Полученные спектры РЗЭ для андезито-базальтов достаточно часто встречаются среди пород известково-щелочной серии островодужных систем или в областях сжатия [4, 71].

При переходе к вулканитам куэтсъярвинской свиты происходило общее обогащение РЗЭ и их тяжелой фракции, что хорошо коррелируется с повышением общей щелочности пород. Подобные же спектры очень характерны, с учетом повышенного содержания TiO_2 , для толеитовых базальтов и трахибазальтов континентальных рифтов, например Эфиопии и трапповых областей (рис. 4.54). Толеиговые базальты колосйокской ч пильгуярвинской свит имеют прин-


Рис. 7.3. Вариационные диаграммы составов и эволюция состава вулканитов северной зоны Печенгской структуры по усредненным данным.

1 – ахмалахтинская и куэтсярвинская свиты (первая и вторая вулканогенные толщи); 2 – колосйокская и пильгуярвинская свиты (третья и четвертая вулканогенные толщи); 3 – "продуктивная" толща, пильгуярвинская свита; 4 – тренды типовых серий и ассоциаций по Б.Г. Лутцу [65] показаны арабскими цифрами: 1 – толеитовая серия океанических областей (1а – срединно-океанические хребты, 1б – океанические острова, толеитовые базальты, 1в – они же, оливиновые базальты, 1г – океанические плато); 2 – островодужные ассоциации (2а – толеитовая серия, 2б – известково-щелочная серия, 2в – щелочная серия); 3 – ассоциации древних платформ; 4 – ассоциации внутриконтинентальных рифтов; 5 – пограничные линии между нормальными и щелочными сериями.

ципиально близкие спектры РЗЭ с тенденцией уменьшения обогащенности легкими РЗЭ. По мере перехода от колосйокской свиты через "продуктивную" толщу к пильгуярвинской свите (или от третьей вулканогенной толщи к четвертой) толеитовые базальты становятся все менее дифференцированными (или примитивными) и приближаются к океаническим базальтам типа MORB.

Для океанических структур помимо низкокалиевых толеитовых базальтов (MORB) характерны оливиновые пикриты с содержанием MgO 13.3-19.3 мас.% [69], которые отличаются от толеитовых базальтов меньшим содержанием РЗЭ (в 3.5-4 раза) при плоском их распределении (рис. 7.5, № 12) и могут рассматриваться как



Рис. 7.3 (продолжение).

оливиновые кумуляты. Такие породы обнаружены, например, в керне скв. 332^Б, пройденной в 30 км к западу от Срединно-Атлантического хребта. Генерация же печенгского ферропикритового расплава, сильно обогащенного легкими РЗЭ, свидетельствует о существовании сложной системы разноглубинных или эшелонированных очагов, что не характерно для зоны СОХ. Альтернативным вариантом может быть неполное разрушение континентальной коры, служащей фундаментом для пояса.

На основании результатов геохимического анализа и ранее изложенных геологических материалов предлагается следующая модель развития Печенгской структуры (рис. 7.6).





2.5-2.4 млрд. лет. Этап поотлопийской активизации и внедрение расслоенных интрузивов г. Генеральской и Карикъяврской группы в континентальную кору с частичным ее разогревом. Синхронное заложение протоавлакогенов (линейных прогибов) Полмак, Тюльпвыд, Кеулик-Кенирим, расположенных на продолжении более крупной и протяженной Имандра-Варзугской структуры.

2.4-2.35 млрд. лет. Перерыв в вулканизме и стабилизация тектонического режима. Эрозия и вскрытие расслоенных интрузивов с формированием конгломератов, базальных для печенгского комплекса.







Рис. 7.4. Спектры РЗЭ, нормализованные к хондриту, для вулканитов северной зоны Печенгской структуры.

А – ахмалахтинская (1), Б – куэтсярвинская (2), В – колосйокская (3), Г-Д – пильгуярвинская свиты (4 – "продуктивная" толща, 5 – толеитовые базальты и 6-8 – ферропикриты и ферробазальты четвертой вулканогенной толщи разных уровней); 9 – обобщенный спектр вулканитов нижележащей толщи. Помимо авторских данных использованы материалы А.А. Кременецкого по СГ-3.



Рис. 7.5. Спектры РЗЭ, нормализованные к хондриту, для вулканогенных ассоциаций внутриконтинентальных и океанических рифтогенных структур, по данным [1, 69, 71, 72, 200].

Норильский район: 1-3 – нормальные и субщелочные базальты иванинской (1), сыверминской (2) и тудчинской (3) свит. О. Исландия: 4 – платобазальты и 5 – щелочные базальты, андезиты и дациты третичного возраста, 6 – толеиты и оливиновые базальты четвертичного времени (С – Ю – общее изменение спектра пород при движении по простиранию рифта). Вост. Африка-Красное море: 7 – щелочные базальты поперечного комплекса хр. Ассат (Эфиопия) трапповой серии, 8 – толеиты, ферробазальты, щелочные оливиновые базальты и 9 – андезиты, риолиты, трахиты стратоидной серии (Эфиопия), 10 – низкокалиевые толеитовые базальты Красного моря. Сред.-Атлантический хребет: 11 – низкокалиевые толеитовые базальты (MORB), 12 – оливиновые пикриты, пикрито-базальты.



Рис. 7.6. Принципиальная схема тектонического развития Печенгской структуры (объяснение в тексте).

 тоналиты и трондьемиты архейского фундамента; 2 – комплекс архейского зеленокаменного пояса; 3 – габбро-нориты расслоенного интрузива горы Генеральской; 4 – гранулитовый комплекс;
предрифтовый комплекс (нижние толщи Печенгской структуры);
синхронные с ними дайки андезито-базальтов; 7 – рифтогенный комплекс (верхние толщи); 8 – нясюккские дайки; 9 – граниты и гранодиориты купольных структур; 10 – андезитоиды; 11 – порфировидные граниты Лицко-Арагубского комплекса; 12 – разломы; 13 – магмаподводящие каналы; 14 – взбросы, надвиги. 2.35-2.2 млрд. лет. Предрифтогенный этап. Заложение и развитие собственно Печенгской континентальной структуры на месте лопийского Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса в результате сводового поднятия. Известково-щелочной вулканизм, внедрение комплекса даек в фундамент и борта.

Около 2.2 млрд. лет. Рифтогенный этап. Заложение раздвига и формирование внутриконтинентального палеорифта, являющегося продолжением более крупного Имандра-Вараугского палеорифта. Генерация магматических очагов с повышенной щелочностью, широкое развитие внутрикоровых промежуточных очагов, наземный вулканизм. Внедрение безрудных габбро-пироксенитовых и габброплагиоверлитовых интрузивов силлового типа в центральной части Имандра-Варзутской структуры. Подобные же интрузивы в Центральной части Финляндии (Ринкаусваара) имеют возраст 2.21млрд. лет. Метасоматические процессы в глубинных мантийных областях в результате подъема флюидов.

2.1-1.9 млрд. лет. Тектоно-магматическая активизация Балтийского щита, заложение свекофеннского океана (Ладога-Ботнический залив). Поднятие мантийных плюмажей. Усиление скорости раздвига в пределах Печенгской зоны и формирование глубоководной троговой структуры с некомпенсированным осадконакоплением. Утонение континентальной коры в основании и увеличение проницаемости ее для магматических мантийных продуктов. Формирование разноглубинных магматических резервуаров с эшелонированной дренажной системой с промежуточными (для ферропикритовых расплавов) очагами. Внедрение никеленосных габбро-верлитовых интрузивов. Раздвиг имел односторонний характер, о чем свидетельствует внедрение даек только в северный борт. На юго-восточном его замыкании, уже в пределах Имандра-Варзугской структуры, он доходил только до Полисарских озер. Сжатие южного борта, формирование гранитных куполов (Каскельявр, Шуони) в результате подъема разогретого и разуплотненного материала. На фронте сжатия в Лапландском гранулитовом поясе повторный гранулитовый метаморфизм высоких давлений и температур, поддвиг пояса под Беломорский блок.

1.9 млрд. лет. Общее уменьшение мантийной магматической активности в результате затухания теплового импульса. Инверсия тектонического режима, синхронная "отмиранию" свекофеннского океана и гранитизации его коры. Захлопывание печенгского трога в результате надвиговых движений. "Орогенный", существенно андезитовый вулканизм, мелкие очаги риолитового или смешанного расплавов. Динамометаморфизм, в том числе никеленосных массивов в пределах Печенгской структуры и расслоенных интрузивов, залегающих в обрамлении. Заключительное внедрение даек в рудном чоле из остаточных малоглубинных очагов.

1.85-1.7 млрд. лет. Заключительный, вне Печенгско-Варзугского пояса, гранитный магматизм, процессы зонального регионального метаморфизма, формирование гидротермальной системы и переотложение СU-Nipyд, что сопровождалось частичным нарушением Pb - Pb и Rb-Sr изотопных систем.

17 В.Ф. Смолькин

Ключевым для Печенгской структуры и всего Печенгско-Варзугского пояса является вопрос о степени и скорости растяжения коры. Решение этого вопроса поможет объяснить уникальность Печенгской структуры с ее ферропикритовым вулканизмом и никеленосным интрузивным магматизмом. Попробуем проследить изменение состава вулканитов фанерозойских рифтогенных структур в зависимости от скорости их растяжения. С этой целью на рис. 6.6 приведены спектры РЗЭ, нормированных к хондриту, для вулканитов из структур, степень и скорость растяжения которых постепенно увеличиваются (от Норильского района к Срединно-Атлантическому хребту). Для траппового магматизма Норильского района с его отсутствием разрыва сплошности континентальной коры. по данным А.И. Альмухамедова с коллегами [1], наблюдается четкая смена ранних умереннощелочных вулканитов более поздними толеитовыми базальтами и пикрито-базальтами с 11-19 мас. % МаО. Одновременно уменьшается содержание всех РЗЭ и их легкой фракции.

О. Исландия представляет собой микроконтинент с достаточно мощной (до 50 км) корой, который подвергся воздействию континентального рифтогенеза в связи с процессами океанического спрединга [69].

Это обусловило сложное сочетание вулканитов различного состава, основная часть которых сформирована в третичное и четвертичное время. Для третичного времени характерна бимодальная базальт-риолитовая серия с резким преобладанием толеитовых базальтов (48%). Четвертичные вулканиты варьируют по составу от субщелочных оливиновых базальтов до низкокалиевых толеитов. Последние приурочены к местам сопряжения Исландского рифта и Срединно-Атлантического хребта (п-ов Рейкъянес), однако, судя по пониженному отношению Na/K, K/Rb, Sm/La и обедненности AU_2O_3 , они достаточно хорошо отличаются от MORB. Спектр РЗЭ может изменяться не только в вертикальном разрезе, но и по латерали четвертичного рифта, что связано с изменением глубин залегания очагов.

Система Восточно-Африканских внутриконтинентальных рифтов и Красноморского рифта – одна из немногих, развитие которой завершилось образованием спрединговой зоны с полным разрывом сплошности литосферы и появлением низкокалиевых толеитовых базальтов, аналогов MOR B [72, 1]. Для данной системы выделены три наиболее крупных этапа вулканической деятельности. Самыми древними являются щелочные базальты трапповой серии, которые имеют широкий ареал и связаны с Афаро-Аравийским сводовым поднятием. Сиалическая кора имела мощность 30-50 км. С заложением узких линейных зон и формированием собственно рифтогенной системы с локальным нарушением сплошности литосферы связано образование субщелочных базальтов стратоидной серии. И наконец, в пределах Красного моря и Аденского залива произошел разрыв литосферы с излиянием на морское дно толеитовых базальтов, имеющих уплощенный спектр РЗЭ, близкий к спектру MORB. Произошло общее снижение щелочности вулканитов и рост содержания Mg, Ca, Fe, Cr и Ni[1].

В осевой зоне появляются щелочные и субщелочные базальты, широко развитые на островах, которые связаны с хребтами поперечного комплекса. Интересны здесь находки шелочных пикритовых базальтов с 13.27 мас. % MgO и 1.44 % TiO₂. Они имеют массивную текстуру, в них отсутствуют миндалины, сложены они сильно зональными вкрапленниками оливина, реже клинопироксена и плагиоклаза. Основная масса сложена микролитами клинопироксена, в интерстициях помимо плагиоклаза появляется калиевый полевой шпат. Акцессорная шпинель содержит 1.7-3.1 % TiO₂. Налицо некоторая аналогия с печенгскими ферропикритами.

Для Срединно-Атлантического хребта с его максимальной скоростью раздвига резко преобладающими являются примитивные низкокалиевые толеитовые базальты (MORB), продукты плавления деплетированного мантийного субстрата в малоглубинных (15-30 км) очагах. Дифференциатом их являются, как мы уже упоминали, оливиновые пикрито-базальты.

Судя по приведенным данным, наиболее близким аналогом Печенгско-Варзугского пояса (в период 2.2-2.0 млрд. лет) является система рифтов Восточной Африки-Красное море. Поэтому логично предположить достаточно высокую скорость растяжения континентальной коры в пределах пояса, хотя и не настолько значительную, как в Красном море. В то же время уникальность Печенгской структуры и всего пояса состоит в том, что процесс растяжения не привел к формированию океана и коры океанического типа.

Заключая главу, следует подчеркнуть, что структуры Финнско-Карельской провинции, выполненные нижнепротерозойскими осадочно-вулканогенными образованиями не являются, по нашему мнению, аналогами Печенгско-Варзугского пояса и характеризуют режим, близкий к платформенному. Неучет этого обстоятельства приводит к ошибочным стратиграфическим и тектоническим построениям.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение и анализ результатов комплексных исследований высокомагнезиальных вулканитов основного-ультраосновного состава и комагматичных им габбро-перидотитовых и перидотитовых интрузивов Кольского полуострова и прилегающих к нему территорий Северной Карелии, Финляндии и Северной Норвегии позволили прийти к следующим выводам.

1. Высокомагнезиальные вулканиты формировались в течение значительного временного интервала в ходе циклического развития тектонического режима, преимущественно в условиях сильного растяжения литосферы и локализованы в пределах сложнопостроенных зеленокаменных поясов раннего архея и палеорифтогенных структур позднего протерозоя. Они являются производными различных по глубине генерации и степени плавления мантийного субстрата расплавов, среди которых можно выделить "первичные" (коматиитовые, высокомагнезиальнобазальтовые и ферропикритовые) и "вторичные" (субщелочные пикрито-базальтовые).

2. Коматиитовые расплавы, являясь продуктом максимальной степени плавления (более 50%) гранатовых перидотитов верхней мантии, могли генерироваться даже в пределах одного зеленокаменного пояса на разных глубинах, что привело к формированию вулканитов с различными геохимическими характеристиками. Высокая степень дифференциации коматиитовых расплавов вызвала образование сложной вулкано-плутонической ассоциации с хорошо выраженной тенденцией повышения железистости к поздним интрузивным дифференциатам.

Высокомагнезиальнобазальтовые вулканиты, широко развиты в нижних частях разрезов структур карелид, являются типовыми для дорифтогенного комплекса. По своим геохимическим характеристикам они отвечают типу, промежуточному между архейскими коматиитами и более поздними пикритами и отражают необратимое изменение свойства и свойств мантии на рубеже архея и протерозоя.

Генетически связанные с ними субщелочные пикрито-базальты, принадлежащие к наиболее древней в истории развития литосферы Балтийского щита субщелочной серии, знаменуют собой начало собственно рифтогенного этапа развития некоторых структур карелид, а именно Печенгско-Варзугского пояса.

Специфичными для раннего докембрия являются ферропикритовые вулканиты и габбро-верлитовые интрузивы, локализованные только в пределах центральной части Печенгско-Варзугского пояса и фиксирующие совместно с толеитовыми базальтами этап максимального раздвига пояса, что произошло синхронно с заложением и развитием свекофеннского океана на территории Центральной Финляндии с формированием коры океанического типа.

3. Для всех изученных высокомагнезиальных вулканитов характерен неравновесный характер дифференциации, обусловленный метастабильными условиями кристаллизации и относительной открытостью системы. Кристаллизация метастабильных фаз и хорошая сохранность их в процессах реакции с расплавом, субсолидусного окисления и наложенных метаморфических, преобразований зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций позволяют восстановить общую направленность кристаллизации и ликвации высокомагнезиальных расплавов, 4. Ферропикритовые вулканиты и близкие по возрасту, комагматичные им рудоносные габбро-верлитовые интрузивные массивы являются дифференциатами ферропикритового расплава, глубинный деплетированный мантийный источник которых был метасоматически переработан и обогащен редкоземельными элементами, фосфором и другими некогерентными компонентами в интервале 2.2-2.0 млрд. лет. Излияние ферропикритового расплава в глубоководный морской бассейн происходило в начале каждого из пяти вулканических циклов, внедрение интрузивных масс – на заключительных стадиях ферропикритового вулканизма. Изохронный 5m-Nd возраст ферропикритовых вулканитов (второй и третий цикл) (1990 ± 66) млн. лет при \in_{Nd} = +1.6 ± 0.4. Он согласуется с U – Pb, Re – OS и Pb – Pb определениями и отражает реальный возраст излияния расплава.

Ферропикритовые и пространственно ассоциирующие с ними толеит-базальтовые вулканиты являются производными различных по глубине заложения магматических очагов, образующих совместно с каналами подъема и промежуточными очагами сложную эшелонированную "дренажную" систему, в которой ферропикритовые и базальтовые расплавы не смешивались между собой.

5. Характерным для ферропикритового магматизма, в отличие от толеит-базальтового, является сочетание разноглубинных промежуточных очагов, существование которых способствовало процессу избирательной контаминации серы из коровых (архейских и протерозойских) пород без ассимиляции силикатных фаз (процесс глубинной сульфуризации). Это в конечном итоге привело к ликвационному расслоению расплава на силикатный и богатый Ni, Co и Cu сульфидный дифференциаты и формированию первично-магматического оруденения в пределах магматических камер, реже вне их, в грещинах отрыва во вмещающих метаосадочных образованиях. Ингенсивность сульфидного оруденения в целом прогрессивно нарасгает по мере эволюции ферропикритового магматизма, и максимальную роль оно играет в интрузивных массивах поздних фаз.

Обогащение ферропикритового расплава летучими компонентами (S, P, F) явилось причиной широкого развития процессов в быстро кристаллизующихся подводных потоках и силлах не только сульфидной, но и силикатной ликвации, процессов достаточно мощных, способных привести к изотопному фракционированию.

6. Длительно развивающийся (более 450 млн. лет) Печенгско-Варзугский пояс, имеющий максимальную для структур карелид мощность осадочно-вулканогенных образований (до 11.5 км), не имеет полных аналогов на Балтийском щите. В истории его развития выделяется четыре тектоно-магматических этапа: дорифтогенный, собственно континентально-рифтогенный, рифтогенный со значительной степенью раздвига (подобно Красноморскому) и заключительный орогенный. Сульфидное Си- Ni оруденение связано с третьим этапом.

Северо-Карельский пояс и другие структуры карелид Финнско-Карельской провинции не претерпели интенсивного раздвига, характеризовались субплатформенным режимом осадконакопления и вулканизма и имеют иную металлогеническую специализацию.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.И., Матвеенков В.В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. Новосибирск: Наука, 1985, 191 с.

2. Арзамасцев А.А., Каверина В.А., Полежаева Л.И. Дайковые породы Хибинского массива и его обрамления. Апатиты: изд. КНЦ АН СССР, 1988, 85 с.

3. Арутюнян Л.А., Саргсян Г.О., Смолькин В.Ф. О никеленосности оливинов, кристаллизующихся в силикатных и сульфидносиликатных системах // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Украины, Урала, Сибири и Дальнего Востока. Апатиты: изд. КНЦ АН СССР, 1988. С. 78-81.

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

5. Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985. 221 с.

6. Безмен Н.И., Сук Н.И. Базит-гипербазитовое расслоение (эксперимент) // Геология и разведка. 1983. № 6. С. 48-52.

7. Белолипецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А. и др. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 240 с.

8. Богатиков О.А., Андреева Е.Д. О керсутите из габбро горы Патын (Кузнецкий Алатау) // Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М.: Наука, 1970. С. 64-77.

9. Богатиков О.А., Гирнис А.В., Рябчиков И.Д. Петрология и генезис коматиитов // Вулканология и сейсмология, 1984. № 6. С. 18-39.

10. Борисов А.Е. Эволюция состава метавулканитов умбинской свиты среднего протерозоя // Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты: изд. КФАН СССР, 1976. С. 87-91.

11. Борисов А.А., Кадик А.А., Жаркова Е.Е. идр. Влияние летучести кислорода на соотношение разновалентных форм ванадия в магматических расплавах // Геохимия, 1986. № 7. С. 915–920.

12. Бородин Л.С., Гладких В.С., Пятенко И.К. Петрология и геохимия щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. М.: Наука. 1976. 242 с.

13. Ветрин В.Р., Шлайфштейн Б.А. Петрология гранитов Иоканыгского массива (Колыский полуостров) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 5. С. 39-49.

14. Ветрин ВР., Пушкарев Ю.Д., Рюнгенен Г.И. и др. Геологическое положение и возраст гранитоидов южного обрамления Печенги // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: изд. КФАН СССР, 1987. С. 83-93.

15. Вильямс Х.Х., Тернер Ф.Д., Гилберт И. Петрография. Введение в изучении горных пород в шлифах. М.: ИЛ, 1957. 592 с.

16. В ревский А.Б. Коматииты из раннедокембрийского пояса Полмос-Порос (Кольский п-ов) // ДАН СССР. 1980. Т. 252, № 3. С. 1216-1219.

17. В ревский А.Б. Геолого-петрологическая систематика зеленокаменных поясов архея // Проблемы эволюции докембрийской литосферы, Л.: Наука, 1986. С. 63-71.

18. В ревский А.Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы. Л.: Наука, 1989. 143 с.

19. В улканизм и седиментогенез докембрия северо-востока Балтийского щита/Отв. ред. Предовский А.А. Л.: Наука, 1987, 185 с. 20. В улканиты раннего докембрия Кольского полуострова (атлас текстур и структур)/ Отв. ред. Загородный В.Г. Л.: Наука, 1980. 160 с.

21. Геология дна Филиппинского моря/ Ред. Добрецов Н.Л. М.: Наука, 1980. 261 с.

22. Геология Карелии/Отв. ред. Соколов В.А. Л.: Наука, 1987. 231 с.

23. Геология и метаморфизм архейских зеленокаменных поясов/ Отв. ред. Рыбаков С.И., Кожевников В.Н. Петрозаводск, 1988. 224 с.

24. Гинзбург ИВ. Об алюмосиликатном пироксене – фассаите метасоматических и магматических горных пород // Тр. Минер. музея АН СССР. 1972. 6 пп, 21. С. 17-27.

25. Гирнис А.В., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Генезис коматиитов и коматиитовых базальтов. М.: Наука, 1987. 121 с.

26. Гликсон А. Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов: данные по щитам южного полушария // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 264–285.

27. Голубев А.И., Светов А.П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1983. 192 с.

28а. Гоньшакова В.И., Тронева Н.В., Дмитриева М.Т. О редком хромшпинелиде в кимберлитовых породах Восточного Приазовья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 12. С. 25-31.

286. Горбачев Н.С. Флюидно-магматическое взаимодействие в сульфидно-силикатных системах // М.: Наука, 1989. 127 с.

29. Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М.: Недра, 1968. 352 с.

30. Горбунов Г.И., Корчагин А.У., Медников А.И. О рудоносности пикритов Печенги // ДАН СССР. 1989. Т. 304, № 5. С. 1205-1208.

31. Грачев А.Ф., Федоровский В.С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? // Геотектоника. 1980. № 5. С. 3-22.

32. Грачев А.Ф., Федоровский В.С. Зеленокаменные пояса – главные корообразующие структуры раннего докембрия // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 84-94.

33. Грин Д. Магматическая активность как основной процесс химической эволюции земной коры и мантии // Верхняя мантия. М.: Мир, 1975. С. 25-43.

34. Гущин В.С. Нижний протерозой синклинорной зоны Ветреный пояс // Стратиграфия нижнего докембрия Карело-Кольского региона. Л., 1985. С. 86-96. (Тр. ВСЕГЕИ. Н. сер.; Т. 339).

35. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П. и др. Породообразующие пироксены. М.: Наука. 1971. 454 с.

36. Добрецов Н.Л. Основные и ультраосновные породы раннего докембрия и эволюция вулканизма в истории Земли // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 183-198.

37. Добржинецкая Л.Ф. Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 288 с.

38. Д у к Г.Г. Структурно-метаморфическая эволюция пород Печенгского комплекса. Л.: Наука, 1977. 104 с.

39. Дубровский М.И. Петрохимическая классификация алюмосиликатных плутонических горных пород. Апатиты: изд. КФАН СССР, 1987. 37 с.

40. Д э л и Р.А. Изверженные породы и глубины Земли. М.; Л.: ОНТИ, 1933, 1936.

41. Елисеев Н.А., Горбунов Г.И., Елисеев Э.Н. и др. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 357 с. 42. Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Суслова С.Н. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.; Л.: Наука, 1964, 207 с.

43. Загородный В.Г., Мирская Д.Д. Об ультраосновных дифференциатах эффузивов четвертой вулканической толщи печенгской серии // Основные и ультраосновные породы Кольского п-ва. Л.: Наука, 1967. С. 3-10.

44. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Принципы и главные черты тектонического районирования северо-восточной части Балтийского щита // Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1978. С. 3-12.

45. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова (состояние изученности и проблемы). Л.: Наука, 1983. 96 с.

46. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 111 с.

47. З е л е н о к а м е н н ы е пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулканитов)/ Отв. ред. Лобач-Жученко С.Б. Л.: Наука, 1988. 215 с.

48. И м а н д р а-Варзугская зона карелид (геология, геохимия, история развития) / Отв. ред. Горбунов Г.И. Л.: Наука, 1982. 280 с.

49. Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 248 с.

50. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии / Джейкс А., Луис Дж., Смит К. М.: Мир, 1989. 430 с.

51. Классификация лунных магматических пород / Богатиков О.А., Гоньшакова В.И., Фрих-Хар Д.И. М.: Недра, 1985. 72 с.

52. Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины / Гл. ред. Козловский Е.А. М.: Недра, 1984. 490 с.

53. Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита / Отв. ред. Богатиков О.А. Л.: Наука, 1988. 192 с.

54. Комаров Ю.В. Натуральные петрохимические диаграммы // Вопросы петрохимии. Материалы к совещанию ВСЕГЕИ. Л., 1969. С. 80-83.

55. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.

56. К р а т ц К.О. Геология карелид Карелии: Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1963. Вып. 16. 209 с.

57. Кратц К.О., Хильтова В.Я., Вревский А.Б. и др. Этапы и типы эволюции докембрийской коры древних щитов. Л.: Наука, 1980. 164 с.

58. Кратц К.О., Богданов Ю.Б., Загородный В.Г. и др. Типовой разрез нижнего докембрия Балтийского щита // Палеонтология: Докл. 27-го МГК. Секция С. О2. М., 1984. Т. 2. 332 с.

59. Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н. Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. 262 с.

60. Куликов В.С., Калинин Ю.К. Экспериментальное воспроизведение некоторых структур базальтов Ветреного пояса // Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Л.: Наука, 1971. С. 168-172.

61. Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова ЯВ. Находка коматиитов саамия (раннего архея) на Балтийском щите // ДАН СССР. 1989. Т. 308, № 6. С. 1441-1445.

62. Кузнецов Р.А., Крылов И.Н., Лобач-Жученко С.Б., Генкин А.Д. Обиридии в архейских вулканитах Балтийского щита // ДАН СССР. 1988. Т. **301**, № 2, С. **438–440**. 63. Ланда Э.А., Ляпунов С.М., Марковский Б.А. Об особезностях распределения редкоземельных элементов в вулканогенных ультрамафитах // ДАН СССР. 1983. Т. 272. № 2. С. 463-464.

64. Лазур О.Г., Нестоянова О.А., Новицкий И.П. и др. Вулканизм зеленокаменных поясов. М.: Наука, 1988. 168 с.

65. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.

66. Магматические формации СССР / Масайтис В.Л., Москалева В.Н., Румянцева Н.А. и др. Л.: Недра, 1979. Т. 1. 318 с.; т. 2. 279 с.

67. Магматические формации раннего докембрия территории СССР/ Отв. ред. Шуркин К.А. М.: Недра, 1980. Кн. 1. 285 с.; кн. 2. 283 с.; кн. 3. 266 с.

68. Магматические горные породы: классификация, номенклатура, петрография / Отв. ред. Гоньшакова В.И. М.: Наука, 1983. Ч. 1. 366 с.

69. Магматические горные породы. Т. 3: Основные породы / Отв. ред. Шарков Е.В. М.: Наука, 1985. 487 с.

70. Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита/Отв. ред. Бельков И.В. Л.: Наука, 1985. 176 с.

71. М.агматические горные породы. Т. 6: Эволюция магматизма в истории Земли/Отв. ред. Коваленко М.И. М.: Наука, 1987.440с.

72. Магматические горные породы. Т. 7: Ультраосновные породы/Отв. ред. Лазько Е.Б., Шарков Б.В. М.: Наука, 1988. 507 с.

73. Макдональд Г. Вулканы. М.: Мир. 1975. 431 с.

74. Малюк Б.И., Сиворонов А.А. К вопросу систематики коматиитов // Геология и геофизика, Новосибирск, 1984. № 1. С. 62-69.

75. Марковский Б.А., Ротман В.К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981. 247 с.

76. Медно-никелевые месторождения Балтийского шита/ Отв. ред. Горбунов Г.И., Папунен Х. Л.: Наука, 1985. 329 с.

77. Метаморфизм супракрустальных комплексов раннего докембрия. Северо-восточная часть Балтийского щита/Отв. ред. Загородный В.Г. Л.: Наука, 1986. 272 с.

78. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.

79. Михайлов Н.П., Семенов Ю.Л. Каратургайский пикрито-диабазовый комплекс и некоторые вопросы петрологии пикритов // Сов. геология. 1965. № 3.

80. Михайлов Н.А. Эпиорогенный тафрогенез – заключительная стадия тектоно-магматического цикла // Сов. геология. 1978. № 3. С. 43– 53.

81. Москалева В.Н., Шаталов Е.Т. Типы петрографических провинций СССР. М.: Недра, 1974. 167 с.

82. Москалева В.Н. Магматизм рифтовых зон // Материалы к У Всесоюз. петрогр. совеш. Алма-Ата, 1976. Т. 1. С. 7-10.

83. Наливкина Э.Б. Офиолитовые ассоциации раннего докембрия. М.: Недра, 1977. 183 с.

84. Н е г р у ц а В.3. Этапы геологического развития восточной части Балтийского щита и их металлогеническая специализация // Геологические предпосылки перспектив рудоносности докембрия восточной части Балтийского щита: Тр. Геол. фонда РСФСР. М., 1978. С. 6-22.

85. Негруца В.З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.

120. С молькин В.Ф., Веселовский Н.Н. Ультрамафиты юго-востока Кольского полуострова и их рудоносность // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 2. С. 28-35.

121. С молькин В.Ф., Пахомовский Я.А. Парагенезис оливин-хромшпинелид в ультрамафитах Печенги и его петрогенетическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 4. С. 57-73.

122. С молькин В.Ф., Борисов А.Е., Пахомовский Я.А. Минеральные ассоциации в субщелочных пикрито-базальтах и субвулканических габбро-перидотитах Имандра-Варзугской зоны // Минеральные ассоциации и минералы магматических комплексов Кольского полуострова. Апатиты: изд. КНЦ АН СССР, 1987. С. 62-69.

123. С молькин В.Ф. Два типа габбро-перидотитовых интрузивов в нижнем протерозое Кольского полуострова // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987, 62, № 4. С. 87-99.

124. С молькин В.Ф., Борисов А.Е., МаракушевА.А. Признаки дифференциации и несмешивания расплавов в пикрито-базальтах Печенги // ДАН СССР, 1987. Т. 294, № 3. С. 669-673.

125. С молькин В.Ф., Борисов А.Е., Саргсян Г.О. О влиянии состава первичных расплавов на никеленосность базит-гипербазитов нижнепротерозойских структур // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: изд. КФАН СССР, 1988. С. 15-21.

126. С т а р к о в Н.П. Минералогия пикритов западного склона Урала. // Тр. ИГГ УНЦ АН СССР. 1973. Вып. 100. С. 53-69.

127. С у н С.С. Геохимическая характеристика архейских ультраосновных и основных вулканических пород и ее значение для обоснования состава и развития мантии // Геохимия архея. Происхождение и эволюция архейской континентальной коры. М.: Мир, 1987. С. 42-67.

128. С у с л о в а С.Н. Петрохимическая характеристика коматиитов из нижнедокембрийских вулканогенных комплексов Кольского полуострова. // ЗВМО. 1978. Ч. СУП, вып. 1. С. 42-54.

129. С у с л о в а С.Н. Коматииты нижнего протерозоя Карело-Кольского региона и их стратиграфическое значение // Стратиграфия нижнего докембрия Карело-Кольского региона. Л., 1985. С. 113-125.

130. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: ИЛ, 1961. 590 с.

131. У русов В.С., Карабцов А.А. О стабильности хромитмагнетитовых шпинелей // Минер. журн. 1983. 5, № 1. С. 3-16.

132. У стиев Е.К. Региональные проблемы вулкано-плутонических формаций и их рудоносность // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 1. С. 130-136.

133. У эйджер Л. Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 551 с.

134. Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова. Л.: Наука, 1977. 88 с.

135. Ф е д о т о в Ж.А. Эволюция протерозойского вулканизма восточной части Печенгско-Варзугского пояса (петрогеохимический аспект). Апатиты: изд. КФАН СССР, 1985. 118 с.

136. Ф о р Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

137. Фронделл Д.Ж. Минералогия Луны. М.: Мир, 1978. 334 с. 138. Хаггерти С.Е. Изучение рудных минералов и систематическое исследование изменений состава шпинелей из Моря Изобилия // Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: Наука, 1974. С. 181-214.

139. Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., 1966. 360 с.

140. Х ворова И.В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого // Осадконакопление и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968. С. 9-134. 141. Ц в е т к о в А.Н. Изоморфные замещения в группе бесщелочных пироксенов // М.: Изд-во АН СССР, 1951 (Тр. Ин-та геол. наук. Сер. петрогр.; Вып. 138, № 41).

142. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф. Высокотитанистые ферропикриты – специфические магматические образования этапа перехода от раннего к позднему докембрию // ДАН СССР. 1989. Т. 309, № 1. С. 164-167.

143. Шпинелиды мантийных пород // Мацюк С.С., Платонов А.Н., Польшин Э.В. и др. Киев: Наук. думка, 1989. 212 с.

144. Щека С.А. Меймичит-пикритовый комплекс Сихотэ-Алиня // ДАН СССР. 1977. Т. 234, № 2. С. 444-447.

145. Э в о л ю ц и я земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита/ Отв. ред. Бельков И.В. Л.: Наука, 1987. 109 с.

146. Э в о л ю ц и я докембрийского магматизма (на примере Карелии) / Отв. ред. Свириденко Л.П. Л.: Наука, 1985. 253 с.

147. A l l e n C.R. The petrology of a portion of the Troodos plutonic complex, Cyprus // Unpubl. Ph. D. thesis, Cambridge University, 1975.

148a. A r n d t N.T. Melting relation of ultramafic Cavas (komatilites) at 1 atm and high presure // Carnegi Inst. Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab., 1975-1976. Washington, P.C., 1976, p. 555-562.

1486. A r n d t N.T., N a l d r e t t A.I., P y k e D.R. Komatiitic and ironrich tholeiitic lavas of Munro Township, northeast Ontario \parallel J. Petrol., 1977, v. 18, p. 319-369.

149. A r n d t N.T., B r o o k s C. Komatiites || Geology, 1980, v. 8, N 3, p. 155-156.

150. A r n d t N.T. Differentiation of komatiite Flows // J. Petrol., 1986, v. 27, Part. 2, p. 279-301.

151. B a r b e y P., C o n v e r t J., M o r e a u B. et al. Petrogenesis and evolution of an Early Proterozoic collisional orogenic belt: the granulite belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia) // Bull. Geol. Scc. Finland, 1984, 56. Part. 1-2. p. 161-188.

152. B e r t h e l s e n A., M a r k e r M. Tectonics of the Kola collision sugure and adjacent Archaean and Early Proterozoic terrains the northeastern region of the Baltic Shield ||Tectonophysics, 1986, 126, p. 31-55.

153. B r o o k s C., H a r t S.R. On the significance of komatiite \parallel Geology, 1974, v. 2, p. 107-110.

154. D i c k H.Y.B., B u l l e n T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abissal and alpinetype peridotites and spatially associated laves \parallel Contrib. Miner. and Petrol., 1984, v. 86, N 1, p. 54-76.

155. Donaldson C.H. Petrology of the Uppermost upper mantle deduced from spinel-lherzolite and harzburgite at Calton Hill, Derbyshire // Contrib. Miner. and Petrol., 1978, v. 65, p. 363-377.

156. F l e e t M.E. The Growth habits of olivine – a structural interpretation \parallel Canad. Miner., 1975, v. 13, p. 293-297.

157. Gaal G., Mikkola A., Scderholm B. Evolution of the Archaean crust in Finland // Precambrian Research, 1978, N 6, p. 107-110.

158. G a a l G., G o r b a t s c h e v R. An Ouiline of the Precambrian Evolution of the Baltic Shield \parallel Precambrian Research, 1987, 35, p. 15-52.

159. G r e e n J.C., S c h u l z K.J. Iron-rich basaltic komatiites in the Early Precambrian Vermillion district, Minnesota // Canad. J. Earth Sci. 1977, v. 14, p. 2181-2192.

160. G r o v e s D.Y., B a r e t t F.M., B i n n s R.A. et al. Spinel phases associated with metamorphosed volcanic - type iron-nickel sulfide ores from Western Australia // Econ. Geol., 1977, v. 72, N 7, p. 1224-1244.

161. H & n s k i E. Komatilitic and tholeilitic metavolcanics of the Sivikkovaara area in the Archaean Kuhmo greenstone belt, eastern Finland // Bull. Geol. Soc., 1980, Finland, 52, p. 67-100.

162. H a n s k i E.J., S m o l k i n V.E. The Pechenga picrites – a unique primary magma type. Abstracts Proterozoic Geochemistry. Lund, 3-6 june 1987, p. 41-42.

163. Hanski E.J., Smolkin V.F. Pechenga Ferropicrites and other Early Proterozoic Picrites in the Eastern Part of the Baltic Shield // Precambrian Research, 1989, 45, p. 63-82.

164. H a g g e r t y S.E. Luna-16.: An opaque mineral study and a systematic examination of compositional variations of spinel from Mare Fecunditatis // E.P. Sci. Lett., 1972, v. 13, N 2, p. 328-352.

165. H i l l R., R o e d e r Y. The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugasity \parallel J. Geol., 1974, 82, N 6, p. 709-729.

166. H i c k e y R.L., F r e y F.A. Geochemical characteristics of boninite series volcanic: implications for their source // Geochimica et Cosmochimica Asta, 1982, v. 46, N 11, p. 2099-2115.

167. J a h n B.M., S u n S.S. Trace element distribution and isotopie composition of Archaean greenstones///Ahrens L.H. (ed.) Origin and Distribution of the Elements, Second Symposium, 1979, Paris, Phys. Chem. Earth, 11, p. 597-618.

168. Jahn B.M., Auvray B., Blais S. et al. Trace Element Geochemistry and Petrogenesis of Finnish Greenstone Belts // J. Petrol., 1980, v. 21, Part. 2, p. 201-244.

169. Johnson M.C., Rutherford M.J., Hess P.C. Experimental study of ingneous kaersutite stability with application to SNC Petrogenesis // Lunar. Planet., Sci. 1989.

170. I r v i n e T.N. Chromian spinel as a petrogenetic Indicator. Part. 1, Theory \parallel Can. J. Earth Sci, 1965, 2, N 6, p. 648-672.

171. K o n t i n e n A. An Early Proterozoic ophiolite the Jormua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland // Frecambrian Res., 1987, 35, p. 313-341.

172. L e a k B.E. Nomenclature of amphiboles \parallel Can. Miner., 1987, v. 16, N 4, p. 501-520.

173. Mac GregorJ. The effect of pressure on the minimum metling composition in the system $MgO-SiO_2-TiO_2//$ Trans. Amer. Geophys. Union, 1966, v. 47, N 1.

174. Marakushev A.A., Bezmen N.J., Skufiin P.K.. Smolkin V.E. The Petrology of Nickel-Bearing Intrusion and Volcanic Series in Pechenga (the Kola Peninsula) // Metallogeniy of Basic and ultrabasic rocks (Regional Presentations). Theophrastus Publication S.A., Athens, 1986, p. 359-390. 175. M a r k e r M. Early Proterozoic (c. 2000-1900 Ma) crustal structure of the northeastern Baltic Shield: tectonic division and tectogenesis // Nor. Geol. Unders., 1985, Bull. 403, p. 55-74.

176. MasudaA., NakamuraN., Tahma a kaT. Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of Chondrites. 1973, Ibid. 37, p. 239-248.

177. M i t c h e l l R.H., C l a r k e D.B. Oxide and sulphide mineralogy of the Penyuk kimberlite, Somerset Island, n.v.t., Canada // Contrib. Miner. and Petrol. 1976, v. 556. N 2. p. 157-172.

178. Morawski A., BenceA.E., Papi-, e ke J.J. Petrology of titaniferrous alkali basalt from DSDP Leg. 17, Site 165a in the central pacific basin // EOS, 1975, 56, v. 73, p. 468.

179. N e s b i t t R.W. Skeletal crystal forms in the ultrabasic rocks of the Yilgarn Block, Western Australia: evidence for an Archaean ultramafic liquid \parallel Greol. Soc. Austr. Spec. Publ. 1971, 3, p. 331-348.

180. N e s b i t t R.W.. S u n S.S. Geochemisty of Archaean spinifex-textured peridotites and magnesian tholeites \parallel Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, v. 31, N 3, p. 433-453.

181. Nesbitt R.W., Sun Shen-Su., Purvis A.C. Komatiites: geochemistry and genesis // Can. Miner., 1979, v. 17, p. 165-186.

182. N e s b i t t R.W., J a h n B.M., P u r v i s A.S. Komatiites: an early Precambrian phenomenon // Volcanol. Geothermal. Research, 1982, v. 14, N 1-2, p. 31-45.

183. O' H a r a M.I. Primary magmas and the origin of basalts // Scottish J. Geology. 1965, v. 1, Part. 1.

184. O' H a r a M.I. The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks // Earth. Sci. Rev., 1968 v. 4, N 2.

185. P e a r c e J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Andesites. Edited. by R.S. Thorp., 1982, p. 527-548. 186. P y k e D.R., N a l d r e t t A.J., E s k s t-

186. Pyke D.R., Naldrett A.J., Eskstrand O.R. Archaean ultramafic flows in Munro Township, Ontario // Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, 84, N 3, p. 955-977.

187. R ä s ä n e n J., H a n s k i E., L e h t on e n M.I. Komatiites, low-Ti basalts and andesites in the Möykkelma area, Central Finnish Lapland // Ceol. Surv. of Finl., Report of investigation 88, Espoo, 1989, 41 p.

188. R y a b c h i k o v I.D., S u d d a b y P., G i rn i s A.V. et al. Trace-element geochemistry of Archaean and Proterozoic rocks from eastern Karelia, U.S.S.R. // Lithos, 1988, 21, p. 183-194.

189. Siedleska A., Iversen E., KrillA.C. et al. Lithostratigraphy and Correlation of the Archaean and Early Proterczoic Rocks of Finnmarksvidda and the Srvaranger District // Nor. Geol. Unders., 1985, Bull. 403, p. 7-36.

190. S i l v e n n e o i n e n A. On the Proterozoic Stratigraphy of Northern Finland // Geol. Surv. Finland, 1985, Bull. 331, p. 107-116.

191. Streckeisen A. To each plutonic rock its proper name \parallel Earth Sci. Rev., 1975, 12. p. 1-33.

192. Ta i pale K. Arkeisen vulkanismin kenitys Tipasjärven aluella // Kuhmo and Kittilä Researsh Projects, 1979, Univ. of Oulu. Report 14, 46 p.

193. T a i p a l e K. The geology and geochemistry of the Archaean Kuhmo greenstone-granite-terrain. Acta Universitatis ouluensis // Series A. Sci. kekum naturalium N 151, geologica N 5, Oulu, 1983, p. 6-99.

194. Thompson R.N. Titanium chomite and chomian titanomagnetite from a Snake River Plain basalt, a terrestrial analoque to lunar spinels // Amer. Mineral., 1973, v. 58, N9-10, p. 826-830.

195. Tulivuorenkivet Kolarista Kunsamoon. Lapin Vulkaniittiprojektin ekskursio ja esitelmäseminaari 5-10.6.1989 // Geol. Tutkimuskeskus, Opas 23, Espoo, 1989, 78 p.

196. V a r n e R. On the origin of spinel lherzolite inclusions in basaltic rocks from Tasmania and Elsewhere $\parallel J$: Petrol., 1977, v. 18, p. 1-23.

197. V i l j o e n M.J., V i l j o e n R.P. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht group and proposed new class of igneus rocks \parallel Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr., 1970, N 2, p. 55-85.

198. V ä y r y n e n H. Petrologie des Nickelerzfeldes Kaulatunturi-Kammikivitunturi in Petsamo // Bull. Comm. Geol. Finland., 1938, N 116.

199. WalkerR.J., ShireyS.B., StecherO. Comparative Re-Os, Sm-Nd and Rb-Sr isotope and trace element systematics for Archaean komatiite flows from Munro Township, Abitibi Belt, Ontario // Earth and Planetary Sci. Lett, 1988, 87, p. 1-12.

200. We depohl K.H. Tholeiitic basalts from spread in gocean ridges: The growth of the oceanic crust || Naturwissenschaften, 1981, 68.

201. Y a g i K., O n u m a K. The join CaMgSi₂O₆-CaTiAl₂O₆ and its bearing on the Titanaugites || J. Fac. Soc Hokkaido Univ. 1967, v. 4, N 4.

оглавление

введение	3	3
ГЛАВА 1.	СООТНОШЕНИЕ КОМАТИИТОВ И ПИКРИТОВ, ИХ ПОЛО- ЖЕНИЕ В ОБЩЕЙ СИСТЕМАТИКЕ ВУЛКАНИТОВ	6
ГЛАВА 2.	ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ РЕКОНСТРУКЦИИ ПЕРВИЧНОГО СОСТАВА МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ ОСНОВНОГО-УЛЬТРАОСНОВНОГО СОСТАВА	12
ГЛАВА З.	ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕН- НЫХ ПОЯСОВ И РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПРОТОРИФТОВ	
	кольскои провинции	19
	3.2. Зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья	21
	3.3. Особенности строения и состава карельских структур	31
ГЛАВА 4.	ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФАЦИИ КОМАТИИТОВОГО И ПИКРИТО-	
	ВОГО МАГМАТИЗМА	43
	4.1. Коматиитовая ассоциация	-
	4.2. Высокомагнезиальнобазальтовая ассоциация	63
	4.3. Субщелочная пикрито-базальтовая ассоциация	85
	4.4. Ферропикритовая ассоциация	102
	4.5. О подводном выветривании ферропикритовых вулкани-	
	тов,	198
ГЛАВА 5.	ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД	
	ФЕРРОПИКРИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ	209
глава 6.	ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ 6.1. Распределение Ni, Co, Mn и Zn в силикатном и суль-	226
	фидно-силикатном расплавах	
	6.2. Водосодержащая система	239
	6.3. Несмесимость в силикатных расплавах	245
ГЛАВА 7.	ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ ПЕЧЕНГСКО- ВАРЗУГСКОГО ПОЯСА	246
заключен	ние	260
ЛИТЕРАТУРА		262
	environment in an	



5

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ "НАУКА" С.-ПЕТЕРБУРГСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ