

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ
(ИГЕМ РАН)

ТИПЫ МАГМ И ИХ ИСТОЧНИКИ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Часть 1

Магматизм и
геодинамика -
главные факторы
эволюции Земли



N. M. Anderson

*Посвящается 75-летию ИГЕМ РАН и
75-летию вице-президента РАН
академика Николая Павловича Лаврова*

ТИПЫ МАГМ И ИХ ИСТОЧНИКИ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

ЧАСТЬ 1

**МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА -
ГЛАВНЫЕ ФАКТОРЫ
ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ**

5-644

Москва, 2006



Богатиков О.А., Богина М.М., Бубнов С.Н., Газеев В.М., Гурбанов А.Г.,
Докучаев А.Я., Евсеева К.А., Кондрашов И.Н., Кононова В.А.,
Красивская И.С., Ларионова Ю.О., Лексин А.Б., Носова А.А., Первов В.А.,
Самсонов А.В., Хренов А.П., Чистяков А.В., Шарков Е.В., Юткина Е.В.

Типы магм и их источники в истории Земли.

**Часть 1. Магматизм и геодинамика - главные факторы эволюции Земли -
М.: ИГЕМ РАН, 2006. 398 с., 47 табл., 98 ил., 465 источников.**

В монографии коллектива авторов на основе новейших данных по геологии и петрологии магматических горных пород рассмотрены главные особенности эволюции тектоно-магматических процессов в истории Земли. Особое внимание уделялось Восточно-Европейскому кратону, на примере которого разработаны геодинамические модели для архея, протерозоя и палеозоя. Обсуждены рубежи и характер переходов от ранней плюмовой тектоники к сложным формам взаимодействия плюмов и литосферных плит, а также сопутствующие изменения состава мантийных субстратов. Кайнозойский магматизм охарактеризован на примере действующих вулканов Камчатки и новейших вулканических построек Большого Кавказа. Особый интерес для разработки современной теории развития планет земной группы представляют данные сравнительного анализа эволюции магматизма Земли и Луны. Главным итогом исследования является установление направленности и необратимости магматических процессов на Земле.

Для широкого круга геологов, петрологов и геохимиков, а также преподавателей и студентов ВУЗов.

**Главные редакторы:
академики О.А.Богатиков и В.И.Коваленко**

**Рецензенты:
академик И.Д.Рябчиков и к.г.-м.н. Б.И.Омельяненко**

ISBN 5-88918-013-4

ISBN 5-88918-014-2 (ч. 1)

Книга подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 03-05-64214, 04-05-64581, 04-05-64628 и 05-05-64797), программ ОНЗ РАН №№ 2, 4, 5, Программы №13 «Изменения окружающей среды и климата: природные катастрофы» Президиума РАН, Федеральной программы поддержки научных школ, проект НШ-1251.2003.5 и НШ-4437.2006.5 (академик О.А.Богатиков).

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	7
Глава 1. Магматизм и геодинамика архея на примере гранит-зеленокаменных областей Восточно-Европейского кратона	11
1.1. Эволюция магматизма и тектонические режимы формирования Среднеприднепровской ГЗО.....	14
1.2. Эволюция магматизма и тектонические режимы формирования Карельской ГЗО.....	32
1.3. Эволюция Среднеприднепровской и Карельской ГЗО как отражение двух тектонических механизмов роста коры в архее.....	82
1.4. Заключение.....	87
Глава 2. Магматизм палеопротерозоя как эры переходного геодинамического режима	89
2.1. Тектоно-магматические процессы первого этапа (ранний палеопротерозой, 2.5-2.3 млрд. лет назад).....	91
2.2. Тектоно-магматические процессы второго этапа (ранний-средний палеопротерозой, 2.3-2.05 млрд. лет назад).....	119
2.3. Тектоно-магматические процессы третьего этапа (поздний палеопротерозой, 2.05-1.8 млрд. лет назад).....	123
2.4. Геохимическая эволюция магматизма палеопротерозоя.....	137
2.5. Заключение.....	139
Глава 3. Сравнительное изучение тектоно-магматической эволюции Земли и Луны	143
3.1. Главные особенности тектоно-магматического развития Земли и Луны.....	146
3.2. Обсуждение.....	150
3.3. Выводы.....	153

Глава 4. Магматизм рифея и венда Восточно-Европейского кратона.....	155
4.1 Протерозойские анортозит-рапакивигранитные комплексы Восточно-Европейского кратона – пример внутриплитного магматизма в условиях аномально мощной сиалической коры.....	158
4.1.1. <i>Геологическое положение</i>	159
4.1.2 <i>Геологическое строение анортозит-рапакивигранитных батолитов</i>	162
4.1.3 <i>Геохимия анортозит-рапакивигранитных комплексов</i>	166
4.1.4 <i>Петрологическая модель формирования и развития анортозит-рапакивигранитных комплексов</i> ..	170
4.1.5 <i>Дискуссия</i>	176
4.1.6 <i>Выводы</i>	179
4.2. Магматизм мезопротерозоя (раннего и среднего рифея) запада и севера Восточно-Европейского кратона.....	180
4.2.1. <i>Геотектоническая ситуация</i>	180
4.2.2. <i>Магматические комплексы раннего рифея</i>	181
4.2.3. <i>Базиты Приладожья</i>	181
4.2.4. <i>Магматические комплексы среднего рифея</i>	194
4.3. Магматизм мезопротерозоя (раннего и среднего рифея) Волго-Уральской области Восточно-Европейского кратона.....	197
4.3.1. <i>Геотектоническая ситуация</i>	197
4.3.2. <i>Проявления магматизма</i>	197
4.3.3. <i>Особенности химического состава</i>	200
4.4 Магматизм неопротерозоя (позднего рифея и венда) запада Восточно-Европейского кратона.....	204
4.4.1. <i>Волынско-Брестская магматическая провинция</i> ..	204
4.4.2 <i>Связь глубинного строения и особенностей магматизма Волынско-Брестской провинции</i>	239
4.4.3. <i>Выводы</i>	239
4.5 Заключение.....	241

**Глава 5. Кимберлитовый и лампроитовый магматизм
Восточно-Европейского кратона.....243**

5.1. Основные этапы кимберлитового и лампроитового магматизма на Восточно-Европейском кратоне.....	245
5.2. Индикаторные петрогеохимические характеристики и источники различных по возрасту кимберлитов и лампроитов Восточно-Европейского кратона.....	252
5.2.1. Поздний палеопротерозой.....	252
5.2.2. Мезопротерозой (ранний–средний рифей).....	258
5.2.3. Неопротерозой (венд).....	259
5.2.4. Палеозой.....	260
5.3. Заключение.....	263

Глава 6. Позднемиоценовый-голоценовый магматизм и геодинамика Большого Кавказа.....269

6.1. Основные этапы позднемиоцен-голоценового магматизма Большого Кавказа.....	271
6.1.1. Позднемиоценовый субщелочной гранитоидный магматизм.....	273
6.1.2. Позднеплиоценовый магматизм.....	285
6.1.3. Неоплейстоцен-голоценовый вулканизм.....	302
6.2. Периодичность магматизма Большого Кавказа в позднемиоцен-голоценовое время.....	313
6.3. Потенциальная вулканическая активность Большого Кавказа и ее возможные катастрофические последствия.....	315
6.4. Заключение.....	317

Глава 7. Современный вулканизм и геодинамика Камчатки321

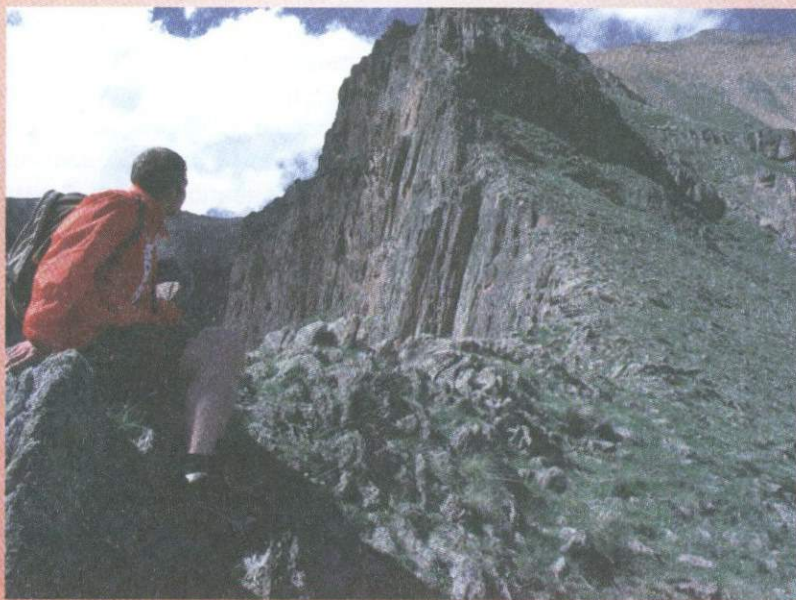
7.1. Современный вулканизм России.....	323
7.2. Применение аэрокосмических методов для решения задач мониторинга действующих вулканов.....	326
7.3. Геодинамические особенности молодого вулканизма Камчатки и связанные с ними проблемы петрогенезиса.....	338
7.4. Комплексная геодинамическая модель.....	343
7.5. Заключение.....	344

Заключение.....345

Литература.....355



ВВЕДЕНИЕ



Как магматизм, так и условия его проявления не оставались неизменными на протяжении геологической истории Земли. В последние годы бурно развивается относительно новое направление геологической науки – геодинамика, которую многие исследователи ассоциировали с геотектоникой. Геодинамика изучает глубинные силы и процессы, возникающие в результате эволюции Земли как планеты и обуславливающие движение масс вещества, энергии внутри Земли и в верхних твердых ее оболочках. В этом смысле взаимосвязи магматизма и геодинамики очевидны. Ясно также, что магматизм может служить индикатором тех геодинамических обстановок, в которых он возникает.

Установлено, что геологические процессы и, в частности, магматизм, меняли свою интенсивность, формы проявления и петрографическую и химическую специфику в ходе геологической истории нашей планеты. Интенсивность магматизма и его состав менялись от архея к кайнозою, что и отражено в данной книге.

После доставки лунного грунта на Землю, сложилось представление, что ранние этапы развития планет Земной группы, по крайней мере магматизма, были одинаковы или близко похожими. Однако наши исследования показали, что это далеко не так. Поэтому мы сочли полезным вставить специальную главу в данный отчет, где приведены данные по сравнительному магматизму Земли и Луны.

Мы сочли полезным также вставить в монографию главу о связи магматизма и алмазности Восточно-Европейского кратона, поскольку это новейший материал, который еще раз подчеркивает специфику палеозойского магматизма этого региона.

В целом, данная работа дает относительно полную картину эволюции магматизма Земли за всю ее историю. В качестве модельного объекта для изучения докембрия был выбран Балтийский щит, где преимущественно производились наши исследования. Характеристика кайнозойского магматизма была выполнена на примере Большого Кавказа, также хорошо известного по проводимым работам, а также на материалах по Камчатке. Наряду с нашими оригинальными данными, для характеристики главных стадий развития Земли привлекались и литературные данные по другим регионам, что позволило подтвердить глобальный масштаб перемен, происходивших на нашей планете в процессе ее развития. Довольно большой список использованной литературы дает дополнительную информацию для тех, кого эта тема более глубоко интересует.

Монография написана сотрудниками лаборатории ИГЕМ РАН по материалам исследований за последние 5 лет под научным руководством О.А.Богатикова.

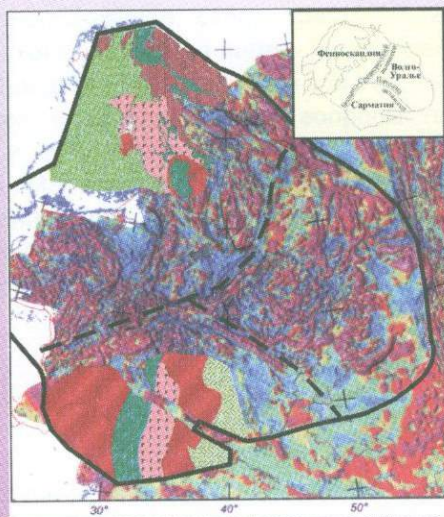
Авторы разделов монографии следующие: введение - О.А.Богатиков; глава 1 - О.А.Богатиков, А.В.Самсонов, М.М.Богина, Ю.О.Ларионова (при участии И.С.Пухтеля); глава 2 – Е.В.Шарков, И.С.Красивская, А.В.Чистяков, К.А.Евсеева, М.М.Богина; глава 3 – О.А.Богатиков, Е.В.Шарков; глава 4 – А.А.Носова, Е.В.Шарков, Е.В.Юткина, И.А.Кондрашов; глава 5 – В.А.Первов,

В.А.Кононова, А.А.Носова, Е.В.Юткина, И.А.Кондрашов; глава 6 – А.Г.Гурбанов, С.Н.Бубнов, В.М.Газеев, А.Я.Докучаев, А.А.Носова; глава 7 – А.П.Хренов, А.Б.Лексин (при участии В.А.Ермакова, Т.М.Махановой); заключение - О.А.Богатиков, Е.В.Шарков. Большую техническую помощь оказала В.Е.Павличенко, которой авторы приносят большую благодарность.

Фундаментальные исследования сотрудников лаборатории выполнялись при финансовой поддержке целевых программ Российской Академии Наук, Российского Фонда Фундаментальных Исследований, Минпромнауки РФ, ФЦП “Интеграция”, проекта “Научная школа” и ряда международных проектов и хоздоговоров.



МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА АРХЕЯ НА ПРИМЕРЕ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА



Реконструкция петрологических процессов и тектонических режимов формирования архейской континентальной коры является наиболее сложной и многогранной проблемой эволюции нашей планеты. Главным источником информации о ранних этапах геологической истории Земли служат гранит(гнейс)-зеленокаменные области (ГЗО). Во-первых, эти мегаструктуры обладают уникальной сохранностью породных ассоциаций в отличие от подвижных гранулитовых поясов, породы которых претерпели интенсивную структурно-вещественную переработку. Во-вторых, формирование ГЗО обеспечивало рост ювенильной континентальной коры на протяжении большей части архея, начиная с палео- и заканчивая неоархейским временем. Несмотря на длительные и интенсивные исследования, тектонические режимы формирования ГЗО остаются предметом дискуссий. По мнению одной группы исследователей, эволюция всех архейских ГЗО определялась тектоническим режимом, который сопоставляется с фанерозойской тектоникой конвергентных границ плит. Наблюдаемые вариации строения и состава этих областей связываются с аккрецией породных комплексов разных тектонических обстановок, включая нормальную океаническую кору и океанические плато, преддуговые и задуговые бассейны и островодужные постройки (Kusky, 1993; Kusky, Polat A., 1999; de Wit, 1998; Martin, 1999). Вторая группа исследователей настаивает на принципиальной специфике архейских тектонических режимов и неповторимости их в более поздние эпохи, аргументируя это различиями строения, состава и структурно-метаморфической эволюции архейских ГЗО и фанерозойских складчатых поясов (Bickle et al., 1994; Hamilton, 1998; Smithies, 2000). И наконец, ряд исследователей подчеркивает различия строения и состава палео- и неоархейских ГЗО, интерпретируя это как показатель разных тектонических режимов их формирования (Гликсон, 1987; Гровс, Бэтт, 1987). Последнее фундаментальное предположение, сделанное 15-20 лет назад, не получило достойного развития, хотя специфика палео- и неоархейских ГЗО в последние годы подчеркивается рядом исследователей (de Wit, 1998; Zegers, van Keken, 2001). Таким образом, фундаментальные вопросы тектонических режимов архейского времени и их возможных изменений в течение архея до сих пор остаются открытыми. Мы провели реконструкцию и сравнительный анализ магматизма и тектонических условий формирования двух крупных ГЗО: Среднеприднепровской (Украинский щит) и Карельской (Балтийский щит), которые располагаются в разных частях Восточно-Европейского кратона (ВЕК).

¹ принято 4-х членное деление архея (Gradstein et al., 2004): неоархей – 2.5-2.8 млрд. лет, мезоархей – 2.8-3.2 млрд. лет, палеоархей – 3.2-3.6 млрд. лет, зоархей ->3.6 млрд. лет

1.1. Эволюция магматизма и тектонические режимы формирования Среднеприднепровской ГЗО

Среднеприднепровская ГЗО расположена в юго-восточной части Украинского щита. С запада и востока по системе региональных разломов она сочленяется с Кировоградским и Приазовским гранулитогнейсовыми блоками, а на севере и на юге перекрыта мощным чехлом фанерозойских и кайнозойских отложений. В геологическом строении Среднеприднепровской ГЗО выделяются зеленокаменный и гнейсовый комплексы (рис. 1.1), различающиеся по вещественному составу и характеру структурно-метаморфической переработки.

Петрология и геохронология гнейсового комплекса. Гранито-гнейсовый комплекс объединяет метаморфические породы, мигматиты и гранитоиды, которые занимают преобладающую часть региона и слагают крупные купольные поднятия между отдельными вулканогенно-осадочными зеленокаменными структурами. Основную часть гнейсовидно-полосчатые плагио- и плагио-микроклиновые мигматиты, а также автохтонные до-, син- и постмигматитовые гнейсовидные гранитоиды тоналит-трондьемитового состава. Среди мигматитов и гранитоидов встречаются многочисленные останцы амфиболитов и мелкозернистых плагиогнейсов, которые в наиболее крупных останцах образуют сложнопостроенные псевдослоистые толщи. Метаморфизм амфиболитовой фации и мигматизация этих пород происходили 2.94-3.00 млн. лет назад (U-Pb метод по цирконам, Щербак и др., 1989). На основании региональных исследований с детализацией опорных участков (1-2 на рис. 1.1) проведено геолого-структурное, петрографическое и петрогеохимическое изучение трех самых ранних групп гнейсового комплекса.

Домигматитовые породы. Породы этой группы, наиболее древние, сохраняются в виде разных по размерам останцов среди полей мигматитов (рис. 1.1). Преобладающими типами пород являются мелкозернистые плагиогнейсы и амфиболиты, которые слагают чередующиеся согласные пластовые тела мощностью от десятков сантиметров до сотен метров с прослеженной протяженностью по простиранию в сотни метров. Они образовались, вероятно, при метаморфизме вулканогенной толщи бимодального состава (Самсонов, Богатиков, 1999).

Амфиболиты по составам отвечают магнезиальным и железистым толеитовым базальтам. С ростом железистости происходит снижение содержаний Al, Mg, Cr, Ni и увеличение содержаний Ti, Fe, V, Y и P3Э при узких вариациях спектров легких $(Ce/Sm)_N=0.71-0.89$ и тяжелых $(Gd/Yb)_N=1.0-1.1$ лантаноидов и небольших отрицательных Eu аномалий $(Eu/Eu^*=0.80-0.95)$ (таблица 1.1). По результатам моделирования, вариации составов базальтов могут быть обусловлены 30%-ой дифференциацией с удалением $O(30\%)+P(56\%)+Cr(14\%)$. Возраст протолитов амфиболитов определен U-Pb изотопным методом по цирконам магматической генерации из метагаббро

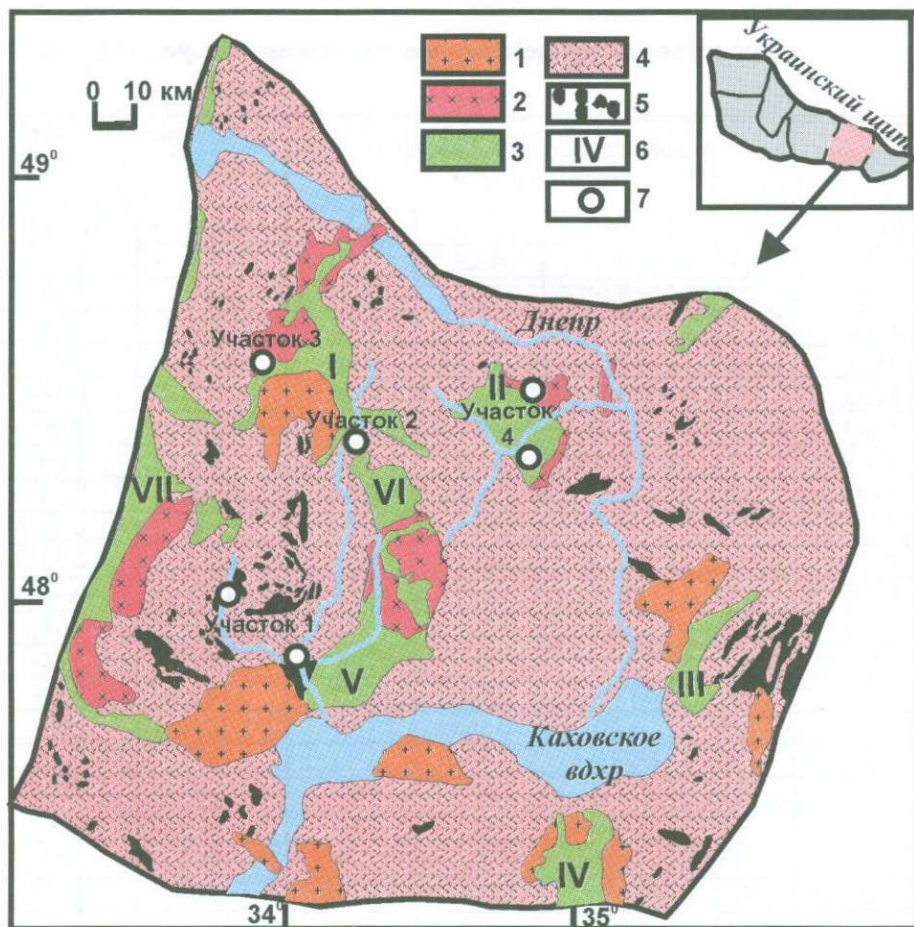


Рис. 1.1. Схематическая геологическая карта гнейс-зеленокаменной области Среднего Приднепровья

1 - гранитные плутоны; 2,3 - зеленокаменный комплекс: 2 - обрамляющие тоналит-тронджемитовые плутоны, 3 - осадочно-вулканогенные толщи зеленокаменных структур; 4,5 - гнейсовый комплекс: 4 - нерасчлненные гранитоиды и мигматиты, 5 - крупные останцы домигматитовых пород; 6 - отдельные зеленокаменные структуры: I - Верховцевская, II - Сурская, III - Конкская, IV - Белозерская, V - Чертомлыкская, VI - Софиевская, VII - Криворожская; 7 - участки исследований

и составляет 3181 ± 5 млн. лет. Время метаморфизма по метаморфической генерации циркона - 3078 ± 17 млн. лет. В Sm-Nd изохронных координатах все амфиболиты аппроксимируются линией, отвечающей возрасту 3334 ± 144 млн. лет, что в пределах ошибки перекрывается с возрастом по магматическим цирконам (Самсонов и др., 1993; Samsonov et al., 1996). Обедненный радиогенным изотопом первичный изотопный состав неодима амфиболитов

Представительные химические анализы пород гнейсового

Порода	Мелкозернистые амфиболиты (метабазальты)				Крупнозернистые амфиболиты (метагаббро)	
	В-6	В-7	В-23	В-24	В-10	В-20/1
Образец	В-6	В-7	В-23	В-24	В-10	В-20/1
SiO ₂	49.8	49.7	48.3	51.3	48.1	50.1
TiO ₂	0.97	0.81	1.05	1.34	0.41	0.73
Al ₂ O ₃	15.3	15.3	15.6	14.7	17.2	15.3
FeO	12.7	11.1	13.5	14.1	8.62	10.7
MnO	0.18	0.18	0.21	0.21	0.17	0.19
MgO	6.52	7.21	6.75	5.87	9.51	8.99
CaO	10.1	11.3	12.0	9.67	14.3	11.0
Na ₂ O	2.34	2.46	2.04	2.10	1.34	2.53
K ₂ O	0.44	0.49	0.23	0.36	0.14	0.30
P ₂ O ₅	0.21	0.17	0.06	0.10	0.23	0.14
ППП	0.47	0.41	1.70	2.03	1.52	0.70
Cr	275	260	268	238	851	464
Ni	107	151	130	60	246	177
V	333	314	333	362	183	233
Co	51	60	58	45	52	57
Rb	8	13	6	3	8	14
Sr	91	111	143	87	94	94
Zr	61	51	58	95	23	38
Y	26	23	23	30	11	15
La	3.46	2.79	3.26	4.30	1.09	1.61
Ce	8.83	7.38	8.78	12.1	3.00	4.76
Nd	7.23	5.93	7.04	9.33	2.50	4.25
Sm	2.43	2.01	2.35	3-13	0.890	1.50
Eu	0.845	0.744	0.852	1.06	0.391	0.584
Gd	3.32	2.79	3.35	4.21	1.42	2.15
Dy	3.99	3.43	3.92	5.14	1.60	2.54
Er	2.54	2.21	2.48	3.22	1.03	1.62
Yb	2.42	2.13	2.29	3.08	1.03	1.53

комплекса Среднеприднепровской ГЗО

Группа пород	Тоналитовые гнейсы				Трондьемитовые гнейсы		Мигматиты		Гранитоиды	
	Тип А		Тип Б				Трондьемит	Гранит	Тоналит	Трондьемит
Обр.	В-15	В-25	Б-44-1	В-9	Б-5	В-8-1	В-07/61	М-3	В-5	Б-13
SiO ₂	63.6	65.1	63.2	66.7	69.9	71.1	73.4	78.9	66.7	72.8
TiO ₂	0.78	0.67	0.48	0.49	0.36	0.22	0.20	0.08	0.70	0.28
Al ₂ O ₃	16.3	17.8	17.4	16.3	16.1	16.1	15.1	12.7	16.3	15.9
FeO	4.70	3.71	4.80	4.08	2.70	2.39	1.82	1.01	3.80	1.34
MnO	0.14	0.08	0.06	0.07	0.06	0.04	0.02	0.03	0.07	0.04
MgO	2.29	1.85	2.69	1.67	0.64	0.96	0.83	н/о	1.49	0.88
CaO	7.61	5.80	6.00	5.14	4.63	4.49	4.07	1.12	6.11	6.06
Na ₂ O	2.96	3.52	4.28	4.23	4.27	4.04	3.68	2.74	4.30	2.66
K ₂ O	1.34	1.39	1.05	1.27	1.00	0.59	0.80	4.88	0.28	0.01
P ₂ O ₅	0.23	0.08	н/о	0.11	0.13	0.08	н/о	0.05	0.18	н/о
ППП	0.19	1.04	0.96	1.38	0.80	0.99	0.69	0.07	0.79	0.34
Rb	42	42	44	40	43	14	42	105	4	2
Sr	160	174	179	203	271	261	181	64	290	433
Ba	446	355	204	230	408	287	431	н/о	155	207
Zr	190	191	161	161	178	122	146	105	317	174
Y	21	23	15	15	15	11	10	20	10	6
La	17.1	20.7	13.8	13.2	11.7	22.7	3.41	19.6	3.33	13.7
Ce	32.0	40.8	28.4	27.1	18.3	37.7	4.50	40.2	7.61	22.8
Nd	16.5	20.5	12.9	12.6	5.28	14.2	0.983	21.3	5.57	7.22
Sm	3.51	4.17	2.56	2.46	0.760	2.46	0.109	4.93	1.55	1.14
Eu	1.03	1.13	0.837	0.748	0.630	0.913	0.528	0.609	0.637	0.386
Gd	3.50	4.06	2.33	н/о	0.616	н/о	0.0779	4.90	1.69	0.823
Dy	3.38	3.88	1.75	1.54	0.435	1.55	0.0765	4.83	1.44	0.585
Er	2.01	2.31	0.879	0.721	0.248	0.744	0.0760	2.57	0.783	0.305
Yb	1.96	2.33	0.787	0.661	0.253	0.586	0.128	2.15	0.753	0.293

Примечание. Содержания петрогенных и редких элементов определены методом рентгено-флуоресцентного анализа в ОИГГ СО РАН, даны в весовых % и пересчитаны на сухой остаток и приведены к 100% суммы; содержания редкоземельных элементов определялись методом изотопного разбавления в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН, даны в мкг/г; н/о - элемент не определялся

с более фракционированными спектрами РЗЭ без Eu аномалий составляют <20% гнейсов (таблица 1.1, рис. 1.2а). По результатам U-Pb датирования цирконов, возраста магматических протолитов этих двух геохимических типов гнейсов неразлично близки и составляют 3196±13 млн. лет; возраст метаморфической переработки и мигматизации - 3079±2 млн. лет (Samsonov et al., 1996). Заметные вариации ε_{Nd} от +0.45 до +4.3, возможно, связаны с добавкой в них при мигматизации разного количества Nd, обогащенного радиогенным изотопом (Самсонов и др., 1993). Тем не менее, положительные

(ε_{Nd} от +0.42 до +1.5) предполагает формирование их исходных расплавов из деплетированного мантийного источника.

Мелкозернистые плагиогнейсы по составу отвечают натровым дацитам с вариациями содержаний SiO₂ 62-68 вес.%. По спектрам РЗЭ породы с близкими петрохимическими характеристиками распадаются на две контрастные группы. Преобладают гнейсы со слабо фракционированными спектрами РЗЭ и небольшими отрицательными аномалиями Eu. Плагиогнейсы

величины ϵ_{Nd} для всех образцов указывают на деплетированный, вероятно, метабазитовый источник их материнских расплавов. Исходные расплавы дацитов со слабо фракционированными спектрами РЗЭ могли образоваться в равновесии с пироксен-амфибол-плагиоклазовым респитом, что предполагает умеренные глубины (до 30 км) зарождения расплавов и невысокие содержания в них воды (~2 мас. %). Дациты с сильно фракционированными спектрами РЗЭ, вероятно, являются продуктом кристаллизации расплава, равновесного с гранат- и плагиоклаз-содержащим респитом (рис. 1.2г), т.е. в интервале глубин 40-60 км (Rapp, Watson, 1995).

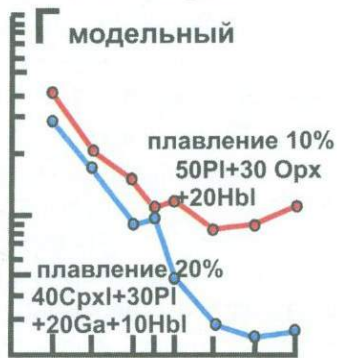
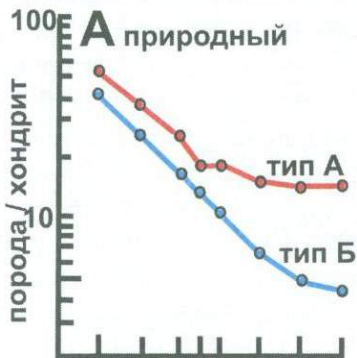
Крупнозернистые плагиогнейсы слагают пластообразные тела, которые содержат деформированные ксенолиты рассмотренных выше пород. По составу плагиогнейсы отвечают высокоглиноземистым трондьемитам (SiO_2 70-75 мас. %, Al_2O_3 14.6-16.1 мас. %). Концентрации и распределение РЗЭ широко варьируют: $(Ce/Sm)_N=3.4-5.8$, $(Gd/Yb)_N=1.9-2.2$, $Eu/Eu^*=1.4-2.8$ (таблица 1.1). Возможно, что составы этих пород сильно преобразованы при их мигматизации, о чем свидетельствует геохимическое сходство этих плагиогнейсов и поздних плагиомигматитов. Цирконы магматической генерации из крупнозернистого плагиогнейса дают возраст 3122 ± 2 млн. лет, время метаморфизма и мигматизации - 3081 ± 6 млн. лет (Samsonov et al., 1996). В Sm-Nd изохронных координатах плагиогнейсы аппроксимируются линией, отвечающей возрасту 3100 ± 104 млн. лет (Самсонов и др., 1993). Учитывая сильную мигматизацию гнейсов, это свидетельствует о том, что и их протолиты, и лейкоплагиограниты более поздних мигматитовых жилкок образовались из близкого по изотопному составу Nd источника(ов). Положительная величина $\epsilon_{Nd}(T)=+1.7 \pm 0.7$ предполагает, что этот источник имел короткую (<100 млн. лет) коровую предысторию после отделения от деплетированного мантийного субстрата.

Мигматиты и гранитоиды. Породы этой возрастной группы преобладают по объему в составе гнейсового комплекса. Образование этих пород происходило синхронно со структурно-метаморфической переработкой гнейсового комплекса в условиях амфиболитовой фации.

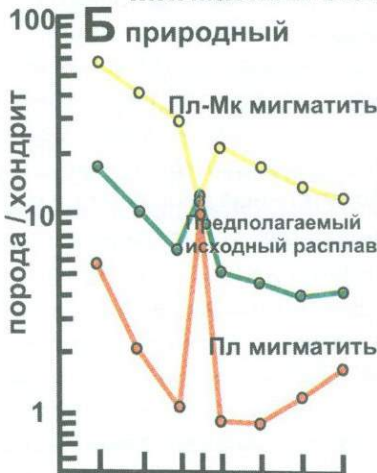
Лейкосома плагиоклазовых и плагиоклаз-микроклиновых мигматитов из двух разных районов контрастно различается по петрогеохимическим характеристикам. Плагиомигматиты по составу отвечают высокоглиноземистым трондьемитам (SiO_2 71-76 мас. %, $Al_2O_3 > 14.5$ мас. %) с большими вариациями содержаний и спектров РЗЭ ($(Ce/Sm)_N=2.4-10$, $(Gd/Yb)_N=0.50-0.62$) и резкими положительными аномалиями Eu ($Eu/Eu^*=6.1-17$). Плагиоклаз-микроклиновые мигматиты отвечают низкоглиноземистым лейкогранитам (SiO_2 76-80 мас. %, Al_2O_3 10-13 мас. %) с высокими

Рис. 1.2. Природные (А-В) и модельные (Г-Е) спектры РЗЭ для кислых пород гнейсового комплекса Среднеприднепровской ГЗО. Нормировано к углестому хондриту C1 (Evensen et al., 1978)

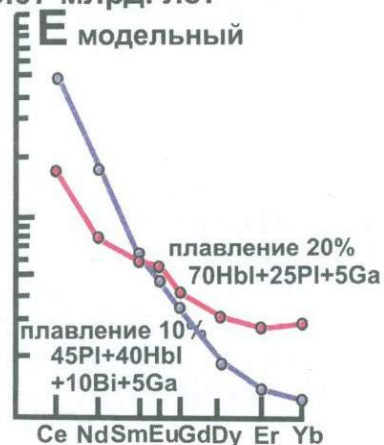
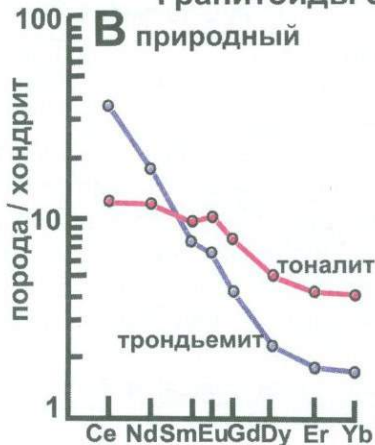
Тоналитовые гнейсы 3.20 млрд. лет



Мигматиты 3.07 млрд. лет



Гранитоиды 3.07 млрд. лет



содержаниями и умеренно фракционированными спектрами РЗЭ $(\text{Ce}/\text{Sm})_N=2.0-2.1$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N=1.8-1.9$ и отрицательными аномалиями Eu $(\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.50-0.60)$ (таблица 1.1, рис. 1.2б). На Rb-Sr изохронной диаграмме все мигматиты аппроксимируются одной линией, наклон которой отвечает возрасту 3040 ± 80 млн. лет, $\text{Sr}_0=0.7007 \pm 7$ (Samsonov et al., 1996). Линейное расположение в Rb-Sr изохронных координатах фигуративных точек различных типов кислых пород свидетельствует о близких Rb-Sr изотопно-геохимических характеристиках их источников, а низкое значение величины Sr_0 предполагает, что этот источник имел Rb/Sr отношение, отвечающие базитовому субстрату. По результатам моделирования (рис. 1.2д) мигматиты трондjemитового состава с необычно низкими уровнями содержаний РЗЭ и большими положительными аномалиями Eu могут представлять кварц-плагиоклазовый кумулат, образовавшийся при кристаллизации исходного трондjemитового расплава. Комплементарная этому кумулату остаточная лейкогранитная жидкость могла формировать мигматиты гранитного состава, которые являются более кислыми, высококальциевыми и имеют зеркально обратный плагиомигматитам спектр РЗЭ, характерный для коровых гранитов.

Жильные гранитоиды отвечают глиноземистым тоналитам и трондjemитам и отличаются от близких по составу более ранних пород спектрами РЗЭ. Тоналиты имеют умеренно фракционированные спектры РЗЭ $(\text{Ce}/\text{Sm})_N=1.2-1.3$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N=1.8-1.9$ и положительные аномалии Eu $(\text{Eu}/\text{Eu}^*=1.1-1.2)$. Для трондjemитов характерны сильно фракционированные спектры РЗЭ $(\text{Ce}/\text{Sm})_N=4.6-4.8$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N=2.3-2.9$ и положительные аномалии Eu $(\text{Eu}/\text{Eu}^*=1.1-1.2)$ (таблица 1.1, рис. 1.2в). Время внедрения гранитоидов по результатам U-Pb датирования цирконов составляет: тоналит - 3085 ± 17 млн. лет, трондjemит - 3065 ± 15 млн. лет (Samsonov et al., 1996). Первичный изотопный состав Nd в автохтонных гранитоидах сильно различается, вероятно, за счет разных изотопно-геохимических характеристик источников их материнских расплавов. Высокие положительные величины $\epsilon_{Nd}=+1.6/+2.8$ в тоналитах свидетельствуют об образовании их материнских расплавов за счет обогащенного ^{143}Nd изотопом, вероятно, метабазитового источника. Отрицательная величина $\epsilon_{Nd}=-0.40$ в трондjemите предполагает образование его исходного расплава за счет незначительно обедненного ^{143}Nd источника, которым могли служить более древние мелкозернистые плагиогнейсы (Самсонов и др., 1993). Это подтверждается результатами геохимического моделирования: тоналиты могут представлять продукт частичного плавления метабазальтового субстрата в равновесии с амфибол-плагиоклазовым реститом, а трондjemиты - при плавлении субстрата мелкозернистых плагиогнейсов в равновесии с плагиоклаз + амфибол + биотит \pm гранат реститом (рис. 1.2е).

На основании полученных данных можно предполагать следующую историю формирования гнейсового комплекса. На начальном этапе 3.18-3.20 млрд. лет назад формировалась вулканогенная толща, в составе которой преобладали толеитовые базальты и дациты. Основной объем дацитовых магм, вероятно, генерировался при частичном плавлении базитового

источника в равновесии с амфиболитовым реститом на глубинах менее 30 км; расплавы, образовавшиеся в равновесии с гранулитовым реститом на глубинах 40-60 км, более редки. После этого вулканиты претерпели деформацию и около 3.12 млрд. лет назад были интродуцированы пластовыми телами трондьемитов, исходные расплавы которых также генерировались за счет базитового источника. Следующий этап в истории геологического развития гнейсового комплекса начался около 3.07 млрд. лет назад и отвечал мощной структурно-метаморфической переработке. На этом этапе предшествующие породы были мигматизированы, интродуцированы жильными гранитоидами, претерпели метаморфизм амфиболитовой фации, рассланцевание и складчатые деформации. Основной объем гранитоидных расплавов генерировался при частичном плавлении базитового источника в равновесии с амфибол-плагиоклазовым реститом на глубинах до 30 км. Подъем этих "мокрых" расплавов сопровождался их дегазацией, увеличением температуры ликвидуса, кристаллизацией ликвидусных фаз (плагиоклаз+кварц+др.) и образованием кумулятивных плагиомигматитов. Остаточные лейкогранитные расплавы формировали мигматиты гранитного состава. Резко подчиненное количество трондьемитовых расплавов формировалось при частичном плавлении обогащенного легкими РЗЭ кислого источника, возможно, более ранних плагиогнейсов.

Петрология и геохронология кислых вулканических и плутонических пород зеленокаменного пояса. Зеленокаменный комплекс объединяет вулканогенно-осадочные толщи зеленокаменных структур, которые в плане имеют амебообразные, изометричные и субмеридионально вытянутые формы и характеризуются в целом синклинорным строением, которое осложнено структурами более высоких порядков. Степень метаморфизма вулканогенно-осадочных толщ варьирует от амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой в бортовых частях структур до зеленосланцевой в их центральных частях. Супракрустальные толщи в разных зеленокаменных структурах Среднего Приднепровья имеют близкий состав и последовательность разрезов и, согласно региональной стратиграфической схеме (Щербак и др., 1985), объединяются в конкско-верховцевскую серию с подразделением на конкскую, соленовскую и белозерскую свиты. Конкская свита формировалась 3150-3200 млн. лет назад и сложена преимущественно метавулканитами основного и ультраосновного состава с редкими горизонтами кислых вулканитов и туффигов. Соленовская свита включает кислые метавулканиты, экструзивные и субвулканические тела дацит-риолитового состава, отделенные этапом структурно-тектонической переработки от подстилающих вулканитов конкской свиты. Время кислого вулканизма - 3100 - 3135 млн. лет. Белозерская свита сложена преимущественно осадочными породами, которые со стратиграфическим несогласием перекрывают метавулканиты конкской и соленовской свит и накапливались в интервале времени от 3070 до 2965 млн. лет назад (Щербак и др., 1989; Артеменко, 1999). В обрамлении всех зеленокаменных структур представлены тоналит-трондьемитовые плутоны, которые по составу, структурно-тектонической

позиции и возрасту близки к кислым вулканитам соленовской свиты. Петрологические и геохронологические исследования были проведены только для кислых вулканических пород², завершающих вулканогенный разрез Сурской и Верховцевской зеленокаменных структур (уровень соленовской свиты) и обрамляющих эти структуры тоналит-трондьемитовых плутонов (участки 3 и 4 на [рис. 1.1](#)).

Верховцевская структура. Кислые вулканические породы образуют протяженную узкую полосу в западной части Верховцевской структуры, перекрывая со структурным несогласием основные метавулканиты конкской свиты и перекрываясь метаосадками белозерской свиты ([рис. 1.3](#)). Все кислые вулканиты имеют порфировые структуры и представлены существенно плагиоклазовыми (\pm кварц) и кварцевыми (\pm плагиоклаз) порфирами субвулканической, лавовой и туфовой фаций. Тоналит-трондьемитовые массивы в обрамлении структуры имеют полифазный состав и гомодромную последовательность внедрения от ранних тоналитов к поздним гранодиоритам и трондьемитам и содержат ксенолиты деформированных метабазитов.

По химическому составу вулканические и плутонические породы близки и отвечают, соответственно, натровым дацитам-риолитам и тоналитам-трондьемитам известково-щелочной серии. С ростом SiO_2 от 60 до 80 мас.% во всех фациальных типах пород наблюдается закономерное снижение содержаний TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , MgO , CaO и Sr и увеличение содержаний Y ([таблица 1.2](#), [рис. 1.4](#)). По уровням содержаний и спектрам РЗЭ фациальные типы кислых магматитов также близки. Дациты и тоналиты имеют фракционированные спектры РЗЭ $(\text{Ce}/\text{Sm})_N=2.7-3.3$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N=1.5-1.8$ и небольшие отрицательные аномалии Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.89-0.90$). Риолиты и трондьемиты при сходных спектрах РЗЭ $(\text{Ce}/\text{Sm})_N=2.4-4.1$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N=1.3-1.6$, имеют более высокие уровни содержаний и легких, и тяжелых лантаноидов и более значимые отрицательные аномалии Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.41-0.61$) ([таблица 1.2](#), [рис. 1.5a](#)). U-Pb датирование цирконов из дацита, риолита, тоналита и трондьемита фиксирует неразличимо близкие возраста вулканитов (3103 ± 20 млн. лет) и гранитоидов (3101 ± 29 млн. лет). На Sm-Nd изохронной диаграмме все фациальные типы кислых пород аппроксимируются линией с возрастом 3117 ± 204 млн. лет, $\epsilon_{\text{Nd}}=+1.14 \pm 0.85$, $\text{СКВО}=2.0$, также подчеркивая их близкое время и единство источника зарождения расплавов (Samsonov et al., 1993). Положительная величина ϵ_{Nd} свидетельствует об образовании материнских для кислых пород расплавов за счет обогащенного радиогенным изотопом Nd источника, вероятно, базальтового состава. По результатам геохимического

²объединены порфировидные (вкрапленники+основная масса) кислые вулканиты эффузивной, экструзивной и субвулканической фаций. Хотя все породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, далее в тексте приставка "мета-" опущена, поскольку хорошая сохранность текстурно-структурных и в ряде случаев вещественных характеристик этих пород позволяет уверенно говорить о первичной природе и фациальной принадлежности их дометаморфических протолитов

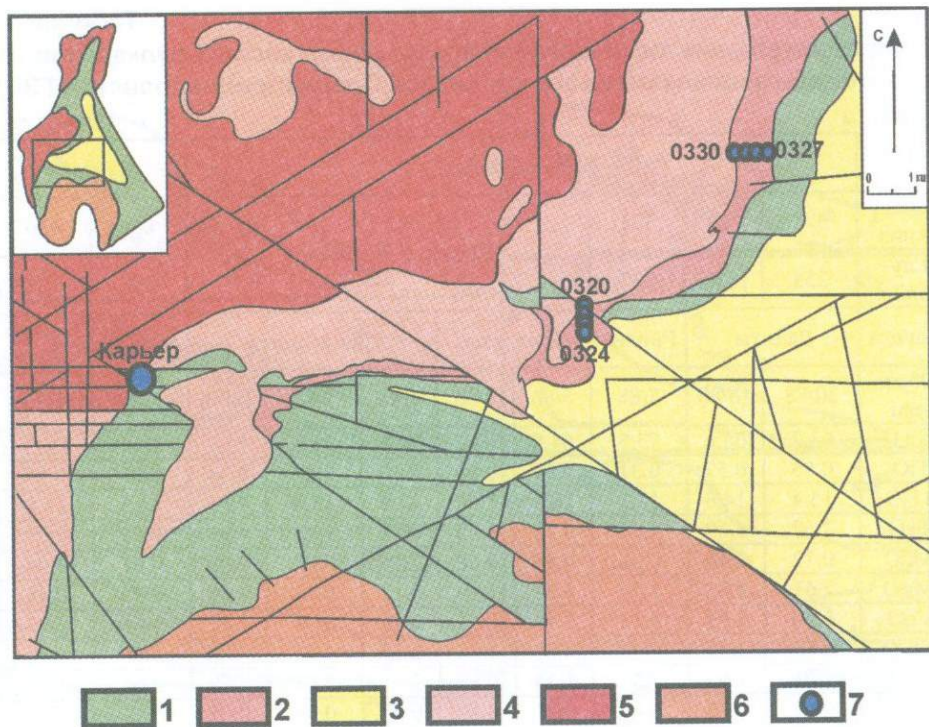


Рис. 1.3. Схематическая геологическая карта юго-западной части Верховцевской структуры, Среднеприднепровская ГЗО

1 - основные метавулканыты конкской свиты, 2 - кислые метавулканыты соленовской свиты, 3 - метасадочные породы белоозерской свиты, 4 – тоналиты, 5 – трондьемиты, 6 – граниты 7 - места опробования по скважинам и карьереу

моделирования, тоналиты и дациты Верховцевской структуры могли образоваться при частичном плавлении базитового источника в равновесии с NbI-Crx-Pl реститом (рис. 1.5а, б), что предполагает зарождение расплавов при невысоких давлениях (около 8 кб - глубина 30 км) при умеренных содержаниях воды (~2 вес.%). Более кислые породы этой структуры являются типичными продуктами малоглубинной (<30 км) дифференциации тоналит-дацитовых расплавов с плагиоклаз-пироксеновой (\pm рудная фаза) кумулусной ассоциацией.

Сурская структура. В Сурской структуре кварцевые и кварц-плагиоклазовые порфиры эффузивной и экструзивной фаций образуют несколько изолированных полей, представляющих, вероятно, самостоятельные вулканические постройки (рис. 1.6). Гранитоиды представлены небольшими трондьемитовыми массивами внутри структуры в ассоциации с кислыми вулканытами, и крупными полифазными тоналит-трондьемитовыми плутонами в ее обрамлении. По химическому составу

Представительные химические анализы пород кислых вулканитов и гранитоидов зеленокаменного комплекса Среднеприднепровской ГЗО

Структура	Верховцевская									Сурская	
	327	323	321	Карьер с. Вишневое						147	150
Скважина	327	323	321	Карьер с. Вишневое						147	150
Глубина	255	183.5	227	Карьер с. Вишневое						257	131
Порода	Дациты		Риолит	Тоналиты		Трондьемиты			Риолит	Трондьемит	
Образец	30/88	16/88	3/88	5/86	8/86	1/86	9/86	14/86	2/85	4/85	
SiO ₂	63.7	66.6	73.5	64.9	64.7	76.6	76.5	73.7	78.4	72.2	
TiO ₂	0.85	0.57	0.31	0.69	0.68	0.10	0.11	0.34	0.01	0.30	
Al ₂ O ₃	15.4	14.6	13.1	16.3	16.0	12.9	13.0	13.3	14.5	15.8	
FeO	7.62	6.69	3.66	5.23	5.98	0.92	1.15	1.95	0.93	2.09	
MnO	0.12	0.07	0.06	0.08	0.08	0.04	0.06	0.08	0.07	0.04	
MgO	2.61	1.65	1.77	1.51	1.79	0.12	0.12	0.61	0.37	0.48	
CaO	5.00	3.93	3.13	5.18	5.51	0.58	0.74	2.42	1.55	2.95	
Na ₂ O	3.10	4.65	1.98	4.52	4.32	5.14	4.73	4.60	1.56	4.78	
K ₂ O	1.41	1.03	2.39	1.34	0.83	2.95	2.84	2.30	2.64	1.24	
P ₂ O ₅	0.14	0.16	0.06	0.21	0.19	0.07	0.08	0.07	н/о	0.12	
Rb	58	39	73	34	23	98	85	73	96	36	
Sr	145	181	92	316	282	92	95	183	111	514	
Ba	301	377	497	380	262	649	658	642	175	568	
Zr	160	176	125	131	157	85	90	109	51	119	
Y	22	22	24	21	21	25	27	24	15	13	
La	19.5	27.2	35.9	22.4	17.5	24.2	23.0	29.2	18.3	15.4	
Ce	41.8	56.7	76.4	50.5	39.8	50.2	52.8	60.2	34.0	36.9	
Nd	19.8	23.7	28.2	21.5	18.3	24.5	24.0	26.9	13.3	12.6	
Sm	3.75	4.13	4.50	4.14	3.50	5.06	4.82	5.01	1.95	2.09	
Eu	0.990	1.02	0.628	1.11	0.975	0.737	0.761	0.924	0.413	0.558	
Gd	3.33	3.49	3.53	3.73	3.14	4.60	4.48	4.33	1.30	1.39	
Dy	2.92	3.06	3.30	3.27	2.98	4.83	4.34	3.99	0.804	0.776	
Er	1.66	1.74	2.08	1.85	1.77	2.81	2.55	2.28	0.378	0.348	
Yb	1.57	1.68	2.03	1.71	1.67	2.81	2.43	2.20	0.347	0.312	

Примечание. Содержания петрогенных и редких элементов определены методом рентгено-флуоресцентного анализа в ОИГГ СО РАН, даны в весовых % и пересчитаны на сухой остаток и приведены к 100% суммы; содержания редкоземельных элементов определялись методом изотопного разбавления в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН, даны в мкг/г; н/о - элемент не определялся

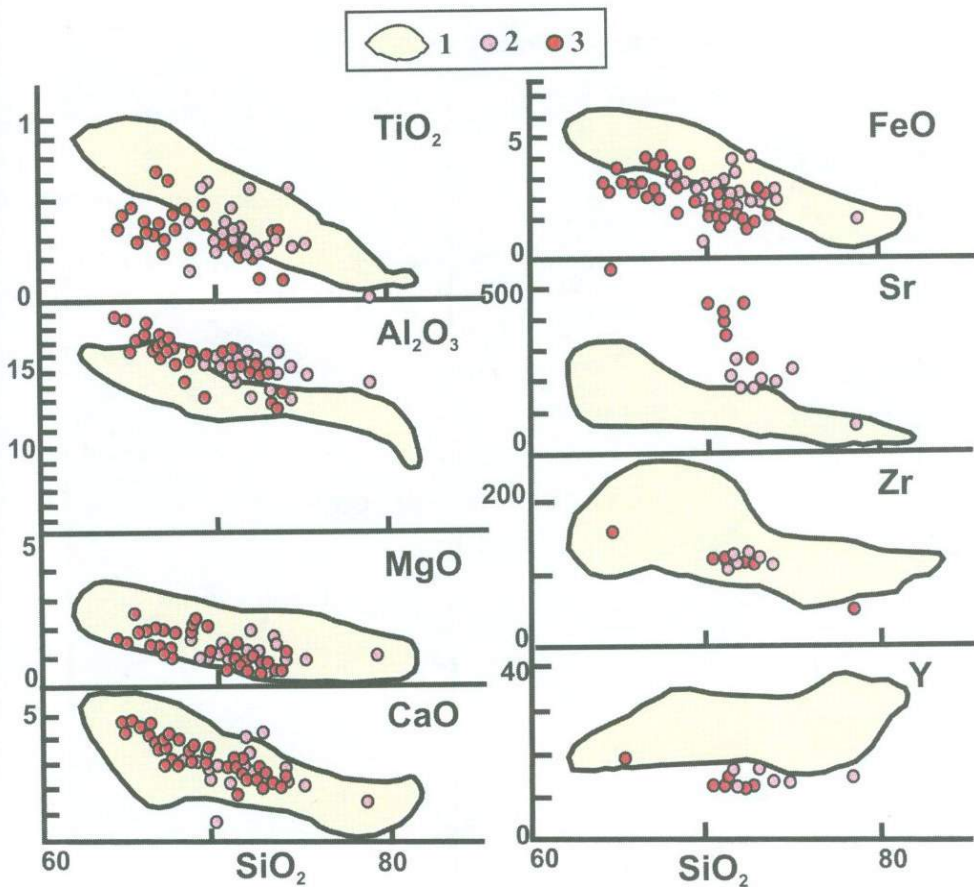


Рис. 1.4. Вариации содержаний петрогенных и редких элементов по отношению к SiO_2 в кислых вулканических и плутонических породах зеленокаменного комплекса Среднеприднепровской ГЗО

1 - поля вариаций содержаний элементов в кислых вулканических и плутонических породах Верховцевской структуры, 2-3 - Сурская структура: 2 - вулканические и субвулканические породы, 3 - плутонические породы

кислые вулканические и плутонические породы относятся к известково-щелочной серии, обладают натровой спецификой и на всех вариационных диаграммах образуют единые облака-тренды. С ростом концентраций SiO_2 от 64 до 78 мас.% наблюдается снижение содержаний TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , FeO^* , CaO , Sr , Zr и Y (таблица 1.2, рис. 1.4). РЗЭ в риолите и трондjemите имеют близкие уровни и фракционированные спектры $(\text{Ce}/\text{Sm})_N = 4.2-4.3$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 3.0-3.6$ с небольшими аномалиями Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.84-1.0$) (таблица 1.2, рис. 1.5в). По сравнению с породами Верховцевской структуры, кислые

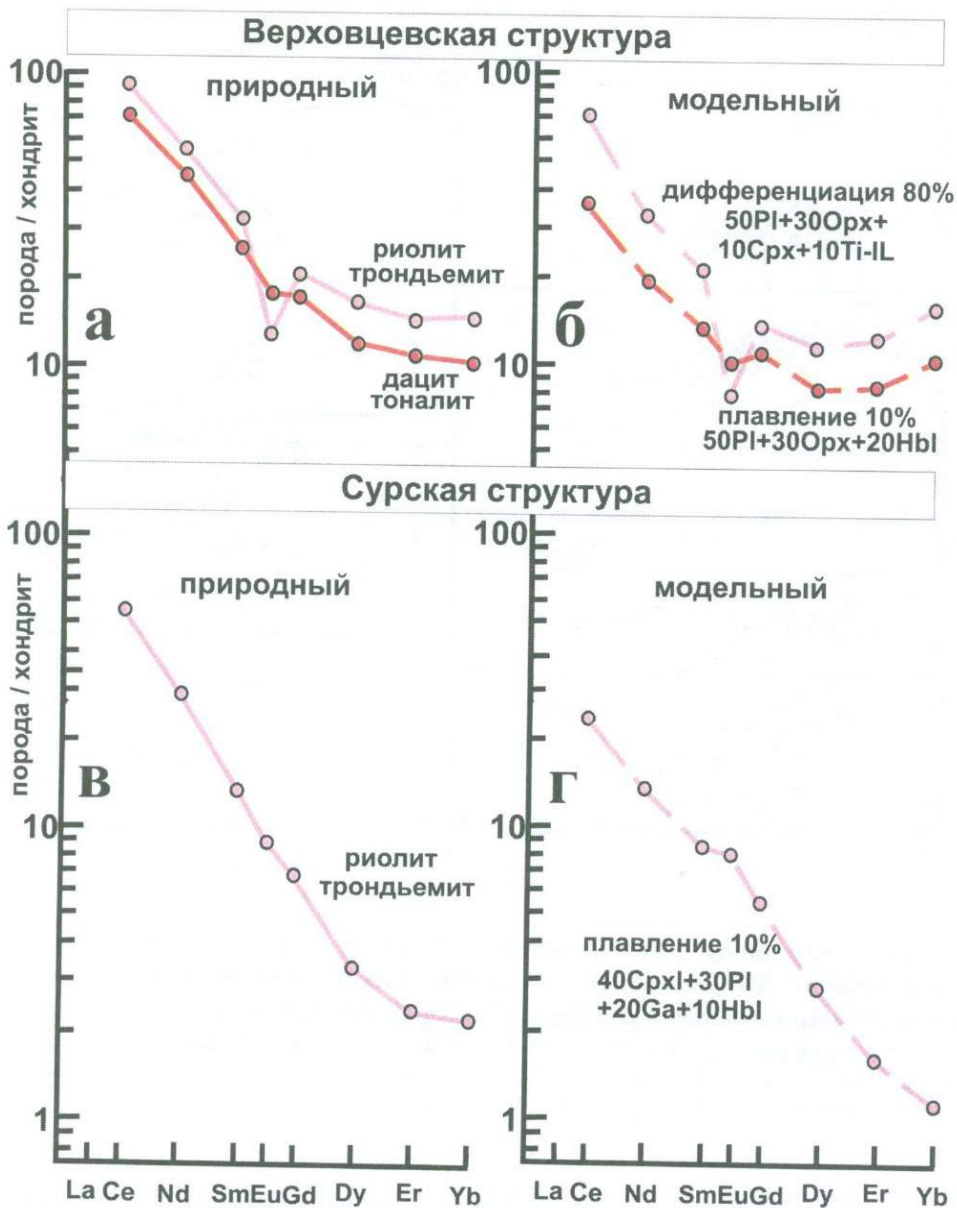


Рис. 1.5. Природные (а, в) и модельные (б, г) спектры РЗЭ для кислых магматических пород зеленокаменного комплекса Среднеприднепровской ГЗО. Нормировано к углестому хондриту C1 (Evensen et al., 1978)

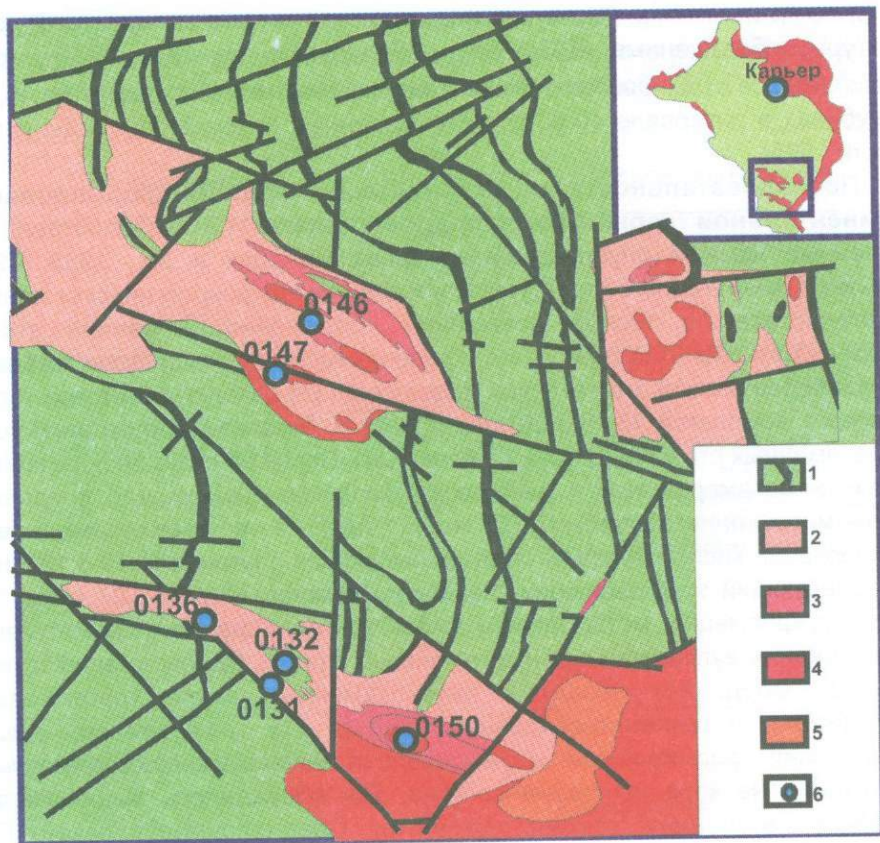


Рис. 1.6. Схематическая геологическая карта южной части Сурской структуры, Среднеприднепровская ГЗО

1 - основные метавулканы конкской свиты с телами ультрабазитов, 2 - 3 кислые метавулканы соленовской свиты эффузивные(2) и субвулканические(3), 4 - тоналиты и трондьемиты, 5 - граниты, 6 - места опробования по скважинам и карьере

вулканы и плутониты Сурской структуры имеют более узкие вариации составов и, при близкой кремнекислотности, обогащены Al_2O_3 и Sr, обеднены TiO_2 , FeO, Y и тяжелыми РЗЭ (рис. 1.4-1.5в). В Rb-Sr изотопных координатах кислые вулканические и плутонические породы определяют изохрону с возрастом 3096 ± 62 млн. лет и низким $Sr_0 = 0.70087 \pm 13$. В Sm-Nd изохронных координатах риолит, тоналит и трондьемит располагаются практически в одной точке, а вместе с образцами метабазальтов и метаперидотита аппроксимируются одной линией регрессии, отвечающей возрасту 3109 ± 26 млн. лет ($\epsilon_{Nd} = +1.8 \pm 0.2$, СКВО=0.72) (Журавлев и др., 1987). Первичные изотопные отношения Nd и Sr указывают на образование кислых расплавов из

базальтового источника. Расчеты показывают, что кислые магматиты Сурской структуры, обогащенные Al_2O_3 , Sr и обедненные тяжелыми РЗЭ, могли формироваться в равновесии с гранат-содержащим реститом (рис. 1.5в, г), т.е. на глубинах в интервале 40-60 км при умеренных содержаниях воды (Rapp, Watson, 1995).

Последовательность и тектонические условия формирования континентальной коры Среднеприднепровской ГЗО. Сопоставление полученных нами и опубликованных ранее (Щербак и др., 1985, 1989; Артеменко, 1999) геолого-структурных и изотопно-геохронологических данных свидетельствует о тесной временной сопряженности ранних этапов геологического развития гнейсового и зеленокаменного комплексов (таблица 1.3). Наиболее ранний этап отвечал формированию базальт-дацитовой толщи гнейсового комплекса (3.18-3.20 млрд. лет) и базальт-коматиитовых толщ зеленокаменных структур (3.16-3.20 млрд. лет). После эпизода деформации и, возможно, метаморфизма, в гнейсовом комплексе происходило внедрение трондьемитовых интрузий (3.12 млрд. лет), а в зеленокаменном - формирование кислых вулканитов и обрамляющих плутонов (3.10-3.12 млрд. лет). Следующий этап эволюции гнейсового комплекса (2.95-3.07 млрд. лет назад) - деформация, метаморфизм амфиболитовой фации и мигматизация более древних вулканогенных и интрузивных пород. Одновременно с этим (2.97-3.07 млрд. лет назад) в зеленокаменных поясах происходило накоплением терригенно-осадочных толщ. По результатам наших исследований, формирование и гнейсового, и зеленокаменного комплексов происходило на коре основного состава. Как обсуждалось выше, кислые расплавы на ранних стадиях развития Среднеприднепровской ГЗО генерировались при частичном плавлении метабазитового источника(ов). Хотя по изотопно-геохимическим данным таким источником могли служить основные породы гнейсового комплекса и конкской свиты, более вероятно образование этих кислых расплавов за счет метабазальтов, служивших фундаментом этих супракрупных толщ. Наиболее очевидно это для гнейсового комплекса, где ко времени накопления бимодальной вулканогенной толщи должен был сформироваться и погрузиться на глубины 30-60 км базитовый субстрат, служивший источником кислых вулканитов. Вовлечение в процессы плавления ранних основных и кислых пород гнейсового комплекса фиксируется лишь на постмигматитовом этапе при образовании маломощных тел жильных гранитоидов.

Таким образом, результаты исследований дают несколько граничных условий на тектонические обстановки формирования Среднеприднепровской ГЗО:

1. фундаментом этой области служила мощная мафическая кора;
2. формирование разных по составу породных ассоциаций зеленокаменного и гнейсового комплексов происходило одновременно;
3. Образование кислых расплавов на ранних стадиях эволюции Среднеприднепровской ГЗО происходило при частичном плавлении близкого по составу метабазитового источника(ов), но на различных глубинах. На самой

Таблица 1.3

Сравнение истории формирования гнейсового и зеленокаменного комплексов Среднеприднепровской ГЗО

Гнейсовый комплекс	Шкала времени млрд. лет	Зеленокаменный комплекс
	2.90	
	2.95	
Формирование гнейсовых куполов Образование мигматитов и жильных гранитоидов	3.00	Формирование зеленокаменных прогибов Накопление терригенно-осадочных и хемогенно-осадочных толщ с резко подчиненным кислым вулканизмом
	3.05	
Деформация, метаморфизм		Деформация, метаморфизм
	3.10	
Внедрение интрузий трондьемитов		Накопление кислых вулканитов, внедрение обрамляющих тоналит-трондьемитовых плутонов
		Деформация, метаморфизм
Деформация, метаморфизм	3.15	
Накопление бимодальной базальт – дацитовый толщи		Накопление вулканитов основного и ультраосновного состава
	3.20	
Кора основного состава		Кора основного состава
	???????	

ранней стадии 3.20 млрд. лет назад разноглубинные (до 30 км и в интервале 40-60 км) очаги зарождения кислых расплавов были латерально совмещены. 3.10 млрд. лет назад разноглубинные источники кислых расплавов были латерально разобщены: для зеленокаменной структуры осевой части Среднеприднепровской ГЗО кислые расплавы генерировались на большей

глубине (40-60 км), чем для структур, расположенных в краевых частях области (менее 30 км). Этим граничным условиям полностью не удовлетворяет ни одна из предложенных к настоящему времени тектонических моделей формирования ГЗО. Эти ограничения сложно согласовать с представлениями о заложении зеленокаменных поясов Среднеприднепровской ГЗО на сиалическом основании в рамках моделей плотностной инверсии и внутриконтинентального рифтогенеза (Щербак и др., 1985; Сиворонов и др., 1983). Сложно увязать имеющиеся данные в рамках плитотектонических моделей (Глевасский, Каляев, 2000), учитывая нелинейный структурный план Среднеприднепровской ГЗО, разновозрастность разных зеленокаменных структур, а также разноглубинную генерацию кислых расплавов в однотипных структурах. Последнее, если рассматривать Сурскую и Верховцевскую зеленокаменные структуры с их гранито-гнейсовым обрамлением как индивидуальные палеоостроводужные постройки, предполагает, что эти синхронно формировавшиеся островные дуги различались по тепловым режимам и/или углам погружения субдукцированных плит, что маловероятно.

Наиболее полно полученные данные могут быть согласованы в рамках модели каскадной конвекции (Щипанский, Подладчиков, 1991; Самсонов, Богатиков, 1999) (рис. 1.7). На начальном этапе до 3.2 млрд. лет назад на территории области сформировалась мощная (более 40 км) базальтовая кора (рис. 1.7а). Около 3.20 млрд. лет назад происходил подъем крупного мантийного плюма, внедрение которого в вязкую литосферу привело к латеральному растеканию, что вызвало растягивающие напряжения в перекрывающей базальтовой коре (рис. 1.7б). По ослабленным зонам поднимались базальт-коматиитовые расплавы, формирующие нижние части разрезов зеленокаменных поясов. Часть этих расплавов оставалась на границе мантия-кора, доразвивая мощность последней. Разогрев нижних частей базальтовой коры приводил к ее частичному плавлению и генерации дацитовых расплавов, подъем которых вместе с базальтовыми расплавами обеспечивал формирование бимодальной базальт-дацитовой толщи гнейсового комплекса. Разрастание зоны плавления базитовой коры и разделение вещества на тоналит-трондьемитовые расплавы и тяжелый гранат-роговообманковый рестит на рубеже около 3.10-3.12 млрд. лет назад привело к формированию зоны гравитационной неустойчивости и системы мелкочаеистой конвекции (рис. 1.7в). В восходящих ветвях этой системы происходил подъем кислых расплавов, материнских для кислых вулканитов зеленокаменных поясов и обрамляющих тоналит-трондьемитовых плутонов. Следующий этап эволюции Среднеприднепровской ГЗО, по-видимому, определялся различиями плотностей пород гнейсового и зеленокаменного комплексов (рис. 1.7г). Всплытие гнейс-мигматитовых куполов сопровождалось их эрозией и накоплением терригенно-осадочных толщ зеленокаменных структур в смежных межкупольных впадинах. Проявление невысоких степеней частичного плавления как основных, так и кислых пород гнейсового комплекса на ранних стадиях этого этапа, вероятно, было связано со снижением давления при высоких скоростях подъема гнейсовых куполов.

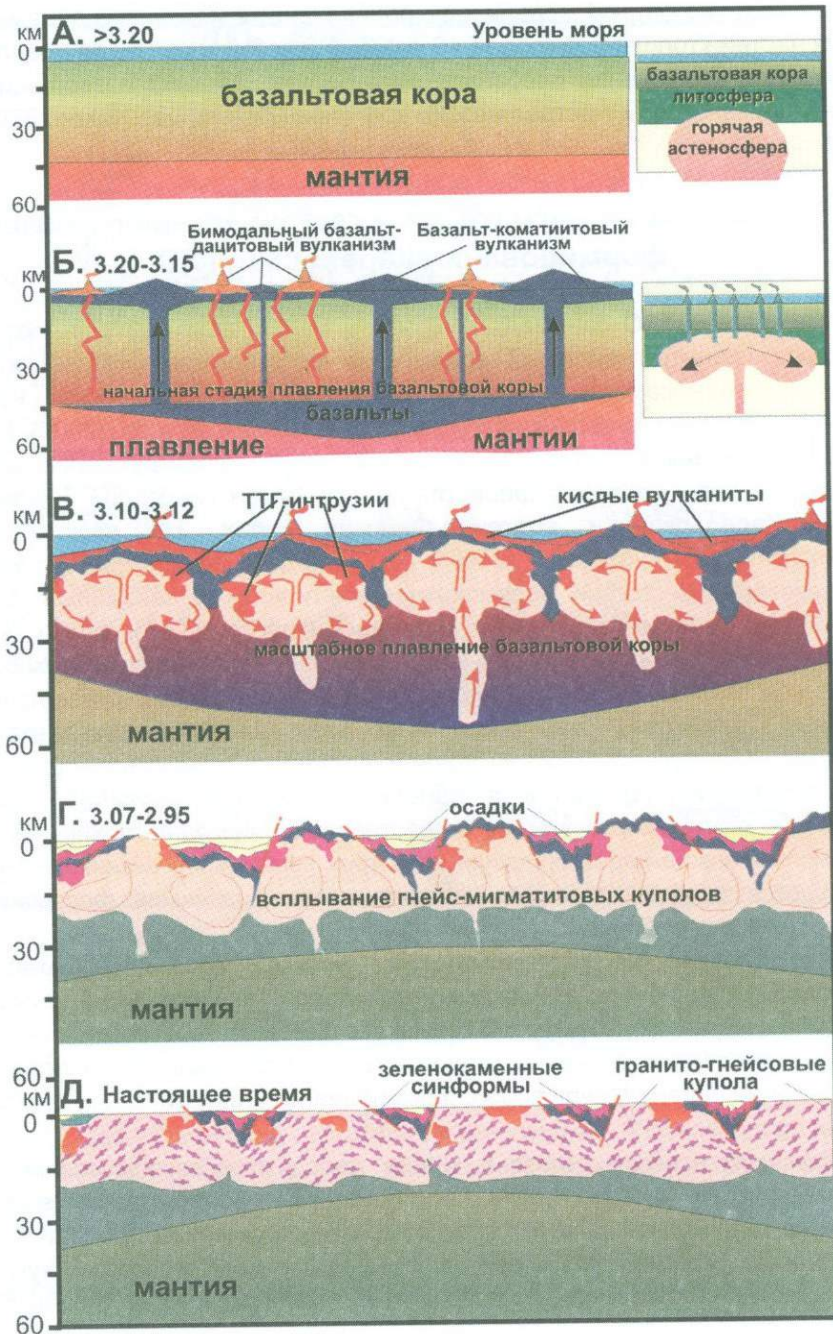


Рис. 1.7. Схема тектонической эволюции Среднеприднепровской ГЗО согласно модели каскадной конвекции (Щипанский, Подладчиков, 1991) с дополнениями

Цифры возрастов – в млрд. лет

Близкая к рассмотренной модели, но с привлечением механизма деламинации нижних частей утолщенной (более 45 км) мафической коры, была предложена недавно для объяснения особенностей строения, состава и эволюции ГЗО Южно-Африканского и Австралийского кратонов (Zegers, van Keken, 2001).

1.2. Эволюция магматизма и тектонические режимы формирования Карельской ГЗО

Карельская ГЗО занимает Ю-В часть Балтийского щита и состоит из обширных гранито-гнейсовых ареалов и вулканогенно-осадочных толщ линейных зеленокаменных поясов (рис. 1.8). В геологической истории Карельской ГЗО выделяется три крупных этапа (Бибикова и др., 2003). Ранний «дозеленокаменный» этап (3.1-3.5 млрд. лет) отвечал формированию древней сиалической коры, сильно переработанные фрагменты которой выявлены в восточно-Карельской и восточно-Финской зонах. На втором «ТТГ-зеленокаменном» этапе (2.94-2.78 млрд. лет) формировались супракрустальные толщи зеленокаменных поясов и связанные с ними гранитоиды тоналит-трондьемит-гранодиоритового (ТТГ) ряда. Третий «постзеленокаменный» этап (2.74-2.69 млрд. лет) характеризуется массовым внедрением магнезиальных монцодиоритов (санукитоидов), субщелочных и щелочных гранитов и лампрофировых даек, завершающих архейскую эволюцию Карельской ГЗО. В данной главе на основании результатов оригинальных исследований с привлечением опубликованных данных приводятся геолого-структурные, вещественные, изотопно-геохимические и геохронологические характеристики всех трех комплексов Карельской ГЗО и обсуждаются вопросы эволюции и тектонических режимов формирования этого архейского геоблока.

Петрология и геохронология пород «дозеленокаменного» комплекса. Древние «дозеленокаменные» породы выявлены на нескольких участках в составе Водлозерского блока. На одном из них (участок 2 на рис. 1.8) было проведено изучение геолого-структурной эволюции и петрологии трех наиболее древних групп пород, формирование магматических протолитов которых происходило 3.2-2.9 млрд. лет назад.

Домигматитовые породы. Среди пород этой группы преобладают крупнозернистые плагиогнейсы, подчиненное распространение имеют пластовые тела мелкозернистых плагиогнейсов и единичные прослои и линзы амфиболитов. Все эти породы претерпели деформацию и сопряженную с ней мигматизацию. По составу крупнозернистые и мелкозернистые гнейсы близки и отвечают высокоглиноземистым тоналитам и трондьемитам с невысокими содержаниями Rb, Ba и P3Э, сильно фракционированными спектрами и легких, и тяжелых лантаноидов, положительными Eu, Sr, Zr и отрицательными U и Nb аномалиями (таблица 1.4, рис. 1.9). Возраст протолитов гнейсов по результатам U-Pb датирования цирконов составляет 3.16-3.17 млрд. лет

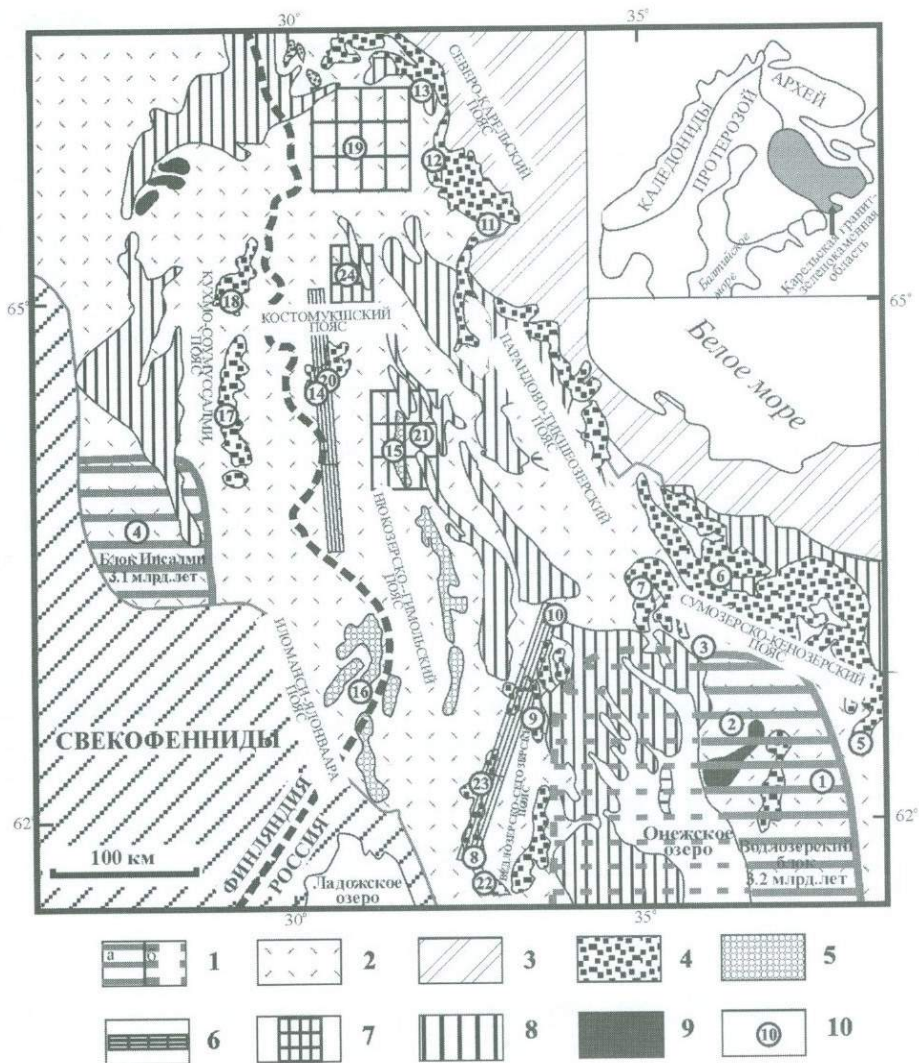


Рис. 1.8. Схематическая геологическая карта Карельской гранит-зеленокаменной области (из работы (Бибикова и др., 2003) с дополнениями)

1 - блоки древней "дозеленокаменной" коры: (а) наблюдаемые и (б) предполагаемые; 2 - нерасчлененные син- и постзеленокаменные гранитоиды; 3 - беломорский комплекс гнейсов и амфиболитов; 4 - ТТГ-зеленокаменные пояса с возрастом супракrustальных толщ 2.78-2.94 млрд. лет; 5 - вулканогенно-осадочные породы с возрастом 2.73-2.74 млрд. лет; 6-7 - области распространения постзеленокаменных интрузий; 8 - сопряженных с зеленокаменными поясами, 7 - фрагменты композит-батолита; 8 - палеопротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 9 - палеопротерозойские основные-ультраосновные массивы; 10 - участки, для которых проведено U-Pb (цирконы) и Sm-Nd изотопно-геохронологическое изучение архейских пород, в том числе и в ходе наших исследований (см. текст)

**Представительные химические анализы пород «дозеленокаменного»
комплекса Водлозерского блока, Карельская ГЗО**

Порода	Тоналит-трондьемитовые гнейсы					Габбро-диоритовый массив					Дайки риолитов	
	Образец	К-6/86	К-13/86	К-9/86	К-12/86	К-17/86	L1-T1	L1-T2	L1-T3	L1-T4	L1-T5	К-18/86
SiO ₂	71.79	67.56	72.37	70.02	67.78	52.31	52.13	53.53	54.56	55.08	73.38	73.72
TiO ₂	0.19	0.38	0.21	0.35	0.29	0.25	0.25	0.24	0.14	0.28	0.23	0.23
Al ₂ O ₃	15.91	16.87	15.38	15.53	17.66	17.53	13.65	19.22	22.10	18.53	14.40	14.42
Fe ₂ O ₃	2.41	3.61	2.21	2.80	2.82	5.80	7.05	5.28	4.64	5.70	1.71	1.82
MnO	0.03	0.05	0.02	0.12	0.03	0.14	0.16	0.12	0.07	0.06	0.03	0.02
MgO	0.80	1.51	0.90	1.01	1.27	13.49	18.22	9.37	4.41	6.64	0.60	0.71
CaO	3.23	4.22	3.22	4.08	4.10	8.55	7.04	9.82	9.89	9.62	1.41	1.55
Na ₂ O	4.77	4.62	4.68	5.18	4.94	1.64	1.32	2.07	3.77	3.34	3.71	4.81
K ₂ O	0.75	1.11	0.95	0.79	1.00	0.27	0.14	0.29	0.30	0.64	4.50	2.70
P ₂ O ₅	0.13	0.07	0.06	0.12	0.13	0.02	0.04	0.06	0.10	0.10	0.03	0.04
Mg#	0.40	0.45	0.45	0.42	0.47	0.82	0.84	0.78	0.65	0.70	0.41	0.44
Na/K	6.35	4.15	4.94	6.56	4.95	6.15	9.14	7.03	12.47	5.21	0.83	1.78
Na+K	5.52	5.73	5.63	5.97	5.93	1.91	1.46	2.36	4.08	3.98	8.21	7.50
V	36	63	н.о	43	н.о	240	190	190	120	120	н.о	н.о
Cr	6	15	н.о	9	н.о	1500	1800	900	90	310	н.о	н.о
Co	5	8	н.о	6	н.о	70	70	70	60	50	н.о	н.о
Ni	6	15	н.о	10	н.о	420	320	150	120	220	н.о	н.о
Rb	13	31	49	20	39	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	136	86
Sr	405	417	454	398	570	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	179	193
Y	4	9	12	3	14	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	20	18
Zr	155	169	146	129	180	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	185	191
Ba	310	371	783	486	455	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	884	779

Дополнение

образец	Li	Be	Sc	Ga	Nb	Mo	Cs	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho
К-6/86	18.9	0.98	2.59	17.0	1.61	0.06	0.42	18.0	32.8	3.24	11.1	1.66	0.67	1.17	0.13	0.67	0.12
К-13/86	54.9	1.45	6.93	19.5	5.42	0.09	0.66	31.4	54.6	5.69	19.1	2.59	0.71	1.86	0.26	1.50	0.30
К-12/86	35.4	1.53	2.82	17.6	2.64	0.09	1.44	25.1	46.3	4.62	15.5	1.97	0.62	1.19	0.13	0.66	0.12

Примечание. Содержания петрогенных элементов определены методом рентгено-флуоресцентного анализа в ОИГГ СО РАН, даны в весовых % и пересчитаны на сухой остаток и приведены к 100% суммы; содержания редких элементов определялись

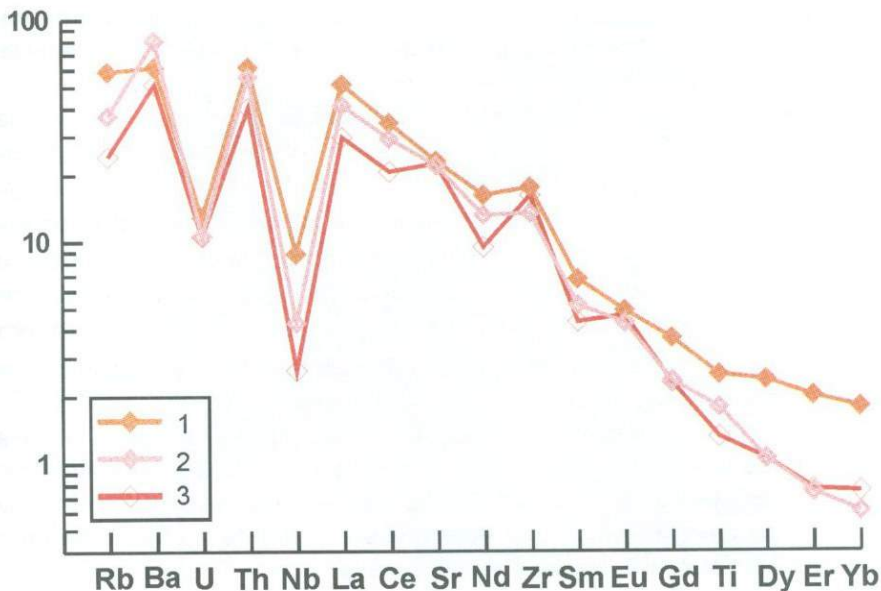


Рис. 1.9. Распределение редких и редкоземельных элементов (нормированы к примитивной мантии, Hofmann et al., 1988) в дозеленокаменных тоналит-тронджемитовых гнейсах Водлозерского блока, Карельская ГЗО

1 - к/з тоналитовый гнейс, $\text{SiO}_2=67.6\%$, 2 - м/з тронджемитовый гнейс, $\text{SiO}_2=70.0\%$, 3 - к/з тронджемитовый гнейс, $\text{SiO}_2=71.8\%$

(Чекулаев и др., 1997). Изотопно-геохимические характеристики гнейсов (ϵ_{Nd} от +1.5 до +2.6) указывают на деплетированный метабазитовый источник их расплавов (Куликов и др., 1990). Полученные данные свидетельствуют о магматической, вероятно, интрузивной природе протолитов тоналит-тронджемитовых гнейсов. Редкие включения амфиболитов среди гнейсов могут рассматриваться или как ксенолиты рамы гранитоидов, или как растащенные дайки.

Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U	(La/Yb) _n	(La/Sm) _n	(Gd/Yb) _n	Eu/Eu*
0.31	0.05	0.31	0.05	4.00	0.07	0.09	0.06	8.47	0.01	3.26	0.21	39.8	6.82	3.09	1.47
0.83	0.12	0.73	0.11	4.00	0.32	0.11	0.14	7.30	0.01	4.97	0.26	28.8	7.62	2.05	0.98
0.31	0.04	0.25	0.04	3.19	0.11	0.11	0.13	8.23	0.01	4.48	0.21	68.1	8.01	3.87	1.23

методом индукционно связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием в ИМГРЭ МПР, даны в мкг/г

н/о - элемент не определялся

Постмигматитовые интрузии. Изучены габбро-диоритовые интрузии и более поздние жильные гранитоиды, прорывающие уже мигматизированные и деформированные домигматитовые породы.

Габбро-диоритовые интрузии внедрялись 2976 ± 3 млн. лет назад (Чекулаев и др., 1997) после деформации и мигматизации вмещающих ортогнейсов. Широкие вариации концентраций MgO (4.40-18.2 мас.%) и Al_2O_3 (13.7-22.1 мас.%) при SiO_2 от 51.7 до 57.5 мас.% в этих породах (таблица 1.4), вероятно, отражают разную степень обогащения расплавов кумулятивными пироксеном и плагиоклазом на уровне становления интрузий. Наряду с этим снижение величин ϵ_{Nd} от (-0.8 / -1.1) до (-2.6 / -2.7) с ростом кремнекислотности (Куликов и др., 1990) показывает, что вариации составов были связаны также с контаминацией мантийных расплавов древним кислым субстратом. Действительно, по петрогеохимическим характеристикам, включая повышенную кремнекислотность при высокой магнезиальности ($Mg\# = 0.61 - 0.84$), резкое обеднение Ti, Zr и сильно фракционированные спектры легких РЗЭ, эти породы близки к высокомагнезиальным базальтам, образовавшимся при ассимиляции коматиитами кислого субстрата.

Жильные тела трондьемитов и риолит-порфиров с возрастом 2.91 млрд. лет (Чекулаев и др., 1997) секут уже деформированные габбро-диориты. Петрогеохимические характеристики риолит-порфиров – высокая кремнекислотность, низкие концентрации Sr при повышенных содержаниях Rb, Ba, Zr и Y (таблица 1.4) – указывают на формирование их материнских расплавов за счет плавления кислого корового источника в равновесии с безгранатовым реститом, т.е. на глубинах менее 20 км (Wyllie et al., 1976).

Таким образом, среди дозеленокаменных (>3.0 млрд. лет) пород Водлозерского блока преобладают тоналит-трондьемитовые ортогнейсы, материнские расплавы которых, вероятно, образовались при плавлении метабазитов в равновесии с гранат-содержащим реститом. Последующий магматизм в пределах Водлозерского блока 2.9-3.0 млрд. лет назад был тесно сопряжен во времени с ранними этапами вулканизма смежных зеленокаменных поясов, и был связан с поступлениями расплавов из мантийного и кислого корового источников.

Петрология и геохронология ТТГ-зеленокаменного комплекса. Метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы Карельской ГЗО локализованы в небольших структурах, пространственно сопряженные цепочки которых объединяются в несколько линейных зеленокаменных поясов (рис. 1.8). Эти пояса имеют как черты сходства, так и различий строения, состава и возраста вулканогенно-осадочных толщ (Соколов, 1984). Во всех поясах присутствуют две главные ассоциации вулканогенных пород: (1) «толеитовая», включающая толеитовые базальты и высокомагнезиальные вулканыты и (2) «известково-щелочная», объединяющая известково-щелочные базальты, вулканыты, туфы и туффиты среднего и кислого состава. Мы провели исследования трех зеленокаменных поясов на примерах детально изученных отдельных структур: Каменноозерская структура (участок 6 рис. 1.8,

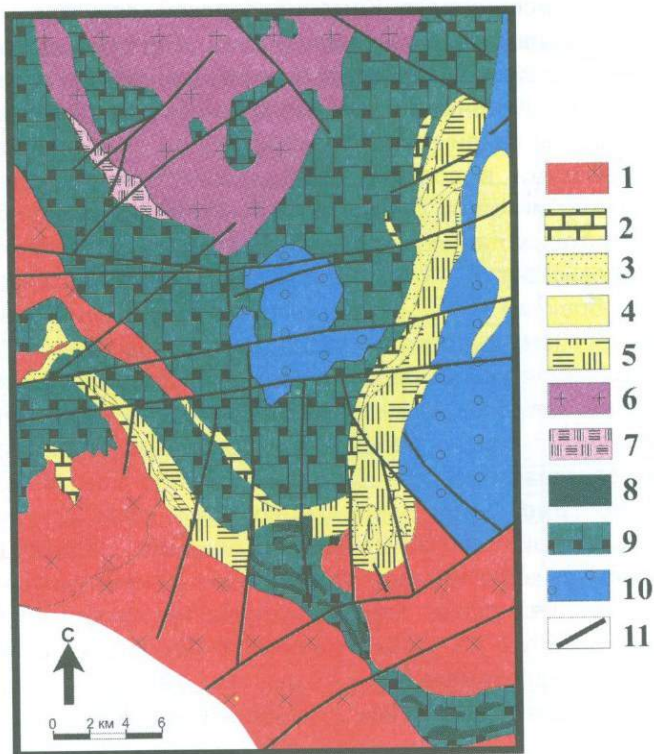


Рис. 1.10. Схематическая геологическая карта Каменноозерской структуры, Карельская ГЗО (Puchtel et al., 1999)

1-9 – архейские комплексы. 1 – гнейсы и мигматиты Водлозерского блока; 2-7 – породы известково-щелочной ассоциации: 2 – габбро, 3 – перидотиты, 4 – диориты, 5 – вулканиты базальт-андезит-дацит-риолитовой (БАДР) группы, 6 – трондjemиты и 7 – риолиты адакитовой группы; 8-9 – толеитовая ассоциация: 8 – коматииты, 9 – базальты; 10 – палеопротерозойские андезит-базальты; 11 – разломы

Сумозерско-Кенозерский пояс); Хизоваарская структура (участок 12, [рис. 1.8](#), Северо-Карельский пояс); Костомукшская структура (участок 14, [рис. 1.8](#), Костомукшский пояс).

Сумозерско-Кенозерский пояс, Каменноозерская структура. Вулканогенно-осадочные толщи Каменноозерской структуры образуют V-образную синклиналичную структуру, занимают площадь примерно 40*20 км и имеют суммарную мощность порядка 5000 м ([рис. 1.10](#)) (Соколов, 1984; Попов и др., 1979). По геолого-структурным данным вулканиты ранней «толеитовой» и более поздней «известково-щелочной» ассоциации разделены структурным и, возможно, стратиграфическим несогласием (Попов и др., 1979).

Толейтовая ассоциация Каменноозерской структуры представлена толейтовыми базальтами и коматиитами. Преобладают подушечные, вариолитовые и массивные толейтовые базальты; гиалокластические туфы и брекчии имеют подчиненное распространение и слагают небольшие по мощности горизонты среди пород лавовой фации. В южной части структуры наряду с базальтами в составе ассоциации существенную роль играют коматииты и коматиитовые базальты (рис. 1.10). В дифференцированных потоках коматиитовых лав мощность зоны развития спинифекс-структур, как правило, не превышает 1 – 1.5 м. Для верхних частей разрезов потоков, т.е. кровельных брекчий и постилающих их спинифекс-коматиитов устанавливается очень высокая магнезиальность; содержания MgO достигают 31.5 вес.%, а в кумулятивных частях потоков они составляют ~ 40 – 43.5 вес.% (таблица 1.5). По петрогеохимическим особенностям коматииты отвечают Al-недеплементированному типу с нефракционированными спектрами тяжелых и обедненными спектрами легких лантаноидов и небольшими положительными аномалиями Nb (рис. 1.11). Вариации составов коматиитов соответствуют схеме фракционной кристаллизации оливина. Вариации составов ассоциирующихся с коматиитами толейтовых и коматиитовых базальтов обусловлены ведущей ролью клинопироксена на ликвидусе (Puchtel et al., 1999). По большинству же геохимических особенностей, включая характер распределения редкоземельных и высоко зарядных элементов, они обнаруживают генетическую связь с коматиитами. Изотопно-геохимические характеристики вулканитов толейтовой ассоциации указывают на то, что она является «чистым продуктом» мантийного плавления без какого-либо влияния древней сиалической компоненты. Ее Pb-Pb и Sm-Nd изохронные возраста равны 2892 ± 130 млн. лет и 2916 ± 117 млн. лет, соответственно, а $\mu 1 = 8.73 \pm 0.20$ и $\epsilon_{Nd}(t) = 2.7 \pm 0.3$ (Puchtel et al., 1999).

Согласно петрогенетическим расчетам (Puchtel et al., 1999), содержания MgO в спинифекс-зоне 30 – 31.5 вес.% коматиитов Каменноозерской структуры соответствует ликвидусным температурам их генерации ~1570°C. Такие ликвидусные температуры отвечают потенциальной мантийной температуре $1800 \pm 20^\circ\text{C}$. Параметрические модели распределения мантийных температур (McKenzie, Bickle, 1988; Abbott et al., 1994) показывают, что начало плавления коматиитов Каменноозерской структуры должно было осуществляться на глубине ~400±70 км, т.е. в переходной зоне верхняя – нижняя мантия. Подобные характеристики указывают на глубинный мантийно-плюмовый генезис коматиитов Каменноозерской структуры. Подъем мантийного плюма к основанию литосферы неизбежно должен был вызывать интенсивное плавление более деплезированной верхней мантии, продуцируя менее высокотемпературные коматиитовые базальты и лавы толейтового состава. Отсутствие каких-либо изотопно-геохимических свидетельств о возможном вкладе в петрогенезис вулканитов этой ассоциации древнего сиалического субстрата показывает, что подъем к земной поверхности их материнских мантийных расплавов и накопление рассматриваемой

Таблица 1.5

Представительные анализы вулканических пород толеитовой ассоциации Каменноозерской зеленокаменной структуры Карельской ГЗО (по данным Puchtel et al., 1999)

Породы	Коматиты						Базальты				
	Образец	89155	89151	89152	89153	89159	89160	89161	93150	93151	93153
SiO ₂	44.6	44.8	45.3	45.9	43.4	42.7	50.8	50.4	50.6	51.5	50.6
TiO ₂	0.312	0.336	0.360	0.375	0.162	0.131	0.939	0.972	1.03	0.963	0.989
Al ₂ O ₃	6.12	6.52	6.92	7.30	3.1	2.51	14.6	15.0	15.2	15.1	14.4
Fe ₂ O ₃	11.7	12	12.4	12.7	10.5	10.2	12.2	13.2	13.7	14.4	14.0
MnO	0.20	0.20	0.20	0.21	0.16	0.16	0.17	0.20	0.20	0.19	0.18
MgO	31.5	30.1	28.9	27.5	41.6	43.3	7.80	6.80	6.01	6.80	8.14
CaO	5.62	5.87	5.85	5.80	1.07	1.14	11.5	12.2	12.4	10.1	10.3
Na ₂ O	0.012	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	1.88	1.11	0.86	0.74	1.28
K ₂ O	0.012	0.033	0.033	0.022	0.011	0.023	0.062	0.072	0.052	0.124	0.206
P ₂ O ₅	0.035	0.048	0.044	0.074	0.01	0.02	0.101	0.069	0.112	0.056	0.051
LOI	9.50	7.93	8.20	9.25	12.41	13.48	2.66	2.53	4.09	3.65	2.89
Cr	2750	2913	3223	3370	2240	2128	273	320	338	334	335
V	130	141	150	159	71	57	265	295	306	313	314
Co	127	120	117	111	141	147	50	47	54	48	46
Ni	1777	1584	1497	1396	2618	2785	158	152	154	152	144
Zr	18.8	19.4	21.6	22.5	9.25	7.74	52.4	54.3	56.2	51.8	52.2
Hf	0.506	0.522	0.565	0.597	0.249	0.187	1.45	1.49	1.54	1.39	1.45
Nb	0.604	0.671	0.714	0.765	0.285	0.227	2.10	1.77	2.07	1.78	1.52
Ta	0.033	0.041	0.043	0.045	0.019	0.015	0.131	0.125	0.127	0.111	0.106
Sc	25.4	27.7	28.8	31.5	13.3	10.7	43.7	52.1	47.1	48.6	48.9
Y	6.28	6.85	7.65	8.16	3.4	2.17	20.9	22.2	23.2	20.8	21
Sr	3.21	2.89	6.49	3.28	6.07	11.4	125	257	213	211	169
Rb	0.77	0.73	1.08	1.09	0.88	0.13	0.8	0.79	1.04	1.29	3.36
Ba	9.03	11.3	19.5	29.5	5.35	1.08	6.87	9.82	3.12	14.8	36.2
U	0.0117	0.017	0.013	0.018	0.007	0.007	0.086	0.055	0.08	0.058	0.055
Th	0.0471	0.049	0.054	0.062	0.022	0.017	0.157	0.199	0.224	0.199	0.181
La	0.583	0.658	0.708	0.764	0.278	0.223	2.31	2.33	2.35	2.04	2.09
Ce	1.682	1.891	2.02	2.17	0.803	0.648	6.65	6.59	6.99	6.14	6.16
Nd	1.48	1.63	1.71	1.83	0.693	0.562	5.77	5.86	6.03	5.28	5.37
Sm	0.54	0.588	0.62	0.659	0.251	0.208	2.00	2.08	2.18	1.92	2.01
Eu	0.221	0.246	0.262	0.271	0.107	0.092	0.743	0.775	0.820	0.738	0.743
Gd	0.733	0.795	0.842	0.902	0.357	0.290	2.76	2.95	3.02	2.72	2.74
Dy	0.912	0.989	1.05	1.11	0.461	0.373	3.39	3.68	3.74	3.35	3.43
Er	0.585	0.627	0.663	0.707	0.301	0.245	2.16	2.36	2.40	2.16	2.21
Yb	0.562	0.607	0.631	0.675	0.292	0.242	2.00	2.18	2.32	2.09	2.09
Nb _N /La _N	1.03	1.01	1.00	1.00	1.02	1.01	0.904	0.756	0.876	0.869	0.726
Nb _N /Th _N	1.70	1.79	1.76	1.64	1.69	1.76	1.77	1.18	1.22	1.19	1.11
La _N /Sm _N	0.68	0.705	0.719	0.73	0.697	0.675	0.729	0.706	0.677	0.67	0.654
Gd _N /Yb _N	1.05	1.06	1.08	1.08	0.988	0.971	1.11	1.1	1.05	1.05	1.06
Eu/Eu*	1.07	1.10	1.11	1.08	1.09	1.14	0.967	0.956	0.976	0.989	0.969
Nb/U*	43.7	46.0	45.4	42.3	43.6	45.3	45.6	30.4	31.5	30.5	28.7
Nb/Nb*	1.32	1.34	1.33	1.27	1.31	1.33	1.26	0.94	1.03	1.01	0.90

Содержания петрогенных элементов даны в весовых % и пересчитаны на сухой остаток и приведены к 100% суммы; содержания редких элементов даны в мкг/г. Методы определения элементов приведены в работе (Puchtel et al., 1999).

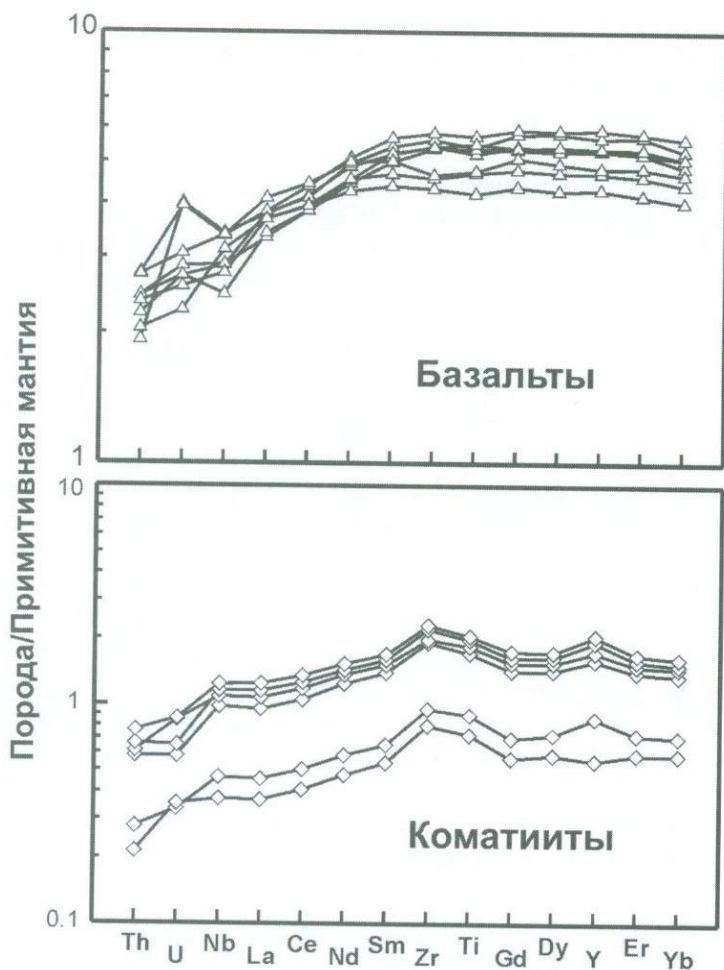


Рис. 1.11. Распределение редких и редкоземельных элементов (нормированы к примитивной мантии, Hofmann et al., 1988) в базальтах и коматиитах толеитовой ассоциации Каменноозерской структуры (Puchtel et al., 1999)

вулканогенной ассоциации должны были происходить во внутриокеанической обстановке. Все эти данные приводят к заключению о формировании коматиит-толеитовой ассоциации в обстановке, сходной с таковой, при которой генерировались современные океанические плато, такие как Онтонг-Джава или Карибское (рис. 1.12) (Puchtel et al., 1999). Максимальная мощность коры Каменноозерского плато могла достигать 60 – 65 км, а его средняя мощность составляла не менее 30 – 35 км.

Известково-щелочная ассоциация в Каменноозерской структуре представлена двумя разновозрастными, но контрастными по составу, геохимии

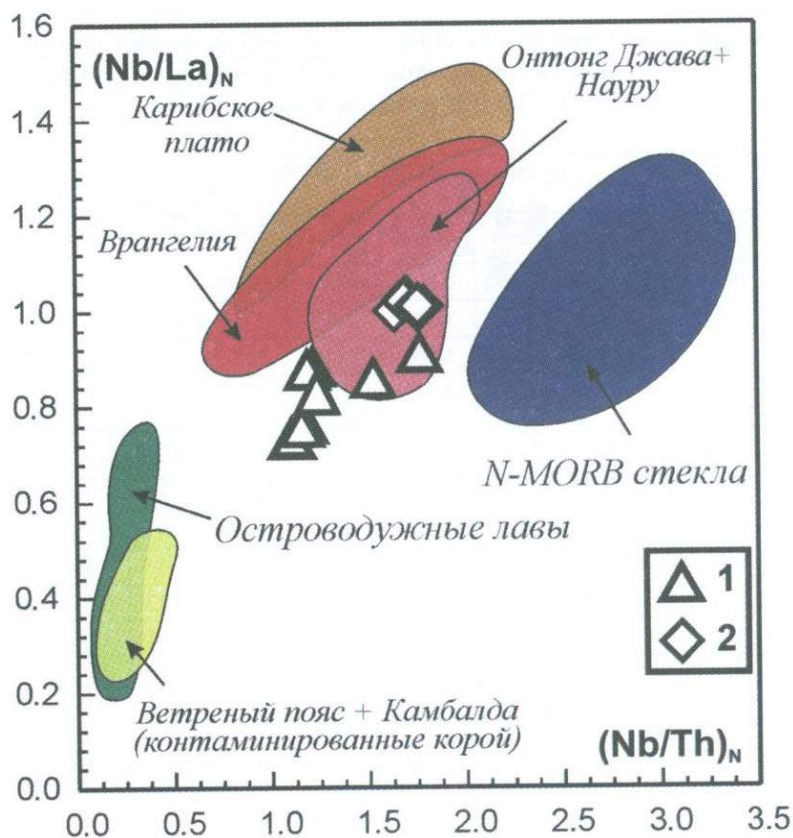


Рис. 1.12. Диаграмма $(\text{Nb}/\text{Th})_N$ – $(\text{Nb}/\text{La})_N$ для базальтов (1) и коматиитов (2) толеитовой ассоциации Каменноозерской структуры с полями фанерозойских и современных толеитовых вулканитов океанических плато, срединно-океанических хребтов и островных дуг (Puchtel et al., 1999)

и петрогенезису и пространственно обособленными группами пород (Samsonov et al., 2005).

Базальты, андезиты, дациты и риолиты (БАДР) и ассоциирующие филлитовые сланцы и хемогенные кремнистые метаосадки слагают вулканогенно-осадочную толщу в южной части структуры (рис. 1.10). Базальты и андезиты представлены небольшими по мощности лавовыми потоками и пирокластическими горизонтами, кислые вулканиты – преимущественно туфами. По составу основные, средние и кислые вулканиты толщи имеют многочисленные черты геохимического сходства. Известково-щелочные базальты обогащены Fe, Ti, Zr, Nb, Y и PЗЭ с фракционированными спектрами лантаноидов ($\text{La}_N/\text{Sm}_N=1.9$; $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N=1.8$) и небольшими отрицательными

Таблица 1.6

Представительные анализы вулканических пород известково-щелочной ассоциации Каменноозерской зеленокаменной структуры Карельской ГЗО (по данным Puchtel et al., 1999)

Породы	Вулканыты БАДР группы							Вулканыты адакитовой группы			
	1/94	2/94	4/94	6/94	94144	94145	94146	8/94	9/94	12/94	14/94
SiO ₂	79.84	81.11	77.78	77.92	53.01	56.90	56.34	71.75	71.86	71.95	74.40
TiO ₂	0.18	0.17	0.17	0.23	0.76	1.43	1.51	0.35	0.33	0.33	0.23
Al ₂ O ₃	11.76	10.89	11.51	12.42	16.65	14.95	15.03	15.48	15.60	15.2	15.04
Fe ₂ O ₃	2.19	2.03	3.27	2.63	10.14	9.84	11.83	3.21	2.97	3.03	1.79
MnO	0.11	0.11	0.12	0.11	0.17	0.16	0.17	0.12	0.12	0.12	0.11
MgO	0.25	0.34	0.72	0.34	6.91	4.92	4.51	0.80	0.81	0.82	0.48
CaO	0.84	1.21	2.66	0.90	7.87	7.15	6.76	3.40	3.49	3.27	1.87
Na ₂ O	4.09	3.44	0.88	3.37	3.38	3.16	3.23	3.41	3.58	3.88	4.27
K ₂ O	0.69	0.66	2.83	2.04	1.01	1.28	0.37	1.35	1.12	1.30	1.70
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.06	0.04	0.10	0.20	0.25	0.13	0.13	0.13	0.09
Rb	11.8	13.3	60.8	30.1	22.8	23.8	5.77	37.1	32.6	42	49.5
Sr	47.2	26.5	33.3	44.2	136	166	200	186	157	182	229
Y	35.3	25.9	25	39.3	13.1	33.3	23.6	5.01	4.45	5.12	2.30
Zr	258	199	209	267	42	98	99	119	107	112	81.0
Nb	10.9	11.3	11.9	12.3	2.99	5.06	4.69	4.83	4.73	4.62	0.91
Ba	117	84.3	208	625	254	347	94.7	304	295	315	438
La	37.8	44.7	44.7	46.7	9.25	17.6	17.9	17.5	17.4	19.3	9.63
Ce	81.2	84.4	91.8	105	22.8	48.3	44.6	33.3	33.2	35.6	19.5
Nd	37.5	31.6	39.0	49.4	12.8	33.5	26.6	13.1	13.1	14.2	8.42
Sm	7.21	5.79	6.45	9.38	2.88	8.05	5.82	2.3	2.25	2.38	1.61
Eu	0.853	1.11	1.00	1.4	0.854	1.95	1.69	0.681	0.64	0.68	0.417
Gd	6.88	5.62	5.07	8.48	2.78	7.79	5.66	1.81	1.7	1.78	1.15
Dy	7.54	6.38	4.83	8.77	2.74	7.52	5.18	1.22	1.1	1.24	0.599
Er	4.77	4.27	3.66	5.59	1.51	3.93	2.77	0.548	0.475	0.58	0.232
Yb	4.81	4.45	4.23	5.66	1.43	3.57	2.64	0.482	0.413	0.52	0.208
Th	4.37	4.18	5.12	5.61	0.869	1.74	1.53	2.62	2.58	2.98	2.19
U	1.28	1.63	1.26	1.46	0.2	0.267	0.251	0.709	0.668	0.75	0.944
La _N /Sm _N	3.30	4.86	4.36	3.13	2.02	1.38	1.94	4.79	4.87	5.11	3.77
Gd _N /Yb _N	1.16	1.02	0.97	1.21	1.57	1.76	1.73	3.03	3.33	2.78	4.47

Содержания петрогенных элементов даны в весовых % и пересчитаны на сухой остаток и приведены к 100% суммы; содержания редких элементов даны в мкг/г. Методы определения элементов приведены в работе (Puchtel et al., 1999).

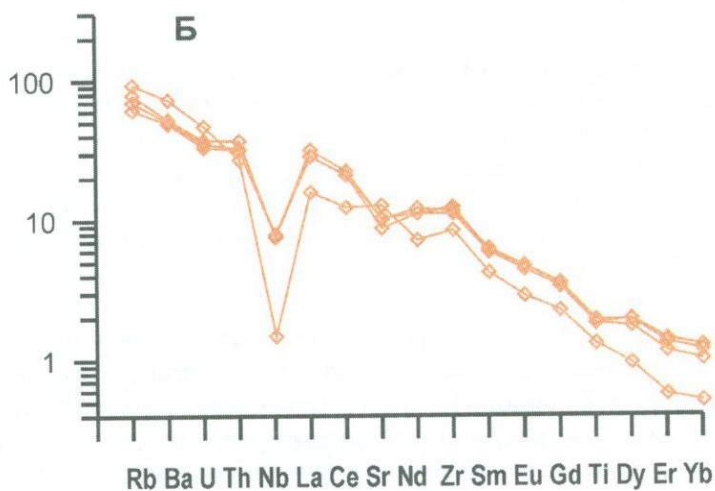
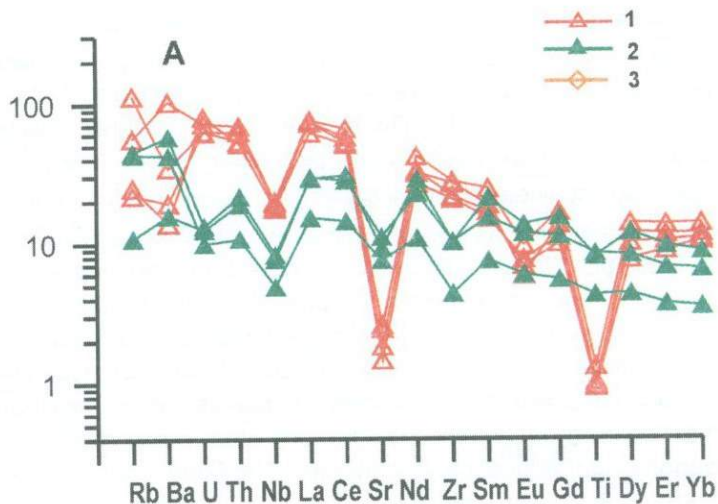


Рис. 1.13. Распределение редких и редкоземельных элементов (нормированы к примитивной мантии, Hofmann et al., 1988) в вулканитах известково-щелочной ассоциации Каменноозерской структуры (а) БАДР серия: 1 – риолиты, 2 – базальты и андезиты; (б) вулканиты адакитовой серии: (3) риолиты

аномалиями Eu ($Eu/Eu^*=0.88$), Nb, Zr и Ti (таблица 1.6, рис. 1.13). При переходе к андезитам происходит уменьшение концентраций Mg, Fe, Ti, Nb и увеличение концентраций Zr, Y PЗЭ при сохранении формы спектров распределения лантаноидов. Кислые туфы – высоко-кремнистые риолиты с низкими содержаниями Al_2O_3 и Sr, повышенными - Nb, Zr и PЗЭ, нефракционированными спектрами тяжелых ($Gd_N/Yb_N=0.97-1.2$) и

обогащенными спектрами легких ($La_N/Sm_N=3.1-4.9$) лантаноидов, и резкими отрицательными аномалиями Eu ($Eu/Eu^*=0.37-0.59$), Sr, Nb, Ti (таблица 1.6, рис. 1.13). Формирования этой вулканогенной толщи происходило 2875 ± 1 млн. лет назад (Puchtel et al., 1999). По Sm-Nd изотопно-геохимическим характеристикам базальты, андезиты и часть риолитов близки между собой и имеют высокие положительные величины ϵ_{Nd} от +2.1 до +3.1, что предполагает формирование этих вулканитов из деплетированного источника (Puchtel et al., 1999; Samsonov et al., 2005). Геохимические данные указывают на генетическую взаимосвязь вулканитов в рамках дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой (БАДР) серии. Обогащение базальтов и андезитов несовместимыми элементами в сочетании с радиогенным изотопным составом неодима предполагает образование их материнских расплавов за счет деплетированного мантийного источника, претерпевшего обогащение незадолго до процесса плавления. Наиболее примитивный из изученных базальтов имеет невысокие концентрации MgO, Cr, Ni и не может рассматриваться как первичный расплав, равновесный с мантийным субстратом. Высокое содержание Al_2O_3 в сочетании с отрицательной аномалией Eu в этом базальте указывает, что он может представлять продукт дифференциации более магнезиальных высокоглиноземистых базальтов, которые описываются как типичный компонент толщи (Попов и др., 1979). Переход от базальтов к андезитам мог быть связан с 20%-ной дифференциацией базальтового расплава в равновесии с Crx(55%), Pl(30%) и TiMgt(15%). Последующая 85%-ая дифференциация андезитовой магмы с удалением Crx(30%), Pl(60%) и Ti-Mgt(10%) даст расплавы с геохимическими характеристиками риолитов толщи (рис. 1.14).

Субвулканические риолит-порфиры образуют скопление ($2*7$ км²) маломощных интрузивных тел среди базальтов толеитовой ассоциации в северной части структуры (рис. 1.10). По сравнению с риолитами БАДР-группы, субвулканические риолиты контрастно отличаются повышенными содержаниями Al_2O_3 и Sr, более низкими концентрациями Fe, Zr, Y, Nb и PЗЭ, сильно фракционированными спектрами лантаноидов ($La_N/Sm_N=3.8-5.1$, $Gd_N/Yb_N=2.8-4.5$) без Eu аномалий, резкими отрицательными Nb и положительными Zr аномалиями (таблица 1.5, рис. 1.13). Эти риолиты формировались 2876 ± 5 млн. лет назад и имеют высокие величины ϵ_{Nd} (+2.5/+4.5), что предполагает деплетированный базитовый источник расплавов (Puchtel et al., 1999; Samsonov et al., 2005). По всем этим характеристикам субвулканические риолиты близки к фанерозойским адакитам³. По

³ Фанерозойские островодужные натровые дациты, обогащенные Al_2O_3 и Sr, сильно обедненные тяжелыми лантаноидами и Y. Представляют продукт частичного плавления metabазальтов субдукцированных океанических плит в равновесии с гранулитовым или эклогитовым реститом (Drummond et al., 1996; Martin et al., 1999)

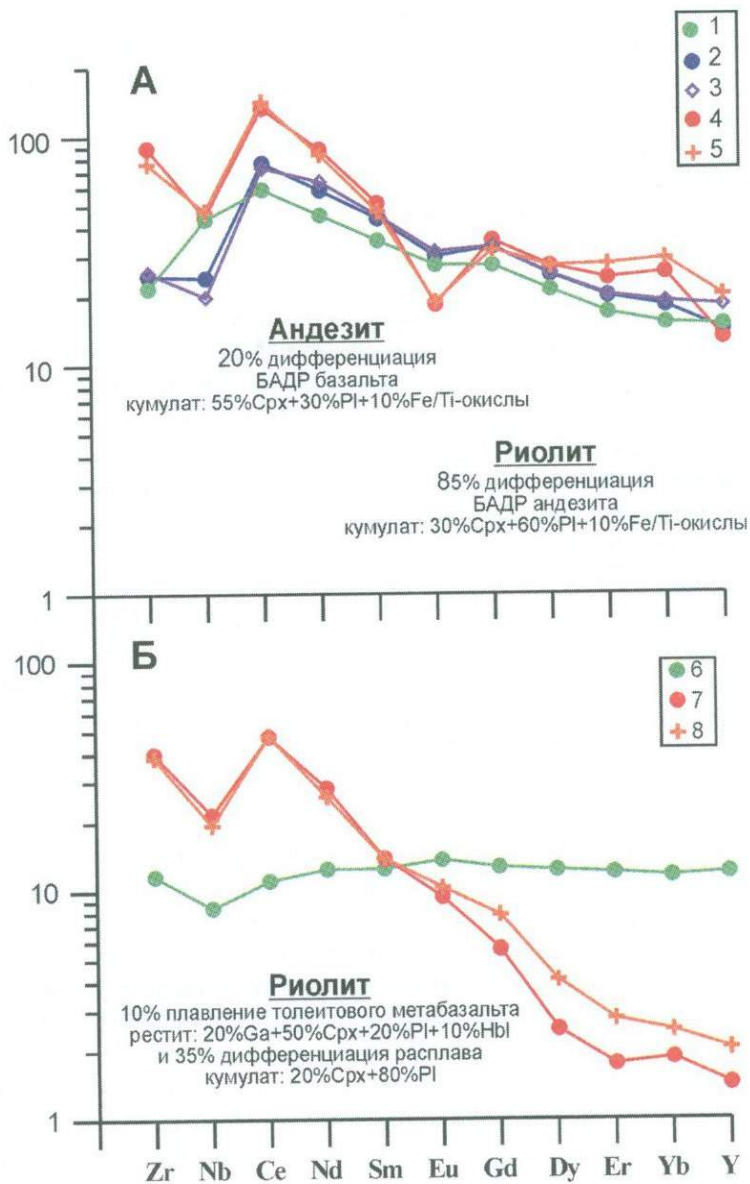


Рис. 1.14. Природные и модельные спектры распределения редких и редкоземельных элементов (нормированы к хондриту C-1, Evensen et al., 1978) в вулканитах известково-щелочной ассоциации Каменноозерской структуры

(а) БАДР серия: 1 - природный базальт, 2 - природный андезит, 3 - модельный андезит, 4 - природный риолит, 5 - модельный риолит; (б) адакитовая серия: 6 - исходный метабазальт толеитовой серии, 7 - природный риолит адакитовой серии, 8 - модельный риолит адакитовой серии

экспериментальным данным, кислые расплавы с такими характеристиками могут образоваться при 10-20% плавлении амфиболитов при давлениях в интервале 12-16 кбар в равновесии с $\text{Cr}_x + \text{Hbl} + \text{Pl} + \text{Gar}$ реститом (Rapp, Watson, 1995). По результатам моделирования риолиты могли образоваться при 10% плавлении амфиболита, аналогичного метабазальту ранней толеитовой ассоциации, в равновесии с $\text{Cr}_x(50\%) + \text{Gar}(20\%) + \text{Pl}(20\%) + \text{Hbl}(10\%)$ реститом с последующей 35%-ной дифференциацией образовавшегося расплава на небольших глубинах с удалением $\text{Pl}(80\%)$ и $\text{Cr}_x(20\%)$ (рис. 1.14).

Костомукшский пояс, Костомукшская структура. Костомукшская структура представляет собой асимметричную синформу (рис. 1.15), в строении вулканогенно-осадочных толщ которой выделяются две крупные литостратиграфические единицы: существенно вулканогенная контокская и вулканогенно-осадочная гимольская серии (Раевская и др., 1992), реконструкции соотношений между которыми по имеющимся данным суммированы на рис. 1.16. Как и для других структур, в составе Костомукшской структуры выделяется две главные ассоциации пород.

Толеитовая ассоциация представлена толеитовыми базальтами и коматиитами западной части структуры, которые в деталях были рассмотрены в работе И.С.Пухтеля с соавторами (Puchtel et al., 1998). Основную часть разреза ассоциации составляют толеитовые метавулканиды, объем которых составляет около 70 - 80% обнажающейся части террейна. Метавулканиды превращены в полевошпат-амфиболовые, эпидот-полевошпат-амфиболовые сланцы с редкими маломощными горизонтами магнетит-содержащих сланцев и кварцитов. Несмотря на метаморфические преобразования, в метавулканидах практически повсеместно хорошо сохранились первичные вулканогенные текстуры. Преимущественно распространены подушечные металавы, реже отмечаются массивные, вариолитовые разности и гиалокластитовые горизонты. Комагматичные толеитовым лавам силлы мелко- до среднезернистых габбро также широко распространены в разрезе контоксской серии и могут рассматриваться в качестве интегральной части ее разреза (см. рис. 1.16). Объем коматиитов, по-видимому, не превышает 20% от общего объема вулканидов разреза террейна (Puchtel et al., 1997). Коматииты образуют как лавовые дифференцированные потоки, так и недифференцированные силлы перидотитового состава. В редких случаях отмечается присутствие и пиллоу-разностей коматиитовых лав. Очень редко в разрезе Контокского террейна отмечаются маломощные горизонты коматиитовых пепловых и лапилиевых туфов. Пачки лавовых потоков коматиитов суммарной мощностью до 200 м встречаются спорадически вдоль восточного борта террейна среди ассоциирующих толеитов и габброидных силлов. Отдельные дифференцированные потоки коматиитовых лав имеют мощность незначительную мощность, от 0.5 до 6 м. Большинство лавовых потоков демонстрируют классическую схему текстурной дифференциации. Их верхняя маркируется кровельными автобрекчиями, ниже следует зона развития закалочных структур спинифекс, а в подошве залегают кумулятивные оливиновые порфириты, где содержания MgO могут достигать

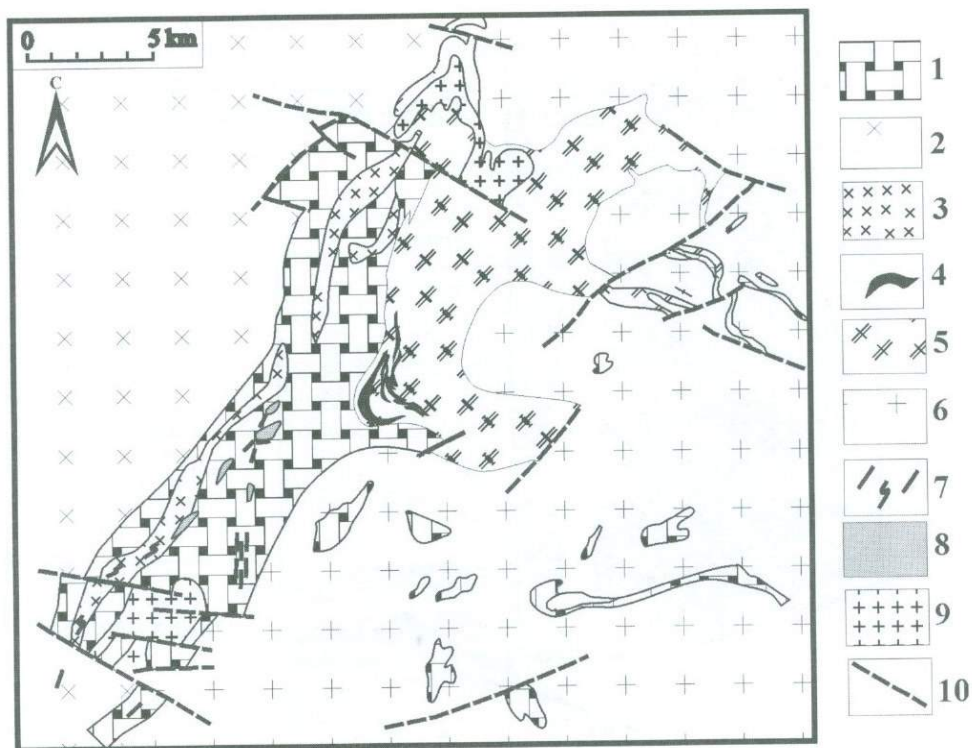


Рис. 1.15. Схематическая геологическая карта Костомукшской структуры, Карельская ГЗО (Puchtel et al., 1998, Самсонов и др., 2004)

1 – базальты и коматииты толеитовой ассоциации; 2-6 – породы извлекново-щелочной ассоциации: 2 – трондъемиты и 3 – дациты и риолиты адакитовой группы; 4 – железистые кварциты; 5 – вулканогенно-осадочные породы и 6 – гранитоиды андезит-дацит-риолитовой (АДР) группы; 7 – дайки лампрофиров; 8 – диорит-гранодиоритовые (санукитоидные) массивы; 9 – граниты; 10 – разломы

39 вес.%. Хотя первичные магматические минералы в коматиитах Костомукши не сохранились, метаморфическое их замещение происходило псевдоморфно, что позволяет безошибочно определять по текстурным признакам принадлежность той или иной части потока к закалочной его части, либо к кумулятивной, придонной зоне. Важно отметить, что метаморфизм коматиитов не оказал заметного влияния на поведение как большинства главных, так и малых элементов, распределение которых демонстрирует первично магматические закономерности (Puchtel et al., 1998). Это, в свою очередь, позволяет надежно ограничивать петрогенетические условия генерации коматиитового вулканизма.

По петрогеохимическим особенностям (таблица 1.7) коматииты Костомукшской структуры относятся к типу Al-деплетированных коматиитов

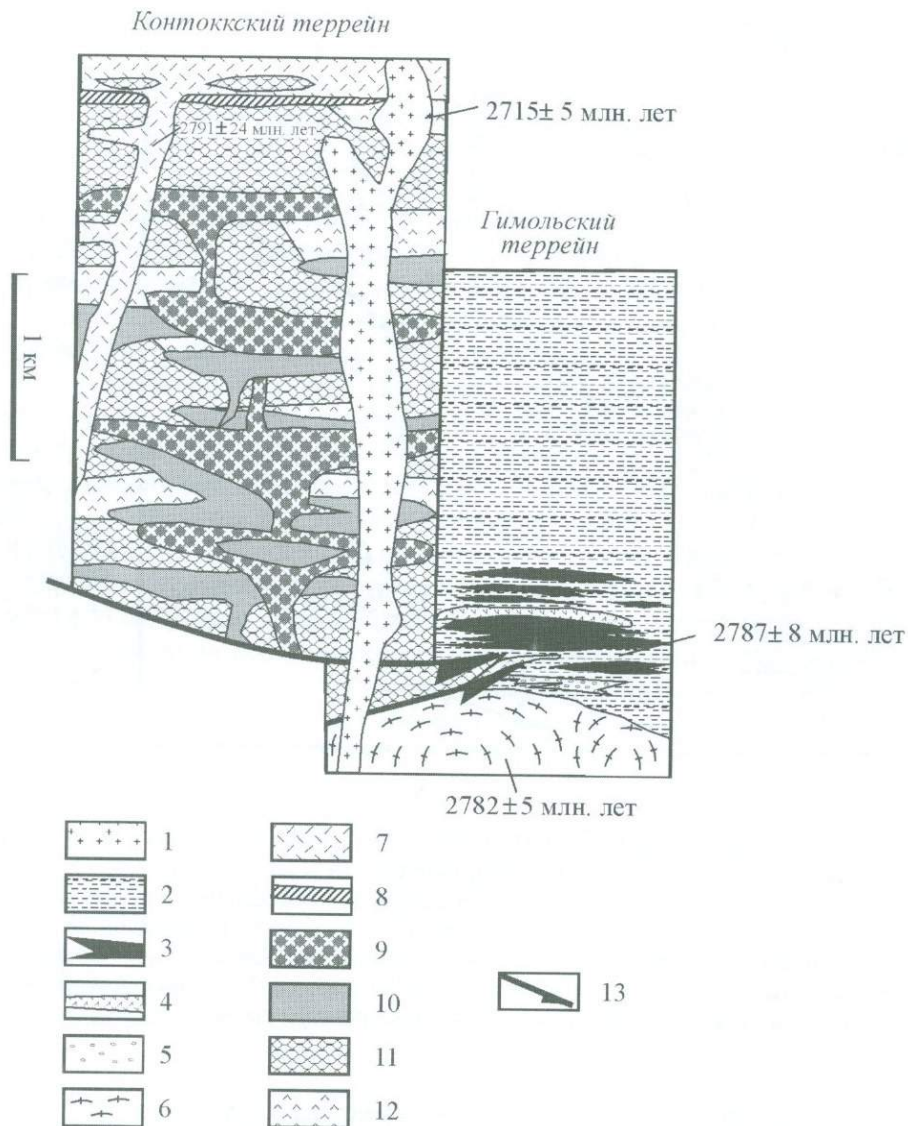


Рис. 1.16. Генерализованная схема тектоностратиграфии Костомукшской зеленокаменной структуры, иллюстрирующая соотношения конттокского и гимольского терреинов. Приведена по данным (Puchtel et al., 1998 с добавлениями)

1 – санукитоиды, 2-6 – Гимольский террейн: 2 – биотитовые сланцы (вулканогенно-осадочные метапелиты), 3 – железистые кварциты, 4 – афанитовые риолиты (гелефлинта), 5 – метаконгломераты, 6 – ТТГ гранито-гнейсы, 7 – 12 – Конттокский террейн: 7 – риолиты и дациты; 8 – железисто-кремнистые осадки, 9 – габбровые силлы, 10 – перидотитовые силлы, 11 – базальты, 12 – коматииты, 13 – плоскости надвигов

Таблица 1.7

**Представительные анализы вулканических пород толеитовой
ассоциации Костомукшской зеленокаменной структуры
Карельской ГЗО (по данным Puchtel et al., 1998)**

Породы	Базальты			Коматиты севера				Коматиты юга структуры			
	Образец	91145	9436	9437	91157	9332	91155	91156	9479	9493	9496
SiO ₂	47.2	49.8	49.4	45.9	45.4	45.1	45.6	44.6	44.7	45.0	45.3
TiO ₂	0.89	1.11	1.15	0.34	0.35	0.41	0.57	0.43	0.46	0.49	0.41
Al ₂ O ₃	14.5	16.0	15.9	5.93	6.44	7.01	9.47	7.31	7.91	7.89	7.12
Fe ₂ O ₃	14.1	13.4	13.3	11.3	10.5	14.1	14.0	13.0	13.2	13.8	12.3
MnO	0.19	0.20	0.20	0.16	0.17	0.16	0.18	0.17	0.17	0.18	0.18
MgO	8.37	6.46	6.83	31.0	30.3	27.2	22.1	27.8	26.4	25.4	27.9
CaO	13.4	10.8	11.1	5.28	6.66	5.93	7.60	6.55	6.98	7.12	6.77
Na ₂ O	0.95	1.86	1.80	0.01	0.02	0.02	0.40	0.01	0.09	0.01	0.01
K ₂ O	0.35	0.33	0.27	0.02	0.02	0.04	0.06	0.02	0.02	0.02	0.02
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.07	0.06	0.07	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.05
LOI	2.03	1.06	0.70	7.68	7.60	6.30	5.70	7.05	6.27	5.65	7.69
Cr	290	261	253	2902	2859	3812	3711	3083	3120	2968	2946
V	298	351	358	138	118	202	234	164	179	171	153
Co	52	61	61	100	104	113	110	103	104	99	98
Ni	145	129	120	1606	1609	1167	1007	1232	1244	1103	1378
Zr	50.0	62.7	64.4	19.4	19.9	24.5	28.5	23.6	24.4	24.3	22.6
Nb	2.10	3.10	3.01	н/о	0.76	0.937	0.654	н/о	0.762	0.693	к/о
Y	21.6	28.5	29.6	7.54	8	9.57	11.7	9.00	9.56	10.6	8.60
Sc	40.4	56.4	48.4	н/о	7.90	33.8	н/о	н/о	27.7	26.5	н/о
Rb	3.4	4.1	1.3	1.3	26.3	1.3	1.3	2.1	2.1	0.44	0.46
Sr	87.7	70.7	78.5	14.0	1.9	13.8	16.9	13.9	15.9	19.0	19.4
Th	0.270	0.209	0.206	н/о	19.4	0.048	0.061	0.059	н/о	0.059	0.056
U	0.085	0.0594	0.0656	н/о	н/о	0.0190	0.0239	0.0216	н/о	0.021333	0.0199
Pb	1.76	4.73	4.79	н/о	0.285	0.299	н/о	н/о	0.298	0.295	н/о
La	2.52	2.97	2.87	0.466	0.488	0.505	0.650	0.596	0.635	0.772	0.676
Ce	7.30	8.68	8.57	1.58	1.64	1.66	2.33	2.04	2.09	2.46	2.13
Nd	6.33	7.44	7.92	1.76	1.83	1.87	2.70	2.21	2.27	2.48	2.19
Sm	2.24	2.65	2.82	0.723	0.759	0.811	1.072	0.876	0.913	0.963	0.858
Eu	0.756	0.923	0.986	0.239	0.249	0.270	0.353	0.216	0.307	0.416	0.313
Gd	3.09	3.73	3.95	1.04	1.08	1.21	1.62	1.27	1.36	1.40	1.27
Dy	3.82	4.63	4.94	1.27	1.33	1.51	1.97	1.56	0.66	1.71	1.57
Er	2.47	3.03	3.24	0.798	0.833	0.904	1.21	0.957	1.02	1.05	0.956
Yb	2.43	2.98	3.18	0.750	0.772	0.834	1.12	0.889	0.937	0.972	0.878
La _N /Sm _N	0.709	0.706	0.640	0.406	0.405	0.392	0.382	0.429	0.438	0.505	0.495
Gd _N /Yb _N	1.03	1.01	1.01	1.12	1.13	1.17	1.18	1.16	1.17	1.16	1.17
Nb _N /La _N	0.829	1.04	1.04			1.51	1.43	1.09		0.981	1.02
Nb _N /Th _N	1.03	1.95	1.93		2.08	2.01	1.46		1.68	1.62	
Nb/U*	23.4	44.6	44.1		47.5	46.0	33.3		38.3	37.0	

Содержания петрогенных элементов даны в весовых % и пересчитаны на сухой остаток и приведены к 100% суммы; содержания редких элементов даны в мкг/г; н/о - элемент не определялся. Методы определения элементов приведены в работе (Puchtel et al., 1998).

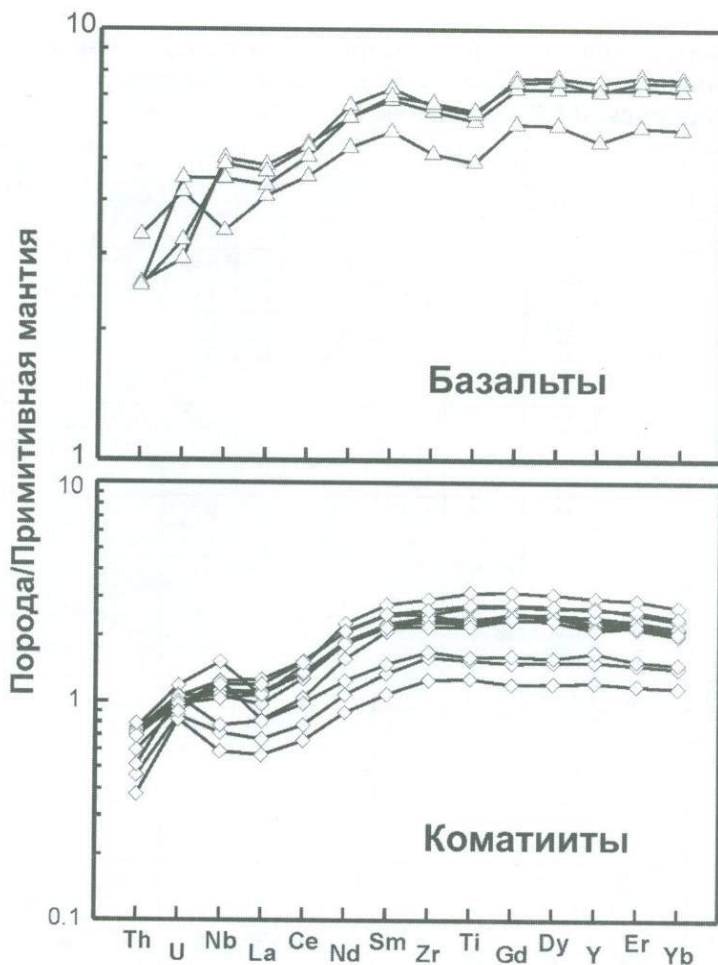


Рис. 1.17. Распределение редких и редкоземельных элементов (нормированы к примитивной мантии, Hofmann et al., 1988) в базальтах (1) и коматиитах (2) толеитовой ассоциации Костомукшской структуры (Puchtel et al., 1998)

(Al/Ti = 17.0 ± 0.6). Они характеризуются умеренной деплетацией тяжелыми редкими землями (рис. 1.17), что также свидетельствует о их принадлежности к Al-деплетированным разностям. Содержания MgO в спинифекс-зоне лавовых потоков составляют 26 – 29 вес.%. Важной диагностической чертой коматиитов Костомукши является наличие положительных аномалий Nb (рис. 1.17, 1.18), что считается индикативным признаком для вулканно-магматических формаций океанических плато (Kerr, 2003). Аналогичные аномалии фиксируются и на спайдерограммах ассоциирующих с коматиитами

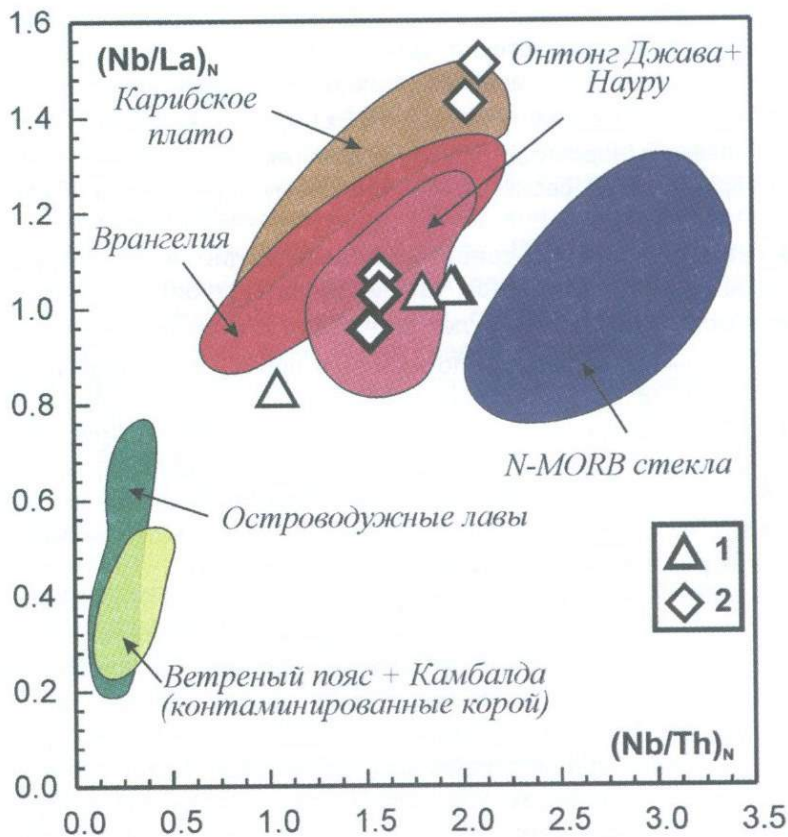


Рис. 1.18. Диаграмма $(\text{Nb}/\text{Th})_N$ – $(\text{Nb}/\text{La})_N$ для базальтов (1) и коматиитов (2) толеитовой ассоциации Костомукшской структуры с полями фанерозойских и современных толеитовых вулканитов океанических плато, срединно-океанических хребтов и островных дуг (Puchtel et al., 1998)

толеитовых метабазальтах, подчеркивая генетическое единство мафит-ультрамафитовой ассоциации Контокского террейна (рис. 1.17).

Петрологические исследования коматиитов Костомукши показывают, что первичные расплавы содержали 27 вес.%, что соответствует ликвидусной температуре $1550 \pm 20^\circ\text{C}$. Подобные высокие температуры плавления являются отличительной чертой мантийных плюмов, с плавлением головных частей которых и связывается формирование коматиитов (Arndt et al., 1997; Herzberg, O'Hara, 1998). Глубина зарождения «контокского плюма» превышала 400 км, поскольку петрогенезис Al-деплементированных коматиитов жестко ограничен требованием присутствия мажоритового граната в качестве реститовой фазы. Это, в свою очередь, определяет глубину инициации частичного плавления как превышающую 425 км (Ohtani, 1990). Вероятно

даже, что глубина зарождения этого плюма находилась на границе с ядром Земли, о чем свидетельствуют данные по Re-Os изотопии коматиитов Костомукшского зеленокаменного пояса. Они характеризуются высоким положительным значением $\gamma^{187}\text{Os} = +3.6 \pm 1.0$, что указывает на мантийный источник плюма с надхондритовым начальным Re/Os отношением, которое интерпретируется, как свойственное внешнему ядру Земли (Puchtel et al., 2001).

Вулканиты коматиит-толеитовой ассоциации в Sm-Nd изохронных координатах аппроксимируются линейной зависимостью, наклон которой отвечает возрасту 2843 ± 39 млн. лет, $\epsilon_{\text{Nd}} = +2.8 \pm 0.2$. Близкие значения возрастов дают изохронные определения по валовым пробам базальтов и коматиитов Pb-Pb методом (2813 ± 78 млн. лет, $\mu 1 = 8.77 \pm 0.02$) (Puchtel et al., 1998) и Re-Os методом (2795 ± 40 млн. лет, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.1117 \pm 0.0011$) (Puchtel et al., 2001). Все приведенные изотопно-геохимические характеристики указывают на формирование основных и ультраосновных вулканитов этой ассоциации из деплетированного мантийного источника и исключают контаминацию их материнских расплавов древним коровым субстратом.

Коматиит-толеитовая ассоциация Костомукшской структуры по всем геохимическим и изотопным характеристикам не претерпела никакой контаминации древним коровым субстратом и формировались без вовлечения в область генерации их материнских расплавов коровой или флюидной компоненты. Это, в совокупности с аномально высокими расчетными температурами зарождения первичных коматиитовых расплавов в мантийном источнике и геохимическим сходством этих вулканитов с вулканитами современных океанических плато дает основание предполагать, что формирование ассоциации Контоккского террейна, вероятно, происходило при подъеме глубинного мантийного плюма. (Puchtel et al., 1998). Сохранившийся фрагмент верхнекоровых уровней образовавшегося океанического плато и представлен Контоккским террейном Костомукшского пояса. Учитывая расчетные данные по потенциальной мантийной температуре формирования этого плюма равной $1770 \pm 20^\circ\text{C}$, максимальная мощность симатической постройки, продуцированной процессами частичного его плавления, могла достигать 54 км (Puchtel et al., 1998). По-видимому, другие фрагменты этого океанического плато составляют коматиит-содержащие мафит-ультрамафитовые ассоциации пояса Кухмо-Суомуссалми и Типасъярви в восточной части Финляндии.

Известково-щелочная ассоциация структуры включает три петрогенетические группы пород (Самсонов и др., 2001; Samsonov et al., 2005). Туфы и туффиты восточной борта структуры в составе гимольской серии и синтетектонические гранитоиды восточного обрамления структуры близки по составам к (Б)АДР группам других структур. Синтетектонические гранитоиды западного обрамления структуры имеют адакитовые характеристики. Третья петрогенетическая группа представлена кислыми вулканитами контокской

серии в западном борту структуры, аналогов которой в других структурах не выявлено.

Туфы андезит-дацит-риодацитового (АДР) состава, преобразованные в мелко-зернистые биотитовые (Ві)-сланцы, переслаиваются с углеродистыми сланцами и железистыми кварцитами в составе гимольской серии в восточном борту структуры. Обилие хемогенных осадков определило дискуссию о терригенно-осадочном (Раевская и др., 1992) или вулканогенно-осадочном (Чернов, 1964) происхождении протолитов Ві-сланцев. Наши данные указывают на вулканогенную природу этих пород. Их циркон представлен однородной по морфологии популяцией с преобладанием удлинено-призматических кристаллов и не несет следов механического воздействия, указывающих на длительную транспортировку материала. В пользу вулканогенного происхождения протолитов Би-сланцев свидетельствуют и геохимические данные. По составам они отвечают андезитам, дацитам и риодацитам (SiO_2 от 55 до 69 мас.%) с закономерными вариациями содержаний петрогенных и редких элементов, невысокими концентрациями и К-На спецификой щелочей, умеренными концентрациями РЗЭ с обогащенными спектрами легких и слабо фракционированных спектрах тяжелых лантаноидов и повышенных уровнях содержаний Yb и Y, и отчетливыми отрицательными Sr, Eu, Ti и Nb аномалиями (таблица 1.8, рис. 1.19а). Отличительной особенностью Ві-сланцев являются повышенные содержания Fe, Cr и Ni. Это может быть связано с добавкой в них компоненты магнезиальных пород, аналогичных толеитовым вулканитам контоксской серии, что свидетельствует в пользу туфогенно-осадочной природы протолитов этих пород. По результатам U-Pb изотопного датирования возраст цирконов из туфа дацитового состава составляет 2787 ± 8 млн. лет. Sm-Nd изотопно-геохимические характеристики дацитовых туфов ($\epsilon_{\text{Nd}} = +1.2/+1.5$) указывают на ведущую роль деплетированного мантийного источника в петрогенезисе этих пород (Бибикова и др., 2005).

Гранитоиды восточного обрамления структуры по составам варьируют от диоритов до гранодиоритов, имеют обогащенные спектры легких РЗЭ, слабо фракционированные спектры тяжелых РЗЭ, повышенные уровни содержаний Yb и Y, отрицательные аномалии Sr, Eu, Ti и Nb (таблица 1.8, рис. 1.19б). Цирконы магматической генерации имеют возраст 2782 ± 5 млн. лет. Sm-Nd изотопные данные ($\epsilon_{\text{Nd}} = -0.3$) свидетельствуют о вкладе древней коровой компоненты в гранитоидные расплавы (Бибикова и др., 2005). Близкий возраст и геохимическое сходство (исключая элементы группы железа) этих гранитоидов и туфогенных пород гимольской серии указывает на их генетическое родство. Возможно, гранитоиды восточного обрамления представляют собой корни вулканических построек, служивших источником туфогенного материала гимольской серии.

Гранитоиды западного обрамления структуры представлены трондьемитами с адакитовыми характеристиками: сильно фракционированные спектры РЗЭ при низких уровнях содержаний тяжелых

Таблица 1.8

Представительные анализы вулканических и плутонических пород известково-щелочной ассоциации Костомукшской зеленокаменной структуры Карельской ГЗО

Группа Породы	БАДР группа						Адакитовая группа				
	Вулканиты			Гранитоиды			Гранитоиды		Вулканиты		
Образец	10/01	7/97	37-3/ 01	56/01	38-3/ 00	29/01	5-1/ 01	36-1/ 00	25/97	13/97	91147
SiO ₂	60.39	63.70	68.47	64.55	66.42	74.16	70.51	73.67	66.98	69.43	72.20
TiO ₂	0.75	0.66	0.61	0.53	0.76	0.25	0.25	0.25	0.34	0.27	0.42
Al ₂ O ₃	16.28	16.20	15.04	16.18	15.53	14.52	16.71	15.04	13.05	12.09	16.00
Fe ₂ O ₃	12.06	6.89	6.50	5.82	5.48	2.08	1.78	1.82	3.40	3.31	1.38
MnO	0.14	0.14	0.12	0.16	0.14	0.11	0.12	0.11	0.17	0.16	0.11
MgO	3.65	3.24	2.04	2.22	1.67	0.39	0.63	0.58	2.34	2.42	1.01
CaO	2.36	3.16	1.96	5.16	4.24	2.31	3.05	2.89	4.23	4.51	2.37
Na ₂ O	1.84	2.66	2.92	3.80	3.76	3.13	4.89	4.15	0.29	0.74	3.40
K ₂ O	2.38	1.74	2.21	1.40	1.81	2.98	1.97	1.40	9.11	6.96	2.61
P ₂ O ₅	0.14	0.15	0.12	0.17	0.19	0.07	0.09	0.09	0.09	0.10	0.13
Rb	98.2	71.0	83.2	47.9	74.7	121	49.4	52.3	106	73	58.9
Sr	203	325	270	313	415	172	653	417	22.3	127	195
Y	18.3	13.0	15.1	14.6	32.3	10.4	4.02	3.28	5.29	5.17	9.63
Zr	127	125	167	122	267	176	108	220	103	124	128
Nb	6.35	4.06	5.57	7.04	19.1	8.63	1.69	3.12	3.17	3.29	5.82
Ba	410	271	257	318	465	826	607	460	637	925	419
La	21.9	25.3	20.2	18.8	56.4	35.3	8.24	19.8	15.6	16.5	9.89
Ce	50.3	53.0	46.4	43.5	105	64.1	16.8	35.4	26.2	30.7	22.4
Pr	5.87	6.33	5.22	4.52	11.2	6.51	1.86	3.83	2.85	3.03	2.52
Nd	23.0	26.6	20.2	17.3	42.7	21.3	7.09	13.53	10.1	10	9.53
Sm	4.39	4.90	3.60	3.57	6.67	3.15	1.37	1.87	1.59	1.67	2.17
Eu	1.20	1.35	1.01	0.96	1.46	0.76	0.45	0.72	0.57	0.66	0.64
Gd	3.78	4.06	2.79	3.27	5.58	2.59	1.12	1.19	1.35	1.49	1.8
Tb	0.54	0.57	0.42	0.47	0.86	0.35	0.15	0.16	0.18	0.17	0.29
Dy	3.04	2.67	2.42	2.65	4.65	1.79	0.70	0.52	0.907	0.74	1.67
Ho	0.65	0.54	0.54	0.54	1.04	0.35	0.14	0.08	0.186	0.15	0.36
Er	1.71	1.42	1.44	1.32	2.66	0.94	0.36	0.17	0.52	0.53	0.86
Tm	0.25	0.21	0.22	0.18	0.42	0.14	0.05	0.02	0.06	0.06	0.14
Yb	1.60	1.44	1.44	1.10	2.99	0.91	0.33	0.18	0.41	0.44	0.95
Lu	0.24	0.20	0.22	0.18	0.41	0.15	0.05	0.03	0.05	0.05	0.14
Th	5.31	4.15	4.57	5.68	15.7	14.9	1.72	7.89	2.9	3.92	7.47
U	1.32	1.19	1.29	1.51	1.94	2.93	0.60	0.40	0.66	0.97	1.89
La _N /Sm _N	3.14	3.25	3.54	3.32	5.32	7.06	3.78	6.69	6.18	6.22	2.87
Gd _N /Yb _N	1.91	2.28	1.56	2.40	1.51	2.30	2.72	5.36	2.65	2.73	1.53

Примечание. Содержания петрогенных элементов определены РФА в ОИГГ СО РАН, даны в весовых % и пересчитаны на сухой остаток; содержания редких элементов определялись методом ICP-MS в ИМГРЭ МПР, даны в мкг/г, н/о - элемент не определялся.

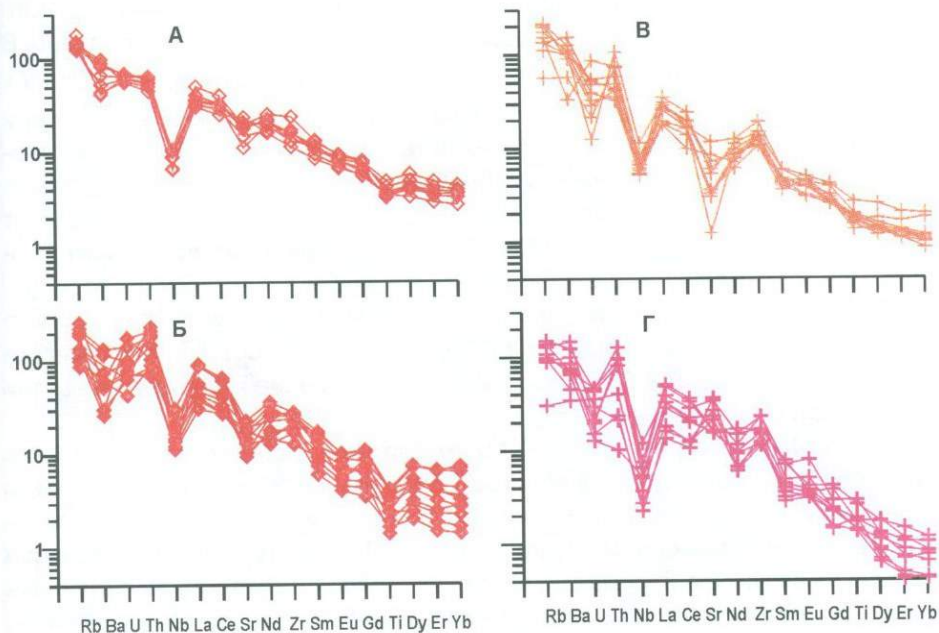


Рис. 1.19. Распределение редких и редкоземельных элементов (нормированы к примитивной мантии, Hofmann et al., 1988) в магматических породах известково-щелочной ассоциации Костомукшской структуры

А – вулканические и Б – plutонические породы АДР группы; В – вулканические и Г – plutонические породы адакитовой группы

лантаноидов и Y, слабо проявленные аномалии Sr, Eu и Ti при отчетливых резко отрицательных аномалиях Nb (таблица 1.8, рис. 1.19г). По результатам U-Pb датирования цирконов на ионно-ионном зонде возраст трондьемитов 2788 ± 12 млн. лет. $\epsilon_{Nd} (+2.4/+1.8)$ трондьемитов (Бибикова и др., 2005) указывают на мафический источник их материнских расплавов, которые могли образоваться при плавлении метабазальтов в равновесии с $Sr_x(40\%)+Gar(30\%)+Pl(20\%)+Hbl(10\%)$ реститом.

Толща кислых вулканитов западной части структуры слагает протяженную полосу среди вулканитов толеитовой ассоциации. В составе толщи преобладают эруптивные брекции жерловой фации, туфы и туффиты дацит-риолитового состава с маломощными горизонтами углеродистых сланцев и железистых кварцитов. Вулканиты имеют широкие незакономерные вариации концентраций как главных, так и редких элементов, при этом часть пород имеет отчетливые адакитовые геохимические характеристики (таблица 1.8, рис. 1.19в). Наблюдаемые геохимические особенности невозможно объяснить ни добавкой инородной терригенно-осадочной компоненты, поскольку однотипные вариации фиксируются и в туфах, и в субвулканических

образованиях, ни степенью постмагматического или метаморфического преобразования, но могут отражать разные по составу источники расплавов. В пользу этого свидетельствуют очень широкие вариации ϵ_{Nd} (-6.2/+1.7), указывая на формирование дацит-риолитовых расплавов за счет как минимум двух источников: мафического источника с деплетированными изотопно-геохимическими характеристиками и древнего корового источника (Puchtel et al., 1998). U-Pb датирование цирконов из нескольких образцов вулканитов дает близкие величины возрастов: 2793±17 млн. лет (классический метод) и 2791±24 млн. лет (единичные зерна на ионно-ионном зонде) (Бибикова и др., 2005). Эти данные показывают тесную временную сопряженность кислого вулканизма в западной части структуры и процессов формирования магматических комплексов известково-щелочной ассоциации в других частях Костомукшской структуры.

Северо-Карельский пояс, Хизоваарская структура. В плане супракрустальные породы Хизоваарской структуры образуют линзу 6*6 км, с севера ограниченную крупным массивом трондьемитов, а с юге - диорит-гранодиоритовым массивом (рис. 1.20). По внутреннему строению Хизоваарская структура рассматривается как резко асимметричная синформа (Кожевников, 2000), что подчеркивается различиями составов как вулканитов ее северной и южной частей, так и синтетектонических гранитоидов ее обрамления.

Толейтовая ассоциация вулканитов слагает северную часть Хизоваарской структуры и отличается от таковой в Каменноозерской структуре большим разнообразием и геохимической спецификой вулканитов. В ее составе выделяются три петрогенетические группы ортоамфиболитов (снизу вверх): группа умереннотитанистых (TiO_2 – 0.8 - 1.3 вес.%) амфиболитов по геохимическим характеристикам соответствующим базальтам островодужного типа, группа низкотитанистых (TiO_2 – 0.3 - 0.45 вес.%) амфиболитов, соответствующих высокомагнезиальным базальтам и толеитам и группа высокотитанистых (TiO_2 – 1.2 - 2.5 вес.%) амфиболитов – продуктов метаморфизма мантийно-плюмовых ферробазальтов океанических островов (таблица 1.9). Подобная схема чередования различных по содержанию TiO_2 базальтовых серий является характерной чертой многих супрасубдукционных офиолитовых комплексов, включая такие как массив Троодос, Кипр, (Cameron, 1985) и офиолиты Кох, Новая Каледония (Meffre et al., 1996). Как и в упомянутых фанерозойских аналогах, метаморфизованные бониниты Хизоваарской структуры приурочены к низкотитанистой группе, залегая в виде сильнодеформированных маломощных (0.5 – 1 м) пластообразных тел кварцевых амфиболитов среди менее кремнистых разностей ортоамфиболитов. Визуально метабониниты трудно отличимы от ассоциирующих с ними высокомагнезиальных метатолейтов. Единственным признаком отличия в обнажениях служит их большая массивность по сравнению с более низкокремнистыми породами. В шлифах большинство образцов обнаруживают парагенезис амфибол-хлорит-плагиоклаз кварц,

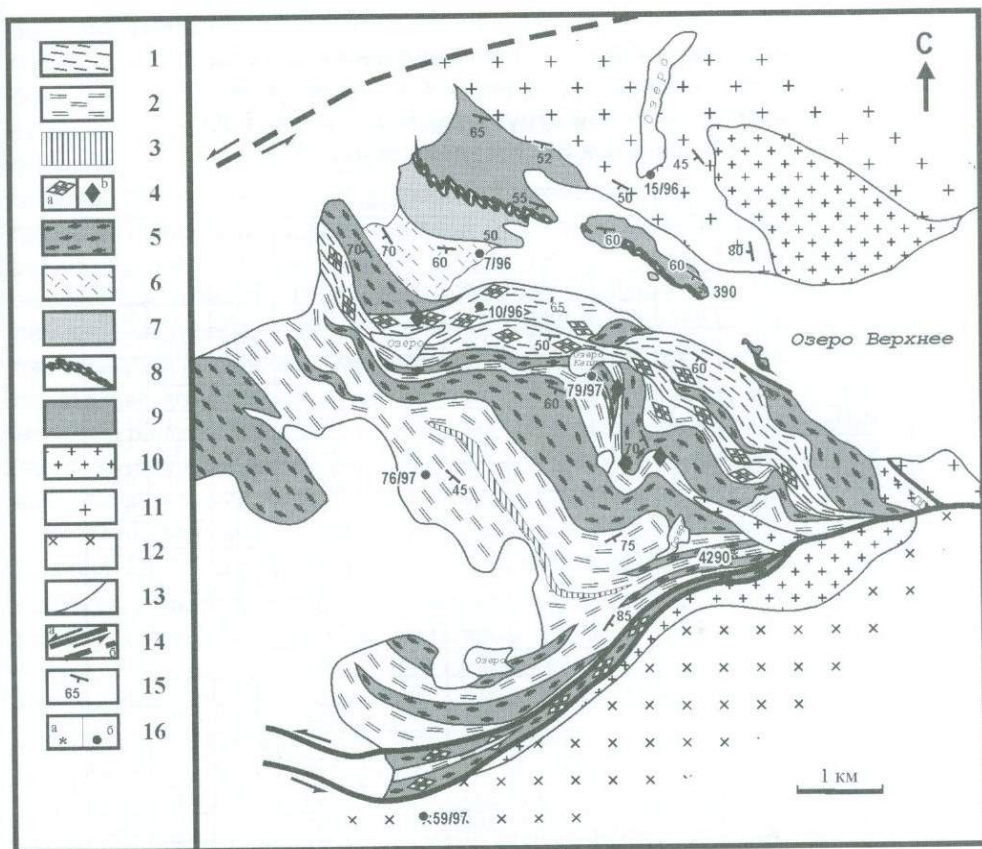


Рис. 1.20. Геологическая карта Хизоваарской структуры (Бибикова и др., 2003)

1 – мусковит-кварц-плаггиоказовые сланцы (терригенные метаосадки), 2 – известково-щелочные метаандезиты и метадациты, 3 – агломератовые метатUFFы, 4 – области развития кианитовых (а) и углеродистых (б) сланцев, 5 – толеитовые metabазальты южной части структуры, 6 – толеитовые метаандезиты, 7 – Fe-Ti metabазальты, 8 – metabониниты, 9 – толеитовые metabазальты северной части структуры, 10 – граниты, 11 – трондьемиты северного обрамления, 12 – диориты и гранодиориты южного обрамления, 13 – литологические границы, 14 – зоны палеопротерозойских (?) сдвиговых деформаций установленные (а) и предполагаемые (б), 15 – элементы залегания, 16 – точки геохронологического опробования

характерный для метаморфизма средних ступеней. Однако образцы с бонинитовыми составами имеют уникальные минеральные составы, которые могут быть определены как ставролит-содержащие амфиболиты. Имеющиеся данные по химической зональности минералов в совокупности с наблюдениями по структурным соотношениям наблюдаемых минеральных парагенезисов свидетельствуют о том, что метавулканы бонинитовой серии

**Представительные анализы вулканических пород
толеитовой ассоциации Костомукшской
зеленокаменной структуры Карельской ГЗО
(по данным Shchipansky et al., 2004)**

Породы Образец	Mg базальты		Бониниты								
	H-333 1	H-325 2	X-126 /13	X-130 /4	H-320 /5	H-325 /16	H-326 /7	H-334 /18	H-332 /9	H-335 /10	
SiO ₂	47.13	48.78	59.84	55.12	58.68	54.10	53.00	59.36	65.69	62.66	
TiO ₂	0.41	0.42	0.37	0.40	0.34	0.42	0.43	0.36	0.33	0.35	
Al ₂ O ₃	10.08	12.31	9.67	11.02	9.86	12.19	11.92	9.92	10.45	9.32	
Fe ₂ O ₃	12.93	11.87	10.12	11.17	9.26	11.10	10.76	9.89	10.15	9.98	
MnO	0.18	0.20	0.18	0.17	0.16	0.17	0.17	0.16	0.16	0.15	
MgO	16.59	12.66	8.22	10.34	8.56	9.21	10.13	9.04	8.31	7.95	
CaO	10.48	10.91	9.43	10.01	9.98	10.02	10.89	9.19	3.34	7.67	
Na ₂ O	0.49	0.46	0.38	0.70	0.31	0.42	0.69	0.65	0.61	0.18	
K ₂ O	0.06	0.49	0.08	0.09	0.09	0.42	0.17	0.07	0.13	0.16	
P ₂ O ₅	0.05	0.07	0.12	0.13	0.05	0.05	0.07	0.07	0.04	0.06	
LOI	1.62	1.84	1.74	0.93	2.77	2.02	1.83	1.43	0.79	1.73	
Mg#	74.9	71.2	65.3	68.1	68.3	66.4	68.6	67.9	65.5	65.0	
Cr	1412	939	1003	1067	1519	996	912	919	977	1603	
Ni	325	223	201	220	415	215	219	191	226	342	
Co	72.2	63.4	62.6	64	78.7	67.5	66.8	62.3	66.7	77.9	
Sc	40.9	42.9	43.1	45.8	41.1	52.3	47.9	46.4	48.0	45.7	
V	167	244	265	265	251	277	254	223	228	179	
Pb	1.11	1.33	2.51	0.61	1.92	3.21	1.71	0.896	1.17	0.752	
Ba	8.77	103	28.9	24.5	45.3	342	23.8	31.5	45.1	37.6	
Rb	0.01	24.7	2.23	1.43	2.15	42.4	2.66	0.737	7.38	6.84	
Sr	25.5	73.2	61.3	45.3	104	85.3	127	73.5	37.2	55.2	
Ta	0.047	0.076	0.084	0.054	0.047	0.094	0.049	0.056	0.057	0.054	
Nb	0.821	0.948	1.04	0.91	0.787	0.986	0.971	0.865	1.10	0.818	
Hf	0.381	0.354	0.357	0.486	0.310	0.278	0.498	0.411	0.375	0.292	
Zr	25.26	24.03	27.70	32.97	20.96	21.33	35.21	26.53	27.78	21.23	
Y	12.8	13.8	12.9	14.1	12.4	13.1	14.8	14.5	13.5	13.6	
Th	0.121	0.097	0.174	0.155	0.098	0.153	0.122	0.065	0.137	0.113	
U	0.027	0.021	0.040	0.028	0.030	0.045	0.041	0.008	0.019	0.026	
La	1.17	1.25	1.12	1.15	1.33	1.16	1.40	1.34	1.99	1.44	
Ce	3.02	3.21	2.65	3.33	3.39	2.94	3.58	3.59	4.82	3.51	
Pr	0.496	0.524	0.465	0.575	0.578	0.460	0.599	0.540	0.712	0.587	
Nd	2.58	2.84	2.79	2.85	2.62	2.45	2.96	2.95	3.26	2.40	
Sm	0.983	0.988	1.14	1.06	1.07	0.941	1.07	1.06	1.12	0.987	
Eu	0.373	0.407	0.401	0.328	0.468	0.388	0.450	0.372	0.182	0.261	
Gd	1.22	1.50	1.35	1.52	1.31	1.31	1.51	1.54	1.46	1.42	
Tb	0.225	0.283	0.274	0.274	0.261	0.242	0.298	0.271	0.267	0.274	
Dy	1.87	2.10	2.16	2.20	1.91	1.90	2.06	2.20	1.80	1.90	
Ho	0.387	0.453	0.434	0.513	0.404	0.450	0.473	0.5	0.491	0.469	
Er	1.30	1.39	1.15	1.37	1.42	1.25	1.56	1.42	1.45	1.39	
Yb	1.02	1.35	1.37	1.44	1.27	1.36	1.68	1.48	1.34	1.13	

Содержания петрогенных элементов даны в весовых % и пересчитаны на сухой остаток и приведены к 100% суммы; содержания редких элементов даны в мкг/г. Методы определения элементов приведены в работе (Shchipansky et al., 2004).

были сформированы в течении двух различных метаморфических событий (Shchipansky et al., 2004). Ставролит в Хизоваарских метаморфизованных бонинитах наблюдается в хлорит-амфиболовом матриксе как субидиоморфные зерна обычно с резорбционными соотношениями с окружающим его анортитовым плагиоклазом. Кроме того, в ставролите обычны включения рутила и кварца. Очевидные равновесные соотношения граната и ставролита, ставролита и рутила, а также взаимные прорастания рутила и жедрита указывают на то, что все эти минералы, а также высокоглиноземистая роговая обманка, сформировались во время наиболее раннего метаморфического события. Термобарометрические исследования парагенезисов раннего метаморфического события показывают, что его параметры относились к типу Барроу – $P - 7.6$ кбар, $T - 670^{\circ}\text{C}$. Второе метаморфическое событие, вероятно, связанное со свекофенской тектоно-термальной переработкой было менее высокобарическим ($P - 6$ кбар) и менее высокотемпературным ($T - 580^{\circ}\text{C}$) (Shchipansky et al., 2004).

По данным детальных изотопно-геохимических исследований (Shchipansky et al., 2004) собственно бониниты ($\text{MgO} > 8\%$, $\text{SiO}_2 > 52\%$ и $\text{TiO}_2 < 0.5\%$) и менее кремнеземистые низко-титанистые метатолелиты Хизоваарской структуры образуют единую петрогенетическую серию (таблица 1.9, рис. 1.21а), которая по своим петрохимическим характеристикам отличается от коматиитов и коматиитовых базальтов Каменноозерской и Костомукшской структур (рис. 1.21б) и очень близка к широко известным вулканитам групп I и II верхних пиллоу-лав супрасубдукционных офиолитов Троодоса, Кипр (Cameron, 1985) – эталона при выделении высоко-кальциевых бонинитовых серий (Crawford et al., 1989). Бонинитовая серия Северокарельского пояса по своим геохимическим характеристикам также находит заметные аналогии с другими более молодыми бонинитовыми сериями разных регионов Мира, и, напротив, ясно различается при сравнении с корово-контраминированными высокомагнезиальными расплавами, известными как кремнистые высокомагнезиальные базальты (рис. 1.22). Это удивительное сходство в петрохимии, геохимии и изотопии бонинитовых серий столь разного возраста (позднеархейских и позднемезозойских), вероятно, может быть объяснено только сходством петрогенетических и геодинамических условий их формирования. Требуется сочетание нескольких условий, при которых возможно формирование бонинитовых серий. Среди прочих важнейшими являются: необходимость возникновения зоны спрединга над энсиматической зоной субдукции; мантийный клин, породы которого подверглись предварительной и, как правило, неоднократной деплетации; высокие температуры и малоглубинные условия плавления этого тугоплавкого мантийного клина. Таким образом, есть основания полагать, что механизм происхождения бонинитовой серии надсубдукционного комплекса Северокарельского зеленокаменного пояса, которое имело место около 2.8 млрд. лет назад, вероятно, не могло быть иным по сравнению с аналогичными по составу надсубдукционными бонинитовыми сериями фанерозоя.

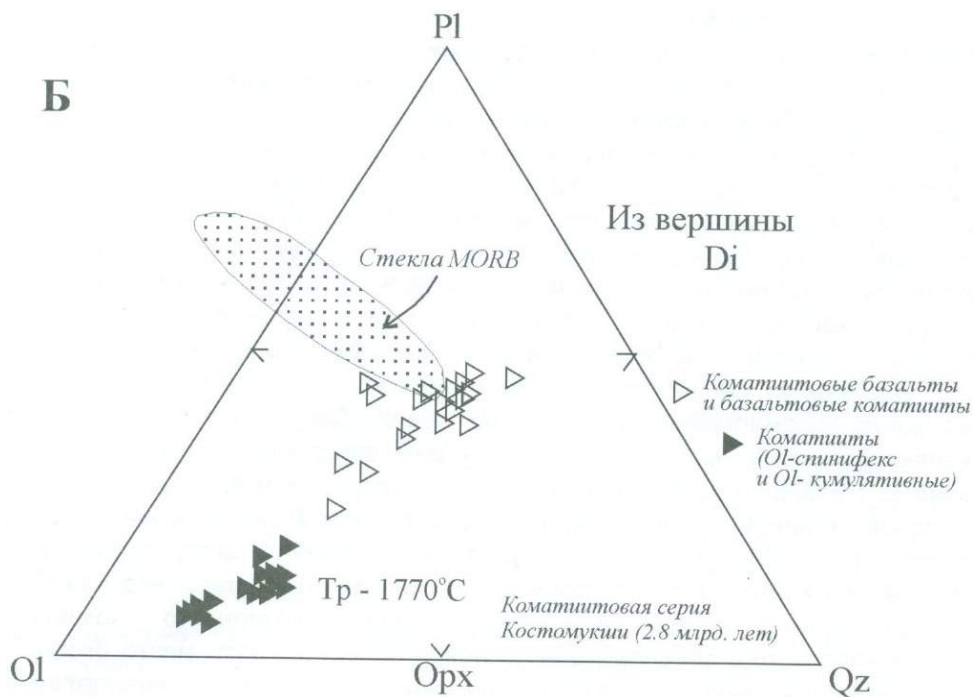
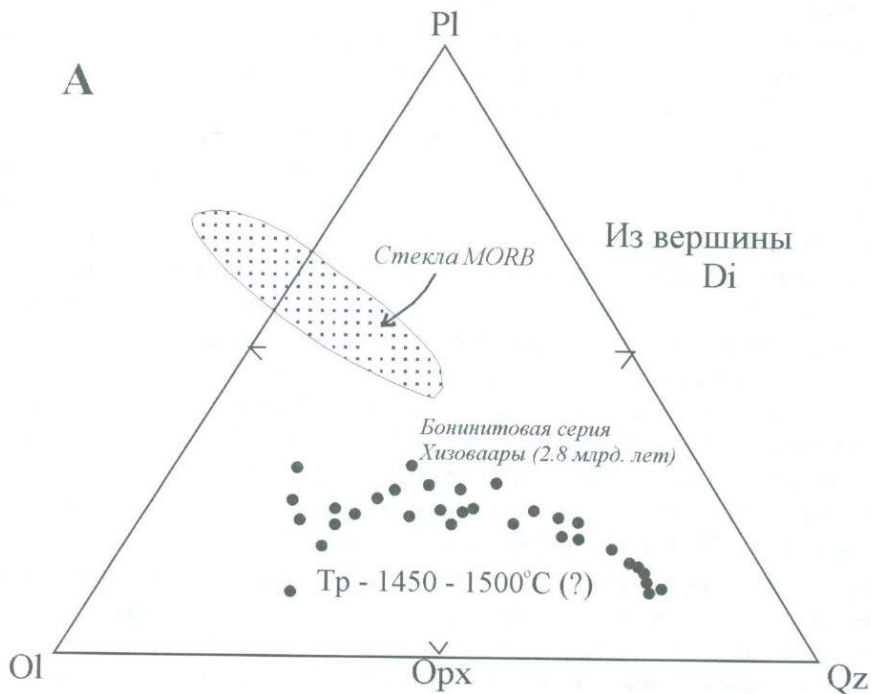


Рис. 1.21.

А - Нормативные составы пород бонинитовой серии Хизоваарской структуры на треугольной проекции оливин-плаггиоклаз-кварц из вершины диопсида по (Shchipansky et al., 2004) с упрощениями.

Для сравнения показаны поля нормативных составов современных высоко-Са бонинитовых серий и поле стекол базальтов СОХ. Использованы следующие литературные источники: по лавам Троодоса (Cameron, 1985) и (Соболев и др., 1993); по Северному Тонга (Fallon, Crawford, 1991) и (Sobolev, Danyushevsky, 1994). Поле составов стекол MORB по (Elthon, 1989)

Б - для сравнения показан тренд коматииты и коматиитовые базальты Костомукшской структуры (Shchipansky et al., 2004)

Известково-щелочная ассоциация, как и в других рассмотренных структурах, представлена двумя петрогенетическими группами, которые пространственно обособлены в пределах структуры (рис. 1.20). Вулканогенные и туфогенно-осадочные породы, доминирующие в южной части структуры, образуют андезит-дацит-риолитовую (АДР) толщу. Ее геохимический аналог представлен диорит-гранодиоритовым массивом южного обрамления структуры. Субвулканические породы дацит-риолитового состава, представленные как в северной, так и в южной частях структуры, и трондьемиты северного обрамления структуры аналогичны адакитовой группе субвулканических риолитов Каменноозерской структуры.

Андезит-дацит-риодацитовая (АДР) вулканогенно-осадочная толща южной части структуры сложена лавами, туфами и туффитами с прослоями железистых кварцитов и углеродистых сланцев. Среди вулканитов залегает горизонт (0.2*2 км) «агломератовых» лавокластических брекчий, состоящий из фрагментов риолит-порфиров в дацитовом матриксе. По химическому составу вулканогенные породы толщи отвечают Na и K-Na андезитам, дацитам и риодацитам. С ростом SiO₂ от 59% до 69% наблюдается снижение содержаний TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Cr, Ni, V, Sc, Sr, увеличение содержаний Nb, Zr, а также снижение концентраций при одновременном росте степени фракционированности и легких и тяжелых РЗЭ и незакономерных вариациях аномалий Eu и Ti и устойчивых отрицательных аномалиях Nb (таблица 1.10, рис. 1.23а). Время вулканизма в южной части структуры датировано U-Pb методом по цирконам из вулканического дацита и составляет 2780±10 млн. лет (Бибикова и др., 2003). По вариациям РЗЭ, вулканиты Хизоваарской структуры резко отличаются от вулканитов дифференцированной БАДР серии Каменноозерской структуры. Сложно объяснимые только дифференциацией (рис. 1.24а), вариации составов вулканитов АДР толщи могут быть обусловлены добавкой в них адакитовых расплавов. На возможность этого указывает латеральная совмещенность в Хизоваарской структуре АДР вулканитов с адакитовыми риолитами, а также присутствие среди дацитовых вулканитов АДР толщи горизонта агломератовых пород, обломки в которых имеют адакитовые характеристики (Кожевников, 2000).

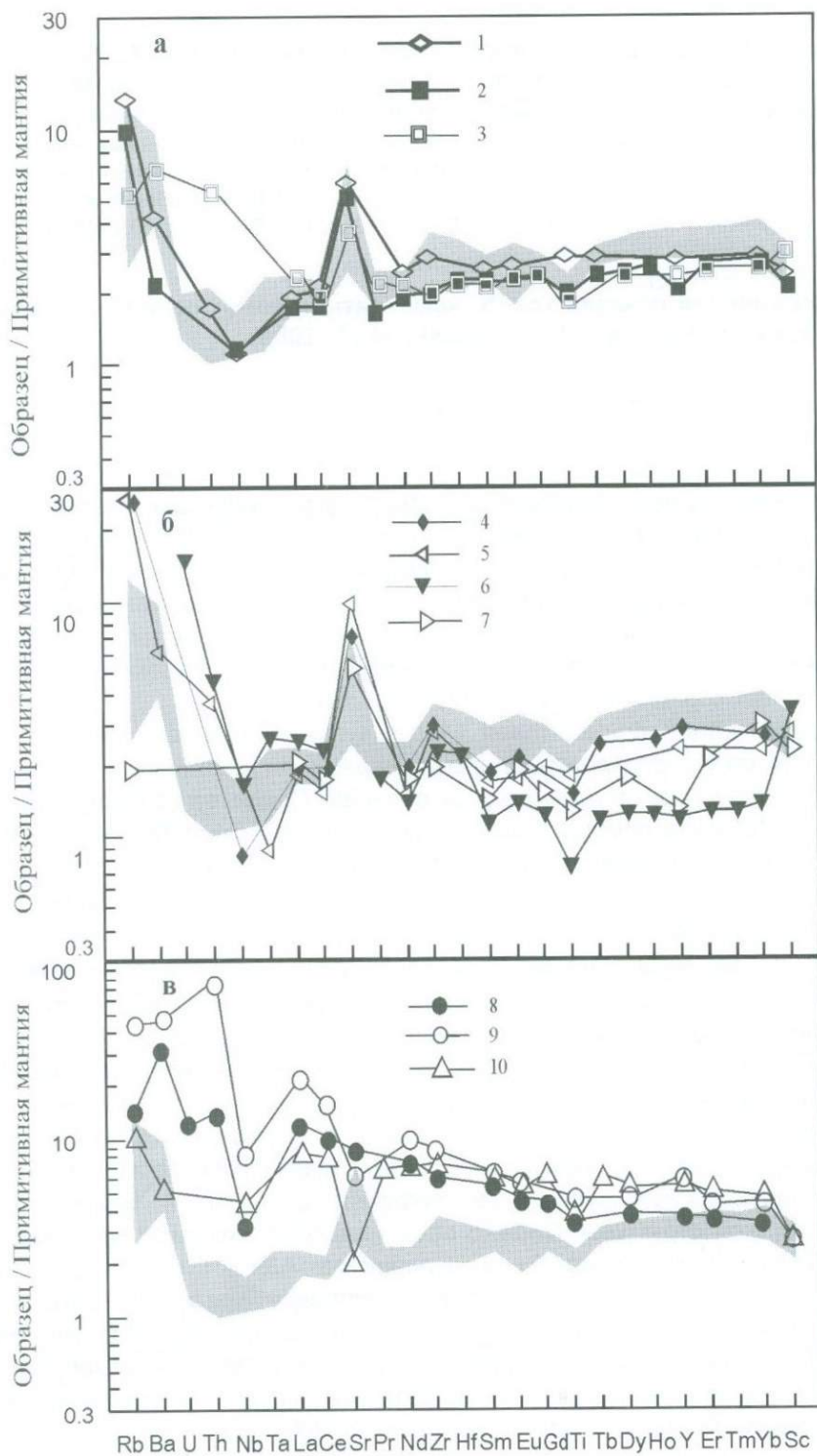


Рис. 1.22. Сравнение мультиэлементных диаграмм бонинитов Северо-Карельского пояса с различными бонинитами мира

(а) современные обстановки: 1 - Скважина 458, Марианский желоб; 2 - Группа II, верхние пиллоу-лавы офиолитов Троодоса; 3 - Желоб северного Тонга;
(б) палеозойские и палеопротерозойские высоко-Са бониниты: 4 - Офиолиты Кох (пермь), 5 - Офиолиты Баллантре (ордовик); 6 - Бониниты Берч Лейк (1.9 млрд. лет); 7 - Бониниты Богоэн (2.3 млрд. лет);
(в) корово-контраминированные коматиитовые лавы: 8 - КВМБ Ветренного пояса Балтийского; 9 - КВМБ зеленокаменного пояса Камбалда, Йилгарнский кратон, Австралия (2.7 млрд. лет); 10 - Коматиитовые андезиты Нондвени, Каапвальский кратон (3.4 млрд. лет). Полями показаны спектры для северокарельских метабонинитов (2.8 млрд. лет) Ссылки на данные (Shchipansky et al., 2004).
Примитивная мантия по (Hofmann, 1988)

Диорит-гранодиоритовый массив южного обрамления структуры по геохимическим особенностям близок к андезитам и дацитам АДР толщи. Эти гранитоиды характеризуются повышенными содержаниями Nb, Y, тяжелых РЗЭ, умеренно фракционированными спектрами легких и особенно тяжелых лантаноидов ($La/Sm_N=3.2-4.1$, $Gd/Yb_N=1.3-2.1$), устойчивыми отрицательными аномалиями Eu ($Eu/Eu^*=0.72-0.95$) и Ti (таблица 1.10, рис. 1.23б). Минералогические и изотопные исследования цирконов гранитоидов выявили присутствие в них ядер цирконов более древней, захваченной компоненты. С этим, вероятно, связано «удревнение» U-Pb возраста гранитоидов, определенное по верхнему пересечению дискордии с конкордией на уровне 2826 ± 18 млн. лет (Бибикова и др., 2003). Петрогеохимическое сходство этих гранитоидов с андезитами и дацитами южной части структуры указывает на возможную комагматичность этих пород.

Субвулканические дациты, риолиты и трондьемиты адакитовой группы представлены как северной, так и южной частях структуры. В северной части риодациты приурочены к экзоконтакту трондьемитового массива. В южной части субвулканические тела риодацитов и риолитов прорывают толщи вулканитов и толеитовой, и известково-щелочной ассоциации. По химическому составу субвулканические породы из разных частей структуры близки и отвечают дацитам, риодацитам и риолитам. Дациты и риодациты ($SiO_2=64-70$ мас.%) – натровые породы, обогащенные Al_2O_3 , Sr, обедненные Nb, Y и тяжелыми РЗЭ, с сильно фракционированными спектрами лантаноидов ($La_N/Sm_N=3.8-4.3$, $Gd_N/Yb_N=3.1-3.5$, $Eu/Eu^*=0.96-1.3$) и резкими отрицательными аномалиями Nb. Высоко кремнистые ($SiO_2=74-79$ мас.%) K-Na риолит-порфиры имеют отчасти сходные геохимические характеристики: сильно фракционированные РЗЭ ($La_N/Sm_N=5.5-6.5$, $Gd_N/Yb_N=3.3-4.5$), отрицательные аномалии Eu, Sr, Nb, Ti, Zr и повышенные содержания U и Th (таблица 1.10, рис. 1.23в-г). Возраст субвулканических риолитов - 2796 ± 15 млн. лет. Трондьемиты северного обрамления структуры по всем геохимическим характеристикам и по возрасту (2804 ± 27 млн. лет) аналогичны риодацитам (Бибикова и др., 2003). Образование расплавов, исходных для

Таблица 1.10

Представительные анализы вулканических и плутонических пород известково-щелочной ассоциации Хизоваарской структуры Карельской ГЗО

Группа	БАДР группа						Адакитовая группа				
	Вулканыты				Гранитоиды		Вулканыты				Грани-тоиды
Породы	К-29/97	К-30D/97	К-36/97	К-76/97	К-59/97	К-60/97	К-38C/97	К-62/97	К-56/97	К-79/97	Х-15/96
Образец	К-29/97	К-30D/97	К-36/97	К-76/97	К-59/97	К-60/97	К-38C/97	К-62/97	К-56/97	К-79/97	Х-15/96
SiO ₂	58.90	60.16	64.13	68.53	60.01	69.52	64.42	67.40	74.50	77.47	70.64
TiO ₂	0.70	0.85	0.59	0.57	0.76	0.39	0.41	0.42	0.22	0.21	0.33
Al ₂ O ₃	16.35	17.52	17.25	15.51	19.49	15.41	16.79	17.49	14.44	14.02	15.93
Fe ₂ O ₃	7.92	7.04	6.23	4.72	5.91	4.30	3.79	3.54	1.89	1.57	2.81
MnO	0.17	0.22	0.15	0.13	0.15	0.14	0.18	0.13	0.13	0.12	0.11
MgO	4.37	2.79	2.63	2.00	1.93	1.19	1.56	1.50	0.77	1.31	0.99
CaO	7.68	6.16	3.64	3.52	6.07	3.03	7.91	3.57	2.55	1.50	3.34
Na ₂ O	2.42	2.76	3.38	3.81	3.66	3.20	3.41	3.32	3.16	0.46	4.11
K ₂ O	1.28	2.28	1.90	1.10	1.78	2.69	1.40	2.51	2.27	3.26	1.58
P ₂ O ₅	0.20	0.22	0.10	0.11	0.23	0.11	0.13	0.11	0.07	0.06	0.15
Rb	28.8	59.8	51.7	26.5	42.8	64.7	36.9	61.6	54.5	86.8	20.5
Sr	567	366	235	231	487	250	618	413	151	136	451
Y	12.9	11.9	8.63	9.96	12.0	19.3	6.20	4.71	6.35	6.78	4
Zr	96	115	139	140	195	121.0	83.0	99.0	103	85.0	118
Nb	2.69	3.71	4.50	7.02	6.59	8.59	1.99	3.82	8.3	10.0	4
Ba	428	642	487	272	509	623	297	490	497	471	427
La	17.3	21.7	10.7	14.5	18.7	24.3	14.3	12.8	30.0	31.9	15.9
Ce	38.3	47.4	23.4	23.3	37.4	45.0	26.6	25.0	61.8	62.5	28.5
Pr	4.81	6.04	2.72	3.69	5.54	7.25	3.17	2.93	6.65	7.14	4.11
Nd	21.10	24.60	10.00	13.40	22.40	25.80	11.30	12.00	22.40	22.20	14.5
Sm	4.16	4.69	1.87	3.05	3.85	4.84	2.07	2.08	3.19	3.11	2.19
Eu	1.16	1.23	0.615	0.807	1.350	0.979	0.665	0.774	0.71	0.648	0.594
Gd	3.04	3.71	1.42	2.55	3.22	3.57	1.84	1.65	2.51	2.50	1.66
Dy	2.45	2.25	1.52	1.93	2.03	2.98	0.97	1.00	1.22	1.02	0.74
Ho	0.484	0.450	0.335	0.326	0.418	0.605	0.220	0.182	0.219	0.197	0.162
Er	1.14	1.23	1.08	0.961	1.35	1.96	0.503	0.518	0.637	0.597	0.462
Tm	0.214	0.182	0.161	0.146	0.209	0.33	0.077	0.073	0.102	0.074	0.048
Yb	1.21	1.23	0.927	0.738	1.34	2.14	0.469	0.436	0.624	0.445	0.375
Lu	0.155	0.179	0.142	0.121	0.21	0.370	0.062	0.062	0.088	0.061	0.042
Th	2.47	3.19	4.31	2.26	2.23	5.76	1.96	2.40	8.13	8.44	1.99
U	0.334	0.422	1.03	0.200	0.184	1.09	0.430	0.506	1.66	1.34	0.508
La _N /Sm _N	2.62	2.91	3.60	2.99	3.06	3.16	4.35	3.87	5.92	6.46	4.57
Gd _N /Yb _N	2.03	2.44	1.24	2.79	1.94	1.35	3.17	3.06	3.25	4.54	3.58

Примечание. Содержания петрогенных элементов определены РФА в ОИГГ СО РАН, даны в весовых % и пересчитаны на сухой остаток; содержания редких элементов определялись методом ICP-MS в ИМГРЭ МПР, даны в мкг/г.

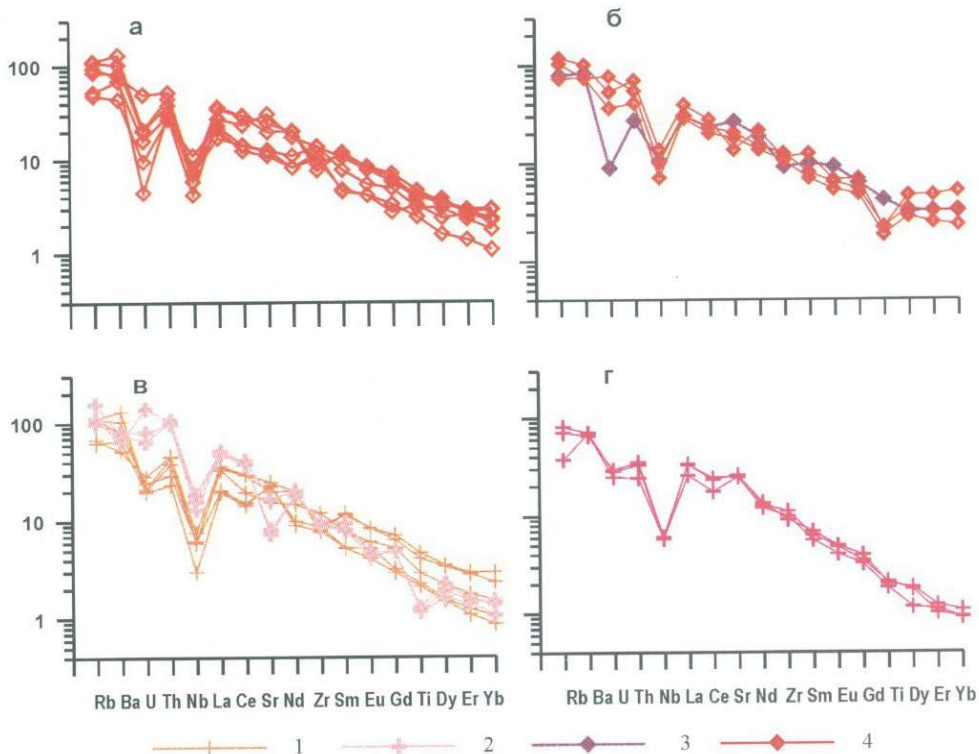


Рис. 1.23. Распределение редких и редкоземельных элементов (нормированы к примитивной мантии, Hofmann et al., 1988) в магматических породах известково-щелочной (БАДР) ассоциации Хизоваарской структуры

(а, в) – вулканические породы: 1 – дацит, 2 – риолит; (б, г) – plutонические породы: 3 – диорит, 4 – гранодиорит

адацитовых дацитов, риодацитов и трондьемитов, могло быть связано с 10%-ым плавлением метабазальтов в равновесии с $\text{Cpx}(45\%) + \text{Gar}(20\%) + \text{Pl}(30\%) + \text{Hbl}(5\%)$ реститом (рис. 1.24б), что указывает на зарождение расплавов на глубинах 45-60 км (Rapp, Watson, 1995). Высококремнистые риолиты могли образоваться при 40% дифференциации риодацитовых магм с фракционированием плагиоклаза(50%), роговая обманки(25%), кварца(20%) и ильменит(5%) (рис. 1.24в), что отвечает давлениям 0.2-1.0 кб при содержаниях воды в расплаве 4–9 вес.% (Prouteau et al., 1999).

Тектонические режимы формирования ТТГ-зеленокаменных поясов. Карельской ГЗО. Вопросы тектонических режимов формирования вулканогенно-осадочных толщ зеленокаменных поясов и их возрастных соотношений с сопряженными ТТГ гнейсами и гранитоидами играют

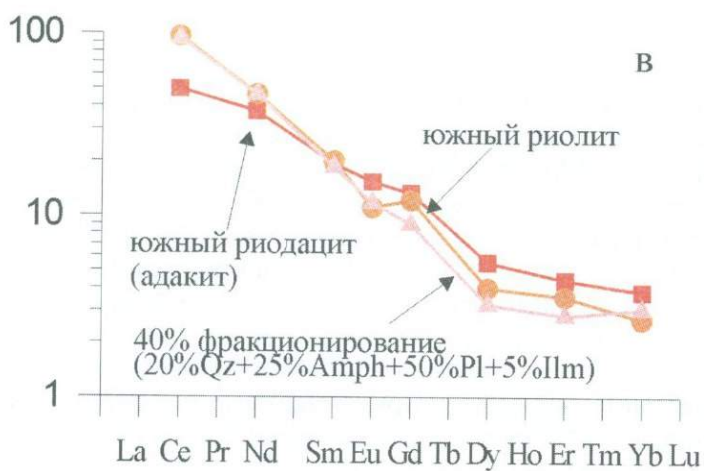
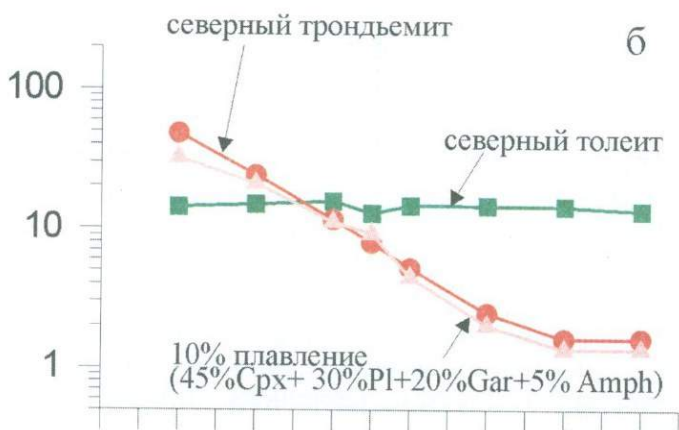
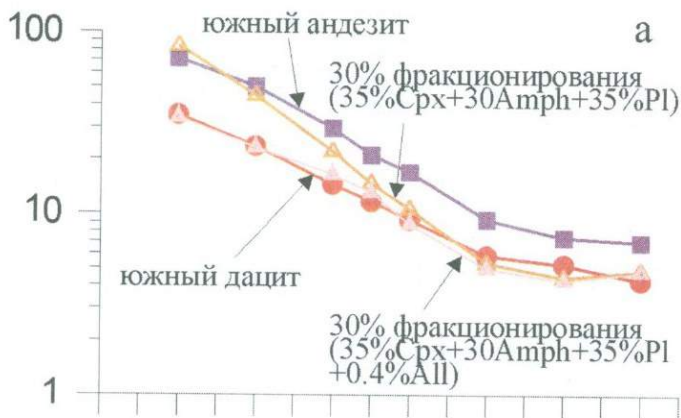


Рис. 1.24. Природные и модельные спектры распределения редкоземельных элементов (нормированы к хондриту C-1, Evensen et al., 1978) для пород известково-щелочной ассоциации Хизоваарской структуры

а – возможные пути кристаллизационной дифференциации в ряду андезиты – дациты АДР группы; б – частичное плавление толеитовых базальтов с образованием трондьемитов и дацитов с адакитовыми характеристиками; в – кристаллизационная дифференциация в ряду дациты – риолиты адакитовой группы

определяющую роль в расшифровке геологической эволюции Карельской ГЗО и являются предметом дискуссий. Долгое время зеленокаменные пояса Карелии рассматривались как рифтогенные структуры, сформировавшиеся при расколе маломощной сиалической коры под воздействием крупного мантийного плюма (Рыбаков, Куликов, 1985). В последние годы были получены данные в пользу формирования зеленокаменных поясов в обстановках конвергентных границ плит (Бибикова и др., 2003; Кожевников, 2000; Щипанский и др., 1999; Puchtel et al., 1999). Проведенные исследования дали новый комплекс данных в пользу островодужной природы ТТГ-зеленокаменных поясов.

Общей особенностью известково-щелочной ассоциации во всех структурах является присутствие в ее составе двух синхронных по времени петрогенетических серий: БАДР и адакитовой. Каждая из этих серий имеет аналоги в обстановках конвергентных границ плит фанерозоя. Субвулканические и плутонические породы адакитовой серии имеют многочисленные черты сходства с фанерозойскими адакитами (рис. 1.25), формирование которых связывается с частичным плавлением metabазальтов субдукцируемой океанической коры в равновесии с гранат-пироксен-амфибол-плагиоклазовым реститом (Drummond et al., 1996; Martin, 1999). Вулканические и плутонические породы БАДР или АДР групп имеют черты сходства с БАДР сериями фанерозойских островных дуг – продуктов плавления мантийного клина, интенсивно метасоматизированного флюидами и расплавами, отделившимися от субдукцированных океанических плит (рис. 1.25).

Близкие возрасты пород адакитовой и БАДР серий в каждой из структур предполагают, что их формирование происходило в рамках одного тектономагматического события. Пространственная обособленность двух магматических серий, возможно, отражает первичную латеральную зональность островных дуг, сформировавшихся в специфичных для архейского времени термальных режимов. Если температурные режимы в архейских зонах субдукции обеспечивали частичное плавление субдукцируемой океанической коры начиная с глубин 40–45 км (Martin, 1999), то генерация и становление адакитовых расплавов должно было происходить во фронтальных частях островных дуг. На больших глубинах адакитовые расплавы и флюиды перерабатывали ультраосновное вещество мантийного клина, инициируя зарождение расплавов, материнских для БАДР серии, поступление которых к поверхности происходило в удаленных от зоны субдукции тыловых частях островодужных построек (рис. 1.26).

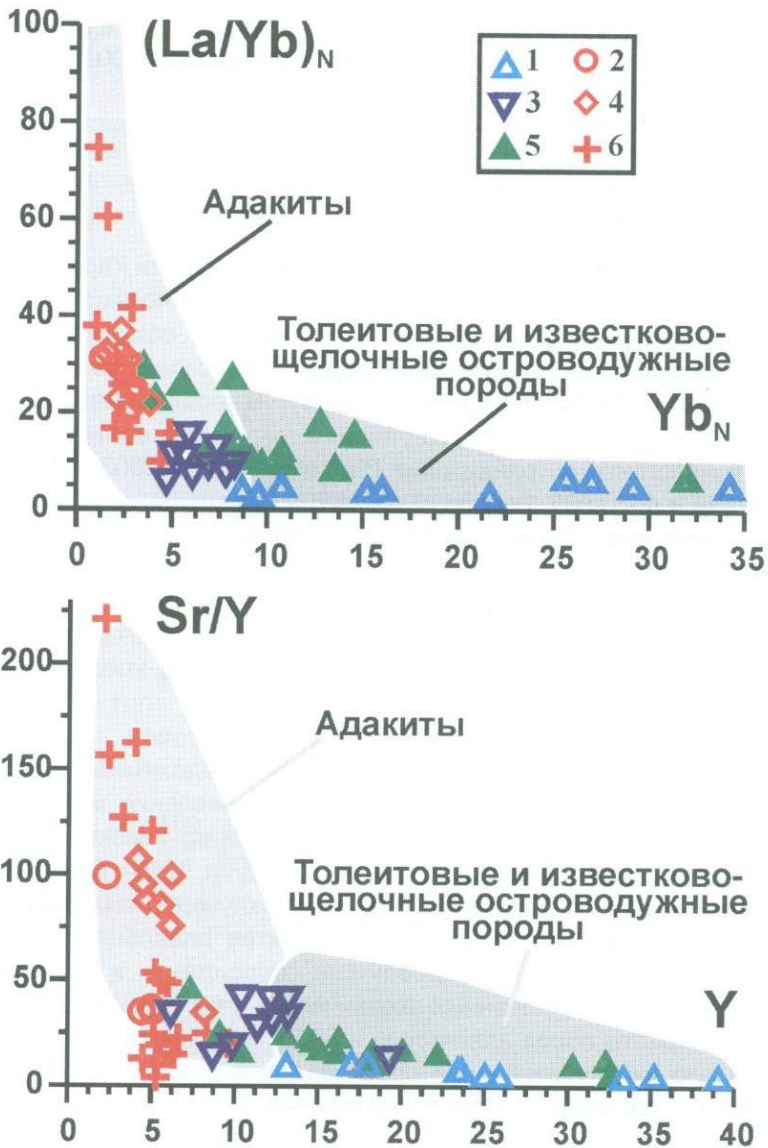


Рис. 1.25. Диаграммы $(La/Yb)_N - Yb_N$ и $Sr/Y - Y$ для магматических пород известково-щелочных ассоциаций зеленокаменных поясов Карельской ГЗО. Поля островодужных вулканитов БАДР и адакитовой серий фанерозоя по данным (Martin, 1999)

1-2 - Каменноозеская структура: вулканические породы БАДР (1) и адакитовой (2) групп;
 3-4 - Хизоваарская структура: вулканические и plutonic породы БАДР (3) и адакитовой (4) групп;
 5-6 - Костомукшская структура: вулканические и plutonic породы БАДР (5) и адакитовой (6) групп

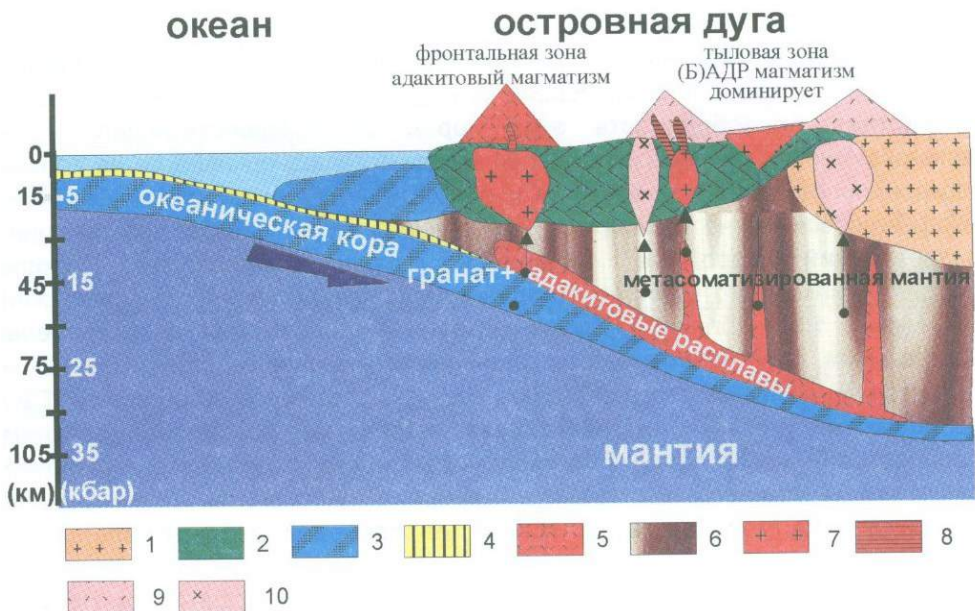


Рис. 1.26. Тектоническая модель формирования известково-щелочной ассоциации зеленокаменных поясов в обстановках конвергентных границ плит

1 – «дозеленокаменная» кислая кора или предшествующий островодужный комплекс; 2 – инициальная островная дуга или океаническое плато (ранняя толеитовая ассоциация зеленокаменных поясов; 3 – океаническая кора; 4 – пелагические осадки; 5 – адakitовый расплав, образовавшийся при плавлении metabазальтов субдуцированной океанической коры; 6 – мантийный клин, переработанный флюидами и адakitовыми расплавами; 7 – интрузивные адakitы; 8 – субвулканические адakitы; 9 – базальты, андезиты, дациты и риолиты БАДР группы; 10 – диориты и гранодиориты БАДР группы

Различия характеристик БАДР серий в разных зеленокаменных поясах, вероятно, обусловлены несколькими петрогенетическими процессами: (1) – добавка терригенной или хемогенной осадочной компоненты в туфы и туффиты, которую не удастся отделить в изученных метаморфизованных породах; (2) – степень и характер переработки мантийного клина с ведущей ролью либо флюида, что предполагается для Каменноозерской структуры, либо адakitовых расплавов, что следует предполагать для БАДР серии Хизоваарской структуры; (3) – разная степень контаминации мантийных расплавов древним кислым материалом, на что указывают изотопно-геохимические данные. Последнее предполагает, что в разных поясах островодужные вулкано-плутонические комплексы известково-щелочной ассоциации формировались на разном по составу фундаменте, которым служили как океаническая, так и континентальная кора.

Петрология и геохронология магматических пород «постзеленокаменного» комплекса. Постзеленокаменный этап эволюции

Карельской ГЗО знаменовался масштабной эндогенной активностью с внедрением разнообразных по составу интрузивных пород преимущественно гранитоидного состава в интервале времени от 2.74 до 2.69 млрд. лет. Возрастная обособленность этих пород от предшествующего ТТГ-зеленокаменного комплекса (2.78-2.94 млрд. лет) подчеркивается не только геохронологическими данными, но и геолого-структурными соотношениями, которые повсеместно фиксируют как минимум один эпизод деформации, разделяющий породные ассоциации этих комплексов. Породы постзеленокаменного комплекса неравномерно представлены в Карельской ГЗО (рис. 1.8). Вблизи ТТГ-зеленокаменных поясов они представлены небольшими пространственно разобценными массивами санукитоидов⁴ и гранитов и дайками лампрофиров. Наряду с этим, в Карельской ГЗО выделяются участки до нескольких тысяч км² с преобладающим распространением пород постзеленокаменного комплекса, включая санукитоиды, лампрофиры, граниты, габброиды и сиениты. Такие участки образуют субмеридиональную полосу от северной до центральной и, возможно, южной Карелии на протяжении как минимум 400 км (рис. 1.8) и могут представлять фрагменты батолитового пояса, или композит-батолита. Породы постзеленокаменного комплекса были изучены на нескольких участках (рис. 1.8): 1) западно-Карельская зона, Костомукшский зеленокаменный пояс (участок 20); 2) восточно-Карельская зона, Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс (участок 10); 3) центрально-Карельская гранитоидный композит-батолит, включая его северную часть (Пяозерский участок-19) и центральную часть (Ледозерско-Нюкозерский участки 21 и 24).

Гранитоиды санукитоидной серии (санукитоиды) являются главной компонентой постзеленокаменного комплекса на всех изученных участках (Самсонов и др., 2001, 2004). Среди супракрустальных толщ зеленокаменных поясов санукитоиды представлены небольшими (от 1 до 10 км²) дифференцированными диорит-гранодиоритовыми±граниты массивами с полифазным, часто концентрически зональным строением и гомодромной последовательностью внедрения фаз. Ранние диориты слагают периферические зоны массивов и встречаются в виде ксенолитов среди преобладающих по объему гранодиоритов и гранитов поздних фаз внедрения. В составе композит-батолита санукитоиды варьируют по составам от кварцевых диоритов до гранодиоритов ($\text{SiO}_2=63-68$ мас.%) и слагают площади в сотни км². По всем петрогеохимическим особенностям породы аналогичны неорархейским гранитоидам санукитоидной серии (Shirey, Hanson, 1984): высокая магнезиальность ($\text{Mg}\#$ от 0.45 до 0.56), повышенные концентрации Cr, Ni, щелочей, Ba, Sr, легких РЗЭ, Р, сильно фракционированные спектры РЗЭ ($(\text{La/Yb})_N$ от 18 до 44), отрицательные аномалии Nb, Ti и переменные аномалии

⁴ По петрогеохимическим характеристикам эти гранитоиды близки к миоценовым высоко-Mg# андезитам (санукитам) островодужного вулканического пояса Сетоучи, Япония (Shimoda et al., 1998)

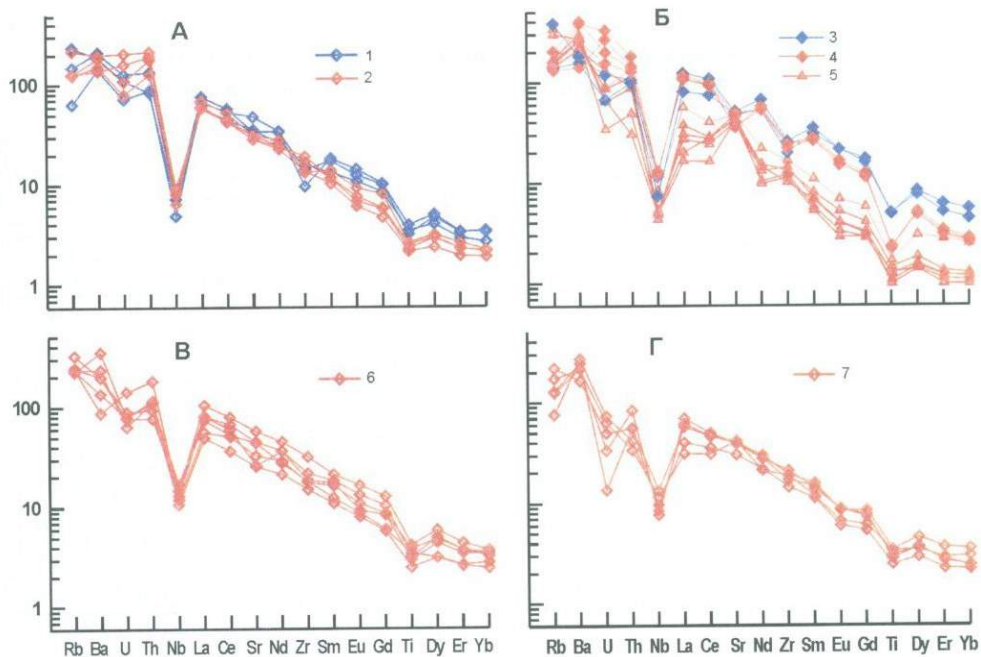


Рис. 1.27. Распределение редких и редкоземельных элементов (нормированы к примитивной мантии, Hofmann et al., 1988) в высоко-Мг диорит-гранодиоритовых (санукитоидных) интрузивных породах пост-зеленокаменного комплекса Карельской ГЗО

А – Костомукшская структура: 1 – диорит, 2 – гранодиорит; Б – Бергаульская структура: 3 – диорит, 4 – гранодиорит, 5 – гранит; В – Г – центрально-Карельский композит-батолит: В – Ледмозерский участок: 6 – гранодиорит; Г – Пяозерский участок: 7 – гранодиорит

Zr на мультиэлементных спайдер-диаграммах (рис. 1.27). Вариации составов гранитоидов их разных участках близки. С ростом концентраций SiO_2 от 55 до 72 вес. % в гранитоидах происходит снижение содержаний TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , P_2O_5 , V, Co, Sc, Y, тяжелых, средних и, в меньшей степени, легких лантаноидов, увеличение содержаний Nb, U, Th, Pb, Ba и степени фракционирования РЗЭ. Для Zr и редких щелочных элементов (Li, Rb, Cs) наблюдается рост концентраций в диоритах и снижение - в гранодиоритах. В гранитных составах при узком интервале вариаций SiO_2 (от 70 до 72 вес. %) наблюдается резкое уменьшение концентраций La, Yb, Zr, Sc и рост Ba и Sr (таблицы 1.11, 1.12). Главным петрогенетическим фактором вариаций составов санукитоидов, вероятно, служила кристаллизационная дифференциация. По результатам моделирования, эволюция диоритовых расплавов (SiO_2 от 55 до 63 вес. %) определялись фракционированием роговой обманки, плагиоклаза и клинопироксена. Переход к гранодиоритовым

Таблица 1.11

**Содержания главных элементов в плутонических породах
постзеленокаменного комплекса, Карельская ГЗО**

Участок	Костомукшский										
Порода	Диориты и гранодиориты								Дайки лампрофиров		
Образец	120	512	500-1	111	113	503	508	143	518-3	23/97	2/97
SiO ₂	54.9	58.1	61.2	62.6	64.9	67.8	68.7	69.2	51.8	56.3	56.3
TiO ₂	0.80	0.70	0.67	0.60	0.55	0.42	0.39	0.38	0.78	0.74	0.75
Al ₂ O ₃	16.5	16.6	16.1	16.2	16.0	15.5	15.0	15.0	19.5	13.9	17.8
Fe ₂ O ₃	9.03	7.79	6.71	5.93	5.27	3.64	3.61	3.71	8.98	8.97	9.35
MnO	0.15	0.17	0.15	0.14	0.14	0.14	0.14	0.12	0.08	0.17	0.16
MgO	5.50	3.93	3.19	2.86	2.58	1.63	1.49	1.51	6.56	7.13	3.25
CaO	7.90	6.36	5.47	5.18	4.71	3.22	3.10	2.84	4.65	8.38	6.41
Na ₂ O	3.63	3.70	3.39	3.64	3.41	3.97	4.02	5.42	5.00	1.43	1.91
K ₂ O	1.23	2.32	2.84	2.56	2.17	3.46	3.37	1.59	2.32	2.52	3.78
P ₂ O ₅	0.34	0.33	0.31	0.27	0.25	0.20	0.18	0.15	0.28	0.50	0.34
Mg#	0.55	0.50	0.48	0.49	0.49	0.47	0.45	0.45	0.59	0.61	0.41
Na ₂ O/K ₂ O	2.95	1.60	1.19	1.42	1.58	1.15	1.19	3.40	2.16	0.57	0.51
Na ₂ O+K ₂ O	4.86	6.02	6.23	6.20	5.58	7.44	7.38	7.02	7.32	3.95	5.69

Участок	Бергаульский							
Порода	Диориты, гранодиориты и граниты							Лампро- фир
Образец	К-17- 2/02	К-16/02	К-17-7/02	К-17-3/02	К-7/02	К-11/02	К-14/02	К-10- 2/02
SiO ₂	53.83	61.27	66.64	67.30	70.97	71.19	71.75	51.46
TiO ₂	0.96	0.73	0.44	0.43	0.26	0.27	0.22	1.31
Al ₂ O ₃	15.79	15.89	16.28	16.81	15.74	15.65	15.50	17.37
Fe ₂ O ₃	9.31	6.00	3.03	2.57	1.74	1.90	1.53	10.15
MnO	0.18	0.14	0.14	0.14	0.12	0.14	0.13	0.17
MgO	6.36	5.40	1.84	1.39	0.87	0.97	0.66	5.46
CaO	5.81	2.60	2.67	2.65	2.12	2.10	1.99	6.32
Na ₂ O	2.77	4.55	4.75	4.85	5.05	5.33	4.83	4.29
K ₂ O	4.36	2.97	4.04	3.69	3.00	2.36	3.30	2.97
P ₂ O ₅	0.62	0.43	0.18	0.18	0.13	0.10	0.09	0.51
Mg#	0.57	0.64	0.55	0.52	0.50	0.50	0.46	0.52
Na ₂ O/K ₂ O	0.64	1.53	1.18	1.31	1.68	2.26	1.46	1.45
Na ₂ O+K ₂ O	7.14	7.52	8.79	8.54	8.05	7.69	8.13	7.25

Участок	Ледозеро-Нюозеро				Пяозеро				
	Гранодиориты			Лампро-фир	Гранодиориты				Лампро-фир
Образец	К-47-1/01	К-49-1/01	К-47-3/01	39-4/00	К-37-1/02	К-41-1/02	К-44-5/02	К-43/02	К-41-2/02
SiO ₂	63.34	66.62	67.02	60.15	62.04	63.30	66.11	66.64	57.35
TiO ₂	0.65	0.44	0.49	1.35	0.56	0.57	0.51	0.48	0.90
Al ₂ O ₃	16.28	15.60	16.10	16.36	16.71	16.05	15.39	15.16	18.11
Fe ₂ O ₃	6.02	4.88	4.84	7.64	5.61	5.42	4.86	4.38	7.20
MnO	0.14	0.13	0.13	0.14	0.14	0.15	0.14	0.15	0.15
MgO	3.25	2.54	2.32	2.18	3.67	2.94	2.40	2.06	2.59
CaO	4.80	2.87	3.63	4.13	4.43	4.16	3.96	3.69	4.76
Na ₂ O	3.02	3.02	3.22	3.72	3.23	4.30	3.97	3.68	4.95
K ₂ O	2.24	3.71	2.05	3.76	3.39	2.89	2.46	3.59	3.30
P ₂ O ₅	0.25	0.17	0.19	0.57	0.23	0.21	0.19	0.17	0.69
Ппп	0.44	0.93	0.72	1.08	1.65	1.13	1.07	0.93	1.37
Mg#	0.52	0.51	0.49	0.36	0.56	0.52	0.49	0.48	0.42
Na ₂ O/K ₂ O	1.35	0.81	1.57	0.99	0.95	1.49	1.62	1.03	1.50
Na ₂ O+K ₂ O	5.26	6.73	5.28	7.48	6.61	7.19	6.43	7.26	8.25

Участок	Пяозеро						Пяозеро	Нюозеро		
	Сиениты			Габброиды				Граниты		
Образец	К-27/02	К-32-1/02	К-32-2/02	РУ-703/4	К-40-1/02	РУ-703/5	К-32-3/02	43/00	30-2/00	39-3/00
SiO ₂	57.81	54.29	53.69	47.16	47.20	48.40	73.62	72.47	75.88	71.98
TiO ₂	0.81	0.83	0.70	0.73	1.85	1.37	0.13	0.36	0.15	0.39
Al ₂ O ₃	18.08	17.85	19.11	10.25	13.14	16.82	14.10	14.69	13.73	14.82
Fe ₂ O ₃	6.01	8.43	7.66	11.76	11.39	11.46	1.44	2.39	1.34	2.44
MnO	0.16	0.17	0.17	0.19	0.17	0.17	0.13	0.12	0.11	0.12
MgO	2.31	4.48	3.68	17.52	11.96	6.34	0.19	0.47	0.17	0.58
CaO	4.71	7.00	7.27	8.02	10.15	8.34	0.90	1.57	2.12	1.25
Na ₂ O	5.98	4.63	4.81	0.00	1.65	3.83	4.56	2.83	3.94	3.57
K ₂ O	3.53	1.94	2.59	4.07	2.34	2.58	4.87	4.99	2.51	4.73
P ₂ O ₅	0.59	0.37	0.31	0.30	0.15	0.69	0.06	0.11	0.05	0.12
Mg#	0.43	0.51	0.49	0.75	0.68	0.52	0.21	0.28	0.20	0.32
Na ₂ O/K ₂ O	1.70	2.38	1.86	0.00	0.71	1.48	0.94	0.57	1.57	0.75
Na ₂ O+K ₂ O	9.51	6.57	7.40	4.07	4.00	6.40	9.43	7.82	6.44	8.30

Примечание. Содержания петрогенных элементов определены методом рентгено-флюоресцентного анализа в ОИГГ СО РАН, даны в весовых % и пересчитаны на сухой остаток и приведены к 100% суммы

Содержания редких элементов в плутонических породах

Участок	Костомукшский										
	Порода	Диориты и гранодиориты								Дайки лампрофиров	
Образец		120	512	500-1	111	113	503	508	143	518-3	23/97
Li	22.0	38.7	29.4	н/о	27.5	23.3	17.3	26.9	53.7	41.4	52.2
Be	н/о	1.14	1.30	н/о	н/о	1.82	1.75	1.78	1.16	н/о	н/о
Sc	20.6	16.0	13.5	н/о	9.66	7.65	7.06	7.04	16.1	26.9	20.3
V	185	148	124	н/о	83.4	69.1	63.7	61.2	159	148	118
Cr	52.0	54.9	37.8	н/о	28.5	55.7	45.6	42.3	110	299	16.4
Co	25.3	18.7	13.0	н/о	11.1	7.66	8.87	7.48	20.1	30.2	18.4
Ni	32.6	37.9	27.7	н/о	20.8	35.3	28.1	26.2	50.2	61.9	9.22
Cu	11.4	28.1	45.4	н/о	26.7	13.1	4.88	5.39	6.17	49.9	29.8
Zn	77.6	73.3	69.4	н/о	49.0	47.4	44.7	25.4	78.5	93.4	82.2
Rb	34.1	67.2	82.4	н/о	65.9	107	118	68.6	58.6	97.0	132
Sr	872	716	621	н/о	566	548	525	517	314	527	598
Y	14.8	16.5	16.7	н/о	9.86	10.6	10.2	8.92	13.2	18.8	18.4
Zr	93.5	139	161	н/о	128	160	149	132	109	127	122
Nb	3.01	4.06	5.01	н/о	3.94	5.82	5.77	5.30	4.51	5.61	5.61
Mo	н/о	1.01	1.29	н/о	н/о	0.48	2.78	0.91	2.51	н/о	н/о
Cs	5.47	7.83	5.83	н/о	5.26	5.36	6.39	5.26	21.9	2.65	6.48
Ba	860	1166	1037	н/о	918	1186	1157	825	786	682	989
La	41.0	50.5	48.3	42.3	42.4	36.6	35.0	35.3	26.1	34.3	41.6
Ce	85.4	99.6	96.5	81.8	82.8	75.0	66.3	67.6	57.7	68.1	74.8
Pr	10.1	11.1	10.7	н/о	8.87	8.24	7.25	7.45	6.73	8.32	9.38
Nd	40.7	41.9	41.3	33.6	33.3	29.7	26.4	26.6	26.5	31.8	36.8
Sm	7.04	6.65	6.78	5.33	5.32	4.60	4.01	3.93	4.81	5.86	6.09
Eu	2.07	1.57	1.43	1.29	1.33	1.04	0.95	0.87	1.36	1.61	1.53
Gd	5.27	4.47	4.45	3.41	4.08	2.95	2.76	2.37	3.67	5.15	5.02
Tb	0.66	0.55	0.57	н/о	0.48	0.36	0.34	0.30	0.48	0.63	0.57
Dy	3.17	2.80	2.85	2.14	1.97	1.84	1.69	1.48	2.65	3.19	3.09
Ho	0.56	0.53	0.55	н/о	0.38	0.34	0.33	0.28	0.52	0.62	0.61
Er	1.39	1.42	1.50	1.10	1.07	0.93	0.91	0.79	1.40	1.80	1.81
Tm	0.23	0.20	0.21	н/о	0.15	0.14	0.14	0.12	0.20	0.24	0.28
Yb	1.37	1.26	1.33	1.00	0.90	0.89	0.87	0.77	1.28	1.76	1.53
Lu	0.19	0.19	0.21	н/о	0.12	0.14	0.14	0.12	0.19	0.29	0.22
Hf	2.40	3.47	4.33	н/о	3.19	4.32	4.11	3.69	2.71	3.14	2.41
Ta	0.19	0.27	0.38	н/о	0.94	0.66	0.66	0.58	0.36	0.37	0.29
Pb	12.8	18.7	23.3	н/о	7.95	21.5	26.4	7.9	15.2	11.2	14.0
Th	7.16	11.9	12.8	н/о	10.3	15.1	15.9	15.6	2.80	14.1	7.50
U	1.46	2.18	1.82	н/о	1.60	3.72	3.20	3.23	1.08	5.05	1.76
La _N /Yb _N	20.2	27.0	24.5	28.6	31.7	27.9	27.1	32.6	13.8	18.4	13.2
La _N /Sm _N	3.67	4.78	4.49	5.00	5.02	5.01	5.50	5.65	3.41	4.30	3.69
Gd _N /Yb _N	3.11	2.86	2.71	2.76	3.66	2.69	2.56	2.58	2.32	2.65	2.36
Eu/Eu*	1.04	0.88	0.80	0.93	0.87	0.86	0.88	0.92	0.99	0.85	0.90

постзеленокаменного комплекса, Карельская ГЗО

Участок	Бергаульский							Лампро-фир
	Порода	Диориты, гранодиориты и граниты						
Образец		K-17-2/02	K-16/02	K-17-7/02	K-17-3/02	K-7/02	K-11/02	K-14/02
Li	143.1	71.7	60.4	50.4	47.3	130.7	55.0	210.6
Be	3.50	2.52	3.32	3.02	1.65	3.77	2.07	1.98
Sc	16.74	10.21	4.52	4.74	3.18	4.02	2.61	15.92
V	147.26	95.04	42.56	45.50	36.49	39.26	32.98	171.92
Cr	120.47	103.25	58.20	46.59	42.97	48.45	36.66	20.53
Co	20.80	18.07	4.86	2.00	3.68	4.67	3.29	27.05
Ni	81.94	69.25	31.51	31.32	26.62	31.58	25.23	26.01
Rb	205.7	116.1	108.3	78.7	88.8	180.8	75.9	128.4
Sr	928.6	358.7	835.6	645.0	786.0	849.9	719.5	912.2
Y	28.99	17.46	16.35	15.63	6.17	17.38	5.25	24.89
Zr	248.6	214.8	232.4	232.5	126.8	159.5	137.3	184.5
Nb	7.17	8.79	7.57	7.96	3.09	5.08	3.22	8.08
Cs	31.73	16.23	7.84	4.48	5.38	16.00	6.00	15.06
Ba	1113	1121	2406	2284	1545	1321	1295	995
La	75.52	44.05	67.41	64.30	18.55	34.31	16.45	58.35
Ce	172.30	123.63	145.32	145.40	43.28	63.59	38.36	139.47
Pr	20.30	13.50	17.09	16.71	4.89	7.29	4.30	17.29
Nd	78.93	50.36	63.91	61.95	17.91	25.84	15.34	69.83
Sm	13.48	9.56	10.20	9.98	3.05	4.17	2.68	12.61
Eu	3.13	2.38	2.14	2.18	0.75	0.98	0.57	2.97
Gd	8.84	5.81	6.03	5.79	2.02	2.88	1.63	8.26
Tb	1.08	0.68	0.68	0.65	0.24	0.35	0.20	0.99
Dy	5.32	3.28	3.08	3.01	1.15	1.88	0.98	4.95
Ho	0.98	0.60	0.53	0.52	0.21	0.38	0.18	0.87
Er	2.56	1.55	1.29	1.23	0.54	1.12	0.49	2.10
Tm	0.37	0.23	0.19	0.18	0.08	0.16	0.07	0.29
Yb	2.28	1.41	1.08	1.08	0.52	1.00	0.48	1.64
Lu	0.33	0.21	0.16	0.16	0.09	0.17	0.08	0.23
Hf	6.24	5.38	6.15	6.66	3.38	4.52	3.92	4.74
Ta	0.30	0.49	0.47	0.51	0.23	0.29	0.25	0.53
Th	8.71	14.10	11.29	14.59	3.93	10.77	7.26	6.45
U	2.42	3.10	4.01	6.59	0.69	1.80	2.67	2.18
La _N /Yb _N	22.39	21.02	42.02	40.21	24.24	23.09	23.19	24.08
La _N /Sm _N	3.53	2.90	4.16	4.06	3.83	5.18	3.86	2.91
Gd _N /Yb _N	3.14	3.32	4.50	4.34	3.17	2.32	2.75	4.08
Eu/Eu*	0.88	0.98	0.83	0.88	0.92	0.87	0.84	0.89

Участок	Ледозеро-Нюкозеро				Пяозеро				
	Порода	Гранодиориты			Лампрофир	Гранодиориты			
Образец	К-47-1/01	К-49-1/01	К-47-3/01	39-4/00	К-37-1/02	К-41-1/02	К-44-5/02	К-43/02	К-41-2/02
Li	66.2	109.1	90.0	60.8	13.8	34.6	17.6	15.2	33.2
Be	2.16	3.17	2.40	2.86	2.24	2.11	1.45	1.44	3.23
Sc	17.38	10.99	13.01	15.18	11.63	11.96	12.16	14.53	7.75
V	121.21	82.98	99.20	125.75	101.77	102.42	92.61	77.32	93.39
Cr	129.22	121.51	105.77	62.17	145.94	112.71	108.25	81.36	30.66
Co	18.04	13.94	15.10	17.97	17.58	15.97	13.95	9.28	15.09
Ni	46.42	37.26	36.94	25.79	61.89	53.57	47.34	37.13	21.04
Rb	123.2	171.6	126.4	214.7	66.9	115.6	91.6	68.9	87.2
Sr	584.5	453.3	467.0	747.8	735.6	700.6	693.3	740.1	932.7
Y	17.12	12.58	15.67	30.91	11.47	17.17	12.72	12.36	17.81
Zr	167.2	143.5	176.4	803.2	176.6	180.2	199.2	159.2	378.9
Nb	7.32	6.53	7.95	32.66	7.02	8.09	4.66	5.16	16.38
Cs	6.98	11.19	10.65	2.87	0.61	3.28	1.87	0.68	1.67
Ba	817	1182	525	1424	1279	989	1278	1465	1613
La	33.98	29.66	48.95	174.73	18.83	34.67	42.14	37.07	85.30
Ce	79.67	57.55	94.53	321.41	48.33	72.73	78.28	72.25	200.10
Pr	8.82	6.60	11.66	32.89	6.04	9.11	8.74	8.37	23.79
Nd	33.88	24.84	42.46	121.89	24.50	34.82	32.13	32.49	90.51
Sm	6.18	4.14	6.57	19.01	4.42	5.92	5.26	5.56	13.90
Eu	1.56	1.14	1.33	3.29	0.95	1.20	1.25	1.25	3.35
Gd	4.37	2.90	4.20	12.61	3.06	4.26	3.70	3.89	7.89
Tb	0.58	0.37	0.53	1.52	0.40	0.54	0.45	0.47	0.86
Dy	3.01	1.95	2.74	6.35	2.19	2.84	2.28	2.32	3.69
Ho	0.60	0.40	0.55	1.02	0.43	0.55	0.42	0.42	0.59
Er	1.52	1.05	1.40	2.45	1.17	1.49	1.12	1.09	1.43
Tm	0.22	0.16	0.21	0.29	0.20	0.22	0.16	0.16	0.18
Yb	1.41	0.99	1.40	1.97	1.22	1.43	0.97	0.98	1.05
Lu	0.20	0.15	0.21	0.28	0.19	0.22	0.16	0.15	0.16
Hf	4.63	4.04	5.21	17.09	4.43	4.56	4.97	4.13	7.89
Ta	0.45	0.52	0.72	2.04	0.54	0.41	0.25	0.17	0.70
Th	8.86	7.50	14.67	19.98	2.71	4.44	6.69	4.50	13.83
U	1.58	1.79	2.85	1.27	1.27	1.00	0.67	0.27	2.27
La _N /Yb _N	16.32	20.17	23.58	59.95	10.42	16.32	29.18	25.42	54.85
La _N /Sm _N	3.46	4.51	4.69	5.79	2.68	3.69	5.05	4.20	3.86
Gd _N /Yb _N	2.51	2.36	2.42	5.18	2.03	2.40	3.07	3.19	6.07
Eu/Eu*	0.92	1.01	0.78	0.65	0.79	0.73	0.86	0.83	0.98

Участок	Пяозеро						Пяозеро	Нюкозеро			
Порода	Сиениты			Габброиды			Граниты				
Образец	К-27/02	К-32-1/02	К-32-2/02	РУ-703/4	К-40-1/02	РУ-703/5	К-32-3/02	43/00	30-2/00	39-3/00	
Li	31.3	16.6	9.4	36.2	24.1	23.2	0.7	26.1	28.7	20.1	
Be	2.07	2.14	2.70	1.15	1.12	2.31	3.25	1.80	1.23	2.42	
Sc	4.81	16.79	12.59	19.37	48.32	21.06	2.37	7.22	2.93	3.35	
V	77.84	147.73	120.40	138	312	171	10.67	29.12	5.67	35.83	
Cr	23.36	91.51	70.43	1553	242	105	33.00	30.63	29.64	33.18	
Co	13.44	25.37	19.18	67.65	55.32	33.40	1.29	4.80	2.22	7.13	
Ni	24.03	47.34	30.99	840.34	268.18	60.22	19.71	18.06	19.47	16.98	
Rb	86.4	51.5	32.0	128.3	78.8	68.2	65.6	176.5	54.2	124.7	
Sr	1318.4	1056.6	2772.4	120.1	619.1	1185.4	103.5	284.6	228.2	587.5	
Y	11.57	20.62	15.02	14.79	20.95	24.26	12.72	22.39	4.40	5.44	
Zr	145.0	190.8	159.1	87.8	47.5	146.3	115.3	444.2	127.9	318.9	
Nb	12.73	10.68	11.87	5.40	1.10	1.65	14.79	12.15	5.39	6.88	
Cs	2.23	1.27	0.32	2.49	1.54	1.01	0.18	1.41	0.41	0.99	
Ba	1484	721	1709	790	475	1330	513	1802	723	1600	
La	60.90	50.58	42.37	24.47	15.80	87.44	24.38	118.20	54.36	87.11	
Ce	140.51	111.04	107.21	59.34	43.06	212.95	50.00	259.30	98.54	193.88	
Pr	16.38	13.28	14.65	7.44	6.52	26.34	5.41	21.08	9.26	14.50	
Nd	60.50	49.77	56.81	29.32	31.51	99.81	18.03	74.41	31.29	49.53	
Sm	9.02	8.28	8.46	5.29	7.34	14.69	3.20	10.96	4.16	4.79	
Eu	2.37	2.18	2.11	1.17	1.94	3.28	0.47	1.81	1.18	1.50	
Gd	5.05	5.43	5.09	3.68	5.79	8.41	2.13	7.46	2.49	2.66	
Tb	0.58	0.69	0.60	0.50	0.75	1.01	0.31	0.98	0.31	0.39	
Dy	2.61	3.50	2.90	2.59	4.05	4.73	1.75	4.04	0.90	0.89	
Ho	0.44	0.68	0.52	0.50	0.75	0.83	0.36	0.75	0.13	0.17	
Er	1.10	1.83	1.26	1.33	1.84	1.98	1.04	1.75	0.25	0.35	
Tm	0.15	0.26	0.18	0.18	0.25	0.27	0.17	0.24	0.03	0.06	
Yb	0.88	1.77	1.06	1.18	1.46	1.55	1.21	1.73	0.21	0.43	
Lu	0.13	0.27	0.16	0.17	0.20	0.22	0.19	0.27	0.03	0.07	
Hf	3.47	4.78	3.77	2.47	1.77	3.45	4.34	10.28	3.82	8.19	
Ta	0.61	0.54	0.34	0.33	0.03	0.02	1.51	0.65	0.55	0.12	
Th	4.10	3.92	2.81	2.97	1.77	1.71	21.23	35.31	15.82	22.75	
U	1.01	1.47	1.02	0.65	0.53	0.29	2.65	1.98	1.43	0.82	
La _N /Yb _N	46.87	19.34	27.11	14.04	7.32	37.98	13.61	46.23	171.70	136.83	
La _N /Sm _N	4.25	3.85	3.15	2.91	1.36	3.75	4.79	6.79	8.23	11.46	
Gd _N /Yb _N	4.65	2.49	3.90	2.53	3.21	4.37	1.43	3.49	9.40	5.01	
Eu/Eu*	1.07	0.99	0.98	0.81	0.91	0.90	0.55	0.61	1.13	1.28	

Содержания редких элементов определялись методом индукционно связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием в ИМГРЭ МПР, даны в мкг/г, n/o - элемент не определялся

магмам (SiO_2 более 66 вес. %) отвечал смене минерального состава кумулуса: плагиоклаз + роговая обманка + биотит + апатит. В гранитных магмах появление кварца в составе фракционирующих фаз ограничивало рост SiO_2 в расплавах при изменении их геохимических характеристик (Самсонов и др., 2004). По данным U-Pb изотопного датирования цирконов внедрение санукитоидных массивов в разных частях Карельской области происходило в разное время. В восточно-Карельской зоне среди пород Ведлозерско-Сегозерского пояса массивы внедрялись в интервале времени 2744-2737 млн. лет назад. В западно-Карельской зоне санукитоиды внедрялись в толще Костомукшского пояса 2715 ± 5 млн. лет назад. Разновозрастность санукитоидов устанавливаются и в центрально-Карельском композит-батолите: 2704 ± 3 млн. лет на Ледозерском участке и 2724 ± 8 млн. лет на Пяозерском участке (сводка в работе Бибикова и др., 2003).

Дайки лампрофиров по структурно-текстурным особенностям и минеральному составу близки к диоритам санукитоидных массивов. По составам дайки отвечают субщелочным ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4.0-7.3$) калиевым и калий-натровым андезито-базальтам и андезитам ($\text{SiO}_2 = 53-62$ мас.%), обогащены Ba, Sr и легкими РЗЭ и близки к фанерозойским лампрофирам (Лобач-Жученко и др., 2000). По геохимии породы разделяются на два типа. Высоко-Mg# лампрофиры ($\text{MgO} = 3.0-8.7$ мас.%, $\text{Mg\#} = 0.48-0.61$) обогащены Cr ($83-299$ мкг/г), имеют умеренные содержания Ti, Zr, P, Nb и легких РЗЭ и близки к диоритам санукитоидных массивов. Низко-Mg# лампрофиры ($\text{MgO} = 3.4-4.2$ мас.%, $\text{Mg\#} = 0.38-0.42$) имеют более низкие содержания Cr, Ni, Co, резко обогащены Ti, P, Zr, Nb и РЗЭ с сильно фракционированными спектрами $(\text{La/Yb})_N$ до 60 (таблицы 1.11, 1.12, рис. 1.28а). Геохимические различия лампрофиров двух групп при сходстве содержаний многих петрогенных и редких элементов свидетельствуют о их образовании за счет разных степеней плавления различных по геохимическим характеристикам источников. Высоко-Mg# лампрофиры не датированы. Однако их геохимическое сходство с диоритовыми фазами санукитоидных массивов позволяет предполагать комагматичность, и соответственно одновозрастность этих групп пород. Возраст низко-Mg# лампрофира из композит-батолита Ледозерского участка 2694 ± 10 млн. лет (Бибикова и др., 2005).

Сиениты изучены в нескольких небольших массивах на Пяозерском участке. По составу это кремнистые ($\text{SiO}_2 = 54-58$ мас.%), высокоглиноземистые ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 18-19$ мас.%), субщелочные ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.5-9.5$ мас.%) породы натрового ряда ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.7-2.4$), с повышенной магнезиальностью ($\text{Mg\#} = 0.43-0.51$ при $\text{MgO} = 2.3-4.5$ мас.%), резко обогащенные Ba, Sr, повышенными содержаниями Nb ($11-13$ мкг/г) и сильно фракционированными спектрами РЗЭ ($(\text{La}_N/\text{Yb}_N) = 19-47$) (таблицы 1.11, 1.12, рис. 1.28б). По многим характеристикам сиениты аналогичны высоко-Mg# лампрофирам.

Габброиды постзеленокаменного комплекса представлены главным образом в составе композит-батолита и слагают крупные пластовые силлы среди гранитоидов санукитоидной серии. Неоднородность составов

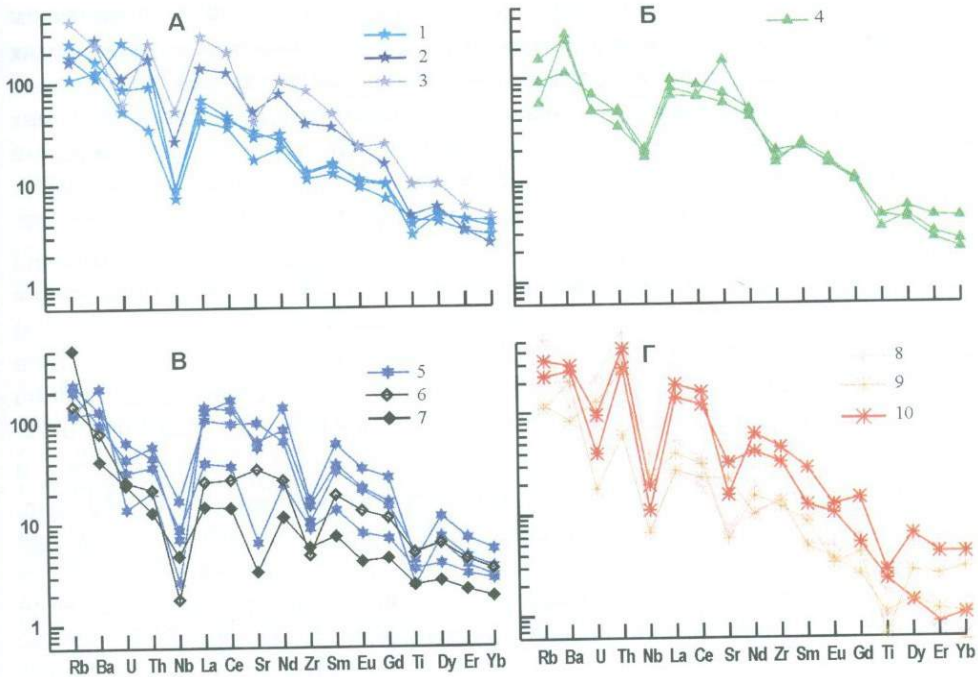


Рис. 1.28. Распределение редких и редкоземельных элементов (нормированы к примитивной мантии, Hofmann et al., 1988) в интрузивных породах пост-зеленокаменного комплекса Карельской ГЗО

(а) лампрофиры: 1 – Костомукшский участок, 2 – Пяозерский участок, 3 – Нюкозерский участок; (б) сиениты: 4 – Пяозерский участок; (в) габброиды: 5 – Позерский участок, 6, 7 – дифференцированный силл габбро: 6 – внутренняя часть, 7 – краевая часть; (г) граниты: 8 – Костомукшский участок, 9 – Пяозерский участок, 10 – Нюкозерский участок

габброидов по MgO (12-21 мас.%), Al₂O₃ (7.7-13 мас.%), Sr и Ni, вероятно, отражает дифференциацию исходной базитовой магмы в объеме тел с частичным разделением клинопироксенового и плагиоклазового кумулуса. В целом по химическому составу габбро – низко кремнистые субщелочные породы с калиевой спецификой и концентрациями Ba, Sr и особенно легких РЗЭ часто выше, чем во вмещающих санукитоидах (таблицы 1.11, 1.12, рис. 1.28в).

Граниты широко представлены на всех изученных участках и слагают различные по размерам (от 1-2 до 100 км²) массивы и протяженные пластообразные тела мощностью от 1-2 до n*10 метров. Мелко- и среднезернистые текстуры и часто проявленные порфировидные структуры указывают на небольшие глубины становления гранитных интрузий. При общем петрохимическом сходстве (высокая глиноземистость, низкая

магнезиальность и умеренная щелочность с $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 1$), по геохимическим характеристикам граниты неоднородны и разделяются на три геохимических типа. Граниты первого типа преобладают по объему и слагают как крупные массивы, так и небольшие по мощности пластообразные тела. Для них характерны повышенные концентрации Ti, Zr, Nb, PЗЭ, умеренно фракционированные спектры тяжелых лантаноидов ($(\text{La}/\text{Sm})_N = 4.8-5.6$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1.4-1.5$), резкие отрицательные аномалии Eu ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*) = 0.48-0.55$), Sr, слабые отрицательные аномалии Nb и положительные аномалии Zr (таблицы 1.11, 1.12, рис. 1.28r). Эти граниты, вероятно, образовались за счет плавления кислых пород в равновесии с плагиоклаз-содержащим, но безгранатовым реститом, т.е. на небольших (<20-25 км) глубинах. Граниты второго типа слагают крупные массивы и отличаются от гранитов-1 сильно фракционированными спектрами PЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 136-172$, $(\text{La}/\text{Sm})_N = 8-12$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 5-9$), низкими концентрациями тяжелых лантаноидов и положительными аномалиями Eu ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*) = 1.1-1.4$) (таблицы 1.11, 1.12, рис. 1.28r). Такие особенности гранитов-2 предполагают их образование при плавлении корового источника в равновесии с гранат-содержащим реститом (глубины >30 км). Граниты третьего типа, встреченные только в виде небольших массивов, имеют низкие концентрации Ti, Zr, Nb, PЗЭ, сильно обедненные спектры тяжелых лантаноидов, резкие отрицательные аномалии Nb, небольшие отрицательные аномалии Sr и положительные аномалии Eu и Zr. По всем геохимическим характеристикам эти граниты близки к самым кислым членам санукитоидных массивов и могут представлять их крайние дифференциаты.

Петрология и тектонические режимы магматизма постзеленокаменного этапа Карельской ГЗО. Индикаторной петрогенетической группой пород, представленной на всех изученных участках, являются высокомагнезиальные субщелочные гранитоиды санукитоидного ряда, с которыми могут быть также генетически связаны близкие по геохимическим характеристикам магнезиальные лампрофиры, габброиды, сиениты и некоторые граниты. При обсуждении вопросов петрогенезиса и тектонических режимов проявления санукитоидного магматизма главная задача - расшифровка механизмов, которые обеспечивали сочетание в санукитоидах высокой магнезиальности, повышенных содержаний MgO, Cr, Ni и Co и одновременно обогащение литофильными элементами, особенно Ba, Sr и легкими PЗЭ. Анализ данных показывает, что образование санукитоидных расплавов только за счет контаминации мантийных магм кислым коровым материалом маловероятно. Действительно, санукитоиды всех изученных участков обогащены литофильными элементами, включая Sr, Ba и легкие PЗЭ, уровни содержаний которых превосходят таковые в более ранних ТТГ-гранитоидах – главной компоненты коры на период внедрения санукитоидов.

Ряд исследователей связывают образование магнезиальных санукитоидных расплавов с плавлением мантийного источника, обогащенного

флюидами и расплавами на более ранних стадиях формирования ТТГ-зеленокаменных комплексов в обстановках конвергентных границ плит (Kusky, Polat, 1999; Stevenson et al., 1999; Smithies, Champion, 2000). В качестве расплавов, которые добавлялись в архейскую мантию, рассматриваются синтетектонические ТТГ-гранитоиды с адакитовыми характеристиками. Имеющиеся данные не противоречат применимости такой модели и для Карельской ГЗО. По результатам моделирования наиболее примитивные санукитоиды могли образоваться при 34%-ом плавлении смеси вещества примитивной мантии (65%) и среднего состава ТТГ-гранитоидов (35%) в равновесии с ортопироксен(91%) - клинопироксеновым(9%) реститом (Самсонов и др., 2004). Отметим, что проведенные расчеты имеют качественный уровень, поскольку невозможно учесть многие факторы, которые могли бы влиять, и, вероятно, влияли, на геохимическую специфику обогащенного мантийного субстрата. Так, в модели не учтены: (1) неоднородность мантии при обогащении расплавами и флюидами и, соответственно, возможный вклад этой неоднородности при плавлении; (2) геохимическая специфика процессов обогащения мантии флюидами; (3) вклад расплавов, образовавшихся при частичном плавлении субдуцируемых осадков. Соответственно, полученная в наших расчетах оценка вклада кислой расплавной компоненты в мантийный источник санукитоидов может быть завышена.

Последовательность и тектонические условия формирования континентальной коры Карельской ГЗО. Возрастные, петрологические и тектонические реконструкции для породных комплексов каждого из этапов архейской эволюции Карельской ГЗО позволяют обсудить общий механизм роста архейской континентальной коры этой области.

Для раннего «дозеленокаменного» этапа (>3.1 млрд. лет) информация о тектонических режимах роста коры остается ограниченной. На основании полученных данных для ТТГ-гнейсов Водлозерского блока можно лишь говорить, что формирование древней континентальной коры Карельской ГЗО происходило при плавлении метабазитового субстрата в равновесии с гранат-содержащим реститом на глубинах >40 км.

Второй «ТТГ-зеленокаменный» этап (2.94-2.80 млрд. лет) являлся главным корообразующим эпизодом в архейской истории Карельской ГЗО, вероятно, в обстановке конвергентных границ плит. По изотопно-геохимическим и петрологическим характеристикам ТТГ-зеленокаменные пояса Карельской ГЗО можно разделить на две группы. Группа «внешних» поясов (Сумозерско-Кенозерский, Парандово-Надвоицкий и Северо-Карельский) располагается в С-В части Карельской ГЗО в зоне сочленения с Беломорским мобильным поясом. Данные по отдельным структурам этих поясов указывают на их заложение на удалении от древних сиалических блоков в обстановках типа внутриокеанических островных дуг с субдукцией океанической плиты (плит) в сторону Карельского кратона (Puchtel et al., 1999; Щипанский и др., 1999; Бибикина и др., 2003; Samsonov et al., 2005). Группа «внутренних» гранит-зеленокаменных поясов (Ведлозерско-Сегозерский,

Костомукшско-Гимольский и Восточно-Финский) по комплексу петрологических характеристик формировалась на или вблизи более древних сиалических блоков и интерпретируются разными исследователями в рамках моделей активных континентальных окраин или рифтогенеза древней сиалической коры (Puchtel et al., 1998, 2001; Кожевников, 2000; Лобач-Жученко и др., 2000; Самсонов и др., 2001; Samsonov et al., 2005). Для этих поясов проявлена латеральная возрастная зональность с омоложением поясов в западном направлении, что связывается с последовательной латеральной аккрецией (Минц, 1998).

Третий «постзеленокаменный» этап (2.74-2.69 млрд. лет) играл важную роль в новообразовании коры за счет масштабного поступления ювенильных мантийных расплавов санукитоидной серии. Магматизм этого этапа связывается с подъемом астеносферной мантии, инициированным постсубдукционными процессами при отрыве субдукцированных плит или гравитационным коллапсом коллизионных орогенов (Kusky, 1993; Smithies, Champion, 2000).

Необходимо подчеркнуть, что проведенные тектонические реконструкции основаны на изучении структурно-вещественных элементов, несопоставимых по размерам с масштабами исходных тектонических структур. Десятки километров в поперечнике для индивидуальных зеленокаменных поясов – слишком мало для исходных островодужных построек. И вся Карелия слишком мала для представительности реконструируемых тектономагматических событий. Очевидно, что проводя реконструкции сегодня, мы имеем дело с сильно сжатыми с ходе аккреционной и коллизионной тектоники как архейской, так и, возможно, палеопротерозойских эпох, обеспечивших интенсивное укорочение первичных структур. Однако выявленные взаимосвязанные и закономерные особенности строения, состава и возраста отдельных компонентов Карельской ГЗО указывают на их изначальную эволюционную взаимосвязь. Это дает основание говорить, что мы имеем дело с элементами единой тектонической мегаструктуры, а не с продуктом случайного тектонического перемешивания разных тектономагматических элементов.

1.3. Эволюция Среднеприднепровской и Карельской ГЗО как отражение двух тектонических механизмов роста коры в архее

Результаты исследований Среднеприднепровской и Карельской ГЗО имеют принципиальное значение для обсуждения тектонических механизмов роста континентальной коры в архейское время – одной из самых сложных фундаментальных проблем геологической истории Земли. Уже с самого начала исследователи ГЗО разделились на два лагеря (обзор в работе Конди, 1983). Одни отстаивали позиции о специфике тектонических режимов архея и

их неповторимости в более поздние геологические эпохи. Другие искали и находили черты сходства архейских и фанерозойских комплексов, интерпретируя это сходство как отражение подобия тектонических режимов. Были выявлены также и различия палео- и неархейских ГЗО с разделением их на два типа с разными тектоническими режимами формирования: «первичные (энсиматические) и вторичные (энсиалические) зеленокаменные пояса», «зеленокаменные серии лунной и нуклеарной стадий», «зеленокаменные породы платформенной и рифтовой фаз» (Гликсон, 1987; Гровс, Бэтт, 1987 и др.). Анализ литературных данных показывает, что Среднеприднепровская и Карельская ГЗО – типичные представители этих двух типов структур архейских кратонов. И полученные нами данные являются убедительным свидетельством различий тектонических режимов формирования этих структур. Результаты изучения Карельской ГЗО дали новые аргументы в пользу тектоники конвергентных плит в архейское время. Такой же тектонический режим, однако, неприменим для объяснения полученных данных по Среднеприднепровской ГЗО, эволюция которой связывается с формированием мощной океанической коры и последующим плавлением ее нижних частей.

Эволюция Карельской ГЗО в обстановках конвергентных границ плит. Роль тектоники плит в архейской истории Земли на сегодня оспаривается многими исследователями. Это аргументируется различиями строения, состава и структурно-метаморфической эволюции архейских ГЗО и фанерозойских складчатых поясов, включая (Bickle et al., 1994; Hamilton, 1998; Smithies, 2000): (1) отсутствие в архейских ГЗО комплексов пород, типоморфных для фанерозойских обстановок конвергентных границ плит, таких как офиолиты, тектонический меланж, бониниты, эклогиты, глаукофановые сланцы; (2) широкое распространение в архейских ГЗО необычных для фанерозойских аккреционно-складчатых поясов породных серий, наиболее яркие представители которых – коматииты зеленокаменных поясов, синтетектонические ТТГ-гранитоиды их обрамления и посттектонические гранитоиды санукитоидной серии.

Как было показано для Карельской области и следует из публикаций по другим ГЗО, имеются прямые свидетельства их формирования в обстановках конвергентных границ плит. Уже известное общее сходство строения, состава и геохимических характеристик ГЗО и надсубдукционных комплексов фанерозоя дополнено находками в архейских зеленокаменных поясах ряда структурно-вещественных элементов, индикаторных для субдукционных обстановок фанерозоя. Так, при исследованиях в Карельской области были выявлены и изучены офиолитовые комплексы с бонинитами и зонами тектонического меланжа (Щипанский и др., 1999). Аналогичные находки описаны для Канадского кратона (Kusky, Polat, 1999). В последние два года появилась информация об архейских эклогитах в Беломорском мобильном поясе, пространственно сопряженном с Карельской ГЗО (Слабунов, 2005).

Важным фактором при разработке моделей тектоники плит для ГЗО является учет вероятных особенностей субдукционных процессов в архее.

Новым дополнительным свидетельством островодужной природы ТТГ-зеленокаменных поясов Карельской ГЗО послужило выявление в них двух синхронных, но контрастных по петрогенезису вулканоплутонических групп: (1) (Б)АДР - типичного для фанерозойских островных дуг продукта плавления метасоматизированного мантийного клина и (2) адакитовой – продукта плавления субдукцированной океанической плиты, редкого для фанерозойских островодужных комплексов (Martin, 1999). Резкое преобладание в ГЗО ТТГ-гранитоидов адакитовой ассоциации, рассматриваемое как указание на разные тектонические обстановки формирования архейских ГЗО и фанерозойских островодужных систем (Smithies, 2000), на самом деле может быть объяснено спецификой архейских зон субдукции. Главным аргументом в пользу этого являются примеры фанерозойского адакитового магматизма, приуроченного к островным дугам с субдукцией горячей океанической коры, не успевшей остыть на коротком пути между хребтом и зоной субдукции, или с субдукцией океанической коры увеличенной мощности – асейсмичные хребты или океанические плато небольшой мощности (Drummond et al., 1996; Haschke et al., 2002). Эти данные показывают, что специфика архейских зон субдукции, вероятно связанная с большей температурой архейской мантии (Pollack, 1997), обеспечивалась за счет двух главных факторов: (1) большей (> 20 км), чем современная, мощностью океанической коры (Sleep, Windley, 1982) и (2) погружением в зоны субдукции более горячих океанических плит, вероятно, из-за их большей скорости движения и существования более развитой системы срединно-океанических хребтов (Kusky, Polat, 1999). Увеличение мощности и повышение температуры погружающейся океанической плиты будет определять уменьшение угла ее субдукции (Hünen et al., 2002; Haschke et al., 2002). Результаты моделирования такой пологой субдукции показывают, что на глубинах около 100-120 км происходит постепенное уменьшение угла погружения океанической плиты с практически полным выполаживанием и последующим субгоризонтальным ее перемещением на расстояние до 400-500 км от желоба, и только после этого происходит отрыв плиты и погружение ее в астеносферную мантию (Hünen et al., 2002). Такая пологая субдукция в сочетании с повышенной мощностью погружающейся океанической плиты и повышенной температурой архейской мантии и являются отличительными факторами архейских обстановок конвергентных границ плит, которые позволяют объяснить особенности состава и геохимии породных комплексов как собственно островодужного ТТГ-зеленокаменного этапа эволюции ГЗО, так и последующего постзеленокаменного этапа с необычными для фанерозоя гранитоидами санукитоидной серии.

Для ТТГ-зеленокаменного этапа главной чертой такой субдукции будет ведущая роль плавления океанической коры с масштабной генерацией кислых расплавов. Увеличенные в 2-3 раза мощности океанической коры будут давать значительно большие, чем в фанерозое, объемы расплавов, которые, из-за выполаживания зон субдукции, будут генерироваться при примерно одних и тех же Р-Т параметрах и иметь близкие геохимические характеристики. Кроме

того, при пологих углах субдукции уменьшается мощность перекрывающей мантии, что с одной стороны облегчает поступление расплавов к поверхности, а с другой уменьшает возможность взаимодействия этих расплавов с мантийным материалом. Последнее и является тем ключевым фактором, который обеспечивает более высокую кремнекислотность и более низкую магнезиальность и концентрации Sr и Ni в архейских адакитах (ТТГ-гранитоидах) по сравнению с их фанерозойскими аналогами (Martin, 1999), и одной из отличительных особенностей архейских ТТГ-гранитоидов, используемых как аргумент противниками субдукционных обстановок в архее (Smithies, 2000).

Другим вероятным следствием пологой субдукции является формирование своеобразной литосферной мантии, состоящей из мантийного исходно перидотит-гарцбургитового материала, превращенного в пироксенит при переработке адакитовыми расплавами, и фрагментов океанической коры, обогащенной гранулитовым и эклогитовым реститом при удалении из нее адакитового расплава. В Карельской и в ряде других ГЗО устанавливается несколько разновозрастных эпизодов формирования ТТГ-зеленокаменных поясов, которые могут представлять разновременные эпизоды субдукции. Каждый из таких эпизодов давал дополнительный вклад в доразращивание литосферной мантии ГЗО, приводя ее в состояние мощного «слоеного пирога». Очевидно, что такая «слоеная» литосферная мантия будет гравитационно нестабильна из-за ее внутренней вещественной неоднородности. Снятие этой гравитационной нестабильности с погружением тяжелых эклогитов инициировало мантийный диапир, подъем которого обеспечил плавление литосферной мантии, метасоматизированной адакитовыми расплавами и обогащенной несовместимыми элементами в ходе предшествовавших эпизодов субдукции (Самсонов и др., 2004₁; 2004₂). Это привело к масштабной генерации «необычных» для фанерозоя санукиитоидных расплавов, становление которых завершает тектоно-магматическую эволюцию архейских ГЗО и превращение их в блоки стабильной континентальной коры.

Эволюция Среднеприднепровской ГЗО в обстановках связанных с конвергентными границами плит. Плавление мощной океанической коры под воздействием плюма. Сравнительный анализ Карельской и Среднеприднепровской ГЗО показывает, что наряду с общими чертами сходства состава и геохимических типов магматических пород, две этих области значительно различаются по геологическому строению, составу породных комплексов, длительности и последовательности формирования и зеленокаменных, и гранито-гнейсовых комплексов, что предполагает разные тектонические механизмы эволюции этих ГЗО. Действительно, большинство свидетельств о ведущей роли тектоники конвергентных границ для Карельской ГЗО, в Среднеприднепровской области отсутствует, и эволюция последней может быть согласована в рамках модели «каскадной конвекции» вещества в нижней и средней коре, инициированной мантийным плюмом. Разработанная для объяснения механизма формирования купольных структур Среднеприднепровской ГЗО (Щипанский, Подладчиков, 1991), эта модель

хорошо объясняет также и все остальные особенности кислого магматизма этой области. Второй возможный тектонический механизм плавления мощной базитовой коры – деляминация ее нижних частей, преобразованных в условиях эколгитовой фации (Zegers, van Keken, 2001) - был разработан для ГЗО Пилбары и Каапваала на основании широкого комплекса исследований, включая геофизические данные и результаты изучения ксенолитов из кимберлитов (информация о строении, составе и возрасте подстилающей литосферной мантии). Эта модель также не противоречит нашим данным и может рассматриваться как альтернативный предложенному механизму эволюции в Среднеприднепровской ГЗО. Любая из этих моделей, однако, исключает тектонику конвергентных границ плит как фактор кислого магматизма Среднеприднепровской ГЗО, что подчеркивает особенности тектонического режима ее формирования.

Эволюция магматизма Среднеприднепровской и Карельской ГЗО как отражение разных тектонических механизмов роста коры в архее. Различия характера геологической эволюции Среднеприднепровской и Карельской ГЗО, отражающие специфику тектонических режимов их формирования, являются примером двух типов этих мегаструктур архейской коры (Гликсон, 1987; Гровс, Бэтт, 1987). При этом полученные нами данные подтвердили и дополнили общую возрастную обособленность ГЗО двух структурно-тектонических типов (de Wit, 1998). Так, Среднеприднепровская ГЗО, рост континентальной коры в которой происходил в мезоархейское время 3.2-3.0 млрд. лет назад, по строению, составу и характеру геологической эволюции близка к самым древним палеоархейским (3.6-3.4 млрд. лет) ГЗО восточной Пилбары (западная Австралия) и Каапваальского кратона (южная Африка). Напротив, Карельская ГЗО, большая часть которой была сформирована в неоархейское время, по всем характеристикам близка к неоархейским ГЗО Канадского (провинция Сьюпириор) и Австралийского (блок Ийлгарн) щитов. Отражают ли различия в характере тектонической эволюции палео-, мезо- и неоархейских ГЗО принципиально разные геодинамические режимы и их смену ~3.0 млрд. лет назад? Или же это обусловлено эволюционной сменой тектонических обстановок, связанных с единым геодинамическим режимом? Первое предположение представляется маловероятным. Действительно, кардинальная смена геодинамических режимов, т.е. динамических сил и процессов в объеме Земли как планетного тела, привела бы к принципиальным различиям в тектонических процессах, протекавших в верхних оболочках Земли. Полученные нами данные свидетельствуют скорее о эволюционной смене тектонических обстановок, связанных с единым геодинамическим режимом. Во-первых, это позволяет объяснять и черты сходства, и различий разновозрастных ГЗО. Во-вторых, как было показано для Карелии и следует из данных по другим аналогичным ГЗО, тектоника плит в неоархейское время отличалась от фанерозойской по характеру процессов. Причем эти отличия находят свое объяснение в эволюционной смене стиля субдукции, обусловленном последовательным остыванием Земли со временем. Если в палео- и мезоархейское время

температуры мантии были еще выше, то и мощности, и температуры океанической коры того времени должны были быть еще больше, что уменьшает или делает невозможным погружение океанических плит в мантию на ранних стадиях геологической эволюции Земли. В этом случае перемещение литосферных плит должно было приводить к их скупиванию, и, как следствие, формированию участков аномально утолщенной мафической коры, служившей основанием для мезоархейских ГЗО (de Wit, 1998). Таким образом, проведенные исследования не дают основания исключать тектонику литосферных плит в мезоархее, указывая, однако, на принципиальное отличие стиля этой тектоники, которая не приводила к субдукции литосферных плит. С другой стороны установлено, что тектоно-магматическая эволюция Среднеприднепровской ГЗО, вероятно, определялась переработкой мощной мафической коры под воздействием глубинного мантийного плюма. Роль таких плюмов уменьшалась на протяжении всей геологической истории Земли, причем именно в архейскую эпоху отмечается резкое изменение роли плюмового магматизма в образовании коры от 80% в палеоархее до 35% в неоархее (Condie, 2001). Следует предполагать, что выявленные различия Среднеприднепровской и Карельской ГЗО обусловлены сочетанием этих двух взаимосвязанных факторов, связанных с уменьшением теплового потока в мантии в архее: уменьшение активности глубинных плюмов и одновременно уменьшение мощности и обеспечение возможности субдукции океанической коры.

1.4. Заключение

1. Установлено, что в составе Восточно-Европейского кратона присутствуют принципиально различные типы архейских гранит-зеленокаменных областей с разной эволюцией магматизма и разными тектоническими механизмами формирования.

2. К одному типу относится Среднеприднепровская область (Украинский щит), эволюция которой 3.2-3.0 млрд. лет назад определялась длительным (200 млн. лет) синхронным формированием гранито-гнейсового и тоналит-зеленокаменного породных комплексов при поступлении расплавов из деплетированных мантийных и базитовых коровых источников. Эти особенности объясняются в рамках модели крупного мантийного плюма, вызывающего плавление мощной (40-60 км) мафической коры.

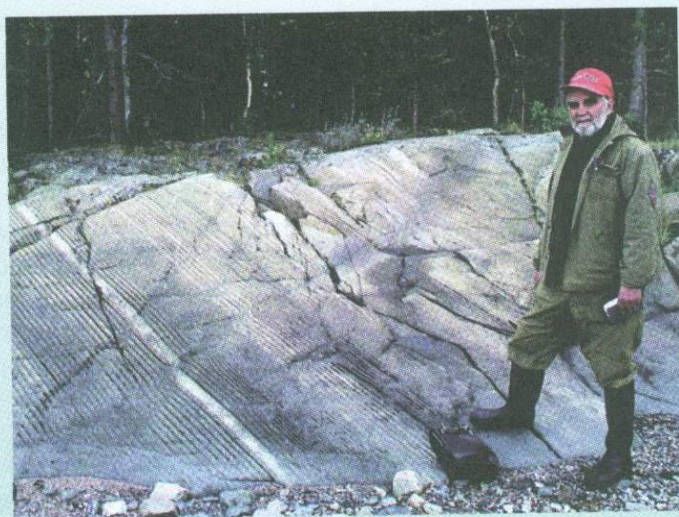
3. К другому типу относится Карельская область (Балтийский щит), эволюция которой в интервале времени 2.9-2.7 млрд. лет назад была связана с несколькими кратковременными (40-50 млн. лет) эпизодами формирования тоналит-зеленокаменных поясов и поздне-тектонических гранитоидов с образованием расплавов за счет деплетированных и обогащенных мантийных источников и более ранней кислой коры. Тектонические режимы роста континентальной коры Карельской области отвечали обстановкам конвергентных границ плит.

4. Специфика обстановок конвергентных границ плит в неоархейское время, выраженная в особенностях строения и состава тоналит-зеленокаменных комплексов Карельской ГЗО, связана с пологой субдукцией более мощной и горячей, по сравнению с фанерозойской, океанической коры.



Глава 2

МАГМАТИЗМ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ КАК ЭРЫ ПЕРЕХОДНОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА



Одним из важнейших и пока еще недостаточно изученных этапов развития Земли является палеопротерозой (от 2.5 - до 1.6 млрд. лет назад), в течение которого, на рубеже около 2 млрд. лет назад, произошел переход от примитивных тектоно-магматических процессов архея к фанерозойскому типу активности, характерному и для настоящего времени (Bogatikov et al., 2000).

Как будет показано ниже, эволюция тектономагматических процессов в палеопротерозое развивалась в четыре этапа, каждый из которых характеризовался своим типом магматической активности: (1) ранний палеопротерозой (2.5-2.3 млрд. лет), (2) ранний-средний палеопротерозой (2.3-2.05 млрд. лет), (3) средний палеопротерозой (2.05-1.8 млрд. лет) и (4) поздний палеопротерозой-ранний мезопротерозой (1.8-1.5 млрд. лет); последний этап будет освещен в главе 4. В этой последовательности они и будут рассмотрены, причем основной упор будет сделан на Балтийский щит, который в геолого-петрологическом плане исследован наиболее полно, а вещественный состав пород изучен с применением современной аналитической техники. Материалы по другим щитам привлекались преимущественно в сравнительном плане как свидетельство проявления данного типа процессов в глобальном масштабе.

В связи с тем, что докембрийские щиты в разной, обычно значительной степени эродированы, во многих случаях сохранились только средние части магматических систем: рои даек, представляющие собой подводящие каналы крупных изверженных провинций, или промежуточные очаги магматических систем (интрузивы). Их изучение позволяет судить о масштабах распространения данного типа магматических процессов в регионе и дает возможность обсудить их характер независимо от уровня эрозионного среза территории.

2.1. Тектоно-магматические процессы первого этапа (ранний палеопротерозой, 2.5-2.3 млрд. лет назад)

Магматические процессы на Балтийском щите. К началу палеопротерозоя земная кора в значительной мере стабилизировалась, о чем свидетельствует типичное для того времени развитие рифтогенных грабенообразных структур, выполненных вулканогенно-осадочными сериями, огромных роев даек и крупных расслоенных интрузивов. При этом характер тектонических структур тогда сильно отличался от фанерозойских, что может быть проиллюстрировано на примере восточной части Балтийского щита, где одновременно существовало три главных типа структурных провинций (рис. 2.1):

1) крупные области воздымания и растяжения с широко проявленным мантийным мафит-ультрамафитовым магматизмом (Кольский и Карельский кратоны); магматизм здесь имел внутриплитный характер и свидетельства существования процессов, связанных с активными границами плит, отсутствуют;

†

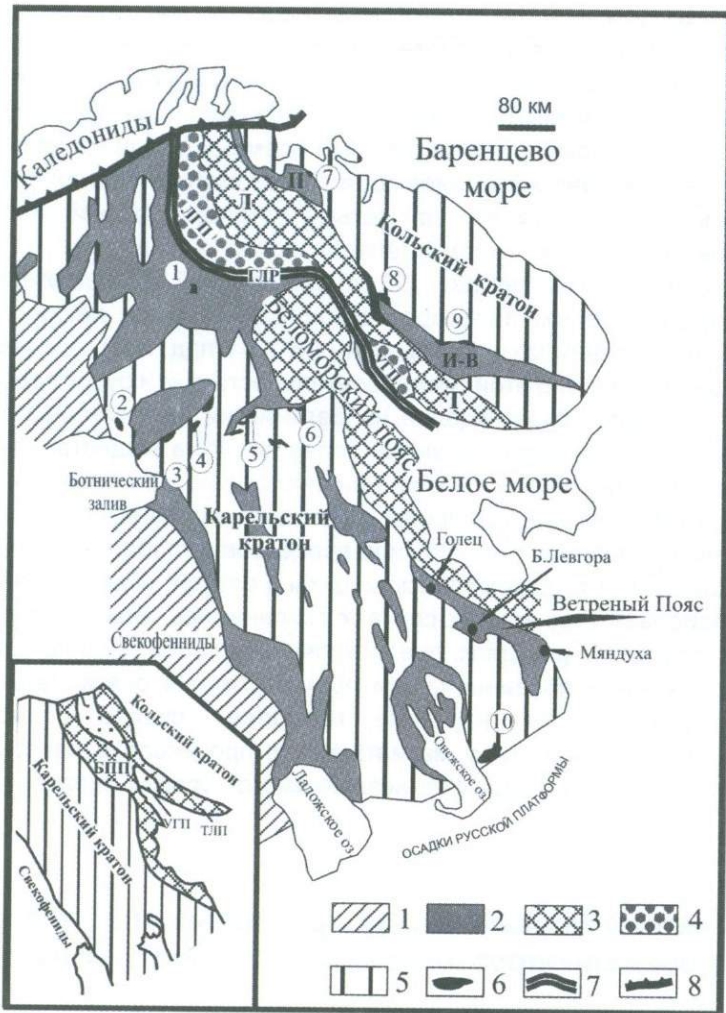


Рис. 2.1. Раннепалеопротерозойская Балтийская провинция КВМС

1 - свекофенниды; 2 - палеопротерозойские осадочно-вулканогенные комплексы (П - Печегский и И-В - Имандра-Варзугский); 3 - промежуточные подвижные пояса (БПП - Беломорский и Терско-Лоттинский: Л - Лоттинский и Т - Терский сегменты); 4 - Лапландско(ЛГП)-Умбинский(УГП) гранулитовый пояс; 5 - архейский фундамент; 6 - расслоенные интрузивы (цифры в кружках: 1 - Койтилаинен, 2 - Торнио, 3 - Кеми, 4 - Пеникат, 5 - Койлиσμαа, 6 - Олангская группа, 7 - горы Генеральской, 8 - Мончетундровский, 9 - Федорово-Панский, 10 - Бураковский); 7 - Главный Лапландский разлом (ГЛР); 8 - северная граница Балтийского щита.

На врезке - положение главных структурных доменов восточной части Балтийского щита в раннем палеопротерозое (сумии-сариолии)

2) расположенная между кратонами область сжатия и погружения с интенсивным коровым эндербит-чарнокитовым магматизмом (Лапландско-Умбинский гранулитовый пояс умеренных давлений, ЛУГП), возникший на месте крупного седиментационного бассейна, где происходила аккумуляция корового материала за счет размыва соседних областей сноса;

3) своеобразные промежуточные пояса пологого тектонического течения корового материала от кратонов в сторону гранулитового пояса (Беломорский и Терско-Лоттинский), которые формировались в условиях растяжения.

Доминирующим типом магматизма в раннем палеопротерозое Балтийского щита были образования кремнеземистой высоко-Mg серии (КВМС), в которых высокие содержания Mg, Cr, Ni сочетаются с повышенными концентрациями SiO_2 при низких содержаниях Ti и щелочей (Шарков и др., 1997). На петрохимических диаграммах область распространения этих пород совпадает с полем развития высоко-Mg разновидностей островодужных пород - бонинитов. К последним породы КВМС близки также по содержаниям главных, редких и редкоземельных элементов с характерными минимумами по Nb и Ti при высоких концентрациях Rb, Ba, Sr, Th и др. Для пород характерны отрицательные значения ϵ_{Nd} , свидетельствующие о крупномасштабной ассимиляции коровых образований мантийными магмами.

В отличие от бонинитов фанерозоя, связанных с надсубдукционными обстановками, КВМС раннего палеопротерозоя формировали крупные изверженные провинции наподобие траппов, связанные с подъемом суперплюмов. Наиболее изученным примером такой провинции является Балтийская, занимающая практически всю восточную часть Фенноскандинавского (Балтийского) щита (Шарков и др., 1997). Эта провинция развивалась в период с 2.55 до 2.3 млрд. лет назад в течение двух крупных тектоно-магматических эпизодов - сумийского (от 2.55 до 2.4 млрд. лет) и сариолийского (от 2.4 до 2.3 млрд. лет), близких по характеру тектонического развития и составу магматических проявлений.

Балтийская провинция КВМС образована вулканическими поясами, приуроченными к крупным линейно-вытянутым грабенообразным структурам, роями габброноритовых даек и крупными расслоенными мафит-ультрамафитовыми плутонами, а также мелкими синкинематическими интрузивами того же состава в пределах Беломорского и Терско-Лоттинского подвижных поясов (рис. 2.1). В настоящее время эта провинция имеет площадь около 0.9 млн. км², однако ее первоначальные размеры были, по-видимому, значительно больше. Аналогичные образования прослеживаются в фундаменте Русской платформы, в Шотландии, Гренландии, на Канадском щите (рои даек Матачеван и Херст, а также вулканы в основании разрезов Гуронских базальтовых плато) и в кратоне Вайоминг (Heaman, 1997). Все эти кратоны первоначально входили в состав суперконтинента Лаврентия-Балтия и были разобщены в позднем протерозое (Gower et al., 1990). Соответственно, размеры этой провинции, по-видимому, составляли не менее 3.75 млн. км², т.е.

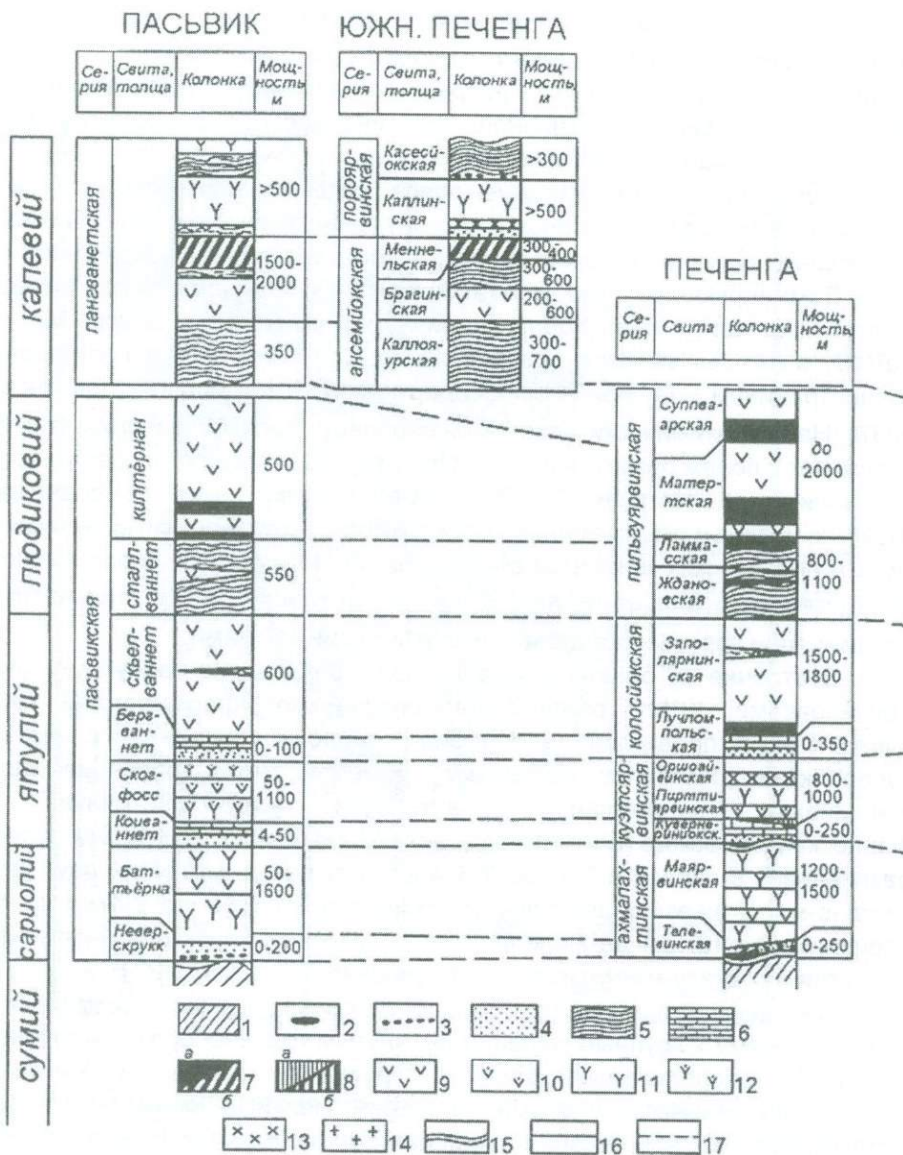


Рис. 2.2. Схема стратиграфической корреляции метаосадочно-вулканогенных комплексов Печенгско-Варзугского пояса (Смолькин и др., 1995)

1 - верхнеархейский комплекс фундамента; 2 - коры выветривания; 3 - конгломераты, туфоконгломераты; 4 - граувакки, кварциты; 5 - псаммит-алевролитовые сланцы; 6 - известняки, доломиты, строматолитовые доломиты; 7 - ферропикриты (а), пикриты (б); 8 - низкотитанистые (а) и высокотитанистые (б) пикробазальты; 9 - толеитовые базальты; 10 - трахибазальты; 11 - андезитобазальты; 12 - трахиандезитобазальты; 13 - дациты; 14 - риолиты; 15 - структурные несогласия; 16 - стратиграфические границы; 17 - корреляционные границы

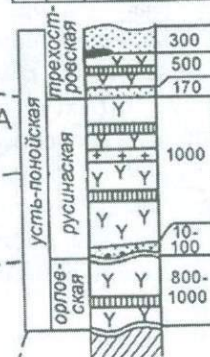
ИМАНДРА-ВАРЗУГА (центр)

Се-рия	Сви-та	Колонка	Моц-ность, м
--------	--------	---------	--------------



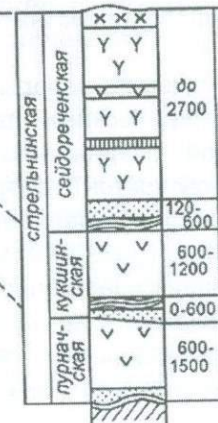
УСТЬ-ПОНОЙ

Се-рия	Сви-та	Колонка	Моц-ность, м
--------	--------	---------	--------------



ИМАНДРА-ВАРЗУГА (восток)

Се-рия	Сви-та	Колонка	Моц-ность, м
--------	--------	---------	--------------



значительно превосходили крупнейшую в мире пермо-триасовую Сибирскую трапповую область.

Вулканиды рифтогенных структур. На Кольском и Карельском кратонах континентальные вулканогенно-осадочные породы сумийско-сариолийского возраста развиты в нижних частях разреза таких рифтогенных структур как Печенгско-Варзугская, Восточно-Карельская, Пана-Куоляярвинская, Ветреный Пояс, лаппониды северной Финляндии и др. Они налегают, иногда с конгломератами в основании, на породы консолидированного архейского фундамента, нередко покрытые корой выветривания. Вулканиды здесь образуют лавовые потоки, лавобрекчии, туфобрекчии и туфы и представлены широким спектром пород от низкотитанистых пикритов и базальтов до андезитов, дацитов и риолитов при преобладании базальтов. Кислые вулканиды в значительном количестве появляются только в Паанаярвинской и Восточно-Карельской структурах. Осадочные породы (разнообразные метаконгломераты, метагравелиты, аркозовые метапесчаники, сланцы и другие, преимущественно континентальные, осадки) наблюдаются в подчиненном количестве.

О характере разрезов палеопротерозойских рифтогенных структур можно судить на примере крупнейшей протерозойской структуры Кольского кратона - Печенгско-Варзугского Пояса (ПВП), образованного двумя рифтогенными структурами – Печенгской и Имандра-Варзугской, разделенными выступом архейского фундамента. Развитые в них печенгский и имандра-варзугский комплексы стратиграфически аналогичны (рис. 2.2). В основании структур наблюдается переслаивание конгломератов и субаэральных косослоистых песчаников, перекрывающих кору физического выветривания по породам архейского фундамента. Вверх по разрезу они сменяются амфиболитами по базальтам и андезито-базальтам (Смолькин и др., 1995). Дациты, риолиты и низко-Ti пикриты имеют подчиненное развитие. Общая мощность сумийско-сариолийских образований составляет здесь от 1.6 до 5.5 км.

Как правило, вулканические породы сумия-сариолия сильно изменены более поздними метаморфическими процессами, однако местами они отличаются удивительной сохранностью, как, например, в структуре **Ветреный Пояс** (Карельский кратон), где найдены свежие ультрамафитовые и мафитовые лавы с хорошо сохранившимися первично-магматическими структурами микроспинифекс (рис. 2.3), магматическими минералами и даже вулканическим стеклом, преимущественно андезито-дацитового и дацитового состава (Куликов, 1988; Евсеева и др., 2004; Шарков и др., 2004₂). Согласно изотопно-геохронологическим данным (Sm-Nd, Re-Os, U-Pb по цирконам) возраст свиты определен в 2.45-2.41 млрд. лет (Пухтель и др., 1991; Puchtel et al., 1996, 1997, 2001).

Ранее свита ветреный пояс рассматривалась как представитель коматиитовой серии протерозоя на Балтийском щите (Куликов, 1988). Проведенные нами исследования показали, что вулканиды свиты, в значительной мере соответствующие по содержаниям главных элементов

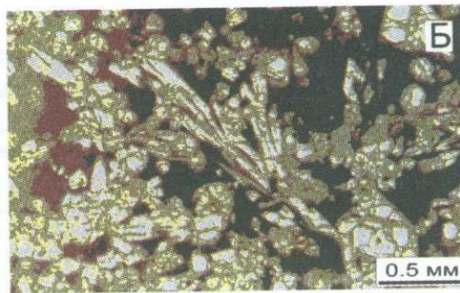
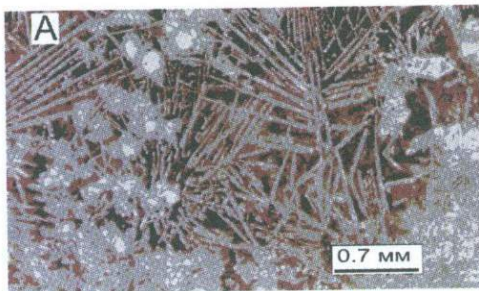


Рис. 2.3. Микрофотографии вулканитов свиты ветреный пояс (николи скрещены; темные поля – свежее или девитрифицированное вулканическое стекло)

А – базальт с фенокристаллами оливина и Spx микроспинифекс структурой (Мяндуха, обр. М323);

Б – кумулятивная структура в клинопироксен-оливиновом пикрите (Бол.Левгора, обр.Лев10)

коматиитам и коматиитовым базальтам, содержат ассоциацию вкрапленников магнезиального оливина, клинопироксена, хромшпинелида и стекла андезитового до дацитового состава. Подобный своеобразный бесплагиоклазовый состав пород, наряду со специфическими геохимическими особенностями и наличием среднего-кислого стекла, является типоморфным для бонинитов. Как известно, собственно бониниты определяются как высокомагнезиальные средние породы, содержащие скелетные кристаллы магнезиального оливина, клиноэнстатита и/или ортопироксена (в низкокальциевых вулканитах), авгита (в высококальциевых разновидностях) и хромистой шпинели, которые погружены в гиалопилитовую или стекловатую основную массу, пересыщенную кремнеземом (Ohnenstetter, Brown, 1996₁, 1996₂).

Однако в состав бонинитовой серии молодых островодужных систем (Изу-Бонинской, Марианской, Тонга и др.) включаются не только оливиновые бониниты, собственно бониниты, бронзовые андезиты, но и гиперстеновые дациты, а также родственные им кварцевые дациты и низкокальциевые риолиты (Добрецов и др., 1980; Петрология и геохимия..., 1987; Bloomer, Hawkins, 1987; Van der Laan et al., 1992; Ohnenstetter, Brown, 1996₁). С другой стороны, в тех же Западно-Тихоокеанских структурах существуют вулканиты мафит-ультрамафитового ряда, которые по своему минеральному составу (в частности, отсутствию модалного плагиоклаза и наличию кислого интерстициального стекла) и петрогеохимическим особенностям соответствуют породам бонинитовой серии и описываются как оливиновые бониниты, ультраосновные бониниты, пикробазальты (Петрология и геохимия..., 1987; Высоцкий и др., 1983; Высоцкий, 1989). Таким образом, в бонинитовую серию включается, кроме андезито-риолитового ряда, и более

**Представительные химические анализы пород свиты ветренный пояс
(мас.%)**

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
М 301	51.61	0.59	13.00	1.67	9.45	0.17	12.34	8.74	1.98	0.37	0.09
М 303	52.56	0.60	12.80	1.52	9.47	0.18	11.38	8.61	2.08	0.70	0.09
М 304	52.89	0.60	12.71	2.78	8.46	0.18	11.46	8.32	2.06	0.44	0.09
М 307а	52.75	0.56	12.37	2.55	8.66	0.17	12.24	8.60	1.41	0.60	0.09
М 308	51.87	0.60	12.76	2.80	8.37	0.17	11.57	9.36	1.77	0.63	0.09
М 313	52.08	0.60	13.07	2.80	8.46	0.18	12.25	8.22	1.73	0.50	0.09
М 315	54.12	0.89	13.25	2.15	8.66	0.17	8.25	8.64	2.74	1.01	0.11
М 318	53.39	0.60	12.51	3.16	7.69	0.18	10.77	9.40	1.91	0.21	0.17
М 319	52.96	0.68	13.59	3.36	7.93	0.18	10.36	8.22	2.23	0.40	0.09
М 320	52.72	0.63	13.18	3.39	7.58	0.19	11.27	8.50	1.76	0.68	0.10
М 323	48.87	0.66	12.79	12.74		0.19	13.65	8.92	1.58	0.54	0.04
Гл2b	48.36	0.66	13.04	12.68		0.19	13.74	9.39	1.55	0.35	0.04
Гл2с	51.08	0.81	15.29	12.16		0.18	7.19	9.37	2.96	0.90	0.06
Гл2е	54.68	0.72	13.46	10.76		0.17	8.39	9.06	2.43	0.29	0.05
Гл3b	45.08	0.49	11.90	12.84		0.17	21.25	6.41	0.64	1.16	0.06
Лев10	42.87	0.35	4.62	12.69		0.18	33.71	4.91	0.49	0.16	0.03
Лев16	52.05	0.73	13.73	12.38		0.19	8.10	10.82	1.62	0.34	0.04
Лев19	44.19	0.42	5.97	12.81		0.19	29.23	6.17	0.76	0.24	0.03
Лев5	51.21	0.74	10.45	13.09		0.19	12.13	10.42	1.65	0.06	0.05
Лев8	50.93	0.70	10.58	13.35		0.20	12.44	10.14	1.48	0.14	0.04

Примечание. Анализы выполнены в ИГЕМ РАН (ан. с М301 по М323 - классическим силикатным анализом, остальные - методом РФА) и пересчитаны на 100%. При отсутствии значения в графе FeO в графе Fe₂O₃ приводится суммарное железо. В графе "№ обр." здесь и далее в таблицах: М - Мяндуха, Гл - Голец и Лев - Бол.Левгора. Обр. Лев10, Лев19 - оливин-клинопироксеновые кумулаты; М313, М315, Гл2е, Лев16 - мелкозернистые клинопироксен-плаггиоклазовые долериты; М303 - гиалокластит; остальные образцы - оливин-клинопироксеновые и клинопироксеновые базальты.

примитивная ветвь пород, вплоть до пикритов. Именно этот ряд представлен в свите ветренный пояс. Чтобы подчеркнуть бонинитоподобную природу изученных нами мафит-ультрамафитовых вулканитов, мы определяем их как бонинитовые базальты, бонинитовые пикробазальты и бонинитовые пикриты.

Среди изученных нами пород преобладают кремнеземистые (SiO₂ - до 54 мас.%), высокомагнезиальные (MgO > 8 мас.%) бонинитовые базальты с устойчиво низким содержанием TiO₂ - до 0.8 мас.% (таблица 2.1).

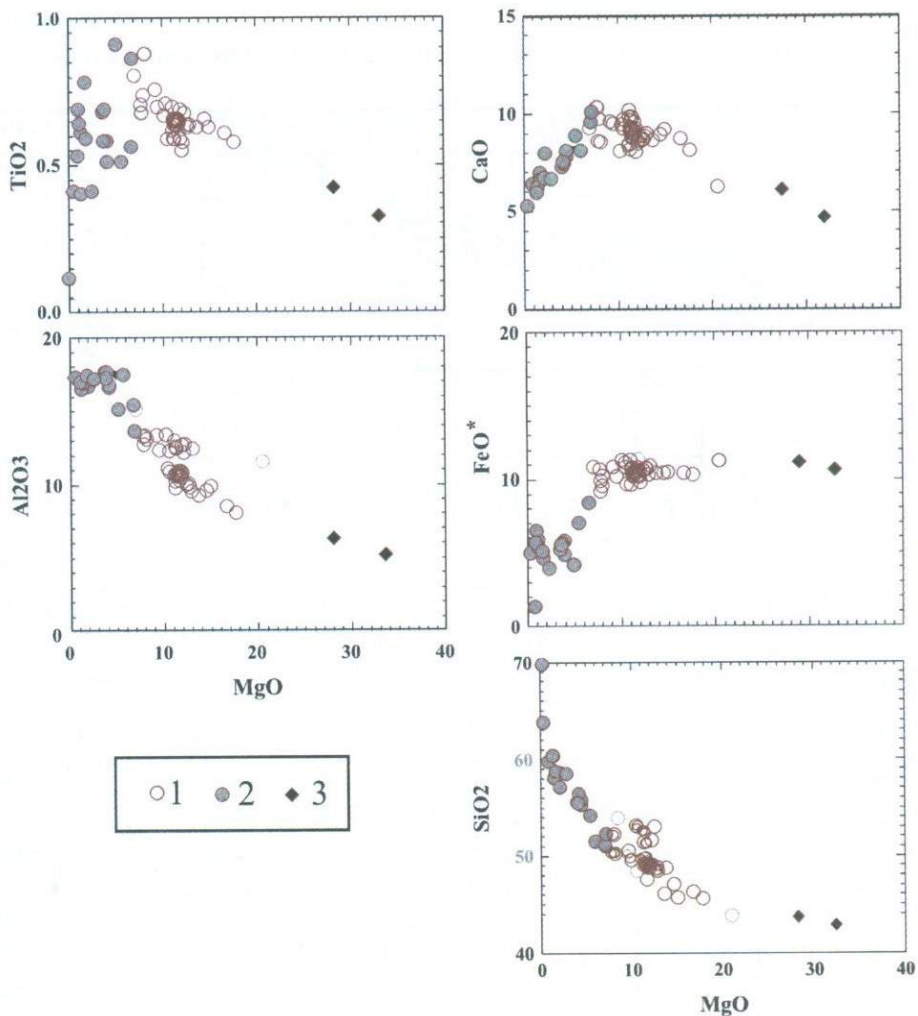


Рис. 2.4. Вариации содержаний петрогенных элементов по отношению к MgO в базальтах (1) и вулканических стеклах (2) свиты ветреный пояс (Мяндуха, Голец и Бол.Левгора); 3 – кумулятивные пикриты и пикробазальты из расслоенного потока Бол.Левгоры

Подчиненную роль играют бонинитовые пикриты и пикробазальты с содержаниями SiO_2 42-45 мас.% и MgO - 33-21 мас.% (рис. 2.4).

Все породы характеризуются близкими спектрами редких и рассеянных элементов и обогащены крупноионными литофильными элементами (Sr, Zr, Ba) (таблица 2.2), что существенно отличает их от коматиитов и коматиитовых базальтов. Они имеют однотипно-фракционированный тренд распределения РЗЭ (рис. 2.5) с заметным обогащением легкими РЗЭ по отношению к тяжелым - $(\text{Ce}/\text{Yb})_n = 2.68\text{-}3.92$ (таблица 2.3). Характерный химический состав

Таблица 2.2

Содержание элементов-примесей в породах свиты ветренный пояс (г/т)

№.№ обр.	Ba	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ga	Zn	Cu	Ni	V	Cr	Sc	Co
M1	100	12	186	15	71	4	23	105	93	244	231		28	98
M33	77	8	192	14	76	9	17	87	98	257	220		45	85
M48	109	11	236	20	78	6	15	73	60	107	249		44	56
M53	75	14	194	18	75	9	20	79	89	218	218		34	56
M66	91	18	169	15	76	6	18	82	60	249	239		39	84
M70	77	7	193	14	72	5	15	83	99	146	237		29	72
M81	110	13	135	14	66	8	17	82	48	201	198		22	55
M82	88	13	213	16	74	9	22	81	94	225	219		40	55
M84	60	4	137	16	57	8	21	79	95	457	216		31	66
M86	48	4	137	13	57	7	11	77	101	524	222		35	86
M91	44	11	137	15	51	4	18	86	76	482	231		34	85
M94	175	5	141	15	70	4	15	76	38	227	228		42	69
M95	79	11	175	16	70	3	16	83	40	234	226		38	71
M99	71	10	195	16	74	6	17	81	95	192	231		34	69
M103	62	9	213	16	72	5	20	87	61	231	227		35	77
M104	77	13	180	15	75	0	24	88	86	279	234		34	86
Гл2b	381	23	186	9	137	4		74	95	415	168	1115	35	51
Гл2с	278	14	228	15	109	4		85	128	59	208	132	33	36
Гл2е	112	6	208	13	87	2		70	109	192	187	745	49	43
Гл3b	77	85	74	11	76	2		72	97	773	129	1975	23	75
Гл3с	171	14	256	15	108	1		78	113	144	180	578	37	45
Лев10	140	5	100	13	44	2	14	85	63	938	122	2987	24	113
Лев16	199	6	177	19	69	4	17	76	97	57	222	367	34	47
Лев19	150	6	119	14	49	1	10	73	72	835	140	2671	25	97
Лев5	110	0	192	20	69	3	14	80	96	141	200	750	34	68
Лев8	135	0	167	19	66	3	16	78	102	149	207	777	30	60

Примечание. Анализы выполнены методом РФА в ИГЕМ РАН.

Пустые ячейки - содержание не определено

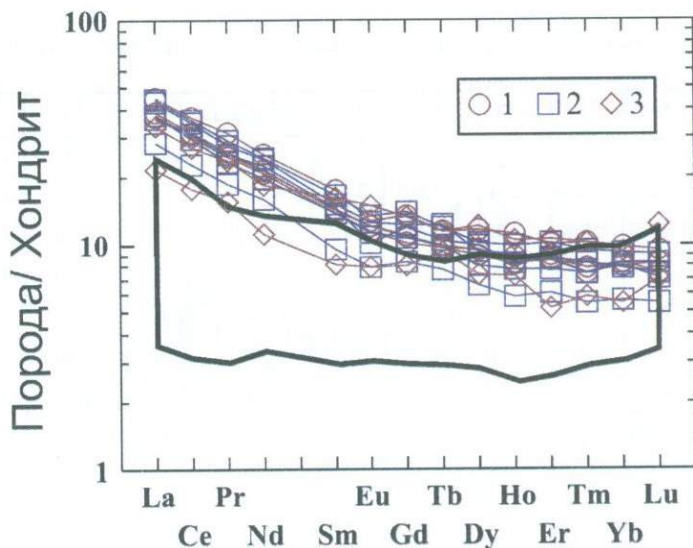


Рис. 2.5. Спектры РЗЭ для вулканитов свиты ветреный пояс
 1 - Мяндуха, 2 - Голец и 3 - Бол.Левгора.
 Вынесено поле для бонинитов Изу-Бонинской дуги (Pearce et al., 1992)

вулканитов свиты ветреный пояс близок к тому, что наблюдается в фанерозойских бонинитах и является промежуточным между собственно бонинитами и островодужными толеитами (рис. 2.6).

Проведенное нами детальное изучение **вулканического стекла** из бонинитовых базальтов горы Мяндуха показало, что само стекло образовано аморфным кремнеземом, содержащим нано- и микронные кристаллы преимущественно водосодержащих силикатов (амфиболов и различных слоистых силикатов: хлорита, талька, биотита, каолинита), а также редкие выделения ортопироксена, α -кварца, тридимита, эпидота, галита, анатаза и куприта (Шарков и др., 2004₂). Минеральный состав этих нанофаз резко отличается от состава фенокристаллов и минералов основной массы лав, представленных оливином, высокоглиноземистыми клинопироксенами и хромитом. Все эти нанофазы неравномерно распределены в стекле, обеспечивая его пятнистую окраску в отраженных электронах и различный состав в разных точках, определенный микрозондом (таблица 2.4, рис. 2.7). Их распределение, по-видимому, не связано с какими-либо вторичными процессами, а скорее отражает структуру первичной неоднородности расплава, сохранившуюся вследствие его быстрого затвердевания.

Предполагается, что эти нанофазы являются продуктом раскристаллизации мицелл частично упорядоченных силикатов в кремнеземистой матрице, имевшей место как сразу же после закалки стекла,

Содержание РЗЭ в вулканитах свиты ветреный пояс (г/т)

№№ обр.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
М301	9.26	19.40	2.46	10.10	2.18	0.70	2.25	0.37	2.39
М304	8.96	19.10	2.40	9.99	2.19	0.70	2.27	0.36	2.42
М308	8.84	18.60	2.36	9.65	2.12	0.67	2.10	0.36	2.26
М315	10.70	22.70	3.00	11.90	2.68	0.74	2.78	0.43	2.94
Гл2с	10.64	22.18	2.78	11.36	2.54	0.78	2.89	0.45	2.58
Гл2е	8.68	19.12	2.40	10.52	2.24	0.59	2.46	0.39	2.52
Гл2v	8.99	18.10	2.23	9.16	2.12	0.66	2.21	0.37	2.05
Гл3с	10.32	21.56	2.63	11.16	2.32	0.73	2.53	0.46	2.37
Гл3v	6.76	13.97	1.77	7.44	1.46	0.46	1.71	0.29	1.67
Лев16	8.04	16.67	2.25	8.65	2.48	0.87	2.74	0.43	3.09
Лев19	5.14	10.91	1.47	5.24	1.25	0.46	1.66	0.35	1.86
	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Сумма	(La/Nd) _n	(Ce/Yb) _n	
М301	0.50	1.43	0.20	1.40	0.19	52.83	1.76	3.52	
М304	0.47	1.40	0.19	1.41	0.21	52.07	1.72	3.45	
М308	0.46	1.48	0.20	1.35	0.21	69.66	1.75	3.50	
М315	0.63	1.66	0.26	1.66	0.24	62.32	1.72	3.48	
Гл2с	0.56	1.68	0.24	1.56	0.23	60.47	1.80	3.62	
Гл2е	0.47	1.44	0.21	1.34	0.19	52.57	1.59	3.63	
Гл2v	0.44	1.28	0.19	1.36	0.18	49.34	1.89	3.38	
Гл3с	0.51	1.42	0.19	1.40	0.21	57.81	1.78	3.92	
Гл3v	0.33	1.01	0.14	0.96	0.14	38.11	1.75	3.70	
Лев16	0.59	1.75	0.26	1.58	0.31	49.71	1.79	2.68	
Лев19	0.41	0.86	0.15	0.93	0.18	30.87	1.89	2.98	

Примечание. Все анализы выполнены методом ICP-MS в ЦХЛ ИГЕМ РАН

в еще горячем веществе - это ортопироксен, тридимит и α -кварц, так и в процессе его дальнейшего остывания и последующего длительного существования в земной коре в уже существенно более низкотемпературных условиях, когда формировались другие нанокристаллы. По-видимому, именно такое строение вулканического стекла из лав КВМС, т.е. наличие жесткого кремнеземистого каркаса с мицеллами нано- и микронной размерности, и обеспечило их удивительную сохранность на протяжении около 2.4 млрд. лет.

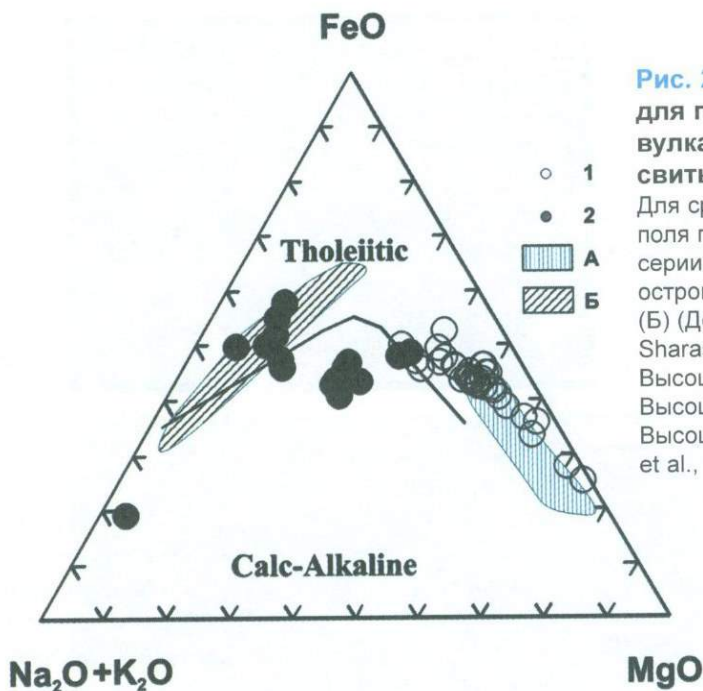


Рис. 2.6. Диаграмма AFM для пород (1) и вулканических стекол (2) свиты ветренный пояс. Для сравнения показаны поля пород (А) бонинитовой серии современных островных дуг и стекол в них (Б) (Добрецов и др., 1980; Sharaskin et al., 1980; Высоцкий, 1983; Высоцкий и др., 1987; Высоцкий, 1989; Ohnenstetter et al., 1996₂)

Таблица 2.4

Составы вулканического стекла из вулкаников свиты ветренный пояс

№ обр.	М303с	М303т	М100	М33	М323	Лев-8	Лев-10	Лев-19
№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	50.54	54.20	59.77	60.33	59.05	52.29	57.55	55.58
TiO ₂	0.82	1.00	0.50	0.62	0.72	0.95	0.68	0.77
Al ₂ O ₃	11.91	16.82	19.03	20.60	17.46	15.34	18.40	19.37
FeO	11.35	5.97	6.74	3.18	8.09	10.02	6.45	6.99
MnO	0.20		0.09		0.14	0.14	0.13	0.14
CaO	11.72	10.10	7.67	7.21	8.66	11.31	9.21	8.49
MgO	11.25	5.47	0.91	1.33	1.86	7.21	2.22	4.08
K ₂ O	0.09		0.08		0.35	0.16	0.06	0.47
Na ₂ O	2.58	6.48	5.85	6.26	3.73	3.28	5.31	4.48
Сумма	100.47	100.04	100.64	99.53	100.06	100.92	100.01	100.37

Примечания. 1-2 – гиалокластит: с - светлое и т - темное стекло в отраженных электронах (рис. 2.7); 3-6 – бонинитовые базальты ; 7-8 – бонинитовые пикробазальты – кумулаты из расслоенного лавового потока.

Пустые ячейки соответствуют содержания ниже предела чувствительности прибора.

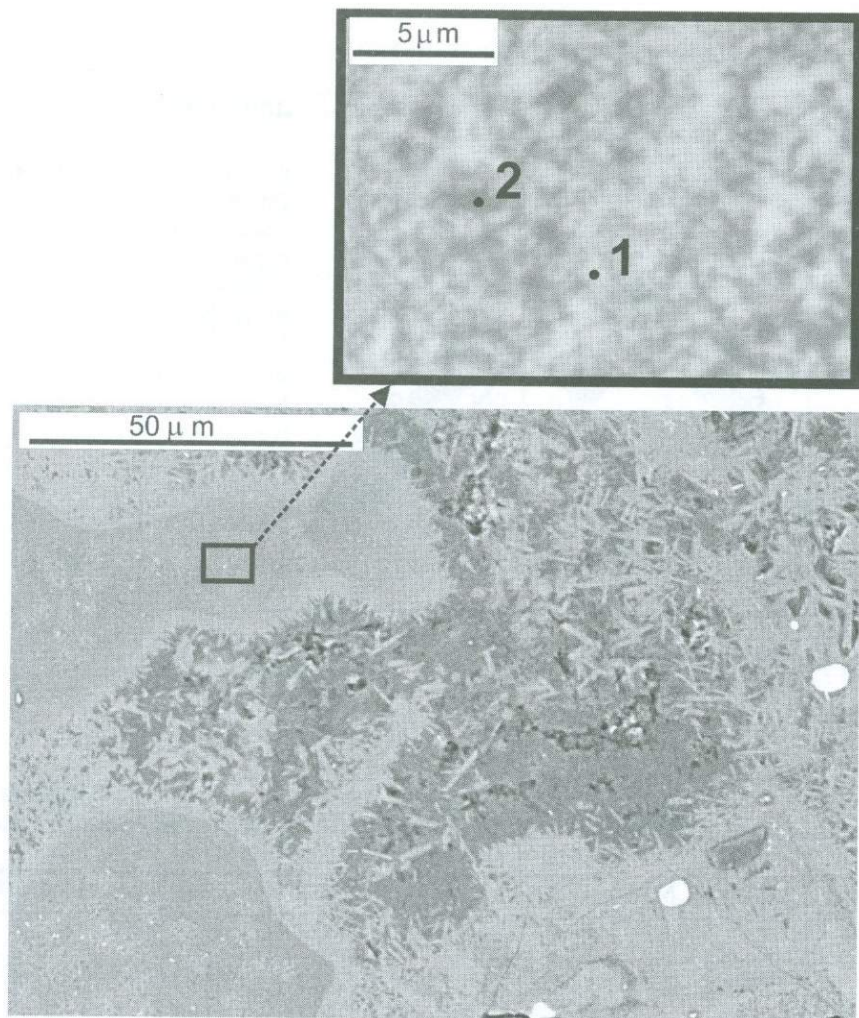


Рис. 2.7. Изображение в отраженных электронах мелкопятнистого вулканического стекла из гялокластита горы Мяндуха (обр. М303)
 1 – светлое и 2 – темное стекло (составы в [таблице 2.4](#))

Интрузивные образования кратонов. Восточная часть Балтийского щита является одной из крупнейших в мире областей развития раннепалеопротерозойских расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов: здесь установлено более 12 только крупных массивов ([рис. 2.1](#)). Все эти интрузивы произошли за счет расплавов КВМС и характеризуются сходным строением и близким вещественным составом пород, хотя часто сильно различаются деталями строения, характером кумулятивной

стратиграфии и масштабом рудной минерализации. Они обычно находятся на периферии палеопротерозойских осадочно-вулканогенных грабенообразных (рифтогенных) структур, располагаясь в поднятых бортах грабенов, реже в выступах фундамента между ними.

Все крупные расслоенные интрузивы имеют однотипное строение и образованы серией пород: дуниты – гарцбургиты – бронзититы – нориты – габбронориты – анортозиты – магнетитовые габбро-диориты, хотя, как уже указывалось, в деталях могут сильно отличаться друг от друга. Более того, крупные расслоенные комплексы могут состоять из двух и более самостоятельных интрузивных тел с автономной внутренней структурой, произошедших за счет однотипных расплавов, в частности, детально изученный нами Бураковский плутон (БП).

Бураковский расслоенный плутон основных-ультраосновных пород расположен в юго-восточной части щита, к востоку от Онежского озера в пределах древнейшего на Балтийском щите Водлозерского блока. Вмещающие его породы представлены типичными образованиями Карельской архейской гранит-зеленокаменной области – тоналитовыми гранито-гнейсами с небольшими фрагментами зеленокаменных поясов. БП практически полностью перекрыт чехлом четвертичных отложений, и представления о его строении базируются главным образом на материалах бурения и геофизических данных.

Массив имеет лополитообразную форму, его длина достигает 50 км при ширине 13-17 км (рис. 2.8). В состав БП входят Аганозерский (АТ) и Шалозерско-Бураковский (ШБТ) «блоки», рассматриваемые ранее как тектонические, а по результатам наших исследований (Chistyakov et al., 2002), представляющие самостоятельные интрузивы. На основании данных бурения в разрезах обоих блоков выделяются Краевая и Расслоенная серии пород. В состав последней входят 5 зон (рис. 2.9), породы которых различаются наборами кумулятивных фаз (снизу вверх): Ультраосновная (УЗ), Пироксенитовая (ПЗ), Габброноритовая (ГНЗ), Пижонитовых габброноритов (ПГНЗ) и Магнетитовых габбронорит-диоритов (МГДЗ). Однако, одноименные зоны в пределах каждого тела имеют ряд отличий в строении и составе пород. Так, в ШБТ существенно сокращены мощности ПЗ и ГНЗ; в отличие от АТ в ШБТ по всему разрезу преобладающую роль среди пироксенов играет ортопироксен; в ПЗ АТ преобладают некумулятивные предположительно метасоматические Риг-Ауг клинопироксениты, отсутствующие в ШБТ и т.д.

В обоих телах выше УЗ на нескольких стратиграфических уровнях в нарушение общей последовательности смены кумулятов по разрезам наблюдаются обычно маломощные выдержанные маркирующие горизонты (МГ) ультрабазитов (рис. 2.9). Изучение составов минералов выявило сложный характер скрытой расслоенности по разрезам обоих тел плутона. При общей тенденции к снижению магнезиальности темноцветных минералов (оливина и пироксенов) и снижению основности плагиоклаза вверх по разрезам обоих тел, наблюдаются незакономерные вариации составов этих минералов. Подобная картина нарушений скрытой расслоенности наряду с

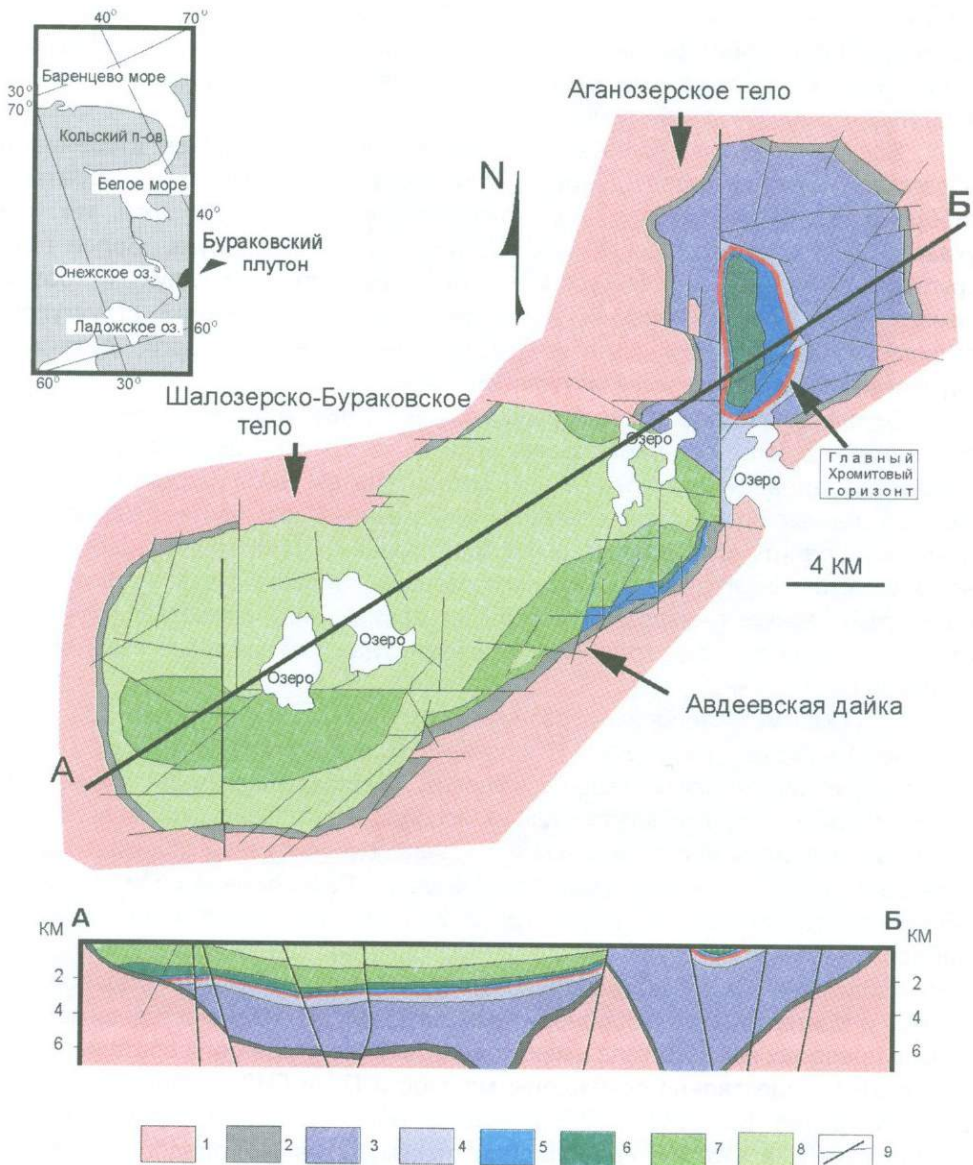


Рис. 2.8. Схема геологического строения Бураковского плутона

Выделены: 1 - архейский фундамент; 2 - Краевая серия; 3-8 - Расслоенная серия: 3 и 4 - Дунитовая и Перидотитовая подзоны Ультраосновной зоны (УЗ), 5 - Пироксенитовая зона (ПЗ), 6 - Габброноритовая зона (ГНЗ), 7 - зона Пижонитовых габброноритов (ПГНЗ), 8 - зона Магнетитовых габбронорит-диоритов (МГДЗ); 9 - разломы

Зона

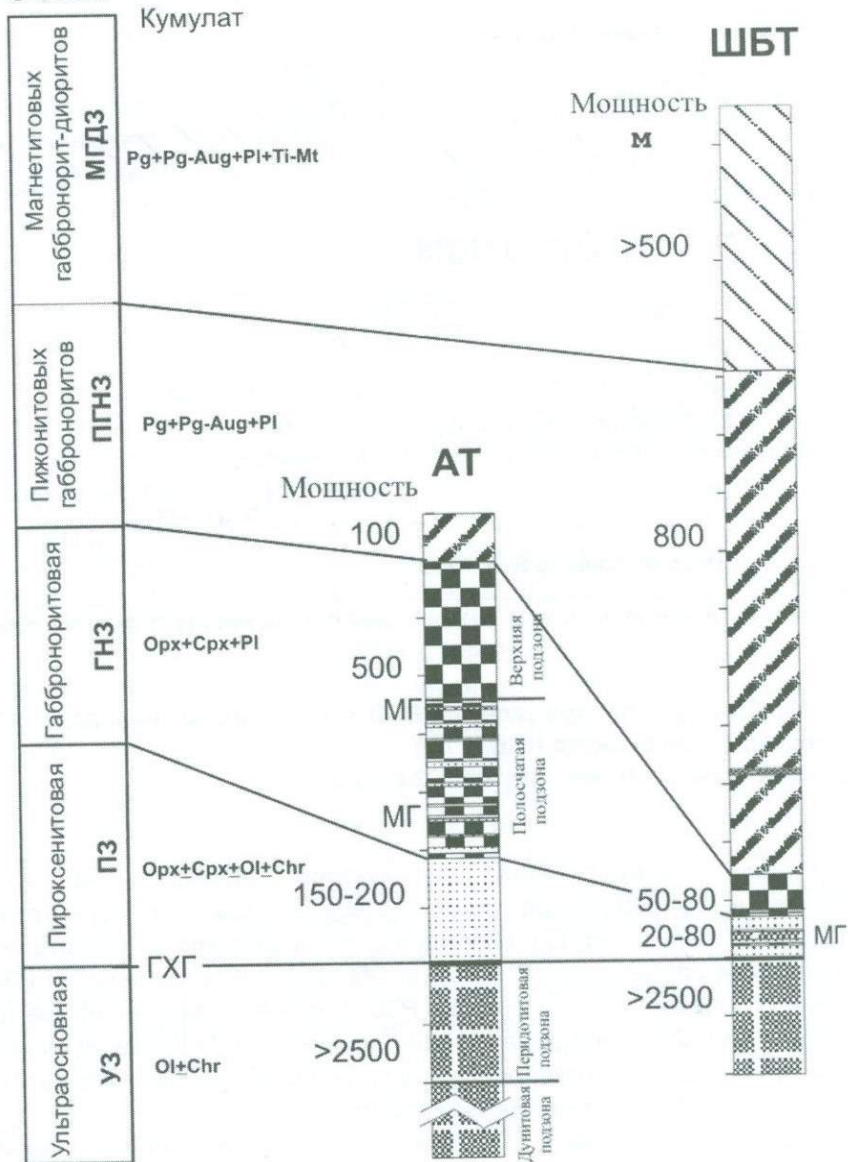


Рис. 2.9. Генерализованные разрезы расчлененных серий Аганозерского (АТ) и Шалозерско-Бураковского (ШБТ) тел Бураковского плутона. Вынесены главные кумулятивные парагенезисы и мощности выделяемых зон. МГ – маркирующие перидотитовые горизонты, ГХГ – Главный Хромитовый горизонт

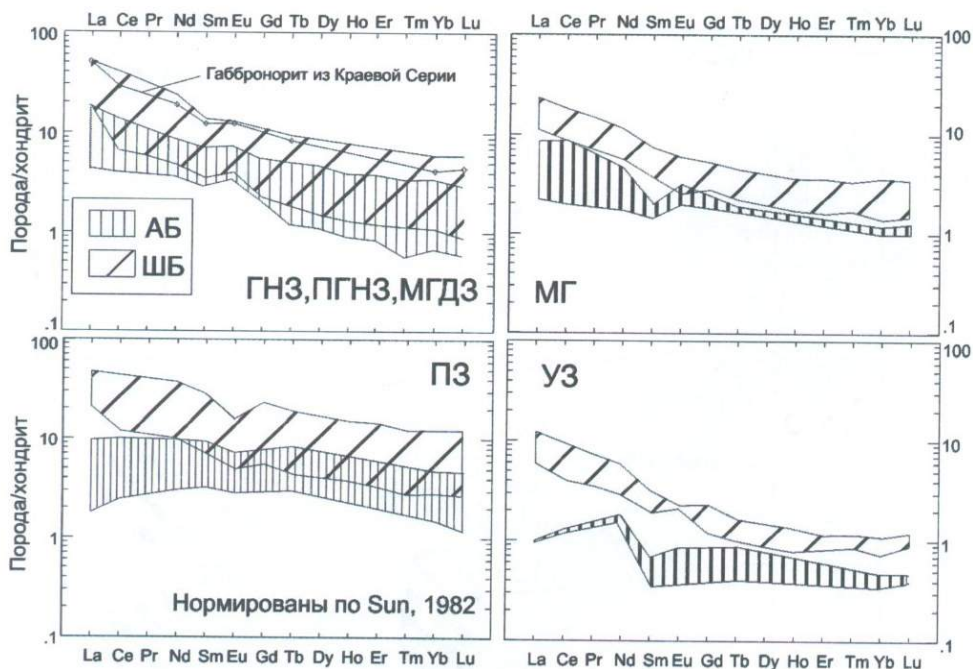


Рис. 2.10. Спектры распределения РЗЭ в породах Аганозерского (АТ) и Шалозерско-Бураковского (ШБТ) тел. Выделены зоны расслоенных серий (рис. 2.8 и 2.9)

присутствием перидотитовых горизонтов указывает на наличие дополнительных внедрений расплава в затвердевающие камеры интрузивов.

Породы обоих тел БП обогащены по сравнению с толеитами СОХ литофильными элементами (Rb, Ba), а габброиды - также легкими РЗЭ при пониженных содержаниях Ti и тяжелых РЗЭ. Наблюдаются однотипные тренды корреляции для обоих тел ряда главных элементов с MgO, характерные для пород и других крупных расслоенных интрузивов Балтийской магматической провинции (например, Мончегорского комплекса).

Сравнение содержаний РЗЭ в породах из аналогичных зон обоих тел плутона позволило выявить существенную обогащенность этими элементами пород ШБТ относительно пород АТ (рис. 2.10). Статистическая обработка химических анализов (Берковский и др., 2000) также показала значимое различие между аналогичными породами этих тел по железистости и содержанию SiO₂.

Полученные геохимические данные указывают на происхождение АТ и ШБТ за счет однотипных, но несколько различных расплавов кремнеземистой высоко-Mg (бонинитоподобной) серии, характеризующихся высокими

содержаниями SiO₂, MgO, P3Э, Rb, Ba при низком Ti. Различия были, по-видимому, связаны с разным вкладом ассимилированных коровых компонентов в генерацию магм БП. В процессе становления интрузивов в затвердевающие камеры поступали дополнительные порции расплавов, которые вовлекались в конвективные течения и смешивались там с уже эволюционировавшим расплавом.

Изотопно-геохимические исследования показали, что изотопные отношения в породах обоих тел характеризуются первичным ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношением 0.7037-0.7044 и отрицательными значениями величины ε_{Nd} в интервале от -3 до -2. Для габброноритов из обоих тел плутона изохронным Sm-Nd методом определено время кристаллизации каждого из них: АТ - 2372±22 млн. лет (ε_{Nd} = -3.22±0.13), а ШБТ - 2433±28 млн. лет (ε_{Nd} = -3.14±0.14) (Чистяков и др., 2000). Породы маркирующих горизонтов по изотопным характеристикам отличаются от других пород расслоенных серий.

Мончегорский расслоенный мафит-ультрамафитовый комплекс расположен в центре Кольского полуострова. Этот комплекс известен еще со времен исследований А.Е.Ферсмана в начале 1930-х годов. Наибольший вклад в понимание его строения и рудной минерализации внесли работы Н.А.Елисеева и его сотрудников и учеников (Е.К.Козлов, В.А.Маслеников, З.А.Образцова и др.), проводившихся в 1950-годы, а также более поздние работы Е.В.Шаркова и др. (1980, 2002) и В.Ф.Смолякина и др. (2004).

Комплекс образован двумя крупными телами - Мончегорским никеленосным плутоном и существенно габбровым массивом Главного хребта. В отличие от Бураковского плутона, этот комплекс попал в зону среднепалеопротерозойского Главного Кольского разлома и в настоящее время представляет собой систему крупных тектонических блоков (рис. 2.11). Эти массивы сложены однотипными породами, но их кумулятивная стратиграфия и распространенность разных типов пород резко различаются.

Мончегорский плутон в плане имеет серпообразную форму при общей площади около 65 км². В его вертикальном разрезе отчетливо выделяется три зоны (макрослоя): Перидотитов, Пироксенитов (Бронзититов) и Норитов. Эти зоны залегают конформно, нигде не пересекая друг друга. В основании Перидотитовой зоны прослеживается мощный 100-120 метровый горизонт оливин (Ol) - хромитовых (Cr₂) кумулатов (дунитов или пойкилитовых гарцбургитов), выше которого наблюдается ритмичное переслаивание пойкилитовых гарцбургитов, гранулярных гарцбургитов (Ol+Orx±Chr кумулат) и бронзититов (Orx) при мощности ритмов в десятки сантиметров - первые метры. Ol и Orx здесь отличаются высокой магнезиальностью - F₀₈₆₋₈₈ и E_{п82-86} соответственно.

Преобладающими породами Пироксенитовой (Бронзититовой) зоны мощностью 500-700 м, являются ортопироксеновые кумулаты (бронзититы). Особенностью строения зоны Бронзититов является присутствие в верхней части ее разреза на горе Сопча 2-3-метрового «Перидотитового», или «Рудного пласта Сопчи». Это выдержанный горизонт тонкорасслоенных

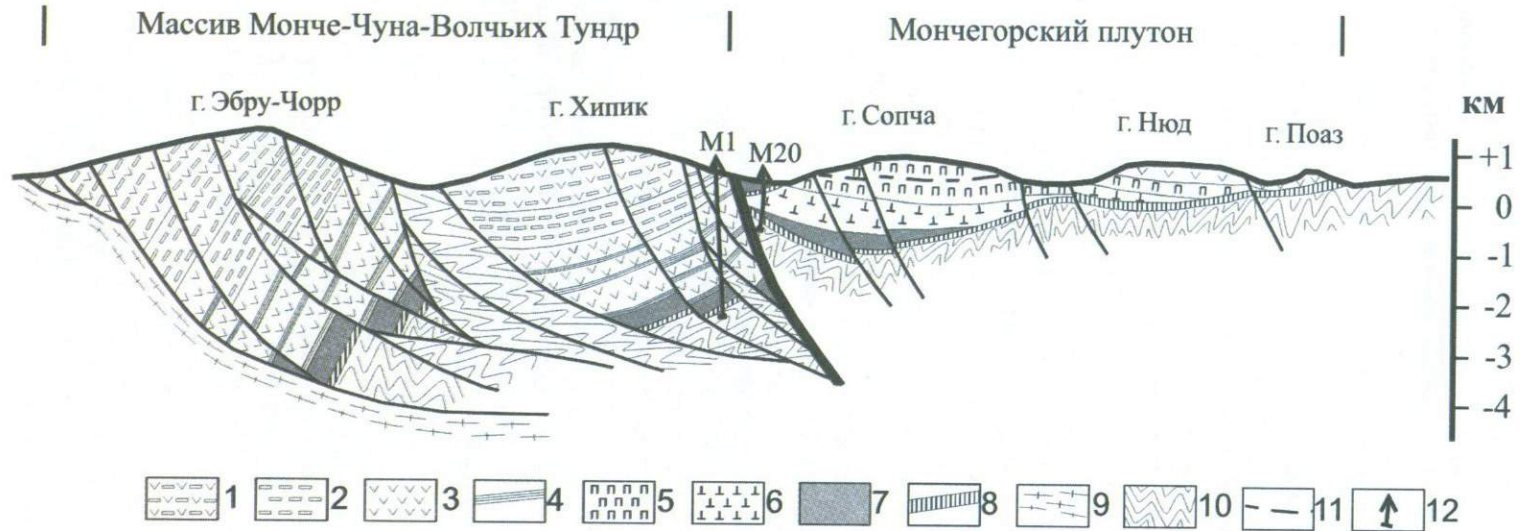


Рис. 2.11. Схематический субширотный разрез Мончегорского комплекса

1 - крупнозернистые массивные габбронорит-анортозиты (плагноклазовые кумулаты) с прослоями пижонитовых габброноритов; 2 - трахитоидные габбронорит-анортозиты (Pl кумулаты); 3 - нерасчлененные нориты (Orx+Pl кумулаты) и габбронориты (Orx+Crх+Pl кумулаты); 4 - зоны ритмичного переслаивания базитовых и ультрабазитовых кумулатов, включая дуниты; 5 - преимущественно бронзититы (Orх кумулаты); 6 - зона ритмичного переслаивания Ol+Crт, Ol+OrхCrт и Orх кумулатов в Мончегорском плутоне; 7 - оливин-хромитовые кумулаты (дуниты); 8 - краевые эндоконтактные зоны интрузивов; 9 - гнейсы и мигматиты Лоттинского блока; 10 - диорито-гнейсы и глиноземистые кристаллические сланцы кольской серии, Центрально-Кольский блок; 11 - «рудный пласт Сопчи»; 12 - положение структурных скважин

(миллиметры-первые сантиметры) гарцбургитов и дунитов, содержащих обильную вкрапленность Cu-Ni сульфидов, связанный с дополнительным внедрением обогащенной рудными компонентами новой порции расплава (Шарков, Богатиков, 1999). В пласте часто наблюдаются складки оползания и автобрекчии, свидетельствующие о мобильности материала при формировании этого участка интрузива.

Норитовая зона состоит из среднезернистых мезократовых норитов (Орх+Pl кумулатов), слагающих верхнюю часть разреза плутона. Нориты залегают на породах зоны бронзититов, нередко с ними ритмично переслаиваясь. Состав кумулятивного плагиоклаза в них обычно отвечает битовниту An_{80} , а кумулятивного Орх - En_{86-87} .

Донная (краевая) зона, сложенная преимущественно мелкозернистыми габброноритами, развита вдоль контакта с вмещающими архейскими гранулитами. Мощность зоны максимальна (100-120 м) в центральных частях мульды, уменьшаясь до 10-15 м по краям. Химизм этих пород близок к кальциевому бониниту (Шарков, 1980).

Мончегорский плутон широко известен своими сульфидными Cu-Ni месторождениями, а также наличием платинометальной минерализации. Характер оруденения в нем меняется по разрезу и имеет четкую стратиграфическую привязку (рис. 2.12). В пределах дунитовой линзы в западной части плутона наблюдается промышленное хромитовое оруденение (Чашин и др., 1999).

Необходимо также отметить, что специальные палеомагнитные исследования по непрерывному 300-метровому разрезу Мончегорского плутона на горе Ниттис позволили установить наиболее древнюю из известных к настоящему времени инверсию магнитного поля, имевшую место в процессе направленного снизу вверх затвердевания этого плутона, обеспечивавшего непрерывную «запись» ориентировки магнитного поля (Печерский и др., 2004).

Массив Главного хребта отделен от Мончегорского плутона крупным Мончетундровским разломом и образован тремя крупными тектоническими блоками, сложенными на поверхности базитами. В нижней части разреза массива, вскрытой скважинами глубокого бурения, развиты габбронориты, нориты, пироксениты (бронзититы) и дуниты, образующие зоны взаимного переслаивания. Основание разреза слагает мощный (более 200 м) горизонт дунитов и мелкозернистые габбронориты зоны закалки. Нижнюю часть видимого разреза массива образует зона габброноритов, среди которых встречаются прослои оливинных габброноритов и плагиоклазовых лерцолитов. Выше нее расположена зона трахитоидных габбронорит-анортозитов с подчиненными пижонитовыми габброноритами. Зона крупнозернистых габбронорит-анортозитов слагает верхние сохранившиеся части разреза массива.

Из данных по характеру кумулятивной стратиграфии следует, что массив Главного хребта является самостоятельным интрузивом, который пространственно частично совмещен с Мончегорским плутоном. С этим



Рис. 2.12. Распределение сульфидной Cu-Ni-ЭПГ минерализации в разрезе Мончегорского плутона

согласуются и изотопные датировки пород этих интрузивов, составляющие 2.45-2.47 и 2.50-2.51 млрд. лет для массива Главного хребта (его Мончетундровской части) и Мончегорского плутона соответственно (Amelin et al., 1995; Tolstikhin et al., 1992; Смолькин и др., 2004). Таким образом, как и Бураковский плутон, Мончегорский комплекс образован двумя крупными самостоятельными телами и представлял собой долгоживущий магматический центр, развивавшийся над локальным мантийным плюмом.

Мелкие расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы промежуточных подвижных зон. Рассмотренные выше крупные расслоенные интрузивы формировались в пределах жестких Кольского и Карельского кратонов. Иная ситуация наблюдается в промежуточных подвижных поясах - Беломорском (БПП) и Терско-Лоттинском, представлявших собой пологие зоны тектонического течения (Шарков и др., 2004₁). Здесь магматические образования КВМС представлены множеством мелких синкинематических бескорневых интрузивов - так называемого друзитового (коронитового) комплекса с возрастом 2.45-2.35 млрд. лет (Шарков и др., 2004₁). Они сложены теми же разновидностями пород, что и одновозрастные крупные расслоенные плутоны соседних кратонов (рис. 2.1). В отличие от плутонов, здесь главные разновидности пород образуют самостоятельные интрузивы с соответствующим составом зон закалок (рис. 2.13). Эти тела повсеместно, но с разной интенсивностью, метаморфизованы с появлением кайм (корон) вдоль границ первичных магматических минералов.

Составы пород и минералов в интрузивах друзитового комплекса и в крупных расслоенных плутонах Балтийского щита практически совпадают. И здесь и там кумулятивные парагенезисы представлены двумя главными типами: (1) ультрамафитовыми кумулатами ($OI \pm Chr$, $OI + Orx \pm Chr$, $OI + Orx + Crx \pm Chr$, $Orx \pm Crx$, $Orx + Pl \pm OI$ и $Orx + Crx + Pl \pm OI$), типичными для нижних частей крупных плутонов, и (2) мафитовыми кумулатами ($Orx + Pl$, Crx , Pl и $Pig + Pg - Aug + Pl \pm Mgt$), типичными для верхних частей их разрезов. Однако если в плутонах все эти породы слагают единое тело, то здесь они же входят в состав двух сообществ мелких самостоятельных тел с соответствующими составами эндоконтактных зон. Так что в целом они представляют как бы крупный расслоенный интрузив, «разобранный» на фракции. Все это позволяет отнести образования рассматриваемых друзитовых интрузивов и пород расслоенных массивов кратонов к продуктам кристаллизации расплавов кремнеземистой высоко-Mg (бонинитоподобной) серии (КВМС). Эффузивными аналогами этих образований были толщи метавулканитов кандалакшской свиты и формации Тана в Финляндии, «зажатые» между позднепалеопротерозойским Главным Лапландским разломом и Беломорским поясом (Прияткина, Шарков, 1979).

Полученные данные предполагают сходство магмагенерирующих систем под кратонами и БПП. В геохимическом плане магмы КВМС характеризуются: (1) дефицитом Fe, Ti, Nb и щелочей, особенно калия; (2)



Рис. 2.13. Характер интрузивного контакта друзитового тела о-ва Горелый (темное) с вмещающими архейскими плагиомигматитами (светлое, в правой части снимка)

На снимке хорошо видно проникновение апофиз тонкозернистых габброидов во вмещающие породы. Фото А.В.Чистякова

повышенными концентрациями Ni, Co, Cu, V и ЭПГ, а также некогерентных элементов, включая легкие редкоземельные элементы (ЛРЗЭ); при этом распределение РЗЭ слабо фракционированное ($(La/Yb)_N = 3.1-5.7$); и (3) высокими содержаниями Al, Mg и Sr. На петрохимических диаграммах область распространения этих пород совпадает с полем развития высоко-Mg разновидностей островодужных пород - бонинитов. К последним породы КВМС близки также по содержаниям главных, редких и редкоземельных элементов с характерными минимумами по Nb и Ti при высоких концентрациях Rb, Ba, Sr, Th, а также Ce, Hf, и Sc. Существенные отличия наблюдаются только по изотопным характеристикам: величина $\epsilon_{Nd}(T)$ в бонинитах

современных островных дуг варьирует от +6 до +8 (Pearce et al., 1992), тогда как в породах КВМС составляет в среднем от -1.0 до -2.0, свидетельствуя о крупномасштабной ассимиляции коровых образований мантийными магмами.

Магматические системы кремнеземистой высокомагнезиальной (бонинитоподобной) серии. Высокомагнезиальный состав оливинов и пироксенов с преобладанием среди последних ортопироксенов, а также наличие высокохромистых хромитов в высокотемпературных ультрамафитовых кумулатах интрузивов и расслоенных лавовых потоках провинции, очевидно, свидетельствует о том, что их исходные магмы выплавлялись из деплетированной мантии, обедненной высокозарядными некогерентными элементами. Более низкотемпературные расплавы были обогащены ЛРЗЭ и литофильными элементами (Rb, Ba), что, вероятно, связано с ассимиляцией корового материала. Это подтверждается и результатами изотопных исследований, свидетельствующими о происхождении родоначальных магм КВМС при крупномасштабной ассимиляции мантийными расплавами с $\epsilon_{Nd}(2.45) = +2.5$ архейских пород с $\epsilon_{Nd}(2.45) = -9.5$ (Puchtel et al., 1997).

Об ассимиляции корового материала высокотемпературными мантийными магмами также свидетельствуют данные по благороднометалльной минерализации (БМ) в рассмотренных интрузивах, которая практически не связана с процессами внутрикамерной кристаллизационной дифференциации. БМ появляется или в связи с зонами эндоконтактов, или же с внедрениями обогащенных рудными компонентами новых порций расплавов в затвердевающие интрузивные камеры, приводившими к возникновению рифов. Минералы платиновой группы в них представлены висмутидами, теллуридами, арсенидами и т.д., т.е. соединениями, не типичными для мафитов и ультрамафитов. Вероятно, и часть платиноидов, необходимая для появления рудных концентраций, также была извлечена из супракрустальных пород архейской коры типа метакоматиитов и черных сланцев.

Сам факт существования крупной магматической провинции предполагает наличие под ней мантийного суперплюма, обеспечивавшего эту активность. Судя по имеющимся петролого-геохимическим данным, этот суперплюм, в отличие от суперплюмов фанерозоя, был образован деплетированным ультрамафическим материалом. Сами магматические системы возникали, по-видимому, над выступами кровли суперплюма (протуберанцами, локальными плюмами), в растекающихся головных частях которых вследствие адиабатической декомпрессии и происходило плавление.

Формирование расплавов КВМС было, по-видимому, связано с ассимиляцией высокотемпературными мантийными магмами базитов нижней коры в процессе подъема (всплывания) через нее магматических очагов по принципу зонной плавки (Шарков и др., 1997), т.е. путем одновременного плавления пород их кровли и кристаллизации у их дна (рис. 2.14). При этом в условиях жесткой коры кратонов периодически поступающие снизу порции

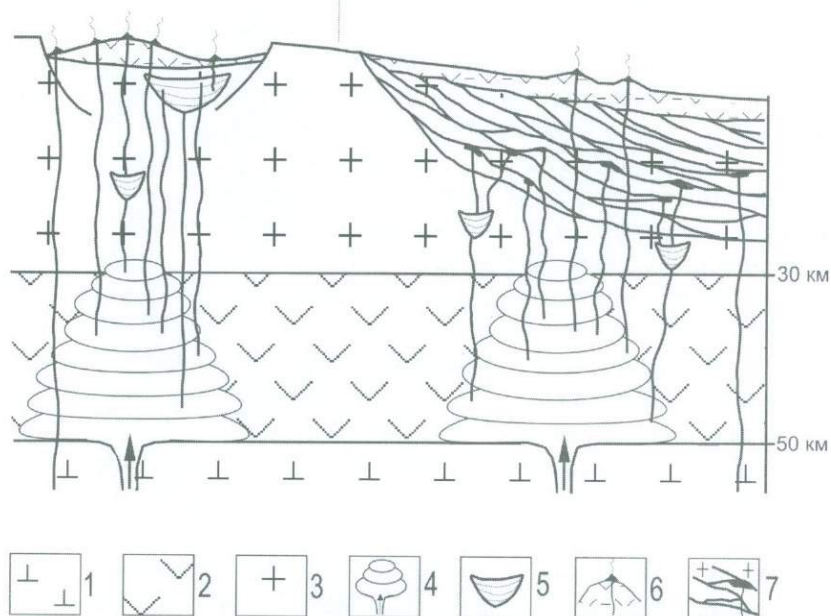


Рис. 2.14. Модель строения магматических систем под кратонами и промежуточными подвижными зонами Балтийского щита

1 – древняя литосферная мантия; 2 – архейская базитовая кора; 3 – архейская сиалическая кора; 4 – область «всплытия» магматического очага по принципу зонной плавки; 5 – расслоенные интрузивы и промежуточные камеры; 6 – осадочно-вулканогенные породы, лавовые плато; 7 – зона тектонического течения Беломорского пояса с друзитовыми (черное) телами

расплавов накапливались в промежуточных магматических очагах. Очевидно, что крупные расслоенные плутоны и представляли собой такие очаги, образовавшиеся в результате многократных поступлений отдельных порций свежего расплава в затвердевающие интрузивные камеры, где происходили процессы кристаллизационной дифференциации и смешения свежих и эволюционированных магм. Их размеры зависели от длительности существования конкретных магматических систем, причем по мере прекращения существования одного подводящего канала рядом с ним мог раскрываться другой, обеспечивая появление рядом нового интрузивного тела, как это имело место в случаях Бураковского и Мончегорского комплексов.

В условиях же подвижной зоны такие порции новообразованных расплавов могли размещаться только в мелких камерах, положение которых определялось локальными неоднородностями, возникавшими в процессе тектонического течения вмещающих пород. Эти камеры к тому же постоянно

смещались в пространстве, препятствуя накоплению расплавов в одном месте и образованию крупных интрузивов. В результате возникали недифференцированные или слабо дифференцированные различные по составу мелкие самостоятельные тела, образующие, например, друзитовый комплекс Беломорья. Судя по имеющимся петрологическим и геофизическим данным, мощность зоны пологого тектонического течения в БПП не превышала 25-30 км (Шарков и др., 2004₁).

Таким образом, полученные нами данные позволяют сделать ряд выводом об особенностях раннепалеопротерозойского магматизма КВМС.

1. Магматические системы КВМС возникали над локальными выступами кровли мантийного плюма и имели 4 уровня активности: (1) зона плавления мантийного деплетированного ультраосновного вещества в головной части локального плюма вследствие адиабатической декомпрессии, (2) возникновение промежуточного магматического очага на границе нижней коры и мантии, где происходила крупномасштабная ассимиляция коровых пород высокотемпературными мантийными расплавами и тем самым формирование магм КВМС, (3) крупные расслоенные интрузивы в верхней коре, где накапливались поступающие снизу расплавы, происходили процессы их кристаллизационной дифференциации и смешения свежих и эволюционированных расплавов, и (4) лавовые плато и мелкие силло- и линзообразные субвулканические интрузивы.

2. В уникально сохранившихся лавах КВМС свиты ветреный пояс наблюдается ассоциация магнезиальных оливинов и пироксенов, а также высокохромистого хромшпинелида с вулканическим стеклом среднего и кислого состава, что характерно для бонинитов. Тем самым впервые в мире на основе прямых петрографических наблюдений доказано, что расплавы КВМС действительно являются аналогами бонинитовой серии, хотя имеют совершенно другое происхождение.

3. Показано, что важную роль в формировании платиноносных рифов в расслоенных интрузивах играет ассимиляция ЭПГ-содержащих супракrustальных пород в толще коры высокотемпературными мантийными магмами в процессе их подъема к поверхности. Расслоенные интрузивы, прорывающие супракrustальные толщи, независимо от степени метаморфизма последних, являются потенциально рудоносными.

Магматические процессы раннего палеопротерозоя на других щитах. Образования кремнеземистой высоко-Mg серии очень характерны для раннего палеопротерозоя всех докембрийский щитов как в форме вулканических покровов, так и интрузивов, особенно расслоенных. На *Канадском щите* вулканы такого состава с возрастом 2450 млн. лет развиты в низах Гуронской супергруппы (Jolly, 1987), а одновозрастные расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы, в целом аналогичны расслоенным массивам Фенноскандии (Vogel et al., 1998). Особенностью этого региона, как уже указывалось выше, является присутствие огромного роя даек Матачеван с возрастом 2.45 млрд. лет, протягивающегося на 800 км при ширине около 450 км (Halls, Fahrig, 1987). Предполагается, что он представлял собой питающую

систему крупной магматической провинции, вулканические составляющие которой ныне уничтожены эрозией, а сами дайки произошли из уже сильно эволюционированных расплавов, обогащенных Ti (Phinney, Halls, 2001). Для этого роя Холлсом установлено наличие инверсии магнитного поля, несколько более молодой по сравнению с Мончегорским плутоном. Вулканиды КВМС развиты в Гурвицкой серии (запад провинции Черчилл), с возрастом в интервале 2.45 - 2.2 млрд. лет (Sandeman, 2003). Они характеризуются обогащением ЛРЗЭ, отрицательными аномалиями Nb, Ti, Ta, и величинами ϵ_{Nd} , варьирующими от 0 до +0.8.

В Западной Гренландии среди архейских образований развиты рои даек бонинитоподобного состава с возрастом 2.45 млрд. лет (Halls, Hughes, 1990; Neaman, 1997). Эти рои прослеживаются с одной стороны в Шотландию (рой ультрамафических и габброноритовых даек Скаури с возрастом 2418 млн. лет (Neaman, Tarney, 1989)), а с другой - на запад, в кратон Вайоминг (Neaman, 1997).

Расплавы, близкие по составу к бонинитам, на Канадском щите появились еще в позднем архее, около 2.7 млрд. лет, с образования крупного классического расслоенного мафит-ультрамафитового интрузива Стиллиутер в кратоне Вайоминг, близкого по строению и вещественному составу к Мончегорскому комплексу (McCallum, 1996). Это самый первый представитель КВМС. Вулканиды близкого к бонинитам состава с возрастом 2.7 млрд. лет встречены и в зеленокаменном поясе Абитиби (Stone, Stone, 2000).

Раннепалеопротерозойские образования КВМС встречены и на всех других докембрийских щитах. В *Западной Австралии* в провинции Хаммерсли, наряду с подчиненным базальтовым, широко проявился кислый вулканизм и дайки КВМС с возрастом около 2.45 млрд. лет (Barley et al., 1997). В блоке Йилгарн описаны рои даек бонинитоподобных пород с возрастом 2.4 млрд. лет и одновозрастные с ними расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы (Fletcher et al., 1987). В восточной *Антарктиде* дайки бонинитоподобных пород с возрастом 2.4 млрд. лет слагают рой в районе Вестфолд-Хиллс (Kuehner, 1989). В *Южной Африке* представителями рассматриваемой серии является знаменитая Великая Дайка Зимбабве - крупный расслоенный платиноносный интрузив дайкообразной формы длиной около 500 км; правда, по последним данным его возраст составляет 2586 ± 16 млн. лет (Mukasa et al., 1998). В центре *Индостанского щита* вулканиды КВМС широко представлены в пределах палеопротерозойской (2.5–2.1 млрд. лет) надсерии Донгаргар (Dongargarh) (Sensarma et al., 2002). По-видимому, к образованиям КВМС относятся метапорфириты (андезидациты и риолиты) новоград-волынкой серии и базальты и андезиты тетеревской серии с возрастом 2.4 млрд. лет на *Украинском щите* (Щербак и др., 1989).

Таким образом, в раннем палеопротерозое на всех щитах преобладал магматизм КВМС как в форме вулканидов в рифтогенных структурах, так и форме роев даек и расслоенных интрузивов, образуя крупные изверженные провинции. Гранитоидный магматизм играл подчиненную роль.

2.2. Тектоно-магматические процессы второго этапа (ранний-средний палеопротерозой, 2.3-2.05 млрд. лет назад)

Середина палеопротерозоя характеризуется первым в истории Земли массовым появлением геохимически-обогащенных Fe-Ti пикритов и базальтов нормальной, умеренной и повышенной щелочности, характерных для внутриплитного магматизма фанерозоя. Это сопровождалось постепенным исчезновением магматизма KBMC, и к концу рассматриваемого периода он практически полностью выпал из геологической летописи.

Рифтогенный магматизм на Балтийском щите. После сумия и сариолия (2.5-2.3 млрд. лет) тектоно-магматические события на Кольском и Карельском кратонах развивались по разным сценариям, и поэтому для их сопоставления необходимо обратиться к региональной стратиграфической шкале восточной части Балтийского щита (Смолькин и др., 1995; Куликов и др., 1999). Согласно этой шкале, в разрезе палеопротерозоя вслед за сариолием идут ятулий (2.3 - 2.1 млрд. лет), людикий, или суйсарий (2.1-1.95 млрд. лет), калевий (1.95 - 1.85 млрд. лет) и вепись (1.85 - 1.65 млрд. лет). Рифтогенные процессы, начавшиеся в сумии-сариолии, несмотря на резкую смену типа расплавов, продолжали развиваться на протяжении всего этого временного интервала, причем, зачастую в тех же самых структурах. Смена характера магматических процессов на обоих кратонах связана с ятулийским этапом, начавшимся около 2.3 млрд. лет и закончившимся около 2.1 млрд. лет назад. Вулканогенно-осадочные комплексы *ятулия* выполняют многочисленные узкие линейные грабены в пределах Карельского кратона, ориентированные в северо-западном направлении. Ятулийские комплексы с небольшим угловым несогласием налегают на образования сумия-сариолия или прямо на архейский кристаллический фундамент. Среди вулканитов развиты преимущественно Fe-Ti умеренно щелочные базальты и пикробазальты (таблица 2.5); Fe-Ti толеиты встречаются в подчиненном количестве (Голубев, Светов, 1983; Геология Карелии..., 1987). Извержения имели субаэральный характер.

Ассоциирующие с лавами осадочные породы имеют резко подчиненное значение и представлены континентальными косослоистыми красноцветными песчаниками и гравелитами, иногда отмечаются линзы доломитов и травертинов, а также онколитовых известняков, нередко со строматолитами. Мощность разрезов ятулия в грабенах Карелии - обычно первые сотни метров.

Аналоги ятулийских образований на Кольском полуострове развиты в рифтогенном *Печенгско-Варзугском поясе* (ПВП); они представлены вулканогенно-осадочными породами *куэтсарвинской серии* общей мощностью около 1.8 км (Смолькин и др., 1995). Образования этой серии с конгломератами в основании ложатся на сумийско-сариолийские породы. В ее нижней части, как и в Карелии, развиты осадочные и туфогенно-осадочные породы, с горизонтами красноцветных косослоистых песчаников и гравелитов, а также прослоями онколитовых известняков и доломитов, иногда со строматолитовыми постройками. Верхняя, вулканогенная часть разреза

Химический состав вулканических пород ятулия

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	6	7
SiO ₂	47.95	54.22	56.62	55.50	53.33	50.05	49.72	52.11
TiO ₂	1.09	1.58	0.81	1.51	1.64	1.94	2.10	2.30
Al ₂ O ₃	7.06	10.56	9.14	15.48	12.75	14.72	14.26	12.94
Fe ₂ O ₃	4.81	6.08	11.99	10.85	14.53	15.01	13.64	14.78
FeO	6.82	6.17						
MnO	0.21	0.16	0.18	0.18	0.26	0.17	0.11	0.23
MgO	13.66	5.08	8.15	5.33	6.09	5.46	7.05	4.74
CaO	10.80	6.36	8.91	3.76	5.65	6.81	6.66	6.39
Na ₂ O	2.03	5.65	3.15	5.57	3.06	3.90	4.57	5.50
K ₂ O	1.27	0.87	0.38	1.17	1.84	1.07	1.01	0.18
P ₂ O ₅	0.14	0.26	0.10	0.15	0.16	0.30	0.26	0.33
CO ₂	1.38	0.84						
H ₂ O-	0.19	0.15						
H ₂ O+	2.64	1.75						
Сумма	100.10	99.93	99.43	99.50	99.31	99.43	99.39	99.49
Cr	207	378	830	109	38	84	63	40
Ni	60	94	255	30	47	92	54	53
Co	47	43	58	44	67	34	46	29
Sc	39.7	21.7	27	22	26	35	34	37
V	290	300	168	268	287	382	384	370
Cu			23	21	953	217	68	51
Zr	84	140	91	174	157	192	159	234
Ba	211	268	644	247	519	414	386	78
Sr	253	347	141	621	290	116	113	81
Rb	11	13	7	33	44	27	27	6
Y			18	23	26	42	34	50
Nb			7	18	11	12	15	15
Pb			11	17	9	9	6	8
La	12.8	26.1						
Ce	46.7	56.8						
Nd	16.8	24.2						
Sm	2.31	4.23						
Eu	1.15	1.25						
Tb	0.65	0.40						
Yb	1.64	1.06						
Lu	0.27	0.15						

Примечания. 1-2 – куэтсарвинская свита Печенгской структуры: 1 – пикробазальт. 2 – трахибазальт [Смолькин и др., 1995]; 3-7 - базальты Гирвасской структуры Прионежья.

Пустые ячейки – содержания не определялись; при отсутствии значения содержания в графе FeO - в графе Fe₂O₃ приводится суммарное содержание железа

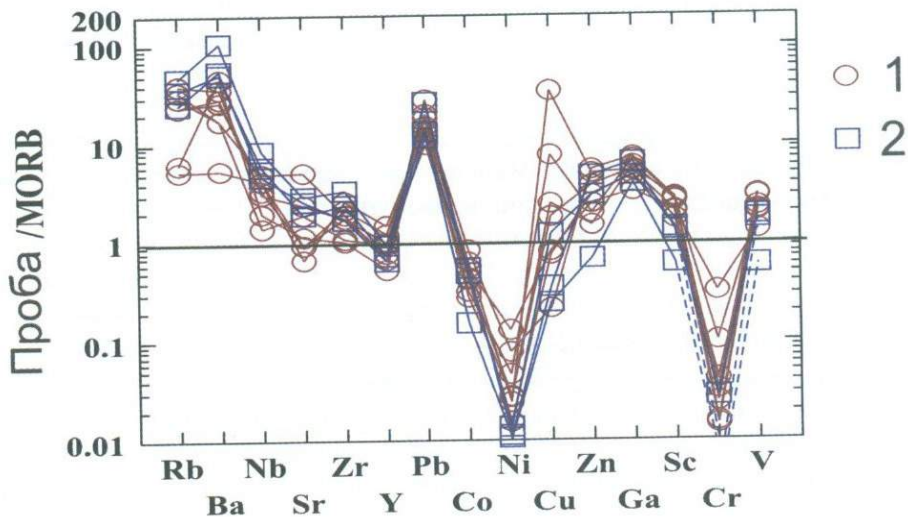


Рис. 2.15. Спайдерграмма для пород ятулия Карельского (1 - Гирвасская структура) и Кольского (2 - Печенгская структура) кратонов

сложена преимущественно умеренно-щелочными базальтами, часто с повышенной титанистостью, трахиандезибазальтами и дацитами; отмечаются также маломощные потоки пикробазальтов. Типичные составы пород приведены в [таблице 2.5](#). Ятулийские породы Кольского и Карельского кратонов имеют подобные спектры распределения редких элементов ([рис. 2.15](#)).

Возраст вулканитов куэцярвинской свиты оценивается в 2214 ± 54 млн. лет (Rb-Sr метод), а комагматичных им даек и силлов - в 2200 млн. лет (Смолькин и др., 1995). Таким образом, первое обогащение древней деплетированной мантии в Кольском регионе произошло около 2.2 млрд. лет, когда здесь впервые появились эти умеренно-щелочные породы.

Помимо лавовых покровов, в пределах грабенов наблюдаются многочисленные силлы и дайки аналогичного состава. Последние широко развиты и за пределами грабенов как в Карелии, так и в Восточной и Северной Финляндии (Vuollo et al., 1992), свидетельствуя о существовании в это время в восточной части Балтийского щита огромной области базальтового магматизма.

Магматические процессы на других щитах. На *Канадском щите* с началом данного этапа связано образование умеренно-Ti диабазовых силлов Ниписсинг (2219 млн. лет) и роя даек Магуаер (2229 млн. лет), с низким-умеренным содержанием Ti, высоким Mg, и нефракционированными спектрами РЗЭ (Vogel et al., 1998). Более молодые породы дайкового пояса Капускейсинг (2.14 млн. лет) и силла Гриффин (Boily, Ludden, 1991; Aspler et al., 2002) уже характеризуются высоко-Ti составом, несколько повышенной щелочностью, обогащением Nb и La при вариациях ϵ_{Nd} от +1.0 до -0.1. В

пределах Лабрадорского трога в интервале 2.17-2.14 млрд. лет имел место континентальный рифтогенез с локальными проявлениями щелочно-базальтового магматизма (Wardle, van Kranendonk, 1998).

Аналогичная картина устанавливается и на многих других щитах. Так, на *Алданском щите* палеопротерозойские красноцветные песчаники удоканской серии прорываются крупным Чинейским расслоенным титаноносным мафитовым плутоном (Гонгальский, Криволуцкая, 1993; Конников, 1986) с возрастом около 2.2 млрд. лет и роями даек титанистых пикритов с возрастом 2202 ± 41 млн. лет (Sm-Nd метод: Пухтель и Журавлев, 1993). Величина $\epsilon_{Nd}(T) = +1.6$ и сильная обогащенность пород некогерентными элементами свидетельствуют о поступлении в долгоживущий изотопно-деплементированный мантийный резервуар незадолго до событий частичного плавления обогащенного компонента, связанного с мантийным метасоматозом. В Южной Якутии с этим временем связаны дайкообразные интрузивы титанистых роговообманковых мафитов и ультрамафитов повышенной щелочности (Булдаков и Котова, 1991).

В *Западной Африке* аналогом ятулийских образований Балтийского щита является пояс Бирримиян, имеющий возраст 2.21-2.10 млрд. лет где преобладают толеитовые базальты, местами повышенной щелочности, которым подчинены долериты, небольшие тела мафит-ультрамафитов и редкие риодациты (Hirdes et al., 1996; Beziat et al., 2000). Предполагается, что этот пояс является прямым продолжением пояса Марони-Итакаюкас (Гвианский щит, Южная Америка).

Однако не везде события развивались по такому сценарию. Так, на *Южно-Африканском щите* магматические образования этого этапа представлены лавами КВМС и пирокластикой андезит-базальтового состава с возрастом 2223 ± 13 млн. лет, входящими в состав серии Претория (Oberholzer, Eriksson, 2000). Здесь же расположен знаменитый *Бушвельдский* расслоенный мафит-ультрамафитовый интрузив площадью около 29000 км², который внедрился около 2.06 млрд. лет назад и содержит крупнейшие месторождения платиноидов. Интрузив вмещают породы вулканогенно-осадочной группы Руйберг (Rooiberg) с возрастом от 2061 ± 2 млн. лет (Walraven et al., 1990), где также развиты вулканы КВМС.

Сходная ситуация была на *Воронежском кристаллическом массиве* в интервале 2.1-2.05 млрд. лет, где магматические комплексы КВМС развивались в форме крупных расслоенных интрузивов с ЭПГ-Cu-Ni оруденением, роев даек и субвулканических силлов (Чернышов, 2004). В архейском блоке *юго-западной Гренландии* встречены два роя протерозойских даек с возрастом около 2.1 млрд. лет (Halls, Hughes, 1990). Один из них по составу близок к толеитовым долеритам, а второй, образованный норитами и габброноритами – к бонинитам, т.е. к КВМС. И, наконец, дайки норитов с возрастом 2241 млн. лет встречены на *Западно-Антарктическом щите* (Seitz et al., 1997).

Таким образом, изменение магматических систем происходило неравномерно. В ряде кратонов продолжалось существование магматизма KBMC, как, например, на Южно-Африканском щите, Воронежском кристаллическом массиве, юго-восточной части Канадского щита и т.д. В это же время на значительных территориях современных Балтийского и Канадского щитов, а также других регионов уже начали происходить процессы формирования крупных изверженных провинций фанерозойского типа и континентального рифтогенеза с Fe-Ti магматизмом повышенной щелочности.

2.3. Тектоно-магматические процессы третьего этапа (поздний палеопротерозой, 2.05-1.8 млрд. лет назад)

В это время сформировались первые подвижные области и орогены фанерозойского типа, а также появились первые офиолитовые ассоциации, отвечающие определению Пенроузской конференции (т.е. включающие в себя 4 комплекса: мантийных реститов, габбровый, параллельных даек и толеитовых пиллоу-лав), вулканогенные турбидиты, крупные гранитные батолиты активных континентальных окраин Калифорнийского типа и др., т.е. появляются несомненные геологические признаки новой стадии развития Земли. Она продолжается и поныне и характеризуется приматом плейт-тектоники с соответствующими магматическими процессами.

Начиная примерно с 2.05-2.0 млрд. лет назад эти новые тектоно-магматические процессы постепенно привели к появлению зон океанского спрединга, к раскрытию первых океанов с типичной для них литосферой (офиолиты Йормуа на Балтийском щите, мыса Кейп - на Канадском и др.) и к формированию компенсационных зон субдукций с характерным для них вулканизмом, а также многочисленных задуговых бассейнов.

Первые океаны просуществовали сравнительно недолго; на их месте образовались крупные орогенные области, такие как Свекофеннская, занимающая практически всю западную часть Балтийского щита, или орогены Канадского щита (Транс-Гудзонский, Уопмей, Пенокийский и др.). Практически на всех щитах этот орогенез завершился к 1.8 млрд. лет формированием платформенных областей (Хаин, Божко, 1988), нередко с аномально большой мощностью коры. Рассмотрим эти процессы более подробно на примере Балтийского щита.

Тектоно-магматические процессы на Балтийском щите. Разрез среднего-позднего палеопротерозоя в рифтовых структурах надстраивает разрезы раннего палеопротерозоя и начинается в Карелии с заонежской свиты людиковия, в состав которой входят базальты, андезибазальты и трахиандезиты; среди вулканогенно-осадочных пород развиты силлы долеритов. Еще выше, с конгломератами и туфоконгломератами в основании, залегает суйсарская свита, образованная в основном пикробазальтами с обилием пирокластических образований; осадочные породы в основном представлены

Химический состав пород заонежского и

Компоненты	Заонежский комплекс					Суйсарский
	Соломенное			о. Суйсари		Соломенное
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	51.5	67.6	55.5	53.1	53.7	48.9
TiO ₂	1.37	1.46	1.81	1.52	1.60	1.76
Al ₂ O ₃	17.5	11.2	16.3	16.0	15.8	13.1
Fe ₂ O ₃	11.2	8.16	10.4	10.6	10.1	14.2
MnO	0.17	0.15	0.15	0.17	0.17	0.18
MgO	6.34	2.62	4.40	5.28	4.46	7.55
CaO	7.96	4.70	7.17	9.72	8.92	12.5
Na ₂ O	2.49	2.93	4.49	2.29	1.83	1.04
K ₂ O	1.39	1.07	0.15	1.15	3.28	0.69
P ₂ O ₅	0.11	0.12	0.14	0.13	0.15	0.13
LOI	4.66	1.22	3.13	2.03	1.46	3.02
Сумма	99.91	99.73	100.04	99.89	99.97	100.11
Cr	34	42	37	74	63	169
V	232	215	207	222	232	284
Co	37	35	46	40	32	60
Ni	30	22	33	65	57	131
Zr	130	138	121	156	168	131
Hf	3.20	3.64	3.12	3.99	4.27	3.30
Nb	11.2	10.7	10.9	12.6	13.1	13.6
Ta	0.593	0.597	0.576	0.791	0.792	0.750
Sc	29.4	19.9	25.0	22.1	22.2	32.3
Y	18.1	16.9	18.3	17.6	18.4	19.7
Sr	448	137	244	530	914	337
Rb	40.2	21.7	3.4	15.1	52.1	63.9
Ba	312	194	43	306	837	318
Pb	5.20	5.02	4.66	4.91	4.41	3.92
U	0.407	0.521	0.413	0.466	0.482	0.406
Th	2.03	2.42	1.98	2.13	2.25	1.52
La	15.9	20.6	16.6	20.5	21.8	15.4
Ce	34.2	43.4	35.2	43.4	45.4	33.5
Nd	17.9	20.9	18.4	22.1	23.2	18.9
Sm	4.02	4.38	3.97	4.73	5.03	4.35
Eu	0.997	1.14	1.20	1.45	1.55	1.34
Gd	3.80	4.12	3.81	4.47	4.70	4.26
Dy	3.25	3.49	3.24	3.73	3.90	3.67
Er	1.74	1.74	1.68	1.84	1.92	1.89
Yb	1.53	1.58	1.54	1.62	1.71	1.61

суйсарского комплексов (Puchtel et. al., 1998)

Компоненты	Суйсарский комплекс									
	Аганозеро						Кончезерский силл			
	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
SiO ₂	46.0	48.4	46.4	47.4	43.9	44.0	43.9	50.3	49.3	
TiO ₂	1.20	1.59	2.06	2.02	0.84	0.80	0.84	1.95	1.91	
Al ₂ O ₃	7.70	10.5	10.5	11.7	4.82	4.79	4.68	14.1	14.0	
Fe ₂ O ₃	14.0	13.6	14.6	15.0	14.0	13.8	14.3	9.71	10.1	
MnO	0.18	0.19	0.19	0.18	0.18	0.18	0.19	0.20	0.20	
MgO	20.9	16.0	15.5	143.1	29.6	29.5	29.3	8.98	8.40	
CaO	9.70	7.90	9.24	7.37	6.35	6.64	6.42	11.2	12.0	
Na ₂ O	0.20	1.39	0.99	1.71	0.15	0.14	0.21	3.19	3.46	
K ₂ O	0.02	0.30	0.30	0.28	0.07	0.08	0.07	0.23	0.30	
P ₂ O ₅	0.13	0.14	0.17	0.16	0.05	0.05	0.05	0.15	0.18	
LOI	5.28	4.69	4.05	4.29	7.42	7.29	7.95	3.54	3.37	
Сумма	100.24	100.01	100.12	100.09	100.69	100.75	109.80	99.37	100.71	
Cr	3006	1518	1384	1111	2158	2142	2317	464	456	
V	219	299	322	326	150	144	162	327	316	
Co	123	86	83	76	125	120	128	43	43	
Ni	1274	811	705	564	1715	1660	1637	225	193	
Zr	78	112	140	140	49	49	50	117	120	
Hf	2.06	2.78	3.91	3.57	1.31	1.31	1.33	2.83	2.90	
Nb	7.50	11.7	15.4	16.4	5.22	5.26	5.53	13.0	13.3	
Ta	0.439	0.709	0.866	0.899	0.320	0.343	0.361	0.737	0.749	
Sc	29.1	29.9	33.7	33.7	21.0	22.3	22.4	30.3	32.5	
Y	13.0	17.6	23.3	3.5	9.12	9.31	9.14	21.7	21.5	
Sr	15	80	65	93	17	17	20	259	271	
Rb	0.55	6.1	6.3	5.9	5.3	4.3	5.4	21.7	5.4	
Ba	26	116	93	100	8.1	2.1	10	3	87	
Pb	1.23	1.70	1.52	1.74	0.776	0.751	0.796	1.97	2.04	
U	0.232	0.203	0.263	0.264	0.099	0.107	0.098	0.217	0.220	
Th	0.693	0.757	0.982	0.896	0.356	0.290	0.355	0.818	0.830	
La	7.14	9.41	13.1	12.3	4.37	4.51	4.68	10.8	11.2	
Ce	17.2	22.9	31.2	29.8	10.3	10.5	11.0	27.2	27.0	
Nd	10.6	14.4	19.0	18.5	6.64	6.92	7.13	17.9	17.7	
Sm	2.73	3.82	4.95	4.82	1.71	1.84	1.87	4.58	4.54	
Eu	0.720	1.15	1.66	1.61	0.542	0.611	0.587	1.50	1.52	
Gd	2.81	3.94	5.08	4.95	1.85	1.93	2.00	4.74	4.70	
Dy	2.54	3.45	4.39	4.34	1.65	1.73	1.76	4.18	4.04	
Er	1.29	1.76	2.24	2.22	0.856	0.897	0.905	2.06	2.00	
Yb	1.08	1.44	1.89	1.85	0.712	0.761	0.768	1.72	1.68	

туфами и туффитами, извергавшимися в субаэральной обстановке. Общая мощность суйсарской свиты составляет около 400 м (Куликов и др., 1999).

Широко распространены неки, дайки и силлы мафит-ультрамафитового состава, для которых удалось установить принадлежность к суйсарскому комплексу. Возраст одного из этих силлов (Кончезерского) составляет около 1975±24 млн. лет (Sm-Nd изохронный метод) при величине $\epsilon_{Nd}(T) = +3.2 \pm 0.1$ (Куликов и др., 1999).

Близкий возраст (1965±10 млн. лет) имеют дайки диабазов, прорывающие ятулийские образования в Финляндия (Vuollo, Piirainen, 1992). В породах устанавливаются повышенные содержания железа, титана и щелочей, а в Онежской мульде найдены даже щелочно-ультраосновные вулканы в ассоциации с карбонатитами (Ахмедов и др., 1992).

Типичные химические анализы магматических пород заонежской и суйсарской свит приведены в **таблице 2.6**. В породах, в целом, наблюдаются

Химические составы вулканических пород пильгуярвинской серии
людиковия Печенгской структуры (Смолькин и др., 1995)

Проба	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	47.10	47.30	45.93	49.50	46.29	39.49	48.28	40.60	40.89	39.50	39.22
TiO ₂	1.08	2.07	1.75	1.00	2.80	1.16	2.94	2.05	2.10	2.30	2.44
Al ₂ O ₃	14.10	12.47	12.73	13.62	10.96	3.58	9.02	6.62	7.60	5.79	7.39
Fe ₂ O ₃		3.79	3.76	3.32	4.12	4.70	2.33	3.81	3.65	4.91	2.69
FeO	12.17	11.10	11.91	6.81	14.11	9.67	11.40	10.50	10.16	10.42	13.52
MnO	0.22	0.08	0.23	0.15	0.25	0.18	0.14	0.21	0.17	0.19	0.16
MgO	6.91	4.91	5.64	7.16	5.00	27.52	8.82	11.62	12.77	12.55	15.71
CaO	9.96	170	9.99	11.62	8.88	3.04	10.62	12.02	11.28	12.82	0.57
Na ₂ O	3.03	5.56	3.07	2.06	2.45	0.09	2.44	0.15	0.13	0.12	0.13
K ₂ O	0.23	0.13	0.05	0.57	0.33	0.04	0.10	0.12	0.04	0.13	0.42
P ₂ O ₅	0.10	0.20	0.16	0.14	0.14	0.11	0.28	0.18	0.20	0.27	0.23
CO ₂		0.87	0.32	0.85	0.47	0.10	0.01	5.42	4.49	4.43	3.61
S		0.26	0.12		0.15	0.18	0.45	0.28	0.04	0.67	0.54
H ₂ O ⁻		0.13	0.18	0.15	0.31	0.31	0.15	0.64	0.57	0.72	0.53
H ₂ O ⁺		3.23	4.07	2.97	3.53	8.94	2.86	5.97	6.49	5.53	6.45
Сумма		99.80	99.91	99.92	99.79	99.11	99.84	100.2	100.6	100.4	99.61
Cr	162	48	62	174	22	2542	546	1266	1186	1432	1250
Ni	62	17	27	74	17	1590	136	745	728	855	558
Co	50	52	56	50	56	141	69	89	83	101	92
Sc	55.9	41.6	45.0	43.0	60.3	19.7	36.2	26.8	30.4	32.4	38.9
V	340	390	340	360	640	190	380	290	320	340	342
Zr	70	134		88	120	70	200	113	121	124	280
Hf		3.45	2.86	2.09		2.07	3.68	3.22	3.43		
Ta	0.16	0.52	0.42	0.69	0.37	0.68	1.53	1.08	1.41	1.03	1.45
U	0.10	0.38	0.15	0.50	0.23	0.16	0.57	0.78	0.37	0.58	0.69
Th	0.28	0.40	0.56	1.34	0.40	1.14	3.25	2.31	2.11	2.41	1.70
Ba	172	57	10	140	85	12	43	34	22	20	88
Sr	140	142		179	110	20	55	210	210	250	51
Rb	5	1	5	22	6	5	8	6	1	11	27
La	4.0	7.4	7.0	10.1	6.6	11.9	26.9	43.6	21.6	10.4	20.0
Ce	5.5	20.0	19.1	23.1	14.8	28.8	63.9	83.9	46.6	26.9	38
Nd	5.1	13.9	14.0	11.2	14.4	12.4	28.6	32.6	24.0	18.7	25
Sm	2.4	4.7	4.45	3.05	4.3	3.39	7.41	6.24	5.55	5.66	7.1
Eu	0.62	1.43	1.52	1.00	1.59	1.22	2.05	1.84	1.52	1.72	2.1
Tb	0.44	0.97	0.87	0.67	0.87	0.24	0.93	0.66	0.78	0.71	0.80
Yb	1.49	3.67	3.34	2.01	2.80	0.67	1.60	1.25	1.64	1.36	1.2
Lu	0.28	0.52	0.55	0.30	0.34	0.13	0.22	0.20	0.25	0.23	0.13

Примечания. 1-3 – шаровые лавы толеитового базальта; 4 – массивная лава толеитового базальта; 5 – офитовое габбро; 6 – оливиновый ферропикрит из расслоенного лавового потока; 7 – ферропикробазальт со спинифекс-структурой из верхней части расслоенного потока; 8 – ферропикробазальт из шаровой лавы; 9-10 – ферропикробазальт из шаровой лавы; 11 – туф ферропикритового состава

умеренно фракционированные распределения РЗЭ с обогащением в легкой и обеднением в тяжелой частях спектра и характерны положительные аномалии Zr и Nb.

Однако в Кольском регионе, в *Печенгско-Варзугском поясе* (ПВП) позднепалеопротерозойское продолжение разреза сильно отличается от одновозрастных разрезов Карельских рифтов. Здесь развиты вулканогенно-осадочные комплексы общей мощностью 5-7 км, где осадочные породы играют подчиненную роль. В пределах Печенгской структуры (*рис. 2.2*) разрез *коласйокской* свиты начинается с косослоистых субаэральных осадочных пород наземного и мелководного происхождения. Залегающая выше нее вулканогенная подсвета сложена пиллоу-лавами с прослоями туфосланцев преимущественно толеит-базальтового, реже пикробазальтового состава.

Выше располагается *пильгуярвинская свита* людиковия, возрастного аналога суйсария Карелии. Ее нижняя осадочная подсвета мощностью около 1 км образована вулканогенными турбидитами. Это знаменует начало раскрытия океанской структуры. Собственно вулканическая часть свиты (1900-2000 м) сложена пиллоу-лавами толеитового, реже умеренно-щелочного состава, туфами и гиалокластитам, расслоенными потоками Fe-Ti пикритов и пикробазальтов и линзовидными прослоями черных сланцев и туфосилицитов. В ее пределах широко развиты силлы метагаббро-диабазов и небольшие грубо расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы с богатым сульфидным Cu-Ni оруденением (Смолькин, 1992; Горбунов и др., 1999). Аналогичные массивы секут и подстилающие вулканиты.

По петрохимическим характеристикам базальты этих двух свит, особенно *пильгуярвинской*, подразделяются на две группы (Смолькин, 1992). Основная их часть отвечает толеитовым базальтам типа MORB (*таблица 2.7*). Другая часть представлена титанистыми ферропикритами и базальтами повышенной и умеренной щелочности. Устанавливается сильное обогащение этих пород ЛРЗЭ (*рис. 2.16*), что сближает их с внутриплитными магматическими образованиями фанерозоя типа океанских островов (OIB). Аналогичный характер спектра РЗЭ имеют породы зоны закалки никеленосных интрузивов, представляющих собой интрузивные аналоги этих ферропикритов. Кроме различий в спектрах РЗЭ, ферропикриты и базальты резко отличаются от ассоциирующих с ними толеитовых базальтов и содержанием некогерентных элементов (Zr, Ba, Sr, U, Th, P, F).

Для ферропикритов и никеленосных интрузивов Печенги был выполнен большой объем исследований U-Pb, Pb-Pb, Sm-Nd, Os-Ir изотопных систем (Смолькин, 1992). Результаты возрастных определений в целом близки друг к

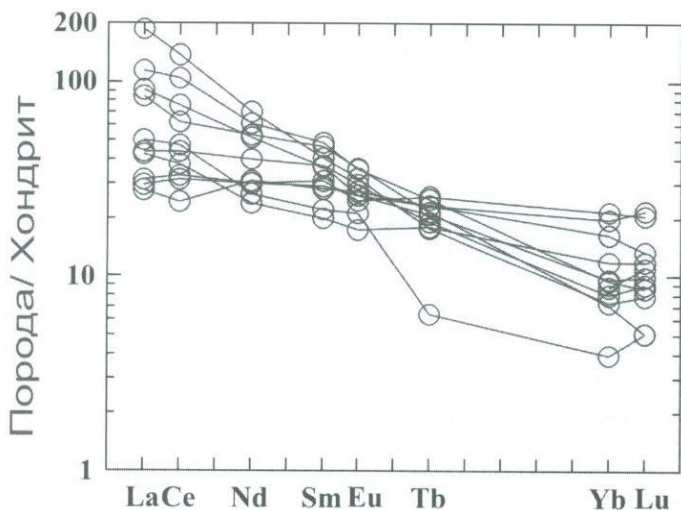


Рис. 2.16. Распределение РЗЭ в вулканитах пильгуйярвинской серии людиковия Печенгской структуры (таблица 2.7)

другу, составляя 1990-1970 млн. лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70303 \pm 0.00027$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от +1.6 до +0.4.

Pb изохрона по валовым пробам ферропикритов проходит через наиболее примитивный Pb-изотопный состав сульфидов ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.0$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.0$) и дает изотопный состав первичного Pb с относительно низким отношением $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ по сравнению со средним земным для возраста 2.0 млрд. лет. Это свидетельствует о том, что ферропикритовый расплав не контаминировал древний радиогенный коровый Pb. В то же время первичное отношение $\epsilon_{\text{Nd}}(2000) = +1.6$ характеризует изотопный состав уже слабо обогащенного мантийного источника. Последний долгое время эволюционировал как деплетированный. Расчетное модельное время обогащения деплетированной мантии составляет 2.2 млрд. лет, когда в нее были привнесены несовместимые компоненты (Hanski et al., 1990). Как указывалось выше, это обогащение фиксируется первым появлением умеренно-щелочных пород куэтьярвинской свиты ятулия. Подобное обогащение, судя по повышенному содержанию TiO_2 , P_2O_5 и F, по-видимому, связано с мантийным метасоматозом.

В выступе архейского фундамента между Печенгской и Имандра-Варзургской структурами расположен крупный (площадью около 100 км²) титаноносный мафит-ультрамафитовый расслоенный интрузив Гремяха-Вырмес, центральная часть которого образована нефелиновыми сиенитами (Шарков, 1980). Этот интрузив имеет возраст 1926 ± 74 млн. лет (Sm-Nd изохронный метод, $\epsilon_{\text{Nd}} = +0.8$: Саватенков и др., 1998). Он резко отличается от

сумийских расслоенных массивов, и по возрасту, набору пород и их геохимическим особенностям близок к интрузивам Печенги, хотя и характеризуется значительно более глубокой дифференциацией. Аналогичным крупным титаноносным расслоенным интрузивом в Северной Карелии, является массив Елетьозеро, также с щелочным ядром (Шарков, 1980).

С этим же временем (2.0 млрд. лет), вероятно, связано появление вулканитов *южно-печенгской серии* в южном крыле Печенгской структуры, отделенным крупным Порьяташским разломом (Смолькин и др., 1995). Развитые здесь лавовые покровы образованы преимущественно андезитами, дацитами и риодацитами при резко подчиненной роли пикритов и базальтов; в состав серии входят также конгломераты и другие грубозернистые осадки, позволяющие трактовать всю серию как молассу. Возраст пород этой серии, определенный Rb-Sr методом, составляет 1870-1840 млн. лет (Смолькин и др., 1995), т.е. моложе базальтовых покровов северного крыла Печенгской структуры. С другой стороны, в керне Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 среди базальтов верхней части разреза северного крыла этой структуры был встречен силл риодацитов с U-Pb возрастом 2043 ± 18 млн. лет (Митрофанов и др., 2001). Если эти риодациты являются аналогами южнопеченгских, то возраст последних может оказаться древнее, поскольку Rb-Sr метод в полиметаморфических областях не всегда надежен.

Таким образом, геологические и петрологические данные свидетельствуют о том, что эволюция супракрустальных комплексов Печенгско-Варзугской структуры характеризуется переходом от режима континентального рифтогенеза (куэцярвинская свита) к океаническому (коласйокская и пильгуярвинская свиты). Обильные подводные извержения базальтов, а также формирование абиссальных черных сланцев и вулканогенных турбидитов, по-видимому, свидетельствует о том, что здесь был относительно глубокий некомпенсированный бассейн, ограниченный с юга преимущественно известково-щелочными вулканитами южно-печенгской серии, по-видимому, надсубдукционного происхождения. Его происхождение связано или (1) с переходом от континентального рифтогенеза к океаническому спредингу, т.е. от внутриконтинентального рифта к межконтинентальному наподобие рифта Красного моря, или (2) с образованием бассейна в результате задугового спрединга в тылу сутуры зоны коллизии между Кольским и Карельско-Беломорским блоками (Главного Лапландского разлома); здесь развивался подводный вулканизм типа MORB и известково-щелочной вулканизм на периферии (Sharkov, Smolkin, 1997). В целом, независимо от трактовки происхождения самой структуры ПВП, здесь происходило формирование новой, палеопротерозойской океанической коры.

Диабазовые дайки толеитового состава, а также Fe-Ti базальтов и пикритов умеренной щелочности с возрастом 2.1-1.90 млрд. лет широко распространены в восточной части Балтийского щита. Они слагают многочисленные подводные каналы под рифтогенными структурами, в частности, под ПВП. Судя по керну сверхглубокой скв. СГ-3, пробуренной в

Печенгской структуре, здесь на долю даек приходится не менее 12-15% протерозойского материала в ее архейском фундаменте (Ветрин и др., 2003). Аналогичные дайки были идентифицированы на территории Кольского региона, в Северной Карелии и в Лапландии (Рои мафических..., 1989; Смолькин и др., 1995; Suominen..., 1987; Vuollo et al., 1992, 1995). По мнению Д. Вуолло и др. (Vuollo et al., 1995), в ряде случаев они характеризуются слабым обогащением ЛРЗЭ и по своим характеристикам близки к островодужным толеитам, будучи обогащены LILE и деплетированными HFSE.

Кроме того, особенно в Кольском регионе, наблюдаются дайки титанистых роговообманковых перидотитов-оливиновых габбро. Из них наиболее изучен нясюкский рой, расположенный к востоку от Печенгской структуры, возраст которого составляет 1941 ± 3 млн. лет (Смолькин и др., 2003).

Рои даек Fe-Ti толеитовых и умеренно щелочных базальтов с возрастом 2.1-1.9 млрд. лет установлены также в Шотландии (Heaman et al., 1989), Гренландии (Halls et al., 1990) и на Канадском щите (Boily et al., 1991); как указывалось выше, тогда эти регионы совместно с Балтийским щитом входили в состав палеопротерозойского континента Лаврентия-Балтия (Gower et al., 1990; Gorbatshev, Bogdanova, 1993).

Подводя итог, следует сказать, что магматические образования людиковия развиты на всей территории восточной части Балтийского щита, имея близкий возраст и значительные перекрытия по химическому и изотопному составу. На возможность существования здесь крупной изверженной провинции, сопоставимой по размерам с фанерозойскими траппами, впервые обратил внимание еще П. Эскола (Escola, 1963), полагавший, что она должна была иметь площадь около 600000 км². В.С. Куликов и его коллеги (1999) показали, что породы здесь часто характеризуются высокими Nb/Th, Nb/La и Ce/Pb отношениями, типичными для траппов континентов, океанических платобазальтов и базальтов океанических островов (OIB). По их мнению, такие данные свидетельствуют о плюмовой природе этого магматизма. Однако масштабы этого магматизма таковы, что скорее нужно говорить о мантийном суперплюме.

Sm-Nd и Pb-Pb комбинированный (порода-минерал) изохронный возраст 1975 ± 24 и 1985 ± 57 млн. лет для Кончезерского силла практически совпадает с возрастом ферропикритов Печенги (Куликов и др., 1999; Puchtel et al., 1999). Согласно данным этих исследователей, геохимия и изотопия свидетельствуют об их происхождении из одного плюма. Re-Os возраст силла (1969 ± 18 млн. лет) совпадает с определениями по другим методам. Отношения изотопов осмия здесь ниже, чем в Печенге, что свидетельствует о появлении в мантии существенной гетерогенности Os-изотопии, что отмечается и в случае офиолитов Йормуа (см. ниже). По сравнению с Онежскими базальтами, печенгские ферропикриты относительно обогащены Fe, Ni, имеют низкое Nb/Th отношение и менее радиогенный состав Nd ($\epsilon_{Nd}(T) = +3.2$ и $+1.4$ соответственно) при аналогичных низко-радиогенных Pb-характеристиках.

Вовлечение небольшого количества (1.5%) материала внешнего ядра в более горячую центральную часть плюма и последующая контаминация печенгских ферропикритов материалом архейских (2.9 млрд. лет) гнейсов может, по мнению И.С.Пухтеля, объяснить наблюдаемые изотопные и геохимические вариации в этих двух районах над суперплюмом.

Офиолитовые ассоциации Йормуа и Оутокумпу. Одновременно со всеми этими событиями, в центральных частях современного Балтийского щита, начиная примерно с 2.0 млрд. лет назад стал раскрываться Свекофеннский океанический бассейн (Gaal, Gorbatshev, 1987). Разрез свекофеннид здесь содержит турбидиты и пластины типичных офиолитов с возрастом 1.95-1.97 млрд. лет – массивы Йормуа и Оутокумпу в составе сланцевого комплекса Кайнуу в северо-восточной Финляндии (Kontinen, 1987; Peltonen et al., 1996; Tsuru et al., 2000). Восточная часть офиолитовой ассоциации ограничена Карельским кратоном, а с запада – свекофеннским островодужным коллажем с возрастом 1.9 млрд. лет, причем между свекофеннидами и комплексом Кайнуу остается узкая полоса архейских пород.

Наиболее изученным является массив *Йормуа*, который полностью отвечает Пенроузскому определению офиолитовой ассоциации (Peltonen et al., 1996; Tsuru et al., 2000). Время его формирования оценивается в 1953 ± 2 млн. лет. По мнению П. Пелтонена и др., возможным аналогом офиолитов Йормуа является рифт Красного Моря.

Изучение Re-Os изотопии в серпентинитах и хромитах Йормуа показало, что в большинстве случаев содержания Os в них близки к концентрациям в современной конвектирующей мантии (Tsuru et al., 2000). Однако, содержания Re в большинстве образцов существенно ниже, чем в такой мантии, но в других случаях выше, что, вероятно, означает некоторую добавку Re. В серпентинитах восточного, собственно океанического блока массива величина γ_{Os} составляет -5.1 ± 0.8 , локально максимум до -4 , а в сильно деплетированных образцах соседних субконтинентальных блоков мантии величина γ_{Os} составляет от 0 до $+3$. Таким образом, около 2 млрд. лет в мантии возникла крупная Os изотопная неоднородность, вызванная появлением среди древних субконтинентальных блоков новой, близкой MORB (хондритовой) мантии.

Свекофеннский ороген, занимающий практически всю западную часть Балтийского щита, образован преимущественно гранитоидами, комплексами вулканических дуг и метаморфизованными и мигматизированными турбидитами; на долю вулканических пород приходится не более 10% (Korsman et al., 1999). Все породы испытали прогрессивный метаморфизм преимущественно в условиях амфиболитовой фации. Древнейшие интрузивные и вулканические породы с возрастом 1.92-1.93 млрд. лет образует *примитивную вулканическую дугу Пихасалми* (Pyhasalmi), расположенную между свекофеннидами и Карельским кратоном. Она образована сильно метаморфизованными низко-К толеитами, базальтовыми

андезитами и низко-К риолитами, а также комагматичными тоналитами. Осадочные породы представлены псаммитами и турбидитами.

Центрально-Финляндская дуга расположена западней; она образована с севера на юг Центрально-Финляндским гранитоидным комплексом (ЦФГК), комплексом Тампере и мигматизированным комплексом псаммитов. ЦФГК образован крупными синкинематическими гранитными интрузивами I-типа с возрастом 1.89-1.87 млрд. лет, формирующими большую часть орогенной области. Эта область отличается необычно большой мощностью земной коры – до 50-60 км (Korsman et al., 1999; Nironen et al., 2000). Судя по сейсмическим и петрологическим данным, ее верхняя часть, образованная гранитами, простирается до глубин 35-42 км, а нижняя, мафитовая (гранатовые гранулиты и эклогиты по мафитовым кумулатам) – до 60 км. По своему вещественному составу и глубинному строению ЦФГК очень похож на мезозойский батолит Сьерра-Невада в Калифорнии (США), который являлся составной частью активной континентальной окраины (Ducea, Salliby, 1998).

Островодужные вулканиты пояса Тампере с возрастом 1904-1889 млн. лет представлены серией от базальтов до риолитов с преобладанием андезитов и дацитов с высокой и умеренной калиевоcтью. Они подстилаются толеитовыми пиллоу-лавами и осадками с возрастом 1.95 млрд. лет. В поясе Тампере также встречены субазральные аркозовые песчаники (1.91-1.88 млрд. лет) и присутствуют мафические вулканиты с внутриплитными или MORB характеристиками, что указывает на рифтогенный режим. И, наконец, *Южно-Финляндский вулканогенно-осадочный комплекс* состоит из мигматизированных турбидитов и островодужных вулканитов с возрастом 1.88-1.89 млрд. лет.

Свекофенские орогенные процессы сопровождались мигматизацией и метаморфизмом пород в условиях амфиболитовой фации, развивавшемся при давлении 4-5 кбар, соответствующему глубинам 13-16 км (Glebovitsky, 1997). Кратонизация завершилась к 1.8 млрд. лет образованием современного Свекофенского геоблока (домена). Подводя итог особенностям тектономагматических процессов на Балтийском щите в позднем палеопротерозое (2.05-1.8 млрд. лет), следует сказать, что если в ятулии (2.3-2.1 млрд. лет) тектономагматическая ситуация на Балтийском щите в целом может быть описана в терминах континентального рифтогенеза, то в людиковии (2.0-1.85 млрд. лет) наступают значительные перемены:

(1) около 2 млрд. лет назад в западной части щита раскрывается океан; он закрывается с образованием Свекофенского орогена, где происходили мощные процессы формирования вулканических дуг, тектонических коллажей, континентальной коллизии и т.д., сопровождавшиеся широко проявленными метаморфизмом и мигматизацией в условиях амфиболитовой фации; ороген стабилизировался к 1.82 млрд. лет;

(2) в это же время в восточной части щита возникает Главный Лапландский разлом (ГЛР), представляющий собой узкую зону расланцевания и гранулитового метаморфизма высоких давлений – сутуру зоны конвергенции (коллизии) Карельско-Беломорского и Кольского кратонов;

(3) в тылу ГЛР продолжает развиваться компенсационная зона растяжения – Печенгско-Варзугский пояс, в пределах которого около 2.1 млрд. лет назад происходило перерождение ятулийского континентального рифта в зону океанского или задугового спрединга с соответствующим изменением магматических и седиментационных процессов. При этом в южном крыле Печенгской структуры устанавливается появление вулканитов известково-щелочной серии, близких к островодужным. Этот бассейн прекратил свое существование скорее всего к 1940 млн. лет назад;

(4) и только в Карельском кратоне характер тектоно-магматических процессов продолжал существовать в форме континентального рифтогенеза. Здесь в пределах многочисленных грабенообразных структур происходило излияние преимущественно Fe-Ti пикритов и базальтов нормальной, умеренной и повышенной щелочности вплоть до появления щелочно-ультраосновного магматизма с карбонатитами. Одновременно формировались рои даек того же состава.

Магматические процессы на других щитах. *Канадский щит.* Мощные тектоно-магматические процессы, сходные по масштабам и характеру активности с установленными на Балтийском щите, имели место в это время и на Канадском щите (рис. 2.17). Здесь также наблюдаются слабо переработанные жесткие архейские кратоны (Слейв, Черчилл, Сьюпериор, Вайоминг и Северо-Атлантический (Найн)), разделенные палеопротерозойскими орогенными поясами, такими как Уормей, Транс-Гудзонский, Пенокийский, Лабрадорский и Унгава, протягивающиеся в Гренландию (Hoffman, 1988; Hegner et al., 1989; Lucas et al., 1992 и др.) и завершающие свое развитие к 1.85-1.80 млн. лет назад (Lewry, Collerson, 1990). По своему строению эти орогены очень напоминают строение свекофеннид на Балтийском щите - они сложены различными мигматизированными орто- и парапородами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации умеренных давлений ($P = 5-5.5$ кбар, $T = 600-650^{\circ}\text{C}$).

В пределах кратонов здесь также развивались рифтогенные структуры с преимущественно толеитовым и умеренно-щелочным Fe-Ti базальтовым магматизмом. Со временем континентальный режим часто постепенно сменялся глубоководной седиментацией. Так, в северной части *Транс-Гудзонского орогена*, вдоль его границ с архейским кратоном Сьюпериор, в складчатом поясе Циркум-Унгава (Circum Ungava), на сложном построенном архейском фундаменте повсеместно формировались континентальные рифтогенные структуры с покровами толеитовых и титанистых субщелочных базальтов (Stone et al., 2000). Предполагается, что это была континентальная окраина океана, фрагменты литосферы которого (офиолиты Партуниг, Purtunig) с возрастом 1998 ± 2 млн. лет были надвинуты на кратон (Scott et al., 1992). Возобновление рифтогенеза связано с периодом 1.92-1.87 млрд. лет, когда произошли излияния толеитовых базальтов на северной окраине, а в восточной части орогена - умеренно-щелочных и толеитовых базальтов, а также кислых вулканических пород.

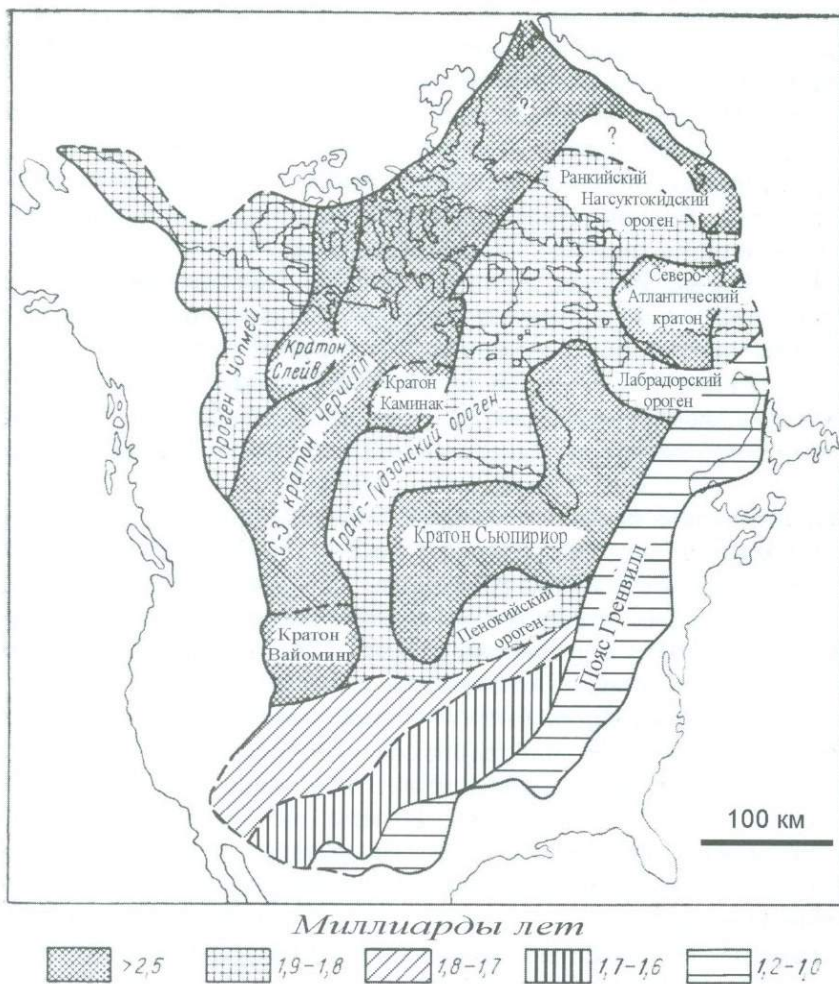


Рис. 2.17. Схема возрастного расчленения фундамента Северной Америки (Хаин и Божко, 1988)

Примерно в это время (1.91–1.88 млрд. лет) в центральной части Транс-Гудзонского орогена формировался пояс *Линн-Лейк* (Lynn Lake), метаморфизованный структурный коллаж, включающий в себя ассоциации вулканической дуги, пиллоу-лавы верхней океанской коры состава MORB и OIB с возрастом 1.9 млрд. лет (Baldwin et al., 1987; Zwanzig et al., 1999) и задугового бассейна Киссенью (Kisseynew), где доминируют метатурбидиты. Этот коллаж образовался около 1.85 млрд. лет назад в результате континентальной коллизии в Транс-Гудзонском орогене (White et al., 2000). Она привела к утолщению коры до ~65–70 км. После аккреции с архейским

кратоном Херн (Hearne) на северном краю орогена, эти породы были интродуцированы поясом гранитных батолитов андийского типа, которые формировались над зоной субдукции (Bickford et al., 1990).

Пояс *Флин Флон* (Flin Flon) в южной части Транс-Гудзонского орогена также образован коллажем из пород островной дуги, задугового бассейна и океанского плато (Stern et al., 1995; Ayres, Peloquin, 2000). Характерно присутствие подводной бимодальной ассоциации, образованной пиллоу-лавами типа MORB и куполами риолитов. Среди пиллоу-лав выделяется две разновидности: (1) типичные N-MORB и базальты задугового типа с величиной $\epsilon_{Nd}(T) = +3.3$ до $+5.4$; и (2) E-MORB (слабо обогащенные PЗЭ, низкое Zr/Nb отношение и $\epsilon_{Nd}(T) = +3.1$ до $+4.5$). Развитые здесь же Fe-Ti базальты с возрастом 1901-1904 млн. лет и величиной $\epsilon_{Nd}(T) = +2.2$ до $+3.4$ близки к толеитовым разновидностям OIB.

Сходные процессы имели место и в *орогене Ворми*, образовавшемся 2.1-1.85 млрд. лет назад (Cook et al., 1998), а также в *Юго-Восточной Провинции Черчилл* (Лабрадорский трог), расположенной между кратонами Сьюпериор и Северо-Атлантическим, где палеопротерозойское развитие началось с континентального рифтогенеза, который со временем сменялся океаническим спредингом, сопровождавшимся глубоководной седиментацией и толеитовым магматизмом (Wardle, van Kranendonk, 1998). Эти образования с возрастом 1.89-1.87 млрд. лет развивались в узких структурах, напоминая Печенгский рифт. Закрытие бассейнов и формирование орогена завершилось к 1.8 млрд. лет.

Ультракалиевый магматизм. В это же время (1.84 млрд. лет), в центральной части провинции Черчилл на площади 600x300 км сформировалась провинция ультракалиевых пород (дайки, лавовые потоки, пирокластика) (Peterson et al., 1994). Породы варьируют от мафических лампрофиров до фельзических пород, геохимически и петрографически напоминая молодые лампроиты Средиземноморья. Породы имеют относительно гомогенный $\epsilon_{Nd}(T) = -6$ до -11 , но весьма вариабельный $\epsilon_{Sr}(T) = -40$ до -100 ; также сильно варьирует изотопия Pb, от умеренно- до сильно нерадиогенной. Все это свидетельствует о контаминации исходных мантийных расплавов веществом архейской коры, подвергшейся метасоматизму, связанному, вероятно, с субдукционными процессами палеопротерозоя при амальгамации суперконтинента Лаврентия. Эти породы близки по времени и составу к развитым в блоке Вайоминг и в Гренландии, и вместе с ними образуют высококалийевую «суперпровинцию Лаврентии».

Особенности процессов на *кратоне Сьюпериор* связаны с появлением около 1.85 млрд. лет огромного норит-габброноритового расслоенного интрузива Садбери, содержащего крупнейшие месторождения сульфидных Cu-Ni руд. Он образован за счет расплавов KBMC, и это наиболее позднее проявление такого типа магматизма. Возможно, что его происхождение было связано с падением крупного метеорита (астроблема), и именно этим многие

исследователи объясняют особенности его строения и вещественного состава (Chai, Eckstrand, 1994).

В пределах архейского блока юго-западной *Гренландии* встречены два роя даек с возрастом около 2.1 млрд. лет (Halls, Hughes, 1990). Один из них по составу близок к толеитам, а второй, образованный норитами и габброноритами – к бонинитам, т.е. к КВМС.

Западно-Австралийский щит. Практически одновременно с высококалиевым магматизмом Провинции Черчилл на Канадском щите, здесь, в пределах выступа фундамента Пайн-Крик - на севере Австралийского щита в районе Маунт Бунди, развиваются дайки шошонитовых лампрофиров и сиенит-гранитные массивы с возрастом 1831 ± 6 млрд. лет (Sheppard, 1995).

Особенностью развития этого щита в интервале 1865-1850 млн. лет является формирование огромного пояса кислого калиевого магматизма, протягивающегося вдоль южного и восточного краев кратона Кимберли на 700 км при ширине около 100 км (Griffin et al., 2000). В его состав входят типичные для зон коллизии калиевые граниты I-типа, а также большое количество кислых вулканитов. В очень ограниченном количестве присутствуют небольшие интрузивы габброидов (биотитовых норитов, габброноритов, габбро и диоритов). Этот пояс формировался на месте завершившей свое развитие орогенной зоны Холлс-Крик (Halls Creek), расположенной между кратонами Кимберли и Северо-Австралийским, и предшествовал финальной коллизии, имевшей место 1820 млн. лет назад.

Для *Алданского щита* в это время характерно образование огромного *Станового разлома* с возрастом около 2.0-1.9 млрд. лет, разделяющего палеопротерозойскую Становую область и древний Алданский гранулит-гнейсовый кратон. Этот разлом представляет собой зону высокобарического метаморфизма, к которому приурочен огромный Джугджуро-Становой пояс крупных анортозит-мангерит-чарнокитовых массивов - Каларского, Верхнеундытканского и Джугджурского (Богатиков, 1979). Возраст анортозитовых массивов, по данным Sm-Nd метода, оценивается в 1.7 млрд. лет для Джугджурского массива, 1.79-1.89 млрд. лет - для Каларского и 1.9-2.0 млрд. лет - для Верхнеундытканского (Суханов и др., 1991).

Сино-Корейский щит. На севере этого щита развиты характерные для позднего палеопротерозоя дайкообразные тела титанистых роговообманковых перидотитов и габброидов с возрастом 2.0 млрд. лет (Зимин, 1973).

Индийский щит. В интервале 2.0-1.8 млрд. лет здесь, в районе Западных Гималаев и к югу от Главного Центрального Шва, существовала крупная изверженная провинция, образованная метабазальтами, габброидными дайками и небольшими интрузивами (Ahmad et al., 1999). Среди базальтов выделяются как толеитовые, так и умеренно-щелочные Fe-Ti разновидности.

В восточной части *Украинского щита* титанистые роговообманковые породы (перидотиты, пироксениты, габбро) слагают дайкообразные тела девладовского комплекса (Гоньшакова, 1973). В это же время в Приазовьи появляются и типичные щелочные породы K-Na ряда - дайкообразные тела

Черниговского комплекса (флогопитовые перидотиты и пироксениты, нефелиновые сиениты и карбонатиты) с возрастом 1920 ± 80 млн. лет (Щербак и др., 1989).

В западной же части щита, в интервале 2.08-1.96 млрд. лет назад, шли интенсивные орогенные тектоно-магматические процессы, сопровождаемые явлениями субдукции и коллизии, с широким развитием магматизма известково-щелочной серии в эффузивной и интрузивной формах (Esipchuk et al., 2000). Как и на других щитах, эти процессы сопровождались интенсивным амфиболитовым метаморфизмом и мигматизацией.

В зонах глубинных разломов развиты многочисленные мелкие тела мафит-ультрамафтов с Cu-Ni-ЭПГ минерализацией осницкого и плутовского комплексов. Их возраст варьирует от 2.06-2.0 млрд. лет при $I_{Sr} = 0.7026$ и величине $\epsilon_{Nd} = +3.6$. Кроме того, здесь же наблюдаются интрузивы габбро-монзонит-сиенит-гранитных букинского и кишинского комплексов с возрастом 2.02-1.98 млрд. лет. I_{Sr} в этих породах варьирует от 0.7034 до 0.7064 (Esipchuk et al., 2000).

2.4. Геохимическая эволюция магматизма палеопротерозоя

Как показывает приведенный материал, в палеопротерозойском магматизме устанавливается два главных эпизода, связанных с преимущественным развитием разных типов магм. Наиболее ярко это можно проиллюстрировать на примере Балтийского щита: (1) сумий (2.4-2.5 млрд. лет назад) - высокомагнезиальные, преимущественно низко- до умеренно-титанистых расплавы КВМС и (2) поздний ятулий-людиковый (2.2-1.9 млрд. лет назад), начинающийся с широкого развития Fe-Ti пикритов и базальтов. На рубеже около 2.0 млрд. лет происходит разделение двух областей. В восточной части Балтийского щита этот тип магматизма продолжается до 1.9 млрд. лет, а на западе, в свекофеннском орогене широкое развитие получили образования известково-щелочной серии (вулканиты и гранитоиды).

С этим хорошо согласуется распределение редких элементов, особенно по концентрациям Cr и Ni, характерным для мантийных высоко-Mg пород. Их содержания максимальны в сумийских образованиях КВМС (2.5-2.3 млрд. лет) и в среднепалеопротерозойских вулканитах рифтогенных структур (2.1-1.9 млрд. лет). При этом для последних характерны также высокие содержания титана, железа и фосфора, в то время как для орогенных комплексов свекофенниды характерны высокие содержания кремнезема и глинозема.

Наиболее высокие содержания Cu наблюдаются в породах с возрастом 2.1 млрд. лет, совпадая с главными максимумами по Cr и Ni. Повышенные концентрации Cu характерны также для пород раннего палеопротерозоя. Сходный характер распределения во времени имеет V, содержания которого максимальны в породах уровня 2.1-2.0 млрд. лет, и повышенные - в сумийских КВМС (что согласуется с присутствием ванадистых титаномагнетитов в

поздних дифференциатах расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов). В отличие от этих элементов, содержания Th максимальны в сумийских породах КВМС, а минимум приходится на интервал 2.1-2.05 млрд. лет, как раз, когда в породах наблюдаются пики по фемафильным компонентам. Возможно, это свидетельствует о том, что в то время вовлечение корового материала в мантийные мафические магмы было наименьшим.

Для Zn ситуация другая - главный максимум приходится на интервал 1.9-1.8 млрд. лет, время орогенных событий, когда широким распространением пользовались магмы субдукционного происхождения. Устанавливается также небольшой пик для сумийских образований КВМС.

Данные по La и $(La/Yb)_N$ отношению, характеризующие степень фракционирования РЗЭ, показывают следующее. Содержания La имеют бимодальное распределение: один из пиков связан с сумийскими КВМС (2.5-2.4 млрд. лет), а второй - с вулканитами в интервале 2.0-1.9 млрд. лет. Первый пик, очевидно, связан с ассимиляцией деплетированными мантийными магмами архейской коры, а второй - с Fe-Ti пикритовыми расплавами, производными обогащенной мантии. $(La/Yb)_N$ отношения в породах свидетельствуют о том, что на всех возрастных уровнях существовали широкие вариации в степени фракционирования РЗЭ, достигавшие максимума в среднем палеопротерозое.

Данные по изотопным системам в породах ограничены, и мы остановились только на двух изотопных системах - Nd и Os - наиболее устойчивых при многочисленных наложенных процессах, имевших место в течение палеопротерозоя.

Sm-Nd система. Ввиду недостаточного количества данных по вулканитам, мы привлекли имеющиеся материалы по комагматичным дайкам и интрузивам. В интервале от 2.5 до 2.1 млрд. лет, величина ϵ_{Nd} в породах постепенно увеличивается от -6 до +4-5, что соответствует значениям, предполагаемым для деплетированной мантии того времени. Очевидно, такой тренд свидетельствует о постепенном сокращении роли корового материала в формировании магм, и самый мощный пульс магматической активности на рубеже ~2.1 млрд. лет образован практически не контаминированными мантийными расплавами. В дальнейшем значения ϵ_{Nd} постепенно снижаются, но в целом сохраняются положительные значения за исключением отдельных случаев коровой контаминации.

Существенный интерес представляют и данные по *изотопии осмия*, имеющиеся для образований сумия (2.5-2.4 млрд. лет) и людиковия (2050-1975 Ma) Балтийского щита. Сумийские вулканиты Ветреного Пояса Карелии характеризуются субхондритовыми изотопными отношениями Os (γ_{Os} варьирует от -0.43 до -0.07). Это предполагает, что расплавы сформировались из верхнемантийного плюма, обедненного Os за 150 млн. лет до эпизода плавления, т.е. в позднем архее (Puchtel et al., 2001).

Породы сформированные в интервале от 2.05 до 1.9 млрд. лет характеризуются гораздо большей гетерогенностью изотопных отношений Os.

Так, базальты Онежского плато и пикродолериты Кончезерского силла характеризуются узкими вариациями γ_{Os} от +0.77 до -0.61 (Puchtel et al., 1999), тогда как ферропикритовые лавы Печенги имеют $\gamma_{Os} = +6.1$, что предполагает их формирование из мантии, обогащенной ^{187}Os задолго до их образования (Walker, 1997). Наиболее широкие вариации γ_{Os} среди пород данного этапа наблюдаются для офиолитов Йормуа с возрастом 1.95 млрд. лет (от -5.1 до +3.0) и связываются со смешением материалов древней субконтинентальной литосферной мантии и более молодого MORB (субхондритового) источника. Можно предполагать, что людиковийская крупная изверженная провинция, как и Свекофеннский ороген, вероятно, произошли в результате подъема одного и того же суперплюма. Область его питания располагалась на границе ядромантии и привнос оттуда нового материала привел к появлению изотопной гетерогенности мантии по Os на рубеже около 2 млрд. лет. Различный характер обеспечивавшихся этим суперплюмом тектонических процессов, вероятно, был связан с обогащенностью флюидами его западной части, вызвавшей другой характер взаимодействия его головной части с породами земной коры, приведя к формированию в Свекофеннском домене подвижной области.

2.5. Заключение

История развития тектоно-магматических процессов в палеопротерозое (2.55-1.6 млрд. лет) сложна и неоднозначна. Она разделяется на четыре этапа, характеризующихся своим собственным типом эндогенной активности. Рубеж 2.05-2.0 млрд. лет является главным переломным моментом в истории нашей планеты. Тогда произошел окончательный переход от архаичного стиля тектоно-магматических процессов, заложенных еще в архее, к современному типу активности.

Первый, раннепалеопротерозойский этап (2.5-2-3 млрд. лет) связан с господством магматических образований кремнеземистой высоко-Mg (бонинитоподобной) серии (КВМС), развивавшейся в форме крупных изверженных провинций на огромных территориях жестких кратонов в форме рифтогенных вулканогенно-осадочных поясов, огромных роев даек и крупных расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов. Начало этого этапа связано с поздним археем, когда в некоторых зеленокаменных поясах в пределах будущих кратонов (например, Абитиби, Канада) появляются породы КВМС, а в начинающихся стабилизированных участках кратонов – даже крупные расслоенные интрузивы, например, Стиллуотер в кратоне Вайоминг (США).

Образование таких крупных изверженных провинций, очевидно, определялось существованием под ними мантийных суперплюмов, генерировавших расплавы КВМС. Эти расплавы имели смешанное мантийно-короевое происхождение. Их источником являлось сильно деплетированное в результате предыдущих эпизодов плавления ультраосновное вещество астеносферной мантии того времени и материал архейской коры,

ассимилированный в процессе подъема. Благодаря этому по своему вещественному составу они близки к образованиям известково-щелочных серий фанерозоя, особенно, бонинитовой, связанной с зонами субдукции. В геохимическом плане эти магмы характеризуются: (1) дефицитом Fe, Ti, Nb и щелочей, особенно калия; (2) повышенными концентрациями Ni, Co, Cu, V и элементов платиновой группы, а также несовместимых элементов, включая ЛРЗЭ; и (3) высокими содержаниями SiO₂, Mg, Cr и Al. Гранитоидный, преимущественно калиевый, магматизм имел ограниченные масштабы.

Второй, среднепалеопротерозойский этап (2.3-2.05 млрд. лет), характеризовался массовым появлением геохимически обогащенных Fe-Ti пикритов и базальтов. В тектоническом плане характер процессов не изменился, и местами (Южная Африка, Воронежский кристаллический массив и др.) сохранился тот же тип активности с развитием расплавов КВМС. Однако, преобладали все же базальтовые расплавы с повышенной титанистостью и щелочностью, близкие к магмам фанерозойских крупных изверженных провинций типа траппов и океанских плато. В геохимическом плане эти магмы сильно отличались от магм КВМС предыдущего этапа. Они характеризовались: (1) высокими концентрациями Fe, Ti, Nb, Mn, щелочей и несовместимых элементов, особенно ЛРЗЭ; (2) повышенными - Cr, Ni, Co, Cu и Ba; и (3) дефицитом содержания SiO₂, Mg и Al.

Характер смены одного типа магматизма другим хорошо виден на примере восточной части Балтийского щита. Там на рубеже 2.3-2.2 млрд. лет крупная изверженная провинция КВМС сменилась крупной же провинцией преимущественно толеитового, часто титанистого магматизма, свидетельствуя о том, что в середине палеопротерозоя под восточной частью щита появился суперплюм фанерозойского типа, совершенно другого состава. При этом характер тектоно-магматической активности в целом сохранился – вулканизм был связан преимущественно с теми же самыми крупными рифтогенными структурами, унаследованными еще от сумия-сариолия, наращивая их разрез. Как и ранее, формировались рои диабазовых даек и крупные расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы, но это были уже титаноносные массивы с породами повышенной щелочности вплоть до появления ядра, сложенного нефелиновыми сиенитами.

Поэтому возможно, что сменился не сам суперплюм, а характер его питания – по тем же самым глубинным подводящим каналам в его головную часть стало поступать новое, геохимически обогащенное вещество. Скорее всего, как это следует из изотопных данных по ферропикритам Печенги (а также ферропикритам Алданского щита), этим веществом был мантийный флюид, обогащенный Fe, Ti, щелочами, Zr, Ba, ЛРЗЭ и другими несовместимыми элементами, поступивший ~ 2.2 млрд. лет назад или несколько раньше в мантийный резервуар, до того длительно развивавшийся как деплетированный (Пухтель и Журавлев, 1993; Смолькин и др., 1995). Судя по тому, что первые проявления ятулия относятся к 2.3-2.2 млрд. лет назад, подток таких флюидов мог начаться несколько раньше.

Третий, позднепалеопротерозойский этап (2.05-1.8 млрд. лет) принципиально отличался от предыдущих тем, что в это время на территории большинства современных щитов раскрылись океаны, произошли мощные процессы континентальной коллизии с образованием зон субдукции и задуговых морей, сформировались протяженные островные дуги и активные континентальные окраины с интенсивным известково-щелочным вулканизмом и появлением огромных гранитных батолитов. Вулканисты и многочисленные дайки этого этапа представлены базальтами типа MORB и OIB и более широко развитыми породами известково-щелочной серии, связанной с зонами субдукции (островные дуги, активные окраины континентов, зоны коллизии). Как известно, для такого вулканизма характерен эксплозивный тип извержений с выбросом в атмосферу большого количества пирокластического материала и вулканических газов, содержащих в основном H_2O , CO и CO_2 , а также различные сернистые соединения, преимущественно SO_3 , F , Cl и др. Судя по результатам изучения вулканических газов современной Курильской островной дуги, в которых содержатся значительные количества таких летучих элементов как Re , Mo , W , Cu и Co , а также I , Bi , Cd , V и Br (Taran et al., 1995), подобное содержание, вероятно, было характерно и для палеопротерозойских вулканов такой же тектонической обстановки. Подвижные зоны рассматриваемого типа завершили свое развитие к главным образом 1.82-1.80 млрд. лет назад к результату континентальной коллизии, после чего наступила эписвекофеннская (эпигудзонская) эпоха стабилизации.

В геохимическом плане начало этого этапа (2.05-2.0 млрд. лет) характеризовалось мощным пикрит-базальтовым вулканизмом, для которого были характерны высокие содержания Mg , Fe , Ti , Cr , Ni , Cu и V при минимальном Th . Во второй половине этапа (1.9-1.8 млрд. лет), когда уже широко проявился надсубдукционный магматизм, на первое место выходят Si и Al , а также P , Zn и Th , и резко снижается CaO/Al_2O_3 отношение.

Судя по изотопии Os , зарождение суперплюмов тогда происходило уже на границе жидкое ядро-мантия. Завершилось развитие орогенных областей процессами континентальной конвергенции в интервале 1.82-1.80 млрд. лет, после чего наступила новая глобальная эпоха стабилизации.

Судя по резко возросшей тектонической активности в регионе на рубеже ~ 2.05-2.0 млрд. лет, накопление флюида в веществе головной части суперплюма должно было привести к снижению вязкости этого вещества, следствием чего, вероятно, было увеличение мобильности и масштабов протуберанцев на поверхности его головной части. Очевидно, в результате всего этого начали развиваться принципиально новые по сравнению с предыдущими этапами тектонические процессы, связанные с раскрытием океанов и в дальнейшем с формированием орогенов.

Таким образом, палеопротерозой являлся эпохой больших перемен, когда устанавливался современный тип тектонических и магматических процессов. Эти процессы имели глобальный характер и общие тренды развития, сводящиеся к смене высокодеплетированных мантийных субстратов

геохимически обогащенными. Выделенные рубежи могут быть прослежены на всех древних щитах, что подтверждает глобальный характер этой эволюции.



Глава 3

СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ И ЛУНЫ



Как известно, в настоящее время представления о процессах формирования и внутреннего развития твердых планет земной группы базируются в основном на различных физических и геохимических расчетах и теоретических моделях.

Относительно происхождения Луны существует ряд гипотез, среди которых наиболее популярны идеи: (1) о захвате Луны, которая образовалась в Солнечной системе далеко от Земли, при ее прохождении около орбиты последней; (2) о коагуляции Луны из кольца планетезималей вокруг Земли; и (3) об отделении от Земли вследствие неустойчивости, возникшей при отделении ядра и т.д. Большинство исследователей сейчас полагает, что Луна образовалась за счет мантии Земли в результате удара крупного тела, близкого по размеру к Марсу (Spudis, 1996). Основным недостатком всех этих гипотез является их абстрактный характер и полное игнорирование геолого-петрологических данных по тектоно-магматической эволюции Земли и Луны. Вместе с тем, именно здесь заключена основная информация о процессах их внутреннего развития.

Вместе с тем, проведенное нами сравнительное изучение Земли и Луны показало, что имеется существенное сходство в эволюции лунного магматизма и земного магматизма палеопротерозоя (Шарков, Богатиков, 2001). На Луне отсутствуют как аналоги архейского типа активности, когда преимущественно формировались гранит-зеленокаменные области, так и фанерозойского магматизма, связанного с зонами субдукции. Из этого был сделан вывод, что Луна развивалась значительно быстрее Земли и по сокращенному сценарию, но в рамках одних и тех же закономерностей. Что особенно важно, установлен перелом в развитии обоих планетных тел, когда в процессы магмообразования стал вовлекаться качественно новый материал, ранее в них не участвовавший; одновременно происходила и смена тектонических процессов. Из этого фундаментального факта вытекает ряд следствий, важных для разработки современной теории формирования и развития твердых планет земной группы.

Геологическое развитие Земли и Луны, по-видимому, началось после затвердевания глобальных магматических океанов, которые привели к формированию первичной сиалической коры на Земле и анортозитовой - на Луне. Дальнейшее развитие на обоих планетных телах происходило в два главных этапа (Vogatikov et al., 2000). На первом из них среди мантийных расплавов преобладали магмы, выплавлявшиеся из ультраосновной деплетированной мантии, истощенной легкоплавкими компонентами в процессе образования магматических океанов и последующей магматической деятельности. При этом тектонические процессы существенно не нарушали строения их верхних оболочек. На втором этапе существенную роль начали играть геохимически-обогащенные мантийные расплавы, а тектоника резко повысила свою интенсивность, приводя к существенной перестройке верхних оболочек планетных тел.

3.1. Главные особенности тектоно-магматического развития Земли и Луны

Тектоно-магматическое развитие Земли. Первый этап эволюции Земли охватывал архей и ранний палеопротерозой. Мантийные магмы в архее (нуклеарная стадия) были представлены преимущественно низко-Ti коматиит-базальтовой серией, происшедшей за счет слабо- и умеренно деплетированных ультрамафических субстратов (рис. 3.1).

В раннем палеопротерозое (2.5-2.2 млрд. лет назад), на кратонной стадии развития Земли, когда стали возможны хрупкие деформации коры, приведшие к появлению рифтогенных вулканогенно-осадочных поясов, огромных роев даек и крупных расслоенных интрузивов, главным типом магм уже были образования кремнеземистой высоко-Mg (бонинитоподобной) серии (KBMS), происшедшие за счет сильно деплетированных мантийных субстратов (см. часть 1, глава 2). Тектоно-магматические процессы этого этапа связываются с подъемом мантийных суперплюмов, которые формировались в мантии Земли и были образованы деплетированным ультрамафитовым веществом. Их головные части растекались в мантии на глубинах порядка 300-150 км, что не приводило к значительным трансформациям древней сиалической коры (Шарков и др., 2000), которая, согласно последним данным, существовала по крайней мере уже 4.4 млрд. лет назад (Peck et al., 2001).

Резкое изменение характера геологических процессов на Земле произошло около 2.2-2.0 млрд. лет назад, когда началась континентально-океаническая стадия ее развития, продолжающаяся и поныне. Для нее характерно появление геохимически-обогащенных мантийных источников магм. В это время впервые в массовом количестве появляются Fe-Ti пикриты и базальты, характерные для внутриплитного магматизма фанерозоя. Также на рубеже 2.2 млрд. лет резко усиливается интенсивность магнитного поля Земли, достигавшая самых высоких значений в ее истории (Stevenson et al., 1983). Около 2 млрд. лет назад архаичная плюм-тектоника раннего докембрия сменяется на типичную для фанерозоя плейт-тектонику.

Мы полагаем, что такая смена типа активности была связана с подъемом мантийных суперплюмов второго поколения, существующих и поныне и формировавшихся уже на границе жидкого ядра и силикатной мантии, в слое D". Для них характерно присутствие специфических флюидов, обогащенных Fe, Ti, щелочами, P, Ba, Zr, ЛРЗЭ и др. Материал этих плюмов был легче, чем у предыдущих; они уже могли достигать умеренных глубин, а растекание их головных частей приводило в ряде случаев к разрывам древней сиалической коры и формированию новообразованной коры океанского типа, как это было показано выше на примерах офиолитовых комплексов Йормуа на Балтийском щите и мыса Кейп - на Канадском.

Тектоно-магматическое развитие Луны. Луна является единственным планетным телом, с поверхности которого с помощью космических аппаратов были доставлены на Землю образцы горных пород. На поверхности Луны



Рис. 3.1. Схема тектоно-магматического развития Земли

хорошо различаются *лунные материки* и впадины *лунных морей*, окруженными *лунными горами*, открытыми еще Галилеем (рис. 3.2).

Вся поверхность покрыта метеоритными кратерами разного размера. Наиболее древний (4.4-4.0 млрд. лет) магматизм *материков* Луны представлен образованиями низко-Ti магнезиальной серии (рис. 3.3), прорывающими первичную кору, сложенную так называемыми железистыми анортозитами с возрастом 4.56 ± 0.07 млрд. лет (Alibert et al., 1994). Вулканы этой серии представлены низко-Ti пикробазальтами, базальтами и лейкобазальтами, а их интрузивные аналоги - расслоенными интрузивами группы АНТ (анортозит-норит-троктолит), среди которых отмечаются и ультрамафические кумулаты: дуниты, гарцбургиты и пироксениты (Snyder et al., 1995). Фрагменты этих интрузивов выведены на поверхность Луны в форме тектонических пластин в лунных *горах*, окаймляющих лунные *моря* (рис. 3.4).



Рис. 3.2. Видимая сторона Луны

Светлое – материки, темное – моря. Указаны места посадок космических аппаратов: А - Аполлон (США); Л - Луна (СССР)

С породами магниальной серии, начиная с 4.34 млрд. лет назад ассоциируют образования, обогащенные К, РЗЭ и Р (серия KREEP), в том числе и калиевые граниты. По составу пород, минералогии, геохимическим и изотопно-геохимическим особенностям эти образования близки к кумулатам раннепалеопротерозойских расслоенных интрузивов Земли, происшедших за счет расплавов КВМС, и калиевых расплавов умеренно-щелочной серии (Шарков, Богатилов, 2001).

Около 3.9-3.8 млрд. лет назад этот тип активности сменился базальтовым *морским* магматизмом, появившимся одновременно с формированием крупных депрессий лунных *морей* глубиной в несколько километров и образованием лунных *гор* высотой в первые километры. Большинство исследователей сейчас полагает, что происхождение морей



Рис. 3.3. Эволюция магматизма на Земле и Луне

Заштриховано – интервалы распространения главных типов магматических серий Земли, жирными линиями показаны интервалы распространения главных типов магматических серий Луны

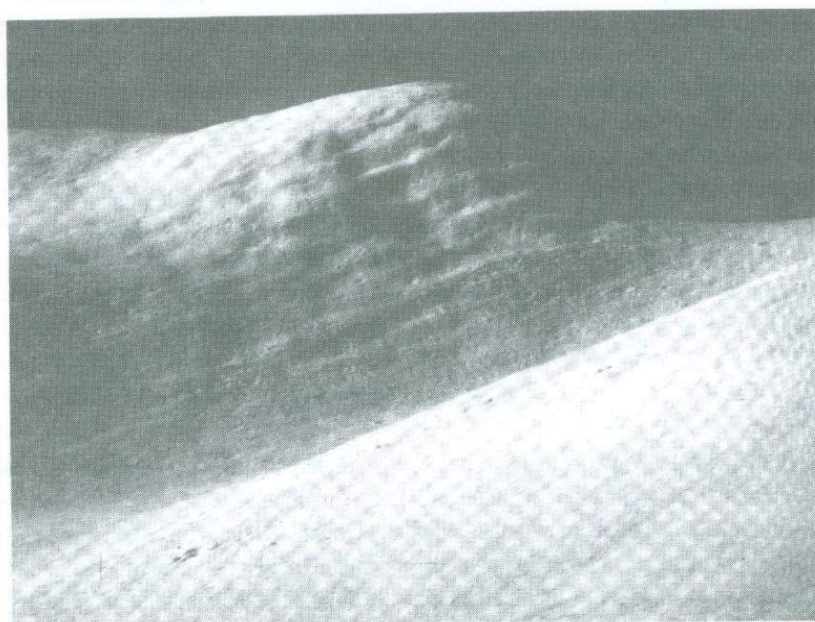


Рис. 3.4. Расслоенные интрузивы группы АНТ на Луне

связано с катастрофическими импактными событиями (Spudis, 1996). Однако никаких геологических, петрологических, минералогических и других доказательств в пользу этого не существует. Вместе с тем, несмотря на свои относительно небольшие размеры, лунные моря по своему строению (крупные депрессии с резко утоненной корой и интенсивным базальтовым магматизмом) больше всего напоминают земные океаны и трапповые провинции, которые часто рассматриваются в качестве первых стадий раскрытия океанов.

Здесь, как и на Земле, выделяется два типа *морских* базальтов: низко- и высоко-Ti, которые по своей геохимии могут быть скоррелированы с земными базальтами типа срединно- океанических хребтов и океанских островов соответственно. Однако, по минеральному составу эти породы существенно отличаются от своих возможных земных аналогов низкой щелочностью, отсутствием водосодержащих фаз и титаномагнетита, вместо которого развиты самородное железо, Fe-Ni сплавы и ильменит, а также другие восстановленные фазы (Parfike et al., 1998; Богатиков и др., 2001, 2002). Все это свидетельствует о существенно более восстановительной среде в областях магмообразования на Луне, чем на Земле.

Мы полагаем, что как и на Земле, происхождение древнего магматизма лунных *материков* было связано с подъемом мантийных плюмов первого поколения, сформированных материалом деплетированной мантии. Магматизм лунных *морей*, вероятно, был связан с подъемом плюмов второго поколения, формировавшихся на границе мантии и существовавшего тогда жидкого ядра, наличие которого в то время следует из палеомагнитных данных (Rankom, 1998). С этих позиций моря действительно могут быть аналогами земных океанов и трапповых полей, а не результатом ударов огромных метеоритов. Как и на Земле, материал этих плюмов был легче предшествующего, и растекание их головных частей происходило у основания лунной коры, приводя к ее существенным трансформациям и формированию как лунных *морей*, так и окружающих их *гор* (рис. 3.2). Концентрации плотных масс (масконы), повсеместно отмечаемые под *морями*, вероятно, являются затвердевшими головными частями этих плюмов.

3.2. Обсуждение

Наблюдаемая последовательность тектоно-магматических событий в процессе развития как Земли, так и Луны предполагает, что эти планетные тела изначально имели гетерогенное строение и их разогрев происходил сверху вниз, от краев к центру. По-видимому, только так можно объяснить тот факт, что материал ядра был практически «законсервирован» в течение около 2.5 млрд. лет на Земле и 1.5 млрд. лет - на Луне, и только после этого стал вовлекаться в тектоно-магматические процессы.

Поскольку напряженность магнитного поля Земли и Луны на переломных рубежах (2.2-2.0 и 3.9 млрд. лет соответственно) была максимальной за всю их историю, можно думать, что их ядра к этому времени

полностью расплавились. Исходя из того, что радиус Земли составляет 6371 км, а Луны - 1738 км, можно рассчитать скорость движения волны разогрева. Эта величина составляет для Земли около 2.4 м/год, тогда как для Луны - около 3.8 м/год, т.е. близка по порядку величин, что может свидетельствовать о сходном механизме их разогрева. Начало же формирования жидкого ядра Земли, вероятно, связано с поздним археем (2.7-2.6 млрд. лет назад), когда сильно увеличилась напряженность магнитного поля (Hale, 1987) и впервые в небольшом количестве появились базальты с повышенной титанистостью и низкотитанистые щелочные породы калиевого ряда (Митрофанов и др., 2000).

Продвижение волны разогрева вглубь планетных тел сопровождалось охлаждением их наружных частей. Так, например, судя по изотопии кислорода в древних детритовых цирконах из Австралии, на поверхности Земли уже 4.4 млрд. лет назад существовала жидкая вода (Peck et al., 2001). Общее охлаждение Земли, скорее всего, началось вскоре после полного расплавления ядра и исчерпания ее первоначальных энергетических ресурсов, возможно, на рубеже около 2 млрд. лет назад. Вследствие разницы в величинах адиабатического градиента и градиента точки плавления, затвердевание жидкого ядра должно было происходить снизу вверх, приводя к формированию центрального твердого внутреннего ядра. Современный радиус этого ядра составляет около 1300 км. Из этого может следовать, что ядро Земли затвердевает с темпом около 0.65 м/год.

На Луне жидкое ядро сейчас отсутствует, а магнитное поле исчезло около 3 млрд. лет назад, т.е. активная стадия существования лунного ядра была около 0.9 млрд. лет. Радиус лунного ядра составляет около 350 км (Konopliv et al., 1998). Соответственно, скорость затвердевания ядра Луны была порядка 0.4 м/год, т.е. несколько меньше, чем у Земли. Это, возможно, было связано с существенными различиями в соотношениях ядро-мантия в этих планетных телах - на Земле доля ядра от всей ее массы составляет 0.32, а на Луне - всего около 0.02-0.03 (Рингвуд, 1982), т.е. мощная мантия могла служить своеобразным термоизолятором, замедлявшим здесь скорость затвердевания ядра.

Судя по имеющимся данным, на первой стадии развития планет мантийные суперплюмы формировались в толще мантии, истощение которой легкоплавкими компонентами постепенно увеличивалось во времени, приводя к появлению на Земле в раннем палеопротерозое предельно деплетированных мантийных субстратов. Вторая стадия их развития была связана с появлением жидкого ядра и формированием мантийных суперплюмов, подъем которых приводил к разрывам кратонизированных литосфер этих тел и принципиальному изменению характера тектономагматических процессов. Фрагменты древних литосфер сохранились на Земле только на докембрийских щитах, а на Луне - под континентами. Предполагаемая последовательность процессов для Земли показана на рисунке (рис. 3.5).

Таким образом, проведенные исследования впервые показали, что Луна по сравнению с Землей развивалась быстрее и по сокращенному сценарию,

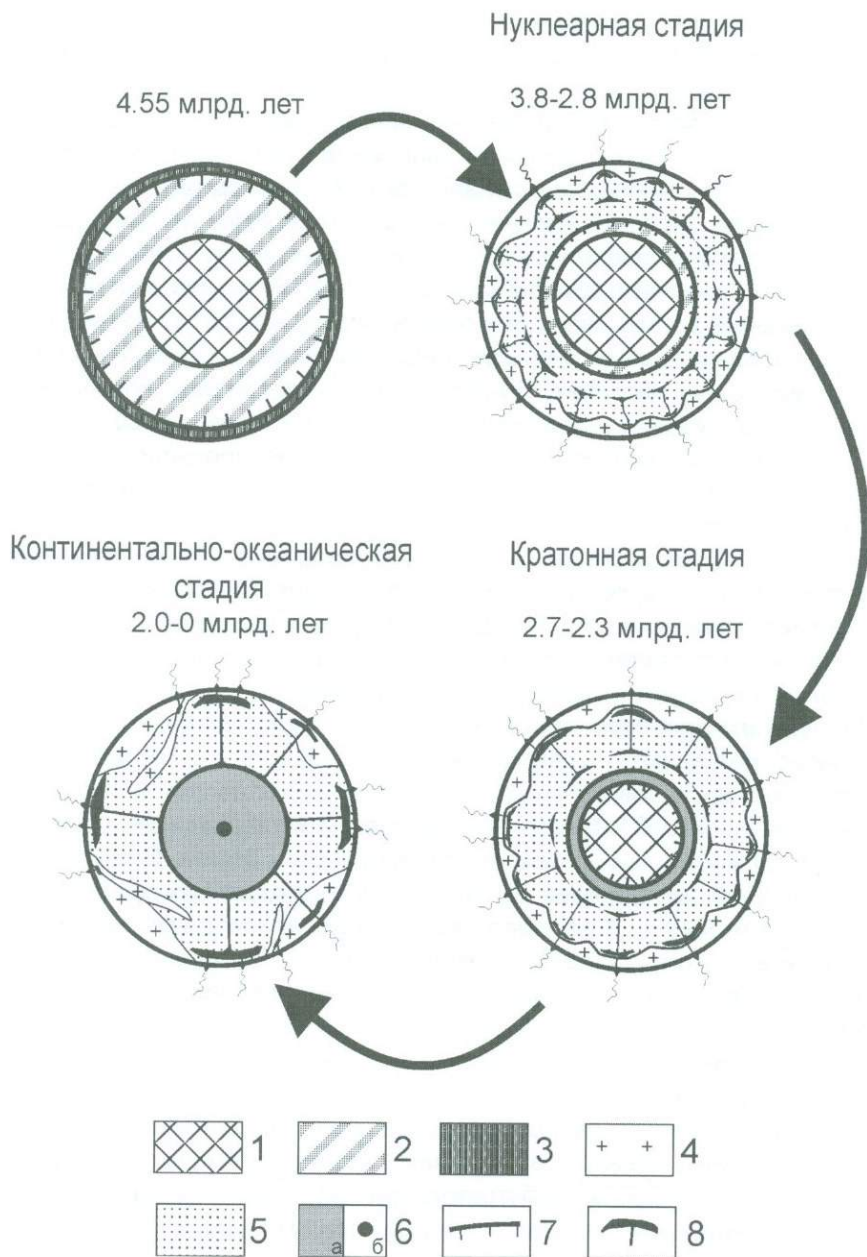


Рис. 3.5. Схема, иллюстрирующая главные этапы внутреннего развития Земли

1 – первичное ядро, 2 – первичная мантия, 3 – магматический океан, 4 – сиалическая кора, 5 – деплетированная мантия, 6 – ядро: а – жидкое, б – твердое, 7 – фронт разогрева, 8 – мантийные плюмы

но в рамках одних и тех же закономерностей. Здесь отсутствуют как аналоги архейской стадии эволюции Земли, так и позднедокембрийско-фанерозойской, когда широкое распространение получила тектоника плит. Как на Земле, так и на Луне наблюдается резкий перелом в развитии тектоно-магматических процессов, приведший к смене раннего, преимущественно деплетированного мантийного магматизма на более поздний, геохимически-обогащенный. Различия в характере эволюции Земли и Луны, по-видимому, связаны со значительно меньшими энергетическими запасами последней - диаметр Луны составляет только 27 % от земного, а масса - всего около 1.5% от массы Земли.

Согласно Э.Галимову (1995), пара Луна-Земля представляла собой случай двойной системы. Исходя из имеющихся петролого-геохимических данных, можно считать, что оба планетных тела изначально формировались как самостоятельные тела из несколько разного по составу вещества, и, соответственно, Луна вряд ли могла произойти за счет материала земной мантии в результате катастрофического столкновения с Землей тела марсианского размера.

Наличие на Венере и Марсе тоже двух главных типов морфоструктур - обширных пространств, залитых базальтами, и более древних поднятых участков со сложным рельефом может свидетельствовать о том, что формирование этих планет также происходило в два этапа. На первом этапе на них формировалась первичная литосфера, образовавшаяся в результате затвердевания глобального океана и активности мантийных плюмов первого поколения, а на втором - происходили процессы растяжения, сопровождавшиеся мощным базальтовым магматизмом, которые были связаны с подъемом суперплюмов второго поколения с границы жидкого ядра и мантии. Аналогичные морфоструктуры намечаются и на Меркурии, который сейчас изучен значительно слабее.

3.3. Заключение

1. Установлено, что главной особенностью тектоно-магматического развития Луны является его близость к палеопротерозойской (кратонной) стадии развития Земли. На Луне полностью отсутствуют как аналоги древнего (архейского) магматизма Земли, где ведущую роль играли гранитоиды тоналитового ряда при подчиненной роли коматиит - базальтового магматизма, так и аналоги фанерозойского надсубдукционного магматизма, связанного с активными границами литосферных плит.

2. Древнейший (4.45-4.0 млрд. лет назад) магматизм *материков* Луны представлен образованиями магнезиальной серии, прорывающими ее первичную анортозитовую кору с возрастом 4.56 млрд. лет. По составу пород, их минералогии и изотопно-геохимическим особенностям породы этой серии близки к образованиям земного раннепалеопротерозойского магматизма

кремнеземистой высокомагнезиальной ассоциации. Как и на Земле, с ними ассоциируют обогащенные К, РЗЭ и Р образования KREEP.

3. Вторая (3.9–3.2 млрд. лет назад) стадия тектономагматического развития Луны характеризовалась массовым появлением *морских* базальтов, выполняющих впадины новообразованных лунных *морей*. Среди них выделяются две разновидности – низко- и высоко-Ti: первые по химическому составу напоминают базальты срединно-океанических хребтов Земли, а вторые – геохимически обогащенные умеренно-щелочные внутриплитные Fe-Ti-пикриты и базальты, впервые появившиеся на Земле в массовом количестве только на рубеже 2.2 – 2.0 млрд. лет назад. По аналогии с Землей, формирование *морского* магматизма Луны связывается с подъемом мантийных плюмов, растекание головных частей которых привело к образованию крупных впадин *морей* со значительно пониженной мощностью коры.

4. Предполагается, что формирование Луны, как и Земли, происходило в две стадии: вначале из протопланетного облака формировались их железные ядра, и только после этого происходила аккумуляция силикатного хондритового вещества. Однако из-за близости к Земле, которая благодаря своей большей массе более эффективно “вычерпывала” летучие компоненты, особенно H₂O, из окружавшего эти формирующиеся тела пространства, вещество Луны, и особенно ее ядро, оказалось ими обедненным.

5. Различия в эволюции тектономагматических процессов Луны и Земли, вероятно, связаны с разными энергетическими потенциалами этих планетных тел.



Глава 4

МАГМАТИЗМ РИФЕЯ И ВЕНДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА



Восточно-Европейский кратон (ВЕК) был сформирован в конце палеопротерозоя за счет сочленения трех протократонов: Волго-Уралии и Сарматии 2.05-2.0 млрд. лет назад и причленения к ним Балтии около 1.7 млрд. лет назад (Bogdanova et al., 1996, 2001). В последовавшее мезо- и неопротерозойское (рифей-вендское) время, на протяжении более 1 млрд. лет, в пределах платформы неоднократно проявлялся внутриплитный континентальный магматизм.

Различные геодинамические, структурно-тектонические, палеогеографические и минерагенические построения, касающиеся древней стадии развития платформы, во многом опираются на результаты изучения магматических проявлений позднего протерозоя. В настоящее время достаточно детально изучены литологические и тектонические особенности рифтогенных структур ВЕК и проведено их обобщение как для платформы в целом (Nikishin et al., 1996), так и для отдельных структур. По проблемам позднепротерозойского магматизма ВЕК обобщающие работы были выполнены в 50-90 гг. прошлого века (Тимергазин, 1959; Веселовская и др., 1960; Ушакова, 1962; Магматизм..., 1981; Алексеев, 1984; Грачев и др., 1994). В последнее время для некоторых рифтогенных магматических комплексов ВЕК были проведены петрологические и изотопно-геохимические исследования, в том числе изотопное датирование (Богданов и др., 2003). Результаты работ по рифтогенному магматизму ЮВ Балтии были обобщены в работе (Кеpezinskas, 1999).

Мы провели изучение рифейского и вендского магматизма ВЕК. В результате были получены новые геологические, геохимические и изотопно-геохимические данные. Основываясь на этих оригинальных данных, а также критическом обзоре литературных материалов о возрасте и составе позднепротерозойского магматизма Русской платформы, мы провели анализ его петрохимических и изотопно-геохимических особенностей, их временных и пространственных вариаций. Это позволило выявить особенности геодинамики различных сегментов ВЕК в рифее и венде и достигнуть определенного прогресса в понимании ранней эволюции платформы в целом.

Рубеж раннего и позднего протерозоя (1.6 млрд. лет) рассматривается как момент перехода древнего (возраст консолидации более 1.6 млрд. лет) составного Восточно-Европейского кратона (Фенносарматии - Волго-Уралии) к собственно платформенному развитию. В последовавшее позднедокембрийское время (1600-550 млн. лет) внутриплитный магматизм в его пределах проявился в течение трех основных эпох: раннерифейской (1650-1450 млн. лет назад), среднерифейской (1350-1200 млн. лет назад) и позднерифейско-вендской (700-550 млн. лет назад).

Каждая эпоха характеризуется спецификой вещественного состава магматизма. Раннерифейская эпоха отличается проявлением плутонов анортозитов - гранитов рапакиви в Фенноскандии и низкотитанистых высокомагнезиальных базальтов в Волго-Уральской области; магматизм среднерифейской эпохи имел преимущественно толеитовый характер; для позднерифейско-вендской эпохи, связанной с распадом суперконтинента

Родинии, характерна значительная роль субщелочного и щелочного магматизма.

В раннерифейскую эпоху западная и восточная окраины кратона развивались в различных геодинамических режимах, т.е. относительно автономно, что проявилось различиями одновозрастного магматизма: на западе кратона имел место масштабный магматизм анортозитов-гранитов рапакиви с сопряженным бимодальным субщелочным вулканизмом, а на востоке сформировалась крупная провинция низкотитанистых высокомагнезиальных базальтов. В позднерифейско-вендскую эпоху, когда западная, северная и восточная периферия кратона представляла пассивную окраину, здесь повсеместно проявился однотипный магматизм.

Наиболее ранним и масштабным магматическим событием в платформенной истории ВЕК было формирование в его западной части многочисленных крупных плутонов анортозит-рапакиви гранитной (АРГ) ассоциации. Они подробно рассматриваются в [разделе 4.1](#). Становление АРГ плутонов в раннем рифее сопровождалось бимодальным и базитовым вулканизмом и внедрением дайковых роев; магматическая активность, связанная с развитием сети рифтогенных грабенов (авлакогенов), продолжалась на западе и севере ВЕК и в среднем рифее. Сформировавшиеся в результате базитовые комплексы мезопротерозоя фенносарматской части ВЕК кратко охарактеризованы в [разделе 4.2](#). Волго-Уральская область ВЕК, развивавшаяся в мезопротерозое либо в режиме пассивной окраины либо как очень крупный интракратонный бассейн, являлась ареной мощных магматических проявлений; они кратко охарактеризованы в [разделе 4.3](#). Неопротерозойский внутриплитный магматизм ВЕК, связанный с его отчленением от суперконтинента Родинии, характеризуется на примере подробно рассмотренной крупной Волыньско-Брестской магматической провинции запада кратона ([раздел 4.4](#)).

Некоторые образцы керна пород Волго-Уральской области, Онежского полуострова и Волыньско-Брестской провинции, изученные в настоящей работе, были любезно предоставлены В.И.Козловым, В.М.Горожаниным, Н.В.Веретенниковым и Е.Д.Андреевой. [Раздел 4.1](#) написан Е.В.Шарковым, [раздел 4.5](#) – совместно Е.В.Шарковым и А.А.Носовой, прочие [разделы главы 4](#) – А.А.Носовой, Е.В.Юткиной, И.А.Кондрашовым.

4.1. Протерозойские анортозит-рапакивигранитные комплексы Восточно-Европейского кратона – пример внутриплитного магматизма в условиях аномально мощной сиалической коры

Середина протерозоя (1.8-1.4 млрд. лет) характеризуется широким развитием поясов кислого, преимущественно калиевого магматизма (Vogatikov et al., 2000). Эти пояса простираются на большие расстояния в пределах

Балтийского, Украинского, Гренландского и Канадского щитов, вдоль южного края Сибирской платформы, в Сино-Корейском, Африканском, Индийском и Бразильском щитах, а также в Западной Антарктиде (Ramo, Naarala, 1996). Огромные внутриплитные анортозит-рапакивигранитные комплексы (АРГК) являются наиболее характерной породной ассоциацией того периода, по-видимому, представляя собой промежуточные камеры таких магматических систем. Многие геологи полагают, что эти комплексы входят в состав анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной серии (AMCG), широко распространенной среди изверженных пород протерозоя (Emslie, Hegner 1993; Ahall, Gower, 1997). Однако типичные анортозит-мангерит-чарнокитовые массивы ассоциируют с зонами высокоградного метаморфизма и деформаций и развиты в пределах мобильных зон (Прияткина, Шарков, 1979; Ashwal, 1993; Berman et al., 2000). Соответственно, посторогенные АРГ-комплексы сильно отличаются от них по тектоническому положению, образуя самостоятельную группу внутриплитных магматических образований. Они обычно локализованы среди необычно толстой коры протерозойских орогенов, но по времени отделены от их формирования. Кора под ними редуцирована, однако механизм такого утонения пока не ясен.

Целью настоящей работы является обсуждение происхождения этого необычного типа внутриплитной активности, характерного для середины протерозоя, на примере АРГК Балтийского и Украинского щитов.

4.1.1. Геологическое положение

Анортозит-рапакивигранитные комплексы Восточно-Европейского кратона расположены в пределах Свекофеннского домена (центральная часть современного Балтийского щита) и его аналогов в фундаменте Русской плиты и на Украинском щите. Свекофеннский домен образовался на месте одноименного орогена, существовавшего в середине палеопротерозоя и завершившего свое развитие около 1.82 млрд. лет назад (Gorbatshev, Bogdanova, 1993; Korsman et al., 1999). В результате орогенных процессов здесь сформировалась аномально мощная, достигающая в настоящее время 50-60 км, земная кора. Если учесть тот факт, что на уровень современного эрозионного среза в свекофеннидах выведены образования, формировавшиеся при давлении 4.5-5.0 кбар, т.е. на глубинах 16-17 км (Glebovitsky, 1997; Esipchuk et al., 2000), то первоначальная мощность такой коры составляла около 70-80 км.

Судя по сохранившимся реликтовым участкам, такая аномально мощная кора была характерна для всей западной части Восточно-Европейского кратона (рис. 4.1), прослеживаясь в виде реликтовых фрагментов с севера на юг от Центрально-Финляндского массива (ЦФМ) до Черного моря (Luosto, 1997; Красовский и Оровецкий, 2000; Краснопевцева и Щукин, 2000). При этом АРГ комплексы обычно приурочены к участкам развития именно такой коры,

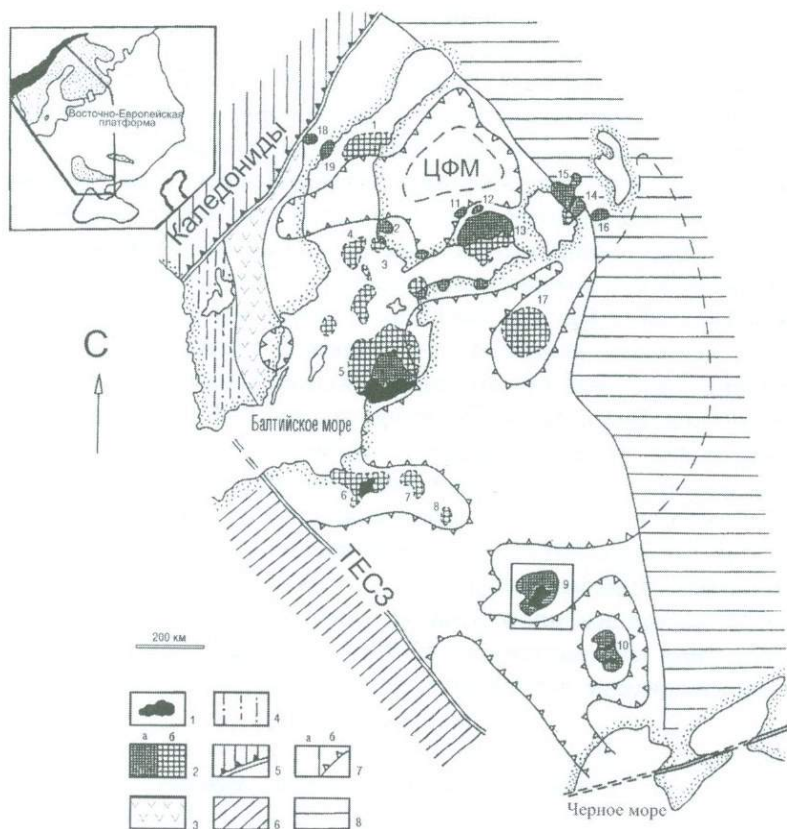


Рис. 4.1. Схема распределения анортозит-рапакивигранитных комплексов в западной части Восточно-Европейского кратона

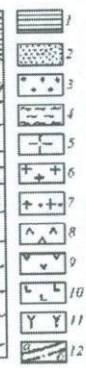
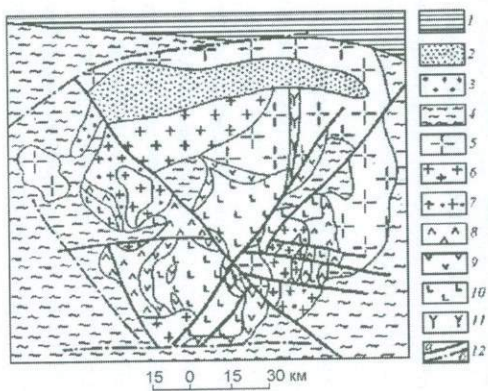
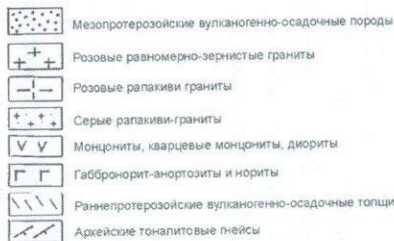
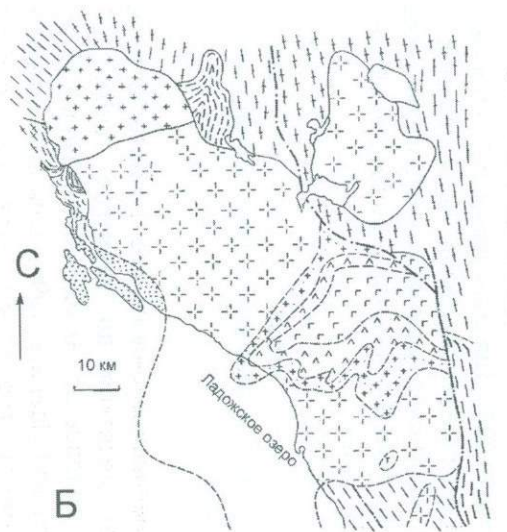
По (Vogatikov et al., 2000), модифицировано

1 - габбронорит-анортозиты и анортозиты; 2 - граниты рапакиви: а - установленные геологическими методами, б - по геофизическим данным; 3 - вулканы Транс-Скандинавского пояса; 4 - Готский домен; 5 - норвежские каледониды; 6 - фанерозойские складчатые пояса Западной Европы; 7 - кора Svecofennian орогена и площадей мощной svecofennian переработки запада Восточно-Европейского кратона: а - участки с мощностью коры < 45 км, б - участки распространения аномально мощной (> 45 км) коры (по данным (Краснопевцева и Щукин, 2000; Красовский и Оровецкий, 2000; Luosto, 1997)); 8 - преимущественно древняя (архейская и раннепалеопротерозойская) кора Восточно-Европейского кратона.

ЦФМ - Центрально-Финляндский массив; ТСП - Транс-Скандинавский пояс кислого вулканизма (1.78-1.59 млрд. лет); ТЕСЗ - Транс-Европейская сутурная зона; ККА - Крымско-Кавказские Альпиды.

Плутоны: 1 - Ботнический, 2 - Лайтилла, 3 - Вехмаа, 4 - Аландский, 5 - Рижский, 6 - Польский, 7 - Мазурский, 8 - Белорусский, 9 - Коростеньский, 10 - Корсунь-Новомиргородский, 11 - Ахвенисто, 12 - Суомениеми, 13 - Выборгский, 14 - Салминский, 15 - Улялегский, 16 - Лодейнопольский, 17 - Новгородский, 18 - Рагунда, 19 - Нордингра.

Врезка наверху: положение Svecofennian домена в пределах Восточно-Европейского кратона. Черное - Норвежские каледониды; затененные площади - подъемы докембрийского фундамента; линия - граница между палеопротерозойской корой Svecofennian домена (слева) и преимущественно архейской корой востока кратона



А

В

А – Схема, иллюстрирующая распределение АРГ комплексов юго-восточной Фенноскандии по (Ramo, Naarala, 1996). Горизонтальная штриховка указывает архейскую кору, черное – преимущественно палеопротерозойская кора. Б – Схема геологического строения Салминского и Улягского интрузивов. По (Шарков, 1983), модифицировано. В – Схема геологического строения Коростенского плутона. По (Великославинский и др., 1978), модифицировано. 1-3 – платформный покров: 1 – Припятский прогиб, 2 – Овручская серия, 3 – Пугачевская свита; 4 – палеопротерозойские гнейсы, мигматиты и граниты; 5 – преимущественно овоидные граниты рапакиви; 6 – мелкоовоидные серые граниты рапакиви; 7 – кварцевые монзониты и диориты; 8 – монзониты; 9 – габбронориты и нориты; 10 – габбронорит-анортозиты и анортозиты; 11 – дайки габбро-долеритов; 12 – разломы: а – прослеженные, б – предполагаемые

Рис. 4.2. АРГ комплексы Восточно-Европейского кратона

причем конкретно под ними наблюдается ее утонение на 10-20 км (Оровецкий, 1990; Elo, Korja, 1993; Korsman et al., 1999; Шарков, 1999).

АРГК приурочены исключительно к западной, свекофеннской части Восточно-Европейского кратона, практически не выходя за его пределы (рис. 4.1), и только Салминский массив локализован на границе между свекофеннидами и древним Карельским кратоном (рис. 4.2А). Вместе с АРГ комплексами Украинского щита они образуют огромный пояс более 2000 км длиной (рис. 4.1). Возраст АРГК Балтийского щита варьирует от 1.7 до 1.5 млрд. лет (Neumark et al., 1994; Amelin et al., 1994; Ramo, Naarala, 1996; Ahall, Gower, 1997; Левченков и др., 1998). Украинские АРГК (Коростенский и Корсунь-Новомиргородский) несколько древнее; их возраст составляет 1.76-1.78 млрд. лет (Amelin et al., 1994).

Анортозит-рапакивигранитные комплексы имеют хорошо выраженные интрузивные контакты с вмещающими палеопротерозойскими и архейскими метаморфическими породами, однако сами не подвергались региональному метаморфизму. С ними тесно ассоциируют кислые калиевые вулканиты, которые сохраняются в пологих прогибах поверхности плутонов рапакиви, перекрывая их с небольшим угловым несогласием (Великославинский и др., 1978).

Одновременно с АРГК происходило формирование роев диабазовых и кварц-порфировых даек, а местами и комплексных даек, сложенных диабазами в своих краевых частях и гранитами - в центре (Ramo, 1991). Диабазовые дайки часто являются интра-интрузивными телами, которые секут граниты рапакиви и, в свою очередь, секутся гранитами. В некоторых случаях они даже внедрялись в интрузивные камеры, где еще существовал жидкий гранитный расплав, образуя своеобразные застывшие «фонтаны» базитового вещества в гранитном (явление минглинга).

Формирование анортозит-рапакивигранитных батолитов было связано с возобновлением тектоно-магматических процессов на Восточно-Европейском кратоне около 1.8-1.7 млрд. лет назад, сопровождавшихся внутриплитным базальтовым магматизмом (Glebovitsky, 1997). Тип магматической активности зависел от мощности коры. Так, в отличие от западной части кратона, в Карело-Кольском и Волго-Уральском доменах с нормальной мощностью коры (~40 км) в это время развивались обычные континентальные рифтовые зоны (Грачев и др., 1994; Краснобаев и др., 1992).

4.1.2. Геологическое строение анортозит-рапакивигранитных батолитов

Интрузивы АРГ формируют неправильно-овальные в плане крупные многофазные тела площадью от десятков до десятков тысяч км², индивидуальная эволюция которых длилась до 30 млн. лет (Neumark et al., 1992; Amelin et al., 1994, 1997; Ramo and Naarala, 1996). Они образованы в основном габбронорит-анортозитами и гранитами рапакиви, которые

преобладают. Мафические породы, главным образом габбронорит-анортозиты, нориты, габбронориты и монцониты играют подчиненную роль или просто отсутствуют. Породы промежуточного состава (монцониты, кварцевые монцониты и диориты) редки, и плутоны, по существу, представляют собой бимодальные ассоциации. Местами рассматриваемые массивы напоминают грубо расслоенные интрузивы с постепенными переходами между породами, иногда сопровождаемые зонами ритмичного переслаивания: от габбронорит-анортозитов через нориты, монцониты, кварцевые монцониты и диориты к собственно гранитам рапакиви (Салминский, Ахвенисто, Коростенский и др.).

Граниты рапакиви Фенноскандии характеризуются крупными овальными (овоидными) концентрически-зональными выделениями щелочного полевого шпата (ортоклаза), которые часто окружены каймами олигоклаз-андезина (выборгиты) или без них (питерлиты). Кроме того, щелочной полевой шпат встречается и в форме более мелких субидiomорфных кристаллов. Необычны и мафические породы АРГК. С одной стороны, в них широко представлены низко-Са пироксены, типичные для образований известково-щелочной серии, связанной с зонами субдукции. Однако с другой стороны они характеризуются широким развитием Fe-Ti оксидов (ильменита и титаномагнетита), что характерно для пород внутриплутного происхождения.

Ниже рассмотрены три типичных примера АРГК, от самого древнего до наиболее молодого.

Коростенский плутон в Украине, имеет неправильную почти прямоугольную форму при площади около 12000 км² (Великославинский и др., 1978; Amelin et al., 1994). Он внедрился в палеопротерозойские гнейсы и мигматиты, которые подверглись ороговикованию и секутся многочисленными апофизами гранитов рапакиви. На схематической карте массива (рис. 4.2В) видно, что вмещающие породы локально развиты в плутоне как эрозийные окна или крупные ксенолиты. Его северная часть несогласно перекрывается вулканогенно-осадочными породами овручской свиты с возрастом 1650 млн. лет, содержащими многочисленные потоки дацитовых и риолитовых лав (Shcherbak et al., 2000). Согласно U-Pb датировкам по циркону и бадделеиту, возраст Коростенского батолита варьирует от 1.79 до 1.76 млрд. лет (Amelin et al., 1994). Весьма обычны в гранитах рапакиви Коростенского плутона крупные тела зональных (камерных) топаз-содержащих пегматитов с пьезокварцем. Развиты также многочисленные дайки титанистых диабазов, кварцевых порфиоров и гранит-порфиоров.

Наиболее распространенная разновидность пород плутона - мелкоовоидные биотит-роговообманковые граниты рапакиви. Грубозернистые овоидные биотит-роговообманковые граниты, типичные для АРГК Фенноскандии, менее обычны. Анортозиты и габбронорит-анортозиты наблюдаются главным образом в южной и центральной частях плутона, формируя пять "массивов", или "блоков", которые занимают около 25% его площади.

Володарск-Волынский “блок” является крупнейшим телом базитов площадью около 1250 км² и мощностью 2-3 км. Его центральная часть сложена темными иризирующими грубозернистыми анортозитами и габбронорит-анортозитами, которые как по латерали, так и вертикали сменяются зонами ритмичного переслаивания габброноритов и монцонитов; наряду с ними наблюдаются прослои пироксенитов (гиперстенитов), троктолитов и железистых гарцбургитов мощностью от нескольких метров до 10 м. Общая мощность зоны переслаивания достигает 1000-1300 м. Как следует из геологических наблюдений, породы интрузива локально деформированы в пологие складки.

Породы анортозитового комплекса обычно полого погружаются под вмещающие граниты. При этом часто наблюдается вертикальная и горизонтальная зональность: монцониты снизу вверх постепенно сменяются кварцевыми монцонитами и диоритами; мелкоовоидные зеленые и серые рапакиви, серые редкоовоидные рапакиви, розовые крупновоидные биотит-роговообманковые рапакиви и, наконец, равномернозернистые биотитовые граниты (Личак, 1983).

Однако взаимоотношения между основными и кислыми породами неоднозначны. С одной стороны, граниты и базиты связаны промежуточными разновидностями, о которых говорилось выше. С другой стороны, граниты часто интродуцируют породы «анортозитового комплекса», а также одни их разновидности секут другие. Такие взаимоотношения пород, очевидно, являются результатом многофазного формирования плутона.

Геофизические данные свидетельствуют о том, что батолит представляет собой верхнюю часть огромной транскоровой системы, образованной чередованием мощных (от 0.5 до 3 км) субгоризонтальных пластин базитов и гранитов (рис. 4.3). Эта система имеет конусообразную форму и прослеживается до глубин 35-40 км, располагаясь над 10-15-километровым выступом мантии (Оронецкий, 1990).

Выборгский плутон имеет неправильно-овальную форму (рис. 4.2А) и с учетом его южной части, скрытой по акваторией Финского залива, его площадь составляет около 30000 км². Считается, что Выборгский плутон был образован в три интрузивных фазы. Породы первой фазы представлены кварцевыми сиенитами («лапее-гранитами»). Овоидные биотит-роговообманковые граниты рапакиви *sensu stricto*, отнесенные ко второй фазе, образуют около 76% его площади. Редкоовоидные граниты рапакиви принадлежат к третьей фазе. Габбронорит-анортозиты в Выборгском плутоне встречаются только в форме мелких блоков и ксенолитов в овоидных гранитах и лапее-гранитах.

Плутон прорывает свекофеннские гнейсы и сланцы. Геофизические данные свидетельствуют о том, что он имеет грубо-пластинообразную форму и состоит из отдельных интрузивов гранитов рапакиви общей мощностью около 30 км. Высокоплотное тело толщиной около 6 км, интерпретируемое как габбро-анортозиты, расположено на глубине 10 км (Elo, Korja, 1993). Под

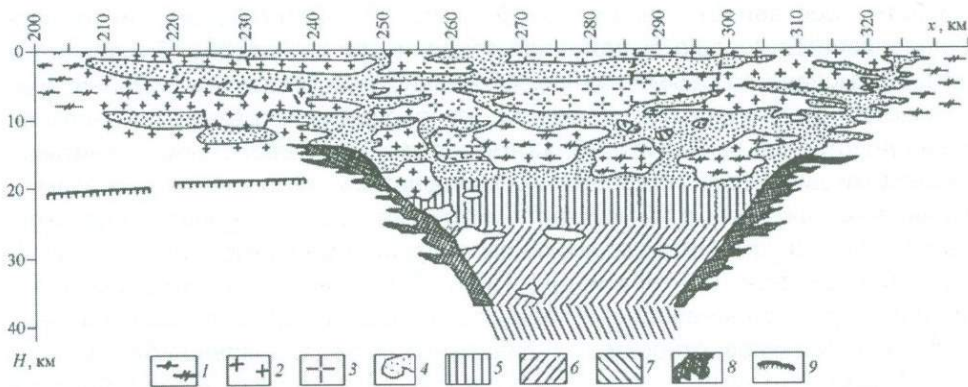


Рис. 4.3. Коростенская трансоровая аномалия. По (Оровецкий, 1990)

1 - гнейсы и граниты раннего палеопротерозоя; 2 - рапакивиподобные граниты; 3 - рапакиви; 4 - габбронорит-анортозиты; 5 - габбронориты; 6 - нориты; 7 - ультрамафиты; 8 - "краевые ультрамафиты"; 9 - сильная внутрикоровая граница, не прослеживаемая через Коростеньскую трансоровую аномалию

плутоном мощность коры составляет 41 км, т.е. на 6-20 км меньше, чем в его окружении.

Сравнительно небольшие сателлиты этого батолита - интрузив анортозитов-гранитов рапакиви Ахвенисто и чисто гранитный - Суоминиеми, расположены к северу от плутона. Интрузив Ахвенисто имеет подковообразную форму и крутое залегание расслоенности. Как и в Коростенском плутоне, вдоль границы анортозитов с гранитами рапакиви наблюдается зона их переслаивания: анортозиты с норитами, габброноритами и различными монцонитами, играющими подчиненную роль (Alviola et al., 1999). Изотопные датировки в Выборгском массиве варьируют от 1615 до 1646 млн. лет, в Ахвенисто - от 1632 до 1640 млн. лет, и в Суоминиеми - от 1635 до 1646 млн. лет (Ramo, Naarala, 1996).

Вулканические породы, генетически связанные с Выборгским батолитом, встречены близ его южного края на острове Гогланд (Суурсаари) в восточной части Финского залива. Они формируют бимодальную вулканическую последовательность мощностью в 110 м, перекрывающую свекофенские породы. Нижняя часть образована 20-метровым потоком порфировидных базальтов, на которых залегает мощный покров кварц-порфировых риолитов с возрастом 16384 Ма (Левченков и др., 1998).

Салминский плутон расположен на северо-восточном берегу Ладожского озера (южная Карелия) (Великославинский и др., 1978)). Относительно мелкие сателлитные интрузивы гранитов рапакиви - Улялегский и Лодейнопольский - расположены к северу и к югу от него. Плутон вытянут в северо-западном направлении на 125 км. С учетом скрытых под платформенным чехлом и водами Ладожского озера частей массива, его

площадь составляет около 5000 км². В Салминском интрузиве устанавливается хорошо выраженная зональность (рис. 4.2Б). Его северная часть образована розовыми равномернозернистыми биотитовыми гранитами, которые к югу сменяются розовыми же овоидными гранитами рапакиви (преимущественно выборгитами), затем серыми мелкоовоидными гранитами, кварцевыми диоритами и кварцевыми монцонитами (кварцевыми сиенитами). Буровыми скважинами в южной части интрузива вскрыты темные анортозиты и габбронорит-анортозиты с маломощными прослоями монцонитов, норитов и, редко, бронзититов (Бантова и др., 1975). В плутоне и во вмещающих его породах встречаются небольшие тела альбитизированных Li-F лейкократовых гранитов и грейзенов, относимые к финальной фазе становления батолита.

Форма интрузива интерпретируется как грубо-пластинообразная (Великославинский и др., 1978). По аналогии с Коростенским плутоном предполагается, что горизонтальная зональность, видимая на карте, по существу является вертикальной. Снизу вверх габбронорит-анортозиты сменяются норитами, монцонитами, кварцевыми монцонитами и кварцевыми диоритами, серыми мелкоовоидными гранитами рапакиви, розовыми овоидными гранитами рапакиви и биотитовыми гранитами (Шарков, 1983). С этой точки зрения, мафические породы в юго-восточной части батолита образуют пологую антиклинальную складку, ось которой, согласно геофизическим данным (А.Н.Берковский, ИГГД РАН, личное сообщение, 1990), полого погружается под акваторию Ладожского озера.

Детальное U-Pb изотопное датирование пород по циркону (Neumark et al., 1994; Amelin et al., 1997) показало, что формирование интрузива происходило на протяжении примерно 18 млн. лет: от 1547.1 млн. лет до 1529.06 млн. лет. При этом период размещения индивидуальных фаз гранитов рапакиви варьировал от ~5 до ~3 млн. лет. Биотит-амфиболовые граниты Улягского массива на 5-10 млн. лет моложе, чем аналогичные граниты Салминского батолита. Rb/Sr внутренняя зохрана для гранитов имеет возраст 1455±17 млн. лет, вероятно, маркируя завершение постмагматических процессов.

4.1.3 Геохимия анортозит-рапакивигранитных комплексов

Граниты рапакиви имеют высокое Fe/Mg отношение, преобладание калия над натрием и относительно высокое содержание Al (таблица 4.1). Граниты имеют повышенные содержания Zn, Pb, Mo и Zr; для поздних дифференциатов и альбитизированных разновидностей характерны высокие концентрации Be, Sn, Y, Nb, Rb, F и W, а высокие Li и U отмечаются только в альбитизированных гранитах. Высокие концентрации TiO₂ в породах коррелируют с повышенными P₂O₅. Содержания Al, Ca и Fe в породах существенно возрастают в габбронорит-анортозитах. В целом мафические породы в АРГ комплексах имеют низкие Mn, Ni, V, Cu и Y при высоких Ce, Sn,

Таблица 4.1

Представительные анализы пород Салминского батолита

№№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Образец	1/83	3/107	26/20	5/58	23/18	39/88	9/74	44/14	35/98	23/91	403-13	L-93
SiO ₂	51.30	48.40	50.21	55.48	51.90	63.46	65.50	69.31	73.87	76.73	75.60	52.80
TiO ₂	0.44	3.60	2.37	0.04	3.50	1.25	1.05	0.65	0.32	0.15	0.07	3.25
Al ₂ O ₃	3.10	17.05	20.80	27.52	14.60	13.50	13.43	13.20	11.37	12.68	13.60	15.23
Fe ₂ O ₃	1.32	1.40	1.87	0.69	2.17	2.50	1.56	1.51	1.52	0.72	0.38	3.20
FeO	17.35	10.41	7.39	1.11	9.77	6.09	6.19	3.72	2.29	0.95	1.79	8.38
MnO	0.33	0.23	0.12	0.05	0.19	0.10	0.07	0.02	0.02	0.04	0.03	0.05
MgO	21.00	4.47	2.33	0.08	2.33	1.06	0.88	0.47	0.20	0.26	0.22	2.96
CaO	3.16	8.29	8.94	9.31	7.04	3.66	3.95	2.25	1.20	0.98	0.97	7.00
Na ₂ O	0.30	2.99	3.58	3.87	2.94	2.86	2.76	3.02	2.82	3.21	2.23	3.11
K ₂ O	0.08	0.82	0.90	0.80	2.36	4.18	3.13	4.90	5.04	3.55	4.45	1.88
P ₂ O ₅	0.01	1.37	1.01	0.08	1.27	0.34	0.25	0.17	0.09	0.07	<0.03	0.63
F	0.01	0.10	0.11	0.05	0.05	0.06	0.08	0.09	0.14	0.20	1.10	0.06
H ₂ O ⁻	-	0.16	0.05	0.12	0.27	0.23	0.08	0.30	0.34	0.02	0.14	0.32
L.O.I.	1.77	1.27	0.82	0.96	1.82	0.75	1.02	0.38	0.82	0.53	1.19	1.20
Сумма	100.16	100.43	100.39	100.11	100.16	99.98	99.87	99.73	99.90	99.82	101.17	100.01
Rb	15	26	9	10	8	175	133	171	142	240	893	60
Li	3	20	9	8	11	20	25	42	30	46	686	9
Sr	135	337	578	826	408	142	130	119	126	38	42	325
Y	33	43	26	23	61	82	40	45	53	65	-	43
Zr	45	398	40	32	365	1011	376	483	463	380	59	246
Nb	33	36	20	18	35	74	20	25	34	88	-	15
Pb	10	6	5	4	18	25	24	25	27	30	-	8
Ba	166	454	432	390	208	1971	1060	1058	1073	1080	-	602
Ni	230	22	85	12	11	45	23	20	16	12	-	19
Co	65	30	10	5	24	7	5	8	28	7	<10	8
V	41	151	58	31	170	15	11	15	18	17	-	233

Примечания: оксиды и фтор в мас.%, редкие элементы в ppm. 1 - ортопироксенит; 2 - габбронорит; 3 - габбронорит-анортозит; 4 - анортозит; 5 - монзонит; 6-7 - кварцевый монзонит; 8 - серый гранит рапакиви; 9 - розовый выборгит; 10 - розовый биотитовый гранит; 11 - Li-F гранит (по Neymark et al., 1994); 12 - внутриплутоническая диабазовая дайка.

Анализы выполнены в ЦХЛ ИГЕМ РАН. Редкие элементы определены рентгенофлуоресцентным методом на рентгеновском спектрометре PW 2400 (Phillips).

**Содержания редкоземельных элементов (в ppm)
в породах Салминского батолита**

№№ Образец	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	1/83	3/107	26/20	5/58	23/18	39/88	9/74	44/14	35/98	23/91	403-13	L-93
La	-	27.4	14.5	9.2	37.3	73.1	135	170	28.0	96.0	30.0	53.1
Ce	-	53.2	30.2	18.5	77.1	140	278	219	72.5	318	45.1	103
Pr	-	6.6	3.8	2.4	10.2	16.4	37.5	35.0	38.6	48.8	-	16.4
Nd	-	17.8	17.0	9.54	43.23	60.1	125.6	123.0	30.9	86.0	39.8	45.8
Sm	-	5.80	3.95	1.92	8.78	10.84	25.25	18.40	8.53	17.2	8.02	9.41
Eu	-	2.12	1.27	1.43	2.56	1.81	3.04	0.91	0.09	0.81	0.126	2.87
Gd	-	5.7	4.02	1.5	8.0	8.6	22.8	15.0	7.3	13.2	4.23	12.2
Tb	-	0.6	0.5	-	1.01	1.3	3.5	2.5	1.6	3.0	-	1.5
Dy	-	5.1	3.6	1.5	7.2	8.1	20.7	16.5	12.9	16.6	5.83	9.8
Ho	-	1.02	0.60	0.35	1.42	1.53	4.41	3.28	3.18	3.12	-	2.02
Er	-	2.7	2.2	0.7	3.8	4.6	12.9	9.8	10.6	9.45	4.77	5.9
Tm	-	0.3	0.1	0.1	0.3	0.8	1.7	1.4	1.7	2.91	8.13	0.6
Yb	-	2.6	1.8	0.9	3.9	5.2	12.6	10.8	14.8	10.7	1.20	5.23
Lu	-	0.42	0.20	0.11	0.51	0.72	1.71	1.52	2.20	1.14	-	0.76

Примечание: Анализы выполнены в ИГЕМ РАН методом ICP-MS. Аналитик - С.А.Горбачева

Mo и La, и, локально, P, Ti и Pb. Содержания второй группы элементов различаются: например, P, Ti, Co, Ba, Sr, и Sc возрастают, а Pb, Nb, Sn, Y, Yb и Si уменьшаются при переходе от гранитов к базитам (**таблица 4.2**).

Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в главных типах пород иллюстрируется **рис. 4.4**. Все элементы могут быть подразделены на две группы. Первая включает Mn, Cr, Ga, Mo, Zn и La, концентрации которых аналогичны как в мафических, так и кислых породах.

Поздние фракционаты гранитов рапакиви по химизму близки к Li-F гранитам и их вулканическим аналогам - онгонитам (Коваленко, Коваленко 1976). Это подтверждается изучением расплавных включений в топазах из камерных пегматитов Коростенского плутона (Коваленко и др., 1996). Эти включения характеризуются высокими содержаниями фтора (5 мас.%), которое даже выше, чем в онгонитах, а также Al, щелочей и хлора, при исключительно низких содержаниях ферромагнезиальных компонентов и низком апгаитовом коэффициенте. Содержание воды в расплаве оценивается в 9 мас.%. Присутствие таких гранитов и геохимическая специализация рапакиви (высокие K, Rb, Nb, Y, Zr, F, Sn, Be и Li, а также общее распределение РЗЭ) свидетельствуют о том, что рапакиви аналогичны А-типу субщелочных

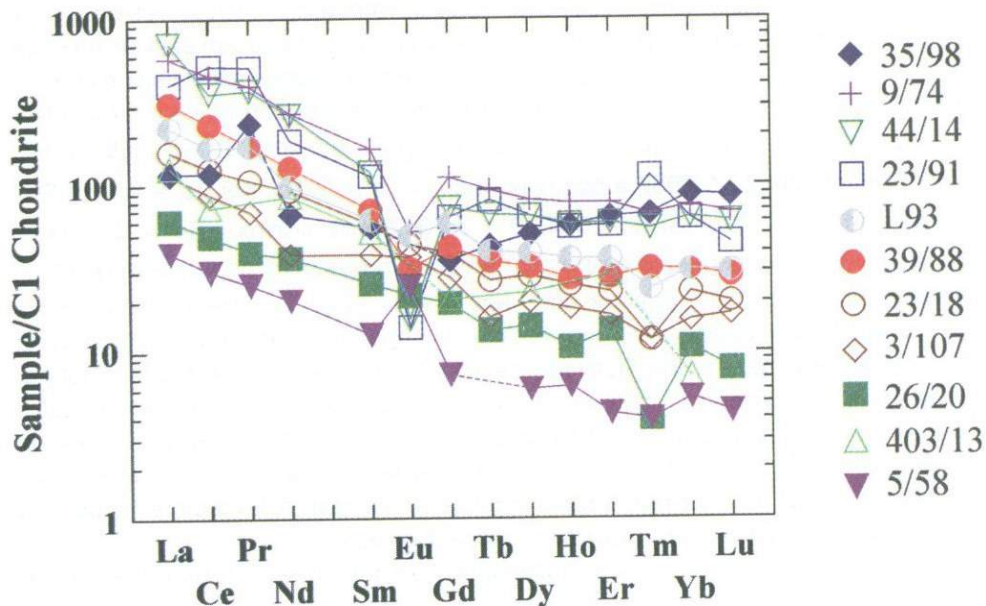


Рис. 4.4. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ в породах Салминского батолита

гранитов (Neymark et al., 1994; Ramo, Naapala, 1996). Согласно тектономагматической классификации, предложенной Пирсом и др. (Pearce et al., 1984), граниты рапакиви лежат в поле внутриплитных образований.

Ramo (1991) выполнил обширные изотопные исследования рапакиви и ассоциирующих пород Балтийского щита. Он показал, что граниты имеют величину $\epsilon_{Nd}(T)$ между -3.1 и -0.2, и T_{DM} модельный возраст (кроме топаз-содержащих гранитов) составляет 2.06 млрд. лет. Изотопный состав Pb в щелочном полевоом шпате очень близок к установленному для свекофеннской коры, что предполагает именно ее в качестве главного источника финских рапакиви. Выполненное Рамо на основе главных и редких компонентов моделирование происхождения гранитов Суоминниеми, показало, что родоначальная фельзическая магма (около 73 мас.% SiO_2), могла произойти при 20% плавлении гранодиоритового субстрата. Расчеты показали, что последующая эволюция, вероятно, контролировалась кристаллизацией щелочного полевого шпата, кварца, мафических минералов и Fe-Ti оксидов (в пропорции 68:15:15:2), с небольшим количеством апатита и циркона. Происхождение пород варьировало от кумулатов (роговообманковые- и биотит-роговообманковые граниты) до кристаллизации остаточной жидкости (биотитовые граниты, топаз-содержащие граниты).

Детальные изотопные исследования были также выполнены и для Салминского батолита, который расположен на границе Свекофеннского домена и архейского Карельского кратона (Ramo, 1991; Neymark et al., 1994).

Согласно этим данным, граниты представляют собой смесь 1:1 протерозойского и архейского корового материала, а также архейской нижней коры с низким содержанием радиогенного Pb. Габбронорит-анортозиты и граниты этого плутона имеют аналогичные первичные изотопные составы Nd, Sr и Pb полевых шпатов ($\epsilon_{Nd} = -6.5$ to -8.2 ; $\mu_2 = 8.6$ to 8.9 ; $k_2 = 3.9$ to 4.0 ; $(^{87}Sr/^{86}Sr)_o = 0.7052 - 0.7057$ в базитах, и $\epsilon_{Nd} =$ от -6.2 до -8.9 ; $\mu_2 = 8.4$ до 9.2 ; $k_2 = 4.0$ до 4.4 ; $(^{87}Sr/^{86}Sr)_o = 0.7050 - 0.7072$ в гранитах). Двухстадийный неодимовый T_{DM} модельный возраст для обоих типов этих пород варьирует от 2.60 до 2.80 млрд. лет. Древний источник легких РЗЭ при имеющихся U/Pb и Rb/Sr отношениях слабо позиционирован во времени, но повышенное Th/U отношение характерно для источников как базитовых, так и кислых пород. Согласно этим авторам, данные для мафических пород не могут быть объяснены только коровой контаминацией; требуется также селективная ассимиляция Pb, Sr и Nd из архейской нижней коры. По мнению этих исследователей, гранитная магма произошла при анатексисе корового материала в процессе подъема мантийного диапира.

Диабазовые дайки кристаллизовались из расплавов толеитовых Fe-Ti базальтов, типичных для внутриплитного магматизма континентов (Ramo, 1991). Они умеренно обогащены легкими РЗЭ; $\epsilon_{Nd}(T)$ варьирует от -1.2 до $+1.6$. Изотопный состав совпадает с ростом кривой корового Pb и дает вторичную изохрону с возрастом 1.85 млн. лет, который на 200 млн. лет превышает возраст действительной кристаллизации.

Таким образом, геологические, геохимические и геофизические данные свидетельствуют о том, что АРГ комплексы представляют собой крупные многофазные интрузивы, формировавшиеся на протяжении 20-30 млн. лет.

4.1.4. Петрологическая модель формирования и развития анортозит-рапакивигранитных комплексов

Происхождение родоначальных магм анортозит-рапакивигранитных комплексов. Как следует из геохимических и изотопных данных, родоначальные магмы АРГ батолитов произошли как из мантийных, так и коровых источников. Присутствие внутри-плутонических диабазовых даек и комплексных даек свидетельствует о том, что в процессе их становления процессы плавления происходило одновременно и в мантии и в коре. Локализация АРГК над подъемами мантии, по-видимому, указывает на то, что эти подъемы в то время представляли собой головные части мантийных плюмов, где вследствие адиабатической декомпрессии происходило плавление их вещества. Новообразованные базальтовые расплавы внедрялись в вышележащую гранитную кору, вызывая ее плавление и приводя к возникновению над плюмами сложных магматических систем.

О строении этих систем можно судить по геофизическим данным под АРГК. Как уже указывалось, здесь наблюдаются транскоровые аномалии,

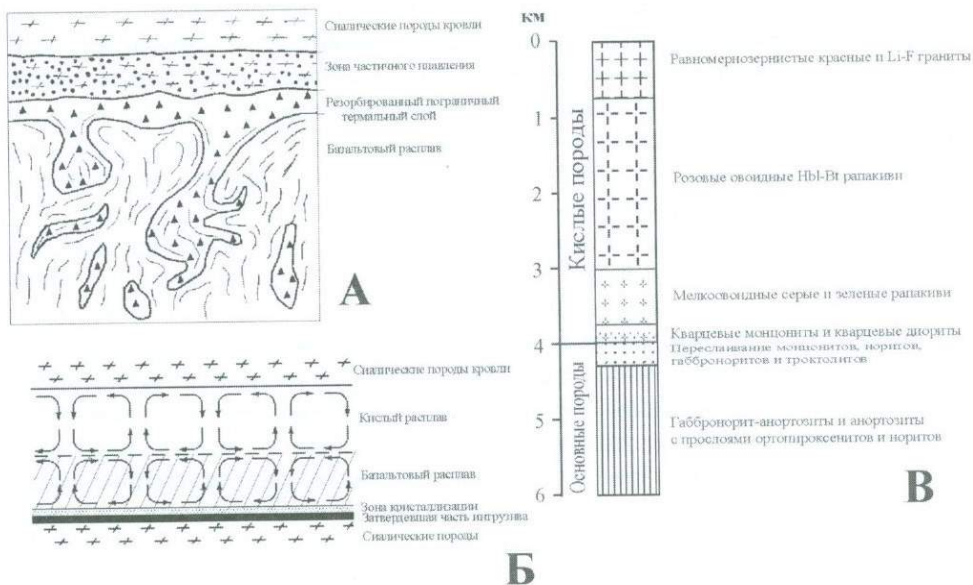


Рис. 4.5. Схема, иллюстрирующая процесс формирования анортозит-рапакивигранитного интрузива

а – процессы в сиалической кровле над мощным базальтовым силлом. По (Huppert, Sparks, 1988), модифицировано; б – структура двойной конвекции в магматической камере при формировании АРГ комплексов; в – предполагаемый разрез такой затвердевшей магматической камеры

характеризующиеся чередованием мощных слоев кислых и основных пород. По-видимому, происхождение такой структуры было связано с внедрением серии крупных силлоподобных тел базальтового расплава (скорее всего Fe-Ti базальтов, аналогичных по составу дайкам) на различных глубинах внутри сиалической коры и ее последующего плавления над ними.

Механизм такого плавления был рассмотрен Хуппертом и Спарксом (Huppert, Sparks, 1988). Согласно их теплофизическим расчетам, плавление должно было вызываться нагревом сиалической коры над телами горячей мантийной магмы, поскольку в результате конвекции основное количество тепла от затвердевающих магматических тел (интрузивов) уходит через их кровлю. При этом мощность новообразованного слоя фельзитического расплава могло вдвое превышать мощность базальтового силла. На начальных стадиях процесса граница между базальтовым расплавом и частично расплавленной сиалической кровлей являлась гравитационно неустойчивой. Такая неустойчивость была связана с погружением относительно холодного резорбированного корового материала (рис. 4.5а). Этот материал затем растворится в горячем базальтовом расплаве, приводя к изменению его состава, в частности, к его обогащению SiO_2 и Al_2O_3 . В результате, расплав в

такой камере должен приобрести особенности, характерные как для внутриплитных Fe-Ti базальтов, так и для остоводужных толеитов. По-видимому, это и является главной причиной преобладания плагиоклазовых кумулатов среди мафитов АРГ плутонов, а также широкого развития в породах низкокальциевых пироксенов, что характерно для пересыщенных кремнеземом расплавов, но не типично для магматических образований внутриплитного происхождения.

Состав расплава в камере на начальных стадиях плавления гомогенизировался конвекцией. Однако, по мере возрастания степени плавления сиалической коры, в верхней части камеры появлялся мощный слой легкого гранитного расплава, который в конвекцию не вовлекался, и в результате здесь формировалась двухслойная конвективная система. С этого момента верхняя и нижняя части магматической камеры развивались независимо (рис. 4.5Б). Высокотемпературный слой базитового расплава должен был затвердевать первым; верхний же слой легкого кислого расплава, подогреваемый снизу, оставался в жидком состоянии длительное время, практически не смешиваясь с базитовым расплавом. Массообмен между ними мог осуществляться только в форме диффузии наиболее подвижных компонентов, в частности, щелочей (см. ниже). Очевидно, именно в этот период высвобождающиеся при затвердевании базальтовой магмы летучие компоненты уходили в гранитный расплав, обогащая его несовместимыми элементами.

Подобно всем крупным мафическим интрузивам (Уэйджер и Браун, 1970), нижняя (базитовая) часть расслоенной магматической камеры из-за разницы в величинах адиабатического градиента и градиента точки плавления должна была затвердевать снизу вверх, от подошвы к кровле (Jackson, 1961; Шарков, 1980). Об этом свидетельствует наличие в мафических породах кумулятивных структур, ритмичной расслоенности и закономерного строения анортозитовых «блоков» во многих АРГ комплексах с переходом от анортозитов к монцонитам. Согласно этой модели, кристаллизация контаминированного, обогащенного Al_2O_3 и SiO_2 базальтового расплава должна была начаться с выделения основного плагиоклаза и привести к формированию плагиоклазовых кумулатов (анортозитов и габбронорит-анортозитов). За ними должны следовать пироксен-плагиоклазовые кумулаты (нориты и габбронориты), оливин-плагиоклазовые (троктолиты) и пижонит-содержащие кумулаты (пижонитовые нориты и габбронориты). Кристаллизация такого расплава должна была завершиться плагиоклаз-ортоклаз-пироксеновыми кумулатами (монцонитами) с высоким содержанием Fe-Ti оксидов и апатита (Шарков, 1983). Это и наблюдается в наиболее сохранившихся АРГК. Разница по составу между последними, очевидно, была связана с масштабами ассимиляции базальтами корового материала.

Кристаллизация вышележащего слоя кислого расплава могла начаться только после затвердевания нижележащего слоя горячей магмы и по тем же причинам происходить снизу вверх. Судя по хорошо сохранившимся разрезам таких плутонов как Салминский и Коростенский, наиболее

высокотемпературными кумулатами здесь являлись кварцевые монцитоны и кварцевые диориты. За ними следовали мелко- и редкооовидные серые или зеленые рапакиви, а затем – розовые биотит-роговообманковые рапакиви, которые обычно слагают основной объем АРГ комплексов. Наиболее эволюционированные расплавы кристаллизовались как равномернотекстурированные биотитовые граниты и Li-F граниты.

Идеализированный разрез финального интрузивного тела, возникшего при затвердевании такой двойной магматической камеры приведен на **рис. 4.5В**.

Особенности геохимии гранитов рапакиви как следствие механизма становления анортозит-рапакивигранитных интрузивов. Предложенная модель формирования АРГК, по-видимому, может объяснить целый ряд их геохимических особенностей, как то обогащенность редкими элементами гранитов рапакиви и их существенно калиевый состав, не согласующийся с гранодиоритовым составом плавившегося субстрата, в рассматриваемых случаях - свекофенской гранодиоритовой коры.

Как уже указывалось, граниты рапакиви обогащены такими специфическими элементами как Fe, Ti, щелочи, P, Ba, Zr, Rb, Li, F и др. Рамо (Ramo, 1991) и Л.Неймарк и др. (Neymark et al., 1994) связывали такое обогащение с несовместимостью этих элементов при плавлении сиалической коры, что вряд ли может объяснить его масштабы, которые очевидно требуют их дополнительного источника. В этой связи обращает на себя внимание, что именно эти элементы типичны для мантийных флюидов, ответственных за мантийный метасоматизм и играют важную роль в формировании внутриплитных мантийных магм, особенно Fe-Ti пикритов и базальтов (Vogatikov et al., 2000). Поэтому можно думать, что подток таких горячих флюидов из нижележащего слоя базальтового расплава в вышележащий слой фельзического в процессе их длительного сосуществования как раз и мог обеспечить наблюдаемые геохимические особенности пород. Возможно, такие флюиды поступали и непосредственно из головной части мантийного плюма. Они являлись хорошими переносчиками тепла и способствовали плавлению коры как над головными частями мантийных плюмов, равно как и инъекции базальтовой магмы в форме даек и минглинга.

Другой проблемой, связанных с гранитами рапакиви, является их существенно калиевый состав. Вероятно, это связано с тем, что согласно экспериментам (Leshar, 1994; Биндеман и Дэвис, 1999), долговременное сосуществование слоев базальтовой и гранитной магмы в единой камере приводит к диффузионному обмену щелочами между ними: калий быстро уходит из базальтового расплава в гранитный, а натрий – в обратном направлении.

Формирование структуры рапакиви. Такой специфический механизм формирования АРГК, вероятно, может объяснить и формирование овоидных структур в гранитах, представляющих собой особую петрологическую проблему. Как известно, округлая форма кристаллов является неравновесной и не может произойти при свободной кристаллизации из расплава, поскольку

ребра кристаллов находятся в более благоприятных условиях питания по сравнению с гранями, и кристаллы растут преимущественно ребрами, что и обеспечивает их кристаллографическую форму. Поэтому овоиды не могут быть фенокристаллами, как полагают многие петрологи (Великославинский и др., 1978). Для объяснения этой загадки было предложено множество гипотез, включая резорбцию минерала, кристаллизацию из высоковязкой жидкости, смешении магм, адиабатическую декомпрессию мегакристов в горячей и сухой гранитной магме А-типа, приводящую к их частичному растворению, кумуляцию кристаллов в стратифицированной по составу магматической камере или системе камер разной глубинности, быстрое изменение условий кристаллизации в результате подъема магмы и продолжения ее кристаллизации в менее глубоких очагах и т.д. (Ramo, Naarala, 1996).

По-видимому, образование овоидов было связано с кристаллизацией богатого калием фельзитического расплава в условиях его подогрева снизу затвердевшим, но еще горячим телом мафитовых кумулатов, что приводило к доминированию восходящих конвективных токов. Выделившиеся в таких условиях легкие ($\sim 2.57 \text{ г/см}^3$) кристаллы ортоклаза увлекались восходящими токами и частично резорбировались (начиная вдоль ребер кристаллов, что вело к появлению их округлой формы) в горячем расплаве внутренних частей магматической камеры. Поскольку их плотность была все же больше плотности содержащей их магмы, при снижении динамических характеристик воздымающегося потока, они начинали погружаться, возобновлялся их рост, затем снова увлекались в восходящие течения, опять частично растворялись и так далее. Такие процессы кристаллизации-растворения могли повторяться много раз, ведя к появлению концентрически-зональных кристаллов овальной формы. В конечном счете такие овоиды оседали на дно камеры, попадая в зону кристаллизации уже в качестве чужеродных тел. В результате формировалась типичная для гранитов рапакиви комбинированная текстура, где овоиды располагаются среди субидiomорфных кристаллов калиевого полевого шпата. На финальных стадиях затвердевания, когда избыток К в расплаве исчерпывается за счет кристаллизации К-полевого шпата, начинает выделяться эвтектическая ассоциация минералов (кварц, плагиоклаз и ортоклаз), продуцируя эквигранулярные граниты.

Происхождение олигоклазовых кайм вокруг овоидов, вероятно, связано с увеличением парциального давления воды в эволюционированном гранитном расплаве зоны кристаллизации, когда в системе Or-Ab-An-Qtz появляется область несмесимости. Это должно привести к замещению К-полевого шпата плагиоклазом (Kravtsova, 1992).

Проведенное в ряде массивов гранитов рапакиви детальное изучение включений в овоидах показало, что их внутренние части нередко кристаллизовались при более низких температурах и более высоких давлениях ($T = 680\text{-}720^\circ\text{C}$, $P = 5\text{-}6 \text{ кбар}$) по сравнению с их периферией и олигоклазовыми оторочками ($T = 780^\circ\text{C}$, $P = 3.5\text{-}1 \text{ кбар}$) (Eklund, Shebanov, 1999). Это предполагает, что формирование таких овоидов началась на глубине, с которой они магматическими токами были вынесены в другую,

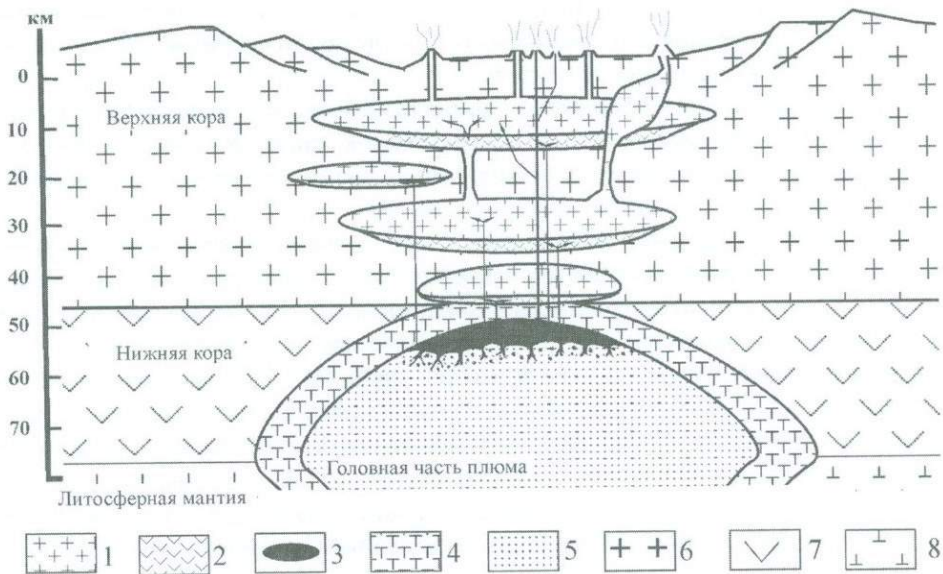


Рис. 4.6. Предполагаемая схема строения транскоровой магматической системы, возникавшей над головной частью плюма в условиях anomalно мощной коры при формировании АРГ комплексов

1 - граниты; 2 - базиты (преимущественно габронорит-анортозиты); 3 - базальтовый расплав из области мантийной магомгенерации; 4 - пути прохождения мантийных флюидов; 5 - астеносферный материал плюма; 6 - существенно сиалическая верхняя и средняя кора; 7 - существенно мафическая нижняя кора; 8 - древняя литосферная мантия

менее глубинную камеру. Возможен и другой вариант, когда в процессе направленного снизу вверх затвердевания толстого слоя гранитного расплава формирование овоида началось на ранних стадиях его затвердевания, а закончилось - на поздних, уже в верхних частях магматической камеры.

Формирование анортозит-рапакивигранитных батолитов. Другим следствием более раннего затвердевания базальтовых силлов относительно новообразованных слоев гранитного расплава должна являться многофазность батолитов, поскольку гранитный расплав длительное время сохранялся в жидком состоянии, провоцируя гравитационную неустойчивость в пределах крупной транскоровой магматической системы. Кроме того, маловероятно, чтобы камеры на различных глубинах формировались одновременно; скорее они развивались в разное время в процессе существования такой системы, как это следует из геохронологических данных (см. выше). Очевидно, что такая долгоживущая система с сосуществующими промежуточными камерами разной глубинности не может быть устойчива, особенно при наличии огромных объемов легкого сиалического расплава. Последний неизбежно будет периодически перемещаться на более высокий

уровень в качестве новой интрузивной фазы (рис. 4.6). Из этого же следует, что мафические породы в большинстве случаев могли сохраниться только как блоки среди более молодых гранитов.

Кроме того, можно ожидать и деформации еще горячих затвердевших пород с образованием как пологих складок типа устанавливаемых в Салминском и Коростенском плутонах, так и крутых залеганий пород, как в массиве Ахвенисто.

Глубина становления АРГК может быть оценена по ортопироксеновому геобарометру (Wood, Strens, 1971) в кварц-содержащих мафических породах (габбронорит-анортозите, троктолите и монцоните) из различных массивов. Согласно полученными данным, изученные батолиты кристаллизовались при давлении от 2 до 6 кбар, что соответствует глубинам 7-20 км (Шарков, 1983). Салминский батолит является наименее глубинным (давление около 2-3 кбар). Крупнейший на Восточно-Европейском кратоне Рижский анортозит-рапакивигранитный массив (Богатиков, 1979) является самым высокобарическим (5-6 кбар). Коростенский плутон формировался на промежуточных глубинах (3-4 кбар). Эти оценки в целом совпадают по величине с данными, полученными другими методами. В упоминавшейся выше работе (Коваленко и др., 1996) по изучению расплавных и газовой-жидких включений в топазах из пегматитов Коростенского плутона величина давления оценивается в 2.6-3.0 кбар. Формирование гранитов рапакиви Выборгского батолита происходило при давлении 2.5-5.4 кбар (по содержанию Al в амфиболе (Elliott, 2001)). Как видно из этих данных, оценки глубины формирования АРГ комплексов, выполненные разными методами и разными авторами, весьма близки, свидетельствуя о том, что большинство массивов кристаллизовались при давлении 3-5 кбар.

4.1.5. Дискуссия

Тектоническое положение АРГ комплексов сейчас дискуссионно. Д.Корриган и С.Ханмер (Corrigan and Hanmer, 1997) полагают, что анортозиты и ассоциирующие с ними гранитоиды в Гренвилльском орогене обязаны своим происхождением конвективному утонению (деламинации) субконтинентальной мантии. Ахалл и др. (Ahall et al., 2000) считают, что их происхождение связано с рекуррентной субдукцией вдоль падающих в сторону океана зон, которые контролировали эпизодическое плавление мантии и продуцировали анортозит-рапакивигранитный магматизм в своем тылу. Однако АРГ батолиты не подвергались никаким тектоно-метаморфическим процессам, и магмы, связанные с зонами субдукции, не участвовали в их происхождении.

Наоборот, все имеющиеся геологические, геохимические и петрологические данные свидетельствуют о том, АРГК являются внутриплитными, посторогенными образованиями. При этом важной особенностью их локализации является то, что они формировались в условиях аномально-мощной земной коры, образовавшейся на месте завершившихся

свое развитие палеопротерозойских орогенов. АРГ комплексы окружают Центральнo-Финский массив и другие участки с необычно мощной корой, которая под ними становится существенно тоньше (см. рис. 4.1). При этом, согласно геобарометрическим данным, формирование рассматриваемых батолитов происходило на тех же глубинах, что и вмещающих их пород Свекофеннского орогена, на глубинах 10-20 км, т.е. их внедрение происходило уже в условиях существования аномально мощной коры. С этой точки зрения участки такой коры являются реликтами палеопротерозойской литосферы Свекофеннского орогена, оставшиеся после формирования АРГК, а также неопротерозойских и фанерозойских эпизодов рифтинга.

Как следует из имеющихся данных, АРГ комплексы представляли собой верхние части долгоживущих трансоровых магматических систем, возникавших над локальными мантийными плюмами, которые внедрялись в аномально-мощную кору. В их головных частях, вследствие адиабатической декомпрессии, начиналось плавление ультраосновного вещества, приведшее к формированию рассмотренных выше магматических систем. Эти системы, судя по преобладанию кислых расплавов, развивались в толще сиалической коры. Сами АРГК играли роль промежуточных магматических камер, где накапливались расплавы, поступающие с различных глубин. Существование таких долгоживущих магматических систем (центров) в регионе свидетельствует о том, что Восточно-Европейский кратон в то время уже был стабильной платформой. Распределение близких по времени однотипных магматических центров на огромной территории предполагает существование под ней единого источника активности – мантийного суперплюма, на поверхности которого периодически возникали протуберанцы (локальные плюмы), которые и обеспечивали магматическую активность в регионе.

По-видимому, наличие аномально-мощной сиалической коры являлось главной причиной проявления АРГК. В условиях существенно более тонкой, холодной и жесткой континентальной литосферы формировались типичные для фанерозоя проявления внутриплитного магматизма, связанные с рифтогенезом и образованием покровных базальтов. Головные части мантийных плюмов, обеспечивавших рифтогенез, как и в случае АРГК, пересекали базитовую нижнюю кору и достигали основания верхней сиалической коры. Это следует, в частности, из практического отсутствия среди ксенолитов внутриплитных базальтов нижнекоровых образований при широком развитии мантийных и верхнекоровых ксенолитов (Магматические..., 1988).

Главным различием между этими ситуациями является то, что в крупных изверженных провинциях фанерозоя новообразованные базальты легко достигали поверхности по системе питающих даек, тогда как в случае аномально мощной сиалической коры в ее толще возникали магматические системы типа АРГК. В результате главный объем базальтового расплава оставался внутри коры и инициировал крупномасштабное плавление сиалического материала. В итоге на поверхности вместо базальтовых плато развивались огромные пояса и ареалы кислого магматизма. Кроме того, из-за

большой мощности коры здесь не могли нормально развиваться и собственно рифтогенные процессы, характерные для областей с нормальной мощностью коры.

Длительность внутриплитной активности, связанной с конкретными локальными плюмами, как это следует из изотопно-геохронологических данных и по АРГК (см. выше) и по ареалам внутриплитного базальтового вулканизма (Шарков и др., 1998; Новейшая..., 2000), в обоих случаях составляла примерно 20-30 млн. лет. Следовательно, в терминах тектонического положения, геохимии базальтов и продолжительности активности, АРГ комплексы и области внутриплитного базальтового вулканизма фанерозоя аналогичны, а отличия связаны преимущественно с различной мощностью сиалической коры в районах своего проявления.

Обращает на себя внимание, что основная магматическая активность на территории Восточно-Европейского кратона в середине протерозоя была связана со Свекофеннским доменом. В восточной части кратона (Карело-Кольский, Волго-Уральский и др. домены) с нормальной (около 40 км) мощностью коры, одновременная внутриплитная активность была проявлена слабо и в форме обычных континентальных рифтов (Грачев и др., 1994; Краснобаев и др., 1992). Иными словами, основные процессы того времени на кратоне были сосредоточены в пределах дисперсного пояса длиной около 2000 км и 900 км шириной. Его первоначальные размеры неизвестны, поскольку сохранилась только восточная первичная граница, все остальные являются вторичными: юго-западное продолжение пояса срезано палеозойско-мезозойской Транс-Европейской сутурной зоной (ТЭСЗ, ТЭСЗ), южная - оборвана Крымско-Кавказскими альпидами, а северная перекрыта надвигами Норвежских каледонид. Возможным северо-западным продолжением пояса являются граниты рапакиви Южной Гренландии с возрастом 1.78-1.74 млрд. лет (Harrison et al., 1989), близкие по времени к украинским АРГК. При этом не устанавливается никакой зависимости вещественного состава АРГК от пространственно-временного положения конкретных комплексов. Хотя украинские АРГК наиболее богаты мафическими породами по сравнению с мезопротерозойскими АРГК центральной части изученного домена, то аналогичные по времени массивы Гренландии лишены анортозитов.

Происхождение этого огромного магматического пояса пока неясно. Сейчас можно только сказать, что за кратонизацией Свекофеннского орогена последовало появление многочисленных мантийных плюмов; вне его плюмовая активность незначительна. Такая ситуация, возможно, была связана с предшествующими событиями. Не исключено, что мантийный суперплюм под до-Свекофеннской зоной океанического спрединга, даже будучи перекрыт континентальными плитами при закрытии океана, не прекратил своей активности и в ослабленной форме продолжал существовать примерно до 1.55 млрд. лет в форме крупной астеносферной линзы. На ее поверхности могли периодически возникать протуберанцы, приводя к возникновению АРГК. Иными словами, рассматриваемый пояс кислого магматизма мог быть

проекцией срединно-океанического хребта, погребенного под континентальной корой, образованной в процессе орогенеза. Иначе трудно объяснить, почему посторогенная активность была локализована практически только в пределах Свекофеннского домена.

4.1.6. Выводы

1. Протерозойские (1.8-1.5 млрд. лет) анортозит-рапакивигранитные комплексы являются специфической магматической ассоциацией западной части Восточно-Европейского кратона, где они образуют дисперсный пояс анорогенных (внутриплитных) батолитов длиной около 2000 км. Эта часть кратона характеризуется наличием крупных реликтовых участков аномально-мощной земной коры (до 50-60 км), возникшей в процессе Свекофеннского орогенеза, к которым и приурочены АРГК. Они отсутствуют в восточной части кратона (Карело-Кольский, Волго-Уральский и др. домены) с нормальной (около 40 км) мощностью коры, где магматизм того времени был проявлен слабо.

2. АРГК являются крупными многофазными бимодальными батолитами, образованными анортозитами и преобладающими гранитами рапакиви. Местами они выглядят как грубо-расслоенные интрузивы с переходами от анортозитов через нориты, габбронориты, монцониты и диориты к гранитам рапакиви (Салми, Ахвенисто, Коростенский и др.). При этом родоначальная магма гранитов рапакиви произошла за счет корового сиалического материала, а анортозитов - представляла собой мантийные Fe-Ti базальты, частично контаминированные коровым материалом.

3. АРГК представляли собой верхние части крупных внутриплитных транскоровых магматических систем, формировавшихся над головными частями локальных мантийных плюмов в условиях аномально мощной сиалической коры. Предполагается, что эти системы были образованы силлообразными телами базальтового расплава, над которыми развивались мощные зоны плавления гранитоидной коры.

4. В отличие от обычного внутриплитного магматизма, развивавшегося в условиях коры нормальной мощности, здесь основная масса новообразованных базальтовых расплавов оставалась в толще коры, приводя к крупномасштабному плавлению в ней гранитоидного материала. В результате этого поверхности достигали преимущественно кислые выплавки. Сами АРГК, по-видимому, являлись промежуточными магматическими очагами под крупными поясами кислого вулканизма, специфической разновидностью внутриплитного магматизма, проявившегося в условиях аномально-мощной сиалической коры.

4.2. Магматизм мезопротерозоя (раннего и среднего рифея) запада и севера Восточно-Европейского кратона

Предполагается, что после 1.83 млрд. лет назад (т.е. в результате свекофенской орогении) ВЕК (континент Балтика) совместно с Лаврентией и Амазонией вошел в состав крупной континентальной массы, именуемой Колумбией (Rogers, Santosh, 2002; Meert, 2002) или Гудзонией (Pesonen et al., 2003) или Палеопангеей (Piper, 2000).

4.2.1. Геотектоническая ситуация

Значительная по продолжительности часть рифейского (мезопротерозойского, 1650-1200 млн. лет назад) времени в развитии западной части кратона (Балтии) – это время между готской (1700-1600 млн. лет назад) и гренвильской (свеконорвежской, 1250-850 млн. лет назад) орогений. В ходе последовавших за свекофенской орогенией готских орогенных событий, 1700-1635 млн. лет назад, восточнее современного грабена Осло происходит становление Трансскандинавского плутонического пояса, представленного гранитоидными плутонами трех возрастных групп: 1.81-1.77 млрд. лет, 1.70 млрд. лет, 1.68-1.65 млрд. лет (Nironen, 1997). На геотектоническую принадлежность магматизма Трансскандинавского пояса существуют две основные точки зрения: его рассматривают как магматизм активной континентальной окраины андийского типа (Nironen, 1997), либо как проявление посторогенного магматизма в результате деламинации утолщенной литосферы (Kogja et al., 1993). Становление поздних гранитоидов Трансскандинавского пояса происходило практически одновременно с наиболее ранним Выборгским массивом гранитов рапакиви, внедрившимся 1665-1615 млн. лет назад (см. [раздел 4.1](#)). Наиболее близкая по времени к становлению АРГ плутонов субдукционная обстановка на западе Балтии отмечена 1.62-1.59 млрд. лет назад, когда вдоль западной окраины Балтии существовала наклоненная к востоку зона субдукции. Между 1598 и 1587±3 млн. лет назад вдоль этой зоны происходила последовательная аккреция островных дуг, а в момент времени 1.58 млрд. лет назад имела место коллизия Балтии с предполагаемым Норвежским кратоном с корой готского возраста (древнее 1.65 млрд. лет). Сутура этого столкновения сейчас совпадает с зоной пермского грабена Осло (Connelly, Ahall, 1998).

После раннерифейской коллизии в Балтии крупных орогенных событий не фиксируется, и период между готской и свеконорвежской орогенией часто именуется межорогенным (Connelly, Ahall, 1998). Основным тектономагматическим содержанием этого этапа развития Балтии было: 1) становление массивов гранитов рапакиви и сопровождающих их пород (1650-1500 млн. лет назад); 2) внедрение роев диабазовых даек, силлов и проявления бимодального вулканизма и габбро-гранитных интрузивных

ассоциаций (субиотний, 1640-1362 млн. лет назад); 3) заложение грабенов, рифтогенных впадин и накопление в них терригенных осадков континентального типа (субиотний, иотний - от 1500(?) до 1270 млн. лет назад); 4) гидротермальная деятельность, связанная с активизацией разрывных структур (1350-1318 млн. лет назад); 5) внедрение долеритовых, редко лампроитовых даек, преимущественно в пределах иотнийских рифтогенных структур и их осадочных бассейнов (постиотний, 1270-1230 млн. лет назад). Как видно, этот межорогенный период характеризуется тектоно-магматическими событиями рифтогенного типа, определившими, в конечном счете, распад мезопротерозойского суперконтинента около 1240-1270 млн. лет назад.

4.2.2. Магматические комплексы раннего рифея

В начале межорогенного периода, в раннем рифее в Восточной части Балтии и в Сарматии сформировались три группы вулканических базальтоидных комплексов: *прибалтийская*, наиболее ранняя, с изотопными возрастными 1640-1500 млн. лет назад, *овручская*, возможно несколько более поздняя – 1580-1480 млн. лет, и *ладожская*, наиболее поздняя – 1500-1455 млн. лет. Все эти комплексы пространственно и во времени связаны со становлением АГР плутонической ассоциации: базитовые вулканиты и дайки, как и гранитоидные батолиты, сосредоточены в пределах свекофенского домена ВЕК (рис. 4.7). Их краткая характеристика и источники изотопных датировок приведены в таблице 4.3

4.2.3. Базиты Приладожья

Комплексы ладожской группы представляют наиболее масштабное проявление вулканических процессов, завершивших становление анортозит-рапакиви-гранитной ассоциации. Они приурочены к крупной Ладожско-Ботнической грабеновой структуре ССЗ простираения. Эта структура принадлежит к числу рифтогенных грабенов, заложившихся в ранне(?)рифейское время и сформировавших «сотообразную» сеть авлакогенов в пределах всей Балтии, от восточного Мезенского рифта до западного Ботнического рифта. В восточном борту Ладожского грабена находится крупный Салминский массив гранитов-рапакиви (см. раздел 4.1) и его сателлиты (массивы Уляляги и Свирский), с которыми пространственно связаны вулканические и субвулканические образования ладожской группы. Ареал их развития охватывает юго-восточное, восточное и северное Приладожье.

Ладожские вулканиты представлены базальтовыми лавами, крупным силлом и дайковым роем. Лавы слагают три горизонта. В северо-восточной части ареала это: 1) базальты приозерской свиты (пакет лавовых потоков

**Внутриплитные базитовые комплексы раннего мезопротерозоя
(раннего рифея) Восточной части Балтии и Сарматии**

Название, местоположение	Возраст, (источник данных)	Состав	Характер проявления
1. ПРИБАЛТИЙСКИЙ	(1640-1500 млн. лет)		
1.1 Хогландский Залегает на пенеппенизированной поверхности гнейсов, гранитов, габбро свекофенского возраста. о. Гогланд (Суурсаар) в Финском заливе. Сопоставляется с Выборгским массивом гранитов рапакиви	1640±11 млн. лет – подстилающие риолиты; 1638±3,8 млн.лет – перекрывающие дациты и андезиты (1)	Базальты, риолиты	Лавовые потоки: общей мощностью до 35 м
1.2 Хаме (Hame), к северо-западу от Выборгского массива гранитов рапакиви, 250x70 км	1667-1646 млн. лет, (2)	долериты	Дайковые рои
1.3 Йотса (Joutsa) - Суоменниemi (Suomenpiemi) к северу от Выборгского массива гранитов рапакиви	1640-1635 млн. лет, (2)	долериты	Дайковые рои
1.4 Сипоо (Sipoo) к западу от Выборгского массива гранитов рапакиви, вблизи массива Онас	1633 млн. лет, (2)	долериты	Дайковые рои
1.5 Лохья (Lohja) к западу от массива Бодом, длина 135 км		долериты	Дайковые рои
1.6 Аланд (Aland) к северо-востоку от массива Аланд	1556-1600 млн. лет, (3)	долериты	Дайковые рои
1.7 Транс-Литовский Литва	Около 1600 млн. лет (4)	Толеитовые базальты, трахибазальты, шошониты, лампрофиры	Дайковые рои
1.8 Ундва о.Сааремаа (Эстония) В северной части Рижского массива гранитов рапакиви	1580 млн.лет по аналогии с возрастом Рижского массива гранитов рапакиви (5)	Базальты, риолиты	Лавовый поток
1.9 Вейвирженай Литва, Латвия, Эстония, СЗ Беларусь	Между 1600 и 1500 млн. лет, сопоставляется с базальтами Ундвы (4)	Базальты, риолиты	Вулканические брекчии, туфы, туффиты

Название, местоположение	Возраст, (источник данных)	Состав	Характер проявления
2. ОВРУЧСКИЙ (1580-1480 млн. лет)			
2.1 Збраньковский , Овручский грабен Залегают на гранитах Коростеньского массива гранитов рапакиви	1580-1480 млн. лет, (6)	Базальты, трахибазальты, риолиты	Лавовые покровы, туфы
2.2 Бобруйский , Бобруйская впадина	1580-1480 млн. лет, (6)	риолиты	Лавовые покровы
3. ЛАДОЖСКИЙ (1500-1455 млн. лет)			
3.1 Салминский* , Эффузивные толщи приозерской и салминской свит, нект Хапунваара, Восточный борт Пашско-Ладожского грабена	1499± 68 млн. лет, (7)	Базальты, трахибазальты	Лавовые покровы, два импульса излияний, разделенные перерывом
3.2 Валаамский* Силл, залегающий в отложениях пашской свиты на Валаамском архипелаге, Северная часть Пашско-Ладожского грабена	1457.4 ± 2.7 млн. лет, (8)	Габбромонциты, монциты	Крупный силл
3.3 Пашский* , Эффузивная толща пашской (?) свиты, Юго-Восточная часть Пашско-Ладожского грабена	Сопоставляется с возрастом Валаамского силла	Трахибазальты, трахиандезиты, базальты	Лавовые потоки, субвулканические тела
3.4 Сортавальский Прорывают свекофенские образования Северо-Западная часть Пашско-Ладожского грабена	Сопоставляется с возрастом салминских базальтов (9)	Ферродолериты	Дайковые рои
3.5 Крестецкий Крестецкий грабен Новгородская область	Сопоставляется с возрастом салминских базальтов (10).	Базальты	Лавовые потоки, туфы, туфобрекчии

Источники: 1 - Богданов и др., 1999; 2 - Ramo, 1991; 3 - Suominen, 1991; 4 - Kerezinskas, 1999; 5 - Ramo et al., 1996; 6 - Геология Беларуси., 2001; 7 - Богданов и др., 2003; 8 - Ramo et al., 2001; 9 - Васильева и др., 2001; 10 - Светов, Свириденко, 1995

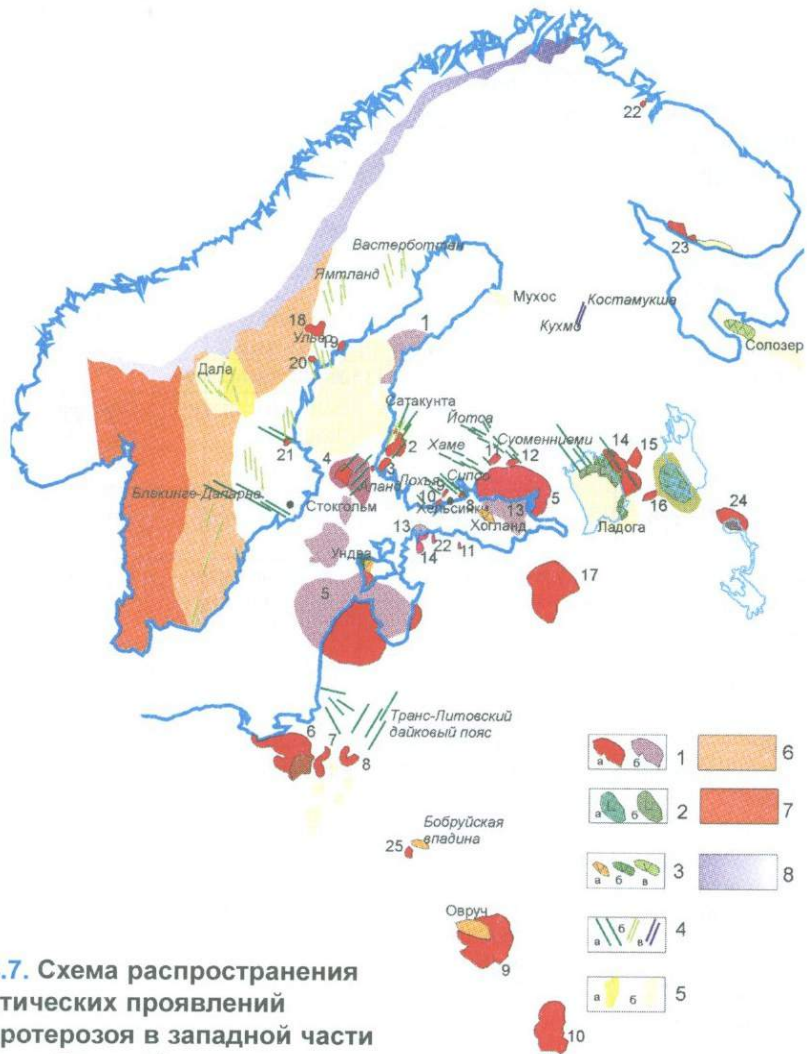


Рис. 4.7. Схема распространения магматических проявлений мезопротерозоя в западной части Восточно-Европейского кратона

1 – массивы гранитов рапакиви: а – установленные геологическими методами, б – по геофизическим данным; 2 – силлы габбродолеритов: а – вепсийские (1770 млн. лет), б – раннерифейские (1457 млн. лет); 3 – вулканы: а – риолит-базальтовые раннего рифея (1640 млн. лет), б – базальтовые раннего рифея (субиотнийские, 1499 млн. лет), в – базальтовые среднего рифея (иотнийские); 4 – дайки: а – раннего рифея (субиотнийские, 1500 млн. лет), б, в – среднего рифея (иотнийские, 1270-1230 млн. лет): б – долеритов, в – лампроитов; 5 – осадки: а – раннего рифея (субиотнийские), б – среднего рифея (иотнийские); 6 – Транс-скандинавский пояс; 7 – свеко-норвежский домен; 8 – фронт каледонид Норвегии.

Плутоны: 1 - Ботнический, 2 - Лайтилла, 3 - Вехмаа, 4 - Аландский, 5 - Рижский, 6 - Польский, 7 - Мазурский, 8 - Белорусский, 9 - Коростеньский, 10 - Корсунь-Новомиргородский, 11 - Ахвенисто, 12 - Суомenniemi, 13 - Выборгский, 14 - Салминский, 15 - Улялегский, 16 - Лодейнопольский, 17 - Новгородский, 18 - Рагунда, 19 - Нордингра, 20 - Редо, 21 - Гевле, 22 - Арагубский, 23 - Умбинский, 24 - Белозерский, 25 - Иванцевичи.

Составлена по данным (Левковский, 1975; Bogatkov et al., 2000; Laitakari et al., 1996; Elming, Mattsson, 2001)

мощностью до 120 м), залегающие на песчаниках, перекрывающих размытую поверхность Салминских гранитов рапакиви; 2) трахибазальты салминской свиты (пакет лавовых потоков мощностью до 95 м), залегающие на пачке терригенных пород, которая с размывом ложится на базальты приозерской свиты; 3) в юго-восточной части ареала трахибазальты и латиты в составе более поздней пашской свиты, представленные лавовыми потоками и субвулканическими телами.

Крупный габбромонзонит - монзонит - граносиенитовый Валаамский силл (по геофизическим данным, Светов, Свириденко, 1995), его площадь под акваторией Ладожского озера около 16 тыс. кв. км, залегает в отложениях пашской свиты, выше базальтовых толщ. В северной части ареала развиты дайки ферродолеритов (сортавалитов), образующие рой ССЗ простираения (Васильева и др., 2001).

Изотопные датировки базальтов - 1499 ± 68 млн. лет (Sm-Nd минеральная изохрона, Богданов и др., 2003) и габбромонзонитов Валаамского силла - 1457.4 ± 2.7 млн. лет (U-Pb, бадделеит, Ramo et al., 2001) свидетельствуют, что становление вулканической ассоциации происходило через 40-90 млн лет после внедрения Салминского массива, но одновременно с внедрением наиболее поздней группы гранитов рапакиви - гранитоидами Рагунды (1514 ± 5 - 1505 ± 12 млн. лет, Persson, 1999), Норана (1469 ± 10 млн. лет, Claesson, Kresten, 1997), Стромсбро (1500 ± 19 млн. лет, Andersson, 1997), Бартошице (1499 ± 4 млн. лет, Claesson, Lundqvist, 1995).

Подробная характеристика геологического строения ладожской ассоциации и ее вещественного состава дана в работах (Кайряк, Хазов, 1967; Светов, Свириденко, 1995; Amantov et al., 1996 и др.). Мы провели изучение геохимических и изотопных особенностей базальтов Приладожья и габбромонзонитов Валаамского силла (таблицы 4.4 – 4.6). Полученные данные позволяют отметить следующее.

Петрохимические особенности. Вулканиды представлены высокотитанистыми железистыми базитами повышенной щелочности (таблица 4.4): субщелочными базальтами (приозерская свита) и трахибазальтами (салминская свита), отдельные разности последних приближаются к базанитам. Щелочность пород нарастает вверх по разрезу. Базальтовые составы отличаются пониженной кремнекислотностью (44- 48% SiO₂). Они обогащены железом (Mg# 0.30-0.40) и особенно титаном – его содержания в базальтах приозерской свиты составляют 3.91-4.14% TiO₂, а в базальтах салминской свиты повышаются до 4.87-5.34% TiO₂. Также ведет себя и фосфор: концентрации P₂O₅ возрастают от около 1.0% в приозерских базальтах до более 1.5% в салминских. Содержания CaO, относительно обычных для континентальных толеитов 8-10%, понижены до 6.8-8.1% в приозерских и падают до 2.9-6.0% в салминских базальтах. Петрохимия приладожских базальтов демонстрирует отчетливую йотунитовую специфику (высокие K-Ti-P и низкий Ca). Йотуниты, по сути, являются породами, комплементарными анортозитам: при фракционировании из толеитового

Породообразующие оксиды (мас.%) в раннерифейских вулканитах

Толща	ПР	ПР	ПР	ПР	ПР	СЛ
Образец	1003/226	К-850/90	817/93*	654/56.5*	783/20*	1003/83,5
SiO ₂	46.96	47.18	47.06	47.97	47.32	46.96
TiO ₂	4.42	3.91	4.06	3.90	3.84	5.18
Al ₂ O ₃	12.72	13.70	14.31	13.96	13.70	14.05
Fe ₂ O ₃	7.01	4.60				11.92
FeO	8.09	10.88				3.98
Fe ₂ O ₃ зобш.			15.53	12.94	15.96	
MnO	0.22	0.20	0.19	0.18	0.19	0.16
MgO	3.85	4.57	4.02	5.04	4.50	3.37
CaO	6.69	8.11	7.95	6.80	7.82	5.35
Na ₂ O	2.23	2.56	1.91	2.75	2.83	2.30
K ₂ O	0.69	1.78	1.46	1.23	1.55	1.65
P ₂ O ₅	1.37	0.96	1.02	0.96	0.99	1.58
Ппп	3.13	0.93	2.47	4.30	1.32	2.19
Сумма	98.28	99.62	99.97	100.04	100.02	99.31
H ₂ O ⁻	0.90	0.24				0.62

Примечания: * породообразующие оксиды определены силикатным рентгенофлуоресцентным анализом (ОИГГ СО РАН, Новосибирск), в прочих пробах - методом весового силикатного анализа ("мокрой химии", геологический факультет МГУ) ПР - базальтовая толща приозерской свиты: 1003/226 - севернее п.Салми, нижний поток, средняя часть, долерит, скв.1003, гл.226 м; К850\90 - восточнее д.Карку, нижний поток, средняя часть, долерит, скв.850, гл.90 м; 817/93 - южнее д.Карку, третий снизу поток, средняя часть, долерит, скв.817, гл.93 м; 654/56.5 - южнее д.Карку, второй снизу поток, подошва, афирный базальт, скв.654, гл.56.5 м; 783/20 - восточнее д.Карку, нижний поток, средняя часть, долерит, скв.783, гл.20 м; СЛ - базальтовая толща салминской свиты, скв 1003 севернее п.Салми :

Приладожья и Валаамском силле

Толща	СЛ	СЛ	ПШ	ПШ	ВЛ	ВЛ
Образец	1003/97,6	1003/114,2	КН-12/343*	КН-12/47*	Л-11/04*	Л-9*
SiO ₂	45.21	46.64	56.00	44.03	48.00	52.08
TiO ₂	5.34	5.28	1.32	1.71	3.58	2.97
Al ₂ O ₃	13.03	14.23	14.89	11.82	13.70	13.86
Fe ₂ O ₃	10.65	10.55				
FeO	5.69	4.50				
Fe ₂ O ₃ зобш.			9.33	9.94	15.38	13.23
MnO	0.18	0.15	0.15	0.25	0.18	0.18
MgO	3.85	4.82	4.70	6.59	3.52	2.94
CaO	6.02	1.34	5.43	7.39	7.29	6.37
Na ₂ O	2.36	4.05	3.08	2.15	2.59	3.24
K ₂ O	1.71	1.65	2.20	3.58	1.75	2.08
P ₂ O ₅	1.75	1.61	0.26	0.62	1.20	0.94
Ппп	1.79	3.89	2.68	12.09	2.85	2.15
Сумма	98.62	99.13	100.04	100.17	100.03	100.06
H ₂ O ⁻	1.04	0.42				

1003/83.5 - четвертый снизу поток, подошва, микродолерит, гл.83.5 м; 1003/97.6 - третий снизу поток, средняя часть, микродолерит, гл.97.6 м; 1003/114.2 - второй снизу поток, средняя часть, базальт, гл.114.2 м; ПШ - юго-восточное Приладожье, скв.Кондратьево-12, КН-12/343 - второй снизу поток, средняя часть, микродолериты, гл. 343 м; КН-12/47 - субвулканическое тело, микродолериты, гл.470 м; ВЛ - Валаамский силл, габбромонциты, Л-11/04 - о.Валаам, Л-9 - о.Мантсинсаари

Таблица 4.5

**Элементы-примеси (мкг/г) в раннерифейских вулканитах
Приладожья и Валаамском силле**

Комплекс	ПР	ПР	ПР	ПР	ПР	СЛ
Образец	1003/226	К-850/90	817/93*	654/56.5*	783/20	1003/83,5
Li	15	8	8	18	8.46	16
Be	2	2	1	2	1.77	3
Sc	34	28	26	29	31	33
V	290	246	355	422	435	184
Cr	49	54	35	35	40	58
Co	48	40	36	43	42	40
Ni	27	40	22	22	27	28
Cu	24	35	25	28	29	20
Zn	220	187	167	168	185	156
Ga	26	23	21	21	22	27
Rb	21	31	22	24	24	50
Sr	656	403	381	283	404	481
Y	52	48	42	44	45	69
Zr	518	365	344	373	377	699
Nb	47	37	35	32	36	67
Cs	14	0.2	0.2	0.5	0.2	0.3
Ba	973	1075	1208	717	1063	1499
La	66.0	58.3	56.8	51.8	56.4	97.9
Ce	151	123	121	109	113	226
Pr	17.4	15.6	15.8	15.0	15.2	23.6
Nd	71.48	63.54	66.63	64.76	67.34	100.8
Sm	13.8	11.9	12.3	11.4	11.9	20.0
Eu	3.94	3.29	3.30	3.40	3.32	4.87
Gd	12.1	10.2	11.3	10.6	10.9	18.4
Tb	1.99	1.45	1.69	1.62	1.70	2.88
Dy	9.81	8.32	8.26	8.46	9.02	13.5
Ho	2.09	1.67	1.77	1.68	1.72	2.94
Er	5.98	4.41	4.92	4.40	4.52	8.76
Tm	0.83	0.63	0.73	0.69	0.67	1.21
Yb	4.79	3.97	4.23	3.89	3.91	6.91
Lu	0.80	0.61	0.60	0.61	0.63	1.26
Hf	9.2	8.0	8.2	8.6	8.29	13.3
Ta	3.2	2.0	2.0	1.7	1.66	4.6
Pb	9.8	7.9	7.7	13.5	6.75	18.9
Th	3.1	2.8	2.7	2.5	2.65	5.4
U	1.02	0.78	0.87	0.82	0.79	1.82

Продолжение таблицы 4.5

Комплекс	СЛ	СЛ	ПШ	ПШ	ВЛ	ВЛ
Образец	1003/97,6	1003/114,2	КН-12/343*	КН-12/47*	Л-11/04*	Л-9*
Li	10	40	10	9	12	19
Be	3	2	2	1	2	2
Sc	32	34	17	15	24	28
V	170	203	240	84	145	135
Cr	53	69	30	1	0	6
Co	43	54	28	17	33	31
Ni	27	34	30	2	3	4
Cu	27	54	16	4	11	12
Zn	232	272	89	78	224	194
Ga	26	30	22	15	21	26
Rb	51	30	34	45	33	40
Sr	496	221	332	123	597	536
Y	65	59	32	39	47	55
Zr	670	640	263	253	217	351
Nb	60	60	21	20	26	27
Cs	0.8	0.5	0.3	0.3	0.3	0.7
Ba	1536	908	436	3322	1430	2068
La	94.2	79.5	42.9	44.6	57.7	65.4
Ce	211	188	95.9	93.2	142	159
Pr	22.9	20.2	11.2	12.8	17.5	19.2
Nd	98.1	84.1	45.8	57.6	76.6	81.1
Sm	19.7	16.4	8.27	11.2	14.8	16.9
Eu	4.74	3.54	1.59	5.34	5.13	6.18
Gd	17.7	15.1	7.44	11.2	12.9	14.5
Tb	2.71	2.38	1.17	1.60	1.97	2.29
Dy	13.5	11.5	6.34	7.67	9.24	10.8
Ho	2.80	2.54	1.20	1.42	1.74	2.20
Er	7.95	7.08	3.59	3.60	4.82	6.15
Tm	1.09	0.97	0.49	0.51	0.57	0.79
Yb	6.36	6.14	2.77	2.89	3.41	4.59
Lu	1.22	1.07	0.44	0.46	0.45	0.64
Hf	13.4	12.8	6.7	6.0	5.7	7.1
Ta	3.9	3.8	1.2	1.1	1.2	1.8
Pb	18	16	8.5	5.4	10	9.1
Th	5.5	5.1	4.4	3.1	2.7	3.5
U	1.89	1.96	0.80	2.63	0.48	0.66

Примечание. Элементы-примеси определены методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием (ICP-MS) в ИГГД РАН (Санкт-Петербург). Образцы - см. примечание к [таблице 4.4](#)

Изотопный состав Sr и Nd раннерифейских базальтов Приладожья

Образец	Rb мкг/г	Sr мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{1500}$	ϵSr_{1500}
K850/90	30.82	408.7	0.2187	0.708366±27	0.703661	13
783/20	29.93	394.8	0.2194	0.708558±24	0.703838	16
817/93	27.74	429.5	0.1869	0.708043±14	0.704022	18
12/343	49.06	336.8	0.4217	0.712490±18	0.703418	10

Образец	Sm мкг/г	Nd мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{1500}$	ϵNd_{1500}
K850/90	12.15	64.97	0.1131	0.511544±9	0.510429	-5.3
783/20	11.86	63.42	0.113	0.511573±8	0.510460	-4.7
817/93	12.18	66.00	0.1115	0.511551±9	0.510453	-4.8
12/343	8.707	45.95	0.1145	0.511403±9	0.510275	-8.3

Примечание. Образцы (валовые пробы) - см. [таблицу 4.4](#)

Анализы выполнены в ИГГД РАН, Санкт-Петербург

расплава плагиоклаза, остаточный расплав будет иметь йотунитовый состав (Markl, Hohndorf, 2003). Эта особенность петрохимии приладожских базальтов подчеркивает их генетическое родство с АГР комплексами.

Геохимические особенности. Основными чертами геохимии вулканитов являются их обогащение как LILE, так и HFSE. Вид спайдерграмм подобен OIB, отражая обогащенный некогерентными элементами характер пород ([таблица 4.5](#), [рис. 4.8](#)). При этом фиксируются отчетливые признаки коровой контаминации базальтов: отсутствует корреляция SiO_2 и MgO , Cr, Ni; появляются положительные аномалии Pb, небольшие отрицательные аномалии Ti, отрицательные аномалии Nb и Ta; особенно ярко они выражены у трахибазальтов Юго-Восточного Приладожья (скв. Кондратьево-12) и пород Валаамского силла.

Фракционная кристаллизация. Геохимические характеристики пород, в частности, низкая магнезиальность, величины $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ отношений, наличие отрицательной Eu аномалии в салминских базальтах, свидетельствуют, что они являются не первичными расплавами, а их дифференциатами. То, что салминские и приозерские базальты образуют два разных тренда на диаграммах Харкера, указывает на несколько различные пути фракционирования исходных расплавов. Для салминских базальтов, насколько можно судить по поведению Ni и Cr, трассирующих кристаллизацию оливина и клинопироксена, вариациям $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, определяющегося кристаллизацией плагиоклаза и клинопироксена, появлением отрицательной Eu аномалии, эволюция расплава определялась фракционированием в первую очередь плагиоклаза, к которому мог присоединяться оливин, а для приозерских базальтов более значительную роль играл клинопироксен. При излиянии серии потоков приозерской и салминской толщ фракционирования

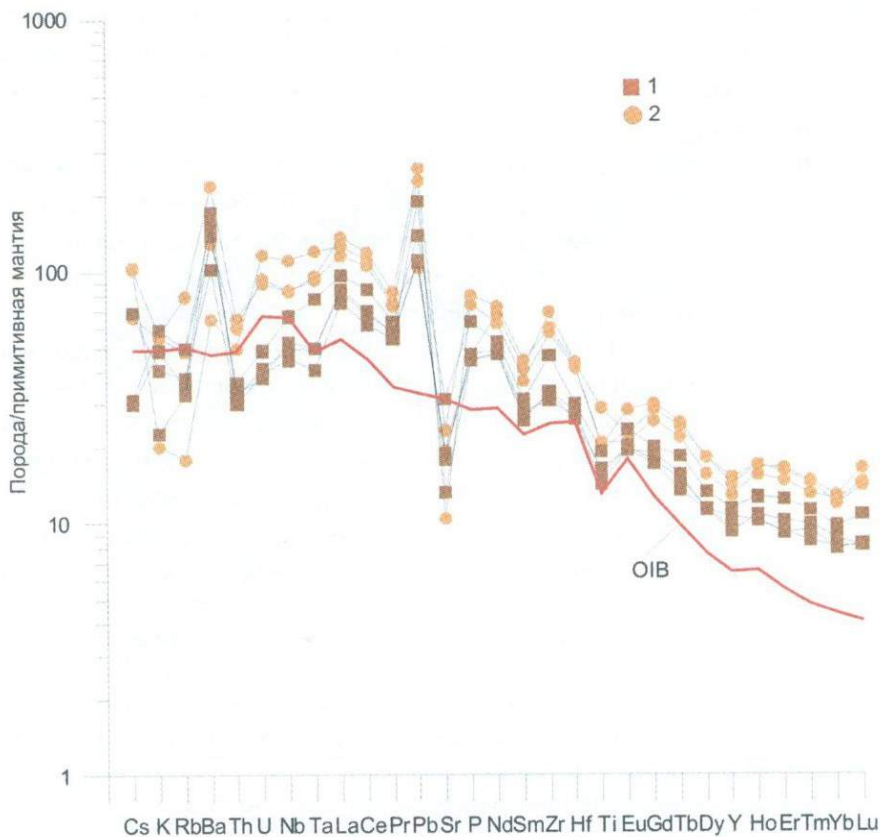


Рис. 4.8. Спайдер-диаграммы раннерифейских базальтов приозерской (1) и салминской (2) свит Приладожья

Концентрации нормированы к примитивной мантии, по (Sun, McDonough, 1989), состав базальтов океанических островов (OIB) из того же источника

расплавов от нижнего к верхнему потоку практически не происходило. Параметры кристаллизации расплавов, полученные с помощью моделирования (программа COMAGMAT, Арискин, Бармина, 2000), отвечают высоким температурам (1070-1150°C) и низкой фугитивности кислорода (-0.5 lg QFM). Эти оценки хорошо сходятся с определением T-fo₂ параметров (T = 1080-1180°C, lgfo₂ от -10.4 до -9.3) с помощью ильменит-магнетитового термооксидометра (Andersen, Lindsley, 1985).

Изотопный состав Sr и Nd. Изотопный состав Nd в базальтах (таблица 4.6) характеризуется отрицательными значениями $\epsilon_{Nd(1500)}$: в базальтах Северо-Восточного Приладожья они варьируют от -4.7 до -5.3, а в трахибазальтах юго-востока Приладожья достигают еще более низкого значения $\epsilon_{Nd(1460)} = -8.7$. Наши данные по базальтам близки к ранее

полученному (Богданов и др., 2003) значению $\epsilon_{Nd(1500)} = -4.4$. Изотопный состав Nd в трахибазальтах Юго-Восточного Приладожья оказался идентичен таковому в породах Валаамского силла ($\epsilon_{Nd(1460)}$ от -8.6 до -9.2, в среднем - 8.8 ± 0.2 , Ramo et al., 2003).

Изотопный состав неодима в приозерских базальтах близок к таковому в базитах Салминского плутона: $\epsilon_{Nd(1540)}$ от -6.5 до -8.2 (Ramo et al., 1996). Такой обогащенный (низко-радиоогенный) изотопный состав Nd не характерен для базитов АГР ассоциации с возрастaми 1665-1580 млн. лет (рис. 4.9): базитовые породы Выборгского плутона имеют $\epsilon_{Nd(T)}$ от +1.6 до -1.2, Рижского плутона – от +0.3 до -0.6 (Ramo et al., 1996). Обедненный радиоогенным изотопом состав неодима, помимо Салминского массива, отмечен для массива Стромсбро (1500-1520 млн. лет) в Центральной Швеции: $\epsilon_{Nd(T)}$ составляет от -5.7 до -8.5 (Andersson, 1997), а также для массивов мазурского комплекса (около 1500 млн. лет) в Польше: в базитах $\epsilon_{Nd(T)}$ варьирует от -2.5 до -5 (Wiszniewska et al., 2002). Для этих массивов, помимо изотопных, имеются геологические свидетельства участия древней архейской коры в петрогенезисе: Салминский массив частично локализован в пределах выходящей на поверхность части Карельского кратона, в одном из массивов Центральной Швеции обнаружен циркон с возрастом 2700 млн. лет (Ohlander et al., 1999), в массивах мазурского комплекса на присутствие древнего корового вещества указывают изотопные параметры не только Sm-Nd, но и Re-Os системы (Wiszniewska et al., 2002).

На основании приведенных выше данных, можно предполагать, что и в случае приладожских базальтов контаминация древним коровым веществом играла существенную роль при их формировании, поэтому мы провели расчеты моделей смешения расплавов приладожских базальтов с потенциальными архейскими контаминантами. Эти расчеты показали, что реалистичные оценки доли контаминанта (5-10%) дают модели смешения базальтовых расплавов с выплавками небольших (1-10%) степеней фракционного плавления гранулитов, отвечающих составам мезоархейских гранитоидов TTG серии. Такой механизм, учитывая высокую температуру базальтов при излиянии (1180°C по оценкам TiMt-II геотермометра), мог реализовываться при подплавлении стенок магматической камеры и каналов, по которым поднимались расплавы. Для трахибазальтов Юго-Восточного Приладожья расчеты допускают большую долю контаминанта (до 20%), что согласуется с их геохимическими особенностями.

Изотопный состав Sr в приладожских базитах отличается умеренно-радиоогенным характером (таблица 4.6). Он может отвечать контаминации базальтовых расплавов преимущественно веществом нижней коры. Однако имеющиеся данные свидетельствуют, что Rb-Sr изотопная система приладожских базитов претерпела перестойку. Так, для базальтов приозерской свиты нами была получена изохронная зависимость, отвечающая возрасту по четырем точкам – валовым пробам базальтов приозерской и пашской свит

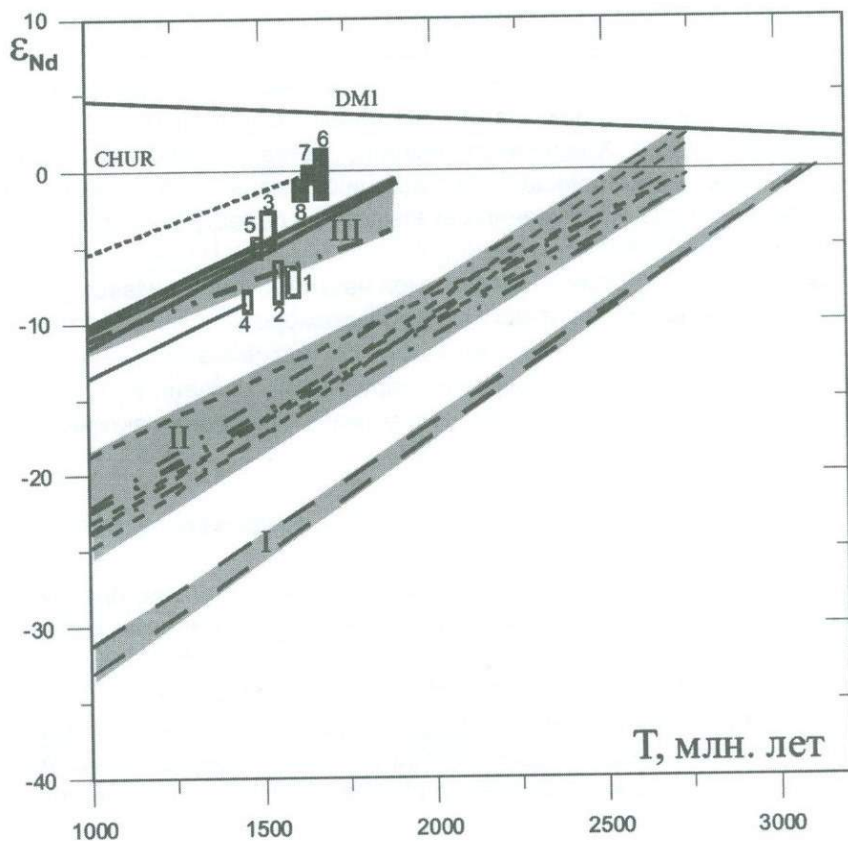


Рис. 4.9. Диаграмма эволюции изотопного состава Nd в мезоархейских (поле I) и неархейских (поле II) гранитоидах, палеопротерозойских метаосадках и гранитоидах Приладожья (поле III), мезопротерозойских базитах Приладожья и базитах комплексов анортозитов-гранитов рапакиви Фенноскандии

Базиты – (прямоугольники): 1 – Салминского плутона, по (Ramo et al., 1996); 2 – Центральной Швеции, по (Andersson, 1997); 3 – Мазурского комплекса, по (Wiszniewska et al., 2002); 4 – Валаамского силла (Ramo et al., 2003) и трахибазальтов ЮВ Приладожья; 5 – базальтов СВ Приладожья; 6 – Выборгского массива, по (Ramo et al., 1996); 7 – Рижского массива, по (Ramo et al., 1996), (пунктирной линией показана эволюция Nd в базальтах Ундвы); 8 – массивов ЮЗ Финляндии, по (Ramo et al., 1996). Эволюция DM показана по (DePaolo, 1981). Данные для архейских гранитоидов: неархейские - трондъемиты, 2780 млн. лет, Костомукшский зеленокаменный пояс, по (Самсонов и др., 2004₂), граносиениты, 2745-2700 млн. лет, Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс, по (Лобач-Жученко и др., 2000), мезоархейские - тоналиты, 3170 млн. лет, Водлозерский блок, по (Куликов и др., 1990), для палеопротерозойских гранитоидов – массив Аллату, по (Конопелько и др., 1999), для метаосадков ладожской серии – неопубликованные данные А.В.Самсонова, Ю.О.Ларионовой, 2005

1350±240 млн. лет (СКВО = 162) и по трем валовым пробам приозерской свиты 1333±370 млн. лет (СКВО = 48, начальное $Sr^{87}/Sr^{86} = 0.7044 \pm 0.0016$). Rb-Sr изохрона с тем же возрастом 133±50 млн. лет ранее была опубликована (по 5 образцам породы в целом) для кварцевых монцонитов и кварцевых монцодиоритов некка Хопунваара (Ларин, Кутявин, 1993), входящего в раннерифейскую вулканическую ассоциацию Ладожского грабена. Таким образом, совокупность Rb-Sr данных указывает на перестройку этой изотопной системы около 1330-1350 млн. лет.

Поскольку в это время в центральной части Балтии не известно скольких-нибудь значительных магматических и/или метаморфических событий, можно полагать, что на это время приходится активизация тектонической деятельности: оживление разрывных нарушений, связанное с развитием осадочных грабенов, и сопровождавшая их гидротермальная активность.

4.2.4. Магматические комплексы среднего рифея

Среднерифейский базитовый магматизм запада Балтии, проявившийся в свекофенском домене ВЕК роями долеритовых даек и силлами Центрально-Скандинавской долеритовой группы с возрастом 1264-1268 млн. лет (Suominen, 1991), так же как и рои даек близкого возраста (1249-1229 млн. лет), известные в Гренландии и Канаде (дайковые рои Садбери и Маккензи, 1267-1235 млн. лет) связывают с воздействием крупного плюма (Elming, Mattsson, 2001). В пределах того же возрастного интервала внедрились лампроитовые дайки Костомукши (см. главу 5).

В восточной части Балтии в среднем рифее базитовый магматизм был приурочен к системе рифтов Белого моря (Онежско-Двинский, Керещко-Лешуконский, Баренцевоморский). Полагают (Балуев, 2004), что эта рифтовая система была сформирована на пассивной окраине ВЕК, возникшей при расколе Палеопангеи и отчленении от нее Балтики 1250-1240 млн. лет назад. Базальтовые лавовые потоки, туфовые горизонты, дайки и силлы известны в Онежско-Двинском рифте (Солозеро на Онежском полуострове). Предполагается широкое распространение базальтов в приосевой части этой структуры (Станковский и др., 1972; Светов, Свириденко, 1995). K-Ar датировки пород соответствуют интервалу 1100-1250 млн. лет (Милановский и др., 1993).

Секущие тела в эндоконтактах сложены гиаобазальтами, в центральных частях – долеритами, а потоки – преимущественно базальтами, участками переходящими в долериты (Станковский и др., 1972). Состав базальтов во всем вскрытом разрезе (около 150 м) отличается устойчивостью – это высокотитанистые железистые толеиты (таблица 4.7). Сравнение с высокотитанистыми континентальными базальтами мезозойских трапповых провинций (Декан, Парана) и ареалов современных горячих точек (Йеллоустон) показывает очень близкое сходство их составов.

Экспериментальные исследования частичного плавления составов, отвечающих обычной (неметасоматизированной, фертильной) и

Таблица 4.7

Состав базальтов Солозера (мас.%), Онежский полуостров

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
образец	C11/74	C11/75	C11/85	C11/92	C11/102	C11/104	C11/108	CFB1	CFB2	CFB3	OIT
глубина, м	614	618	667	682	713	726	732				
SiO ₂	48.54	48.73	48.61	48.48	46.91	48.64	48.95	45.89	49.89	50.75	50.36
TiO ₂	3.44	3.51	3.39	3.41	3.75	3.42	3.47	3.33	2.57	3.95	3.62
Al ₂ O ₃	12.74	12.96	12.94	12.89	13.85	13.00	13.18	14.63	13.83	13.51	13.41
Fe ₂ O ₃ общ	15.56	14.91	13.88	14.79	13.76	15.95	15.76	16.46	13.79	14.24	13.62
MnO	0.36	0.47	0.46	0.39	0.36	0.23	0.32	0.21	0.17	0.19	0.18
MgO	5.59	5.44	5.66	5.30	6.23	5.19	5.22	6.46	5.12	4.24	5.52
CaO	9.01	8.68	9.27	9.34	6.77	9.07	8.52	9.39	9.62	8.45	9.60
Na ₂ O	2.57	2.71	2.62	2.41	3.14	2.54	2.56	2.84	2.65	2.80	2.80
K ₂ O	0.40	0.54	0.45	0.58	0.49	0.59	0.91	0.65	0.93	1.58	0.77
P ₂ O ₅	0.32	0.33	0.31	0.32	0.34	0.32	0.33	0.69	0.22	0.66	0.42
п.п.п	1.74	2.00	2.36	2.19	4.59	1.31	1.06				
Сумма	100.27	100.28	99.94	100.09	100.18	100.25	100.28				

Примечание: 1-7 - образцы из скважины Солозеро 11 (коллекция Н.В.Веретенникова), 8-11 - высокотитанистые континентальные базальты, по (Wilson, 1989): CFB1- Снейк Ривер, CFB2 - Декана, CFB3 - Параны, OIT -толеит океанических островов. Анализы выполнены силикатным рентгенофлуоресцент-ным методом в ИГ СО РАН, Иркутск

метасоматизированной мантии (Kogiso et al., 1998; Kogiso et al., 2003), направленные на выяснение условий генерации первичных расплавов типа OIB, показали, что высокотитанистые железистые расплавы не могут генерироваться при плавлении фертильных перидотитов. Расплавы с концентрациями TiO₂ более 3.0% были получены при плавлении синтетического состава KG1 (0.78% TiO₂), отвечающего смеси фертильного перидотита KLB-1 и среднего MORB в соотношении 1:1. Такие высокие концентрации титана достигались только в высокобарных условиях (при давлении 3 ГПа) при небольших степенях плавления (рис. 4.10). Обогащенные железом высокотитанистые расплавы возникали при плавлении состава MIX1G, соответствующего гранатовому клинопироксениту. Рассчитанные в программе COMAGMAT тренды фракционирования жидкостей, соответствующих минимальным степеням плавления, полученным в эксперименте, показывают, что в расплавах на ранних стадиях фракционирования, пока не происходит осаждение Fe-Ti оксидов, возможно накопление титана. Однако основной закономерностью при фракционировании является снижение содержаний титана в остаточных

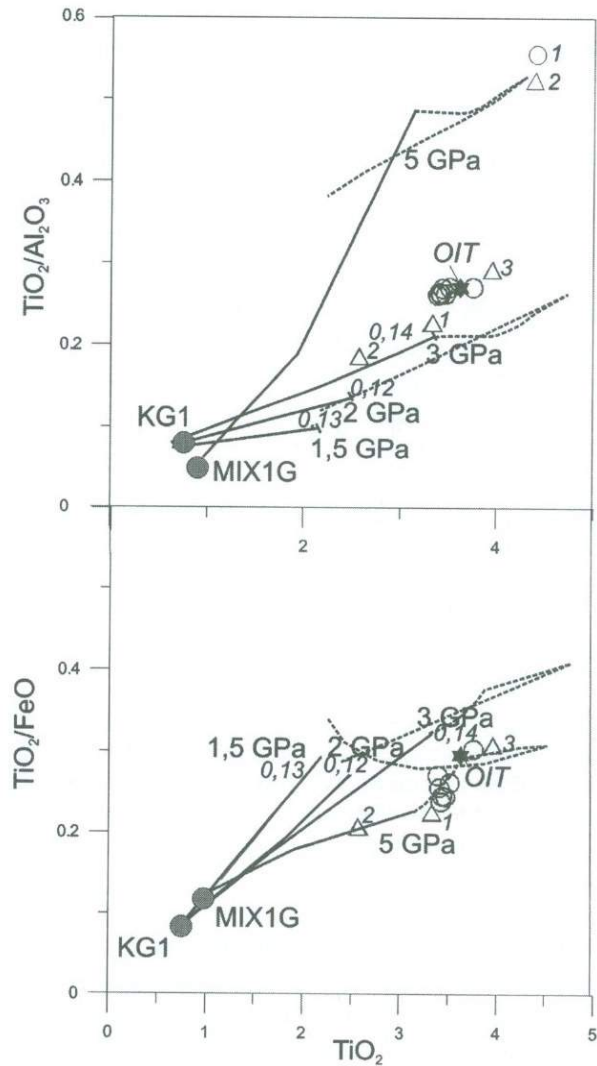


Рис. 4.10. Составы базальтов Солозера на диаграммах $TiO_2 - TiO_2/Al_2O_3$ и $TiO_2 - TiO_2/FeO$

На диаграммах показаны экспериментально полученные составы расплавов (сплошные линии) при частичном плавлении смеси 1:1 перидотита и базальта (KG1) и гранатового клинопироксенита (MIX1G) при различных давлениях, по данным (Kogiso et al., 1998; Kogiso et al, 2003). Пунктирные линии показывают составы расплавов при фракционировании жидкостей (рассчитаны с помощью программы COMAGMAT, для $P=10$ кбар), соответствующих минимальным степеням плавления в эксперименте (цифры курсивом). Базальты: 1 – Солозера, 2 – континентальных базальтовых провинций. Цифры при треугольниках: 1 – Йеллоустон, 2 – Декан, 3 – Парана, OIT (звездочка) – толеит океанических базальтов, по (Wilson, 1989)

жидкостях. Очевидно, что в случае Fe-Ti базальтов высокотитанистый характер должны иметь первичные выплавки, что требует плавления метасоматизированного мантийного субстрата на значительных глубинах. Положение фигуративных точек базальтов Солозера вдоль линий тренда титана в экспериментальных высокобарных выплавках низких степеней из сильно обогащенных, метасоматизированных составов, свидетельствует в пользу соответствующих характеристик их мантийного источника и условий его плавления. Можно предполагать, что при образовании исходного расплава имело место смешение разноглубинных выплавок из несколько варьирующих по составу источников. Такая ситуация магмогенерации с наибольшей вероятностью могла быть реализована при подъеме плюма.

Таким образом, можно полагать, что формирование рифейских базальтов Онежского полуострова связано с плюм-литосферным взаимодействием. Это предположение вполне согласуется с отмеченной выше геотектонической ситуацией раскола мезопротерозойского континента.

4.3. Магматизм мезопротерозоя (раннего и среднего рифея) Волго-Уральской области Восточно-Европейского кратона

4.3.1. Геотектоническая ситуация

Предполагается, что Волго-Уральская область в мезопротерозойское время развивалась либо как интракратонный бассейн (Maslov et al., 1997) либо в режиме пассивной окраины (Ayala et al., 2000; Willner et al., 2001). В рамках последних представлений, крупные рифейские рифтогенные структуры – Камско-Бельский (Калтасинский) и Серноводско-Абдулинский авлакогены, открывающиеся к уральской окраине, рассматриваются как аналоги рифтовой системы Атлантического типа (Nikishin et al., 1996). Раскол континентальных масс мог произойти либо в раннем рифее (около 1650 млн. лет, Ayala et al., 2000) либо в среднем рифее (Willner et al., 2001). А.В. Маслов с соавторами (Maslov et al., 1997) полагают, что на протяжении мезопротерозоя Волго-Уральская провинция занимала внутриконтинентальное положение, а ее раскол произошел только в предвендское время.

4.3.2. Проявления магматизма

Изотопный возраст магматических проявлений Волго-Уральской области в настоящее время определяется только K-Ar датировками, которые в условиях неоднократного проявления гидротермальной активности в регионе далеко не всегда отвечают возрасту внедрения пород. Анализ эволюции магматизма крайне затруднен отсутствием надежных изотопных датировок пород.

Обобщая сведения о геологическом положении даек и силлов и их K-Ar возраста (Стратотип рифея..., 1983; Козлов и др., 1995; Алексеев, 1984; Горожанин, 1983; Гаррис и др., 1977 и др.), а также в сравнении с магматическими проявлениями Башкирского антиклинория, характер геотектонического развития которого был весьма схож с Волго-Уральской областью, о чем свидетельствует близкое строение седиментационных последовательностей в разрезах рифея (Маслов и др., 2002), можно наметить следующие основные возрастные интервалы магматической активности:

- 1) начало раннего рифея (1540-1480 млн. лет);
- 2) конец раннего рифея - начало среднего рифея (1370-1310 млн. лет);
- 3) конец среднего рифея (1070-1150(1200) млн. лет);
- 4) конец позднего рифея (850-760 млн. лет).

К наиболее ранним проявлениям магматической активности, вероятно, относятся дайки габбро-долеритов, прорывающие кристаллический фундамент в прибортовых частях авлакогенов на склонах Татарского свода, и лавовый горизонт в низах кырпинской серии, вскрытый в скважине 203 Мензелино-Актаныш (Козлов и др., 1995). В Башкирском антиклинории раннерифейские вулканы представлены трахибазальтами и риолитами айской (навышской) свиты с возрастом 1635 ± 30 млн. лет (U-Pb возраст циркона, Краснобаев и др., 1992).

К образованиям второго возрастного интервала, близкого к рубежу раннего и среднего рифея, вероятно, принадлежат дайки и расслоенные (дифференцированные) пикрит-долеритовые силлы Камско-Бельского авлакогена, приуроченные к нижней части кырпинской серии в его западной прибортовой зоне (силлы в скважинах 203 и 183 Мензелино-Актаныш), а также к низам серафимовской серии в его центральной зоне (силлы в скв. Кипчак-1). В работе (Алексеев, Алексеева, 1998) приведены убедительные аргументы в пользу очень тесного петрохимического сходства силлов Мензелино-Актаныш с силлами и даками шуйдинского комплекса Башкирского антиклинория, что подтверждается и нашими данными (рис. 4.11). Для последних, широко распространенных среди отложений раннерифейской бакальской свиты, установлен изотопный возраст «Главной дайки» в 1360 ± 35 млн. лет (Эльмис и др., 2000). Близкий возраст (1350 ± 30 млн. лет, U-Pb циркон, Краснобаев и др., 1985) имеют вулканы машакской свиты низов среднего рифея в Башкирском антиклинории.

К третьему возрастному интервалу относятся многочисленные габбродолеритовые и пикрит-долеритовые дайки в отложениях серафимовской серии с устойчивыми K-Ar возрастными в пределах 1070-1150 млн. лет (силл в скважине Кипчак-1) в центральной части Камско-Бельского и в Серноводско-Абдулинском авлакогенах.

Наконец, наиболее поздние дайки и силлы в восточной зоне Камско-Бельского авлакогена секут позднерифейские отложения и широко распространены в пределах Башкирского антиклинория (скважина Кулгунино-1, инзерский комплекс).

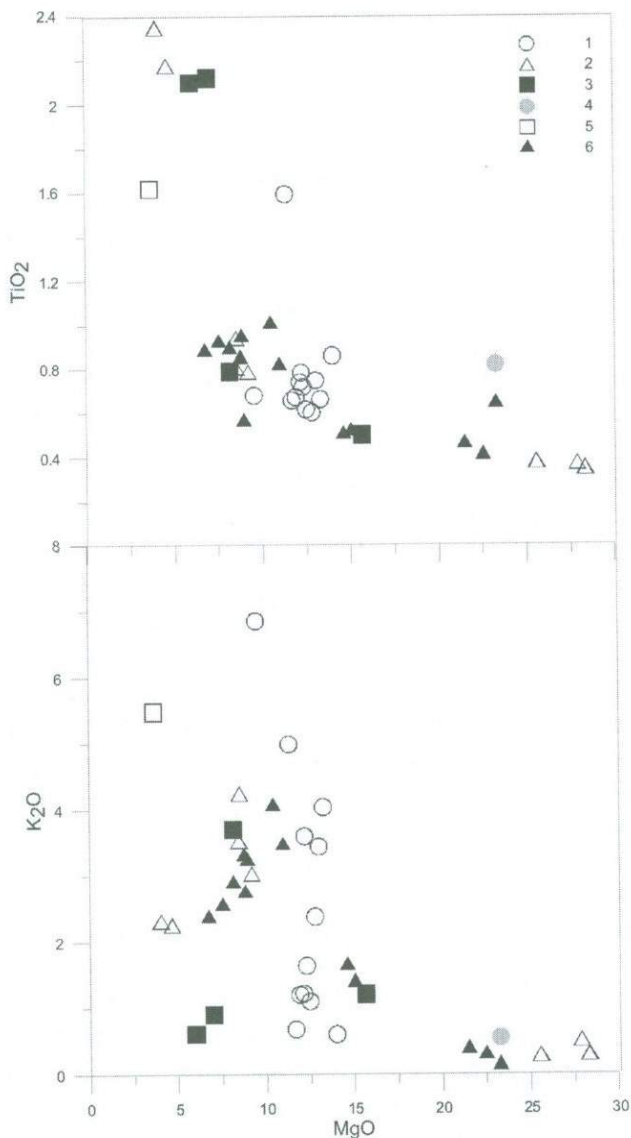


Рис.4.11. Базиты рифея Волго-Уральской области и Башкирского антиклинория на диаграммах MgO-TiO₂ и MgO-K₂O

Условные обозначения: 1-4 - Волго-Уральская область; 1-3 - базальты, долериты и пикриты раннего рифея: 1 - базальты скв. 203 Мензелино-Актаныш, 2 - пикриты и долериты дифференцированных силлов скв. 203 и 183 Мензелино-Актаныш, 3 - дайки из скв. Кипчак 1 (гл. 4629-4633 м и 4770-4774 м); 4 - пикриты и сиениты среднего и позднего рифея, дифференцированный силл скв.Кипчак 1 (гл. 5201 м), 5-6 - Башкирский антиклинорий: 5 - поздний рифей, сиенит, дайка скв. Кулгунино 1, 6 - ранний рифей, пикриты и долериты, шуйдинский комплекс, дифференцированный силл (по Алексееву, 1984)

4.3.3. Особенности химического состава

Химический состав пород раннего и начала среднего рифея (первого и второго возрастных уровней) имеет много сходных черт (таблицы 4.8, 4.9). Прежде всего, эти породы выделяются своим низкотитанистым высокомагнезиальным характером, а в дифференцированных разностях явно проявляется обогащение калием (рис. 4.11).

Базальты из скважины 203 Мензелино-Актаныш (SiO_2 47.5-51.2%; Mg# 67-73), силлов пикродолеритов этой же площади, даек из скважины Кипчак 1 (гл. 4629-4633 м и 4770-4774 м) имеют низкие уровни накопления высокозарядных элементов, особенно Nb (2-5 г/т, таблица 4.9), сопоставимые с таковыми в архейских кремнистых высокомагнезиальных базальтах (SHMB) и палеопротерозойских бонинитоподобных породах («магнезиальных норитах»). Характер распределения РЗЭ (рис. 4.12) отличается слабым фракционированием легких земель относительно тяжелых ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 2.7-5$; $\text{La}_N/\text{Gd}_N = 2.3-3.8$); в области тяжелых земель спектр имеет плоский, приближающийся к вогнутому, вид, что отражают низкие величины $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 1.2-1.4$). Спектры РЗЭ такого вида характерны для низкотитанистых магнезиальных пород архея и раннего протерозоя (Smithies, 2002). Поведение переходных металлов в целом также не противоречит предполагаемой сериальной принадлежности базальтов, в частности, величины отношений Ti/V (14-37), Ti/Sc (82-227), также как и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (20-22), соответствуют таковым в древних бонинитоподобных породах и значимо выше наблюдаемых в фанерозойских бонинитах. В то же время, базальты Камско-Бельского авлакогена обеднены Cr и Ni относительно типичных SHMB, хотя среди последних встречаются и низкохромистые разности (Smithies, 2002).

Геохимическая специфика раннерифейских базальтов во многом близка к древним бонинитоподобным породам, но они обладают некоторыми геохимическими особенностями, не характерными для последних. Так, величина отношения CaO/TiO_2 составляет всего 8-18 по сравнению с типичными для бонинитоподобных пород значениями 14-30. Повышенные концентрации K сопровождаются и более высоким, чем это характерно для древних бонинитоподобных пород, уровнем содержания крупноионных литофильных элементов Rb, Ba, Sr.

Спайдер-диаграммы раннерифейских базитов обнаруживают глубокие отрицательные аномалии HFSE и высокие положительные аномалии K и Pb - явные свидетельства масштабной контаминации коровым веществом (рис. 4.12). Сравнение с геохимическими характеристиками низкотитанистых базальтов формации Далструм палеопротерозойской (2.05-2.06 млн. лет) Бушвельдской магматической провинции, для которых изотопные и геохимические особенности интерпретируются как результат ассимиляции толеитовой магмой верхнекорового материала (Buchanan et al., 1999), показывает их несомненное сходство (рис. 4.12). Это поддерживает наши

Таблица 4.8

**Составы рифейских базальтов, долеритов и пикритов (мас.%)
Волго-Уральской области**

	1*	2*	3**	4**	5**	6**	7**	8**
	203/3520	203/3522	VU183/22	VU203/23	K1/228	K1/234	K1/261	Кл- 1/1600
SiO ₂	47.55	48.34	50.55	51.06	47.540	42.640	39.750	53.74
TiO ₂	1.42	0.57	0.76	0.78	2.120	0.500	0.820	1.62
Al ₂ O ₃	11.22	13.35	17.21	14.92	13.55	9.1	8.37	15.49
Fe ₂ O ₃	5.18	4.15						
FeO	4.33	5.28						
Fe ₂ O ₃ _{общ.}			9.26	9.97	14.17	12.28	16.16	9.65
MnO	0.19	0.16	0.12	0.16	0.143	0.273	0.204	0.14
MgO	10.14	11.57	8.83	8.20	7	15.66	23.27	3.68
CaO	3.89	5.94	4.42	6.88	8.45	9.04	5.32	2.43
Na ₂ O	0.27	1.71	1.62	1.04	1.84	0.42	0.73	3.56
K ₂ O	4.45	1.02	2.91	3.41	0.91	1.21	0.55	5.48
P ₂ O ₅	0.19	0.13	0.18	0.22	0.272	0.045	0.086	0.51
Пшп	10.77	7.32	4.25	3.51	4.20	8.90	4.50	3.83
Сумма	99.60	99.54	100.10	100.14	100.20	100.09	99.76	100.12
H ₂ O ⁻	0.6	0.7	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о
H ₂ O ⁺	5.42	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о
CO ₂	4.75	2.33	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о

Примечание: Образцы: 1, 2 - базальты, скв.203 Мензелино-Актаныш: 1 - гл. 3520.6 м, 2 - гл.3522.8 м; 3 - долерит, скв.183 Мензелино-Актаныш, гл. 2278 м; 4 - долерит, скв.203 Мензелино-Актаныш, гл.2393 м; 5 - долерит, скв. Кипчак-1, гл.4629-4633 м; 6 - пикробазальт, скв.Кипчак-1, гл.4770-4774 м; 7 - пикрит, скв.Кипчак-1, гл.5201-5204 м; 8 - сиенит, скв.Кулгунино-1, гл.1600 м

Определения петрогенных оксидов выполнены: * - методом классического силикатного анализа ("мокрой химии") в ИГЕМ РАН, ** - методом силикатного рентгенофлуоресцентного анализа в ОИГГ СО РАН, Новосибирск (ан. 2-4, 6) и в ИГЕМ РАН, Москва (ан. 5,7)

представления об аналогичных процессах петрогенезиса и для раннерифейских базальтов Волго-Уральской области.

Как известно, древние «бонинитоподобные» породы характерны для интракратонных областей плюм-литосферного взаимодействия. В случае Волго-Уральской области их появление является существенным аргументом в пользу представлений, высказанных на основе анализа осадочных последовательностей (Maslov et al., 1997) о том, что, по крайней мере до

Таблица 4.9

Элементы-примеси в рифейских базальтах, долеритах и пикритах (мкг/г)
Волго-Уральской области

	203/3520	203/3522	VU183/22	VU203/23	K1/228	K1/234	K1/261	Кл-1/1600
Li	72	63	71	27	22	55	17	28
Be	1	0	1	1	1	0	0	1
Sc	37	41	31	33	31	26	20	12
V	228	229	226	240	392	152	193	82
Cr	15	93	98	423	163	1358	1702	2
Co	45	49	36	45	47	86	113	21
Ni	69	74	91	131	92	702	813	7
Cu	13	36	81	73	124	41	128	6
Zn	27	40	43	67	100	31	88	88
Ga	16	14	17	16	18	9	12	23
Rb	72	24	51	42	7	20	13	131
Sr	20	139	162	240	261	78	150	150
Y	26	12	16	17	31	10	13	49
Zr	116	43	71	72	156	39	55	401
Nb	5	2	3	1	2	2	3	27
Ba	92	195	352	255	262	87	121	2508
La	12.07	5.06	11.36	9.95	14.83	5.22	7.14	83.96
Ce	27.77	11.48	24.55	21.95	35.95	11.40	16.26	174.13
Pr	3.54	1.46	2.97	2.68	4.85	1.40	2.13	19.50
Nd	15.09	6.35	11.88	11.16	21.49	5.86	9.40	81.86
Sm	3.73	1.61	2.60	2.53	5.19	1.39	2.38	14.38
Eu	1.20	0.56	0.88	0.82	1.71	0.47	0.78	4.43
Gd	4.05	1.81	2.59	2.67	5.38	1.56	2.51	12.10
Tb	0.69	0.32	0.43	0.45	0.90	0.26	0.41	2.01
Dy	4.52	2.08	2.74	2.85	5.73	1.61	2.46	9.71
Ho	0.97	0.44	0.58	0.62	1.21	0.35	0.50	1.91
Er	2.85	1.26	1.62	1.72	3.38	0.97	1.24	4.74
Tm	0.44	0.19	0.25	0.25	0.52	0.15	0.18	0.63
Yb	2.84	1.25	1.59	1.64	3.30	0.91	1.09	3.98
Lu	0.43	0.19	0.23	0.24	0.49	0.14	0.16	0.53
Hf	3.26	1.20	1.92	1.89	4.09	1.10	1.57	10.42
Ta	0.36	0.15	0.15	0.03	10.23	0.14	0.23	1.61
Pb	3.71	1.56	2.21	3.92	6.56	5.67	2.51	11.36
Th	1.75	0.89	1.80	1.51	0.89	1.17	1.22	7.38
U	0.40	0.16	0.33	0.31	0.39	0.20	0.24	2.59

Образцы - см. таблицу 4.8. Элементы определены методом ICP-MS в ИМГРЭ, Москва

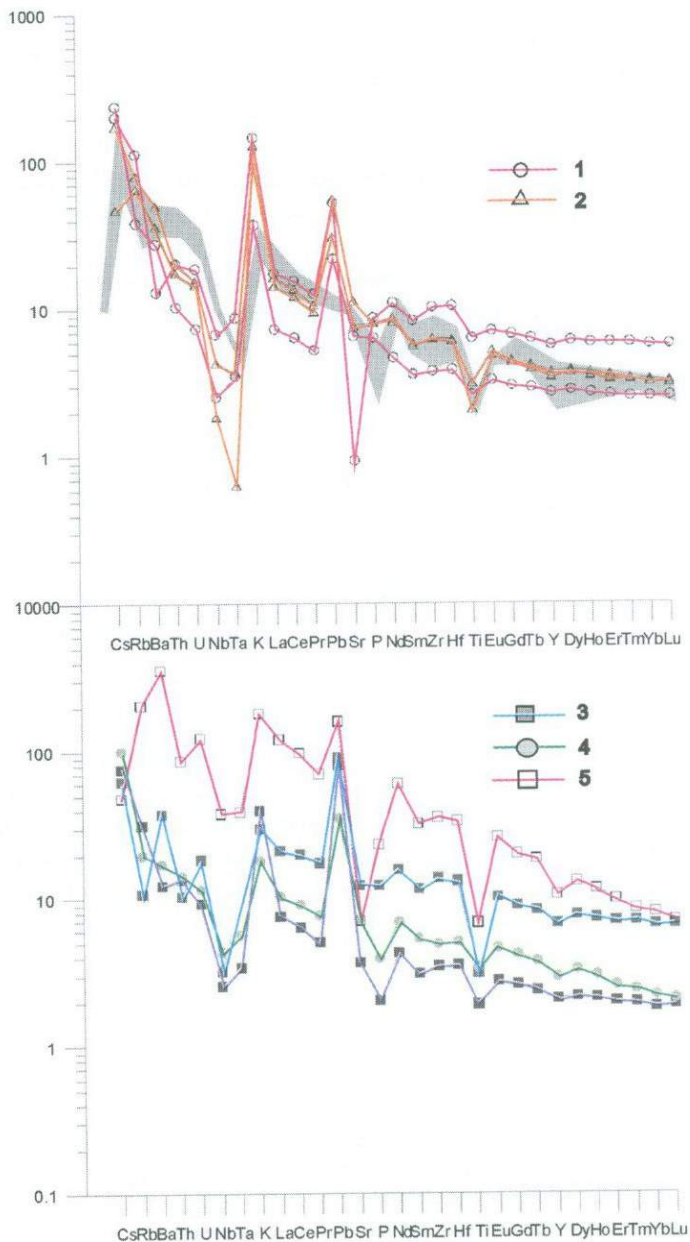


Рис. 4.12. Спайдер-диаграммы рифейских базитов Волго-Уральской области

Условные обозначения см. на рис. 4.11. Концентрации нормированы к примитивной мантии, по (Sun, McDonough, 1989).

Серым полем показаны составы низкотитанистых базальтов формации Далструм палеопротерозойской (2.05 - 2.06 млн. лет) Бушвелдской трапповой провинции по (Buchanan et al., 1999)

начала среднего рифея, эта область, как и Башкирский антиклинорий, занимали интракратонную позицию, а не являлись пассивной окраиной ВЕК.

Более поздние магматические образования имеют петрохимические характеристики континентальных толеитов (таблицы 4.8, 4.9) и демонстрируют существенно иной, чем раннерифейские базиты, геохимический облик, свидетельствующий как о меньшей роли процессов коровой контаминации в их петрогенезисе, так и более обогащенном мантийном источнике (рис. 4.12).

Таким образом, в истории развития Волго-Уральской области характер магматизма эволюционировал от «архаичного бонинитоподобного» в раннем рифее до вполне сопоставимого с континентальными толеитами фанерозойских трапповых областей в позднем рифее.

4.4. Магматизм неопротерозоя (позднего рифея и венда) запада Восточно-Европейского кратона

Рифтогенный магматизм неопротерозойского возраста широко проявился вдоль окраин Балтики. Он был связан с распадом суперконтинента Родинии.

Распад суперконтинента Родинии происходил в два этапа: первый проявился 800-700 млн. лет назад вдоль западного края Лаврентии, составлявшей ядро протерозойской агломерации континентальных плит, а второй - 620-540 млн. лет назад вдоль восточной границы Лаврентии. В результате этого позднего (вендского) события был раскрыт океан Япетус, разделивший Балтику, Лаврентию и Амазонию около 600-570 млн. лет назад (Meert, Torsvik, 2003). Именно с этим этапом и связано формирование Волыньско-Брестской магматической провинции (Nikishin et al., 1996; Meert, Torsvik, 2003; Носова и др., 2005).

4.4.1. Волыньско-Брестская магматическая провинция

Волыньско-Брестская провинция (ВБП) занимает обширную территорию в пределах Литвы, Белоруссии, северо-запада Украины, Молдовы и востока Польши. Общая площадь распространения лав и туфов поздневендского возраста в чехле западной части ВЕК составляет не менее 250 тыс. кв. км. Эта площадь значительно превышает размеры 0.1 млн. кв. км, которые считаются (Coffin, Eldholm, 2001; Ernst et al., 2005) минимальными при выделении крупных магматических провинций.

Вулканический ареал провинции протягивается вдоль западной окраины ВЕК, непосредственно восточнее линии Тейссера-Торнквиста, и охватывает несколько крупных геолого-структурных блоков. В соответствии с принятым районированием территории (Геология Беларуси, 2001) эффузивы на севере вулканического ареала приурочены к южному склону Белорусской антеклизы,

далее к югу заполняют Подляско-Брестскую впадину, южнее выступают в пределах Луковско-Ратновского горста и далее в составе Волинской моноклинали протягиваются к югу вдоль западного склона Украинского щита.

Глубинное строение. Главными тектоническими элементами фундамента провинции являются протократоны Сарматия и Балтия (Фенноскандия). Сарматия слагает фундамент в ее юго-восточной части, а Фенноскандия подстилает северо-западную часть провинции. Сочленение этих крупнейших структурных элементов ВЕК происходит в зоне палеопротерозойского Осницко-Микашевического пояса и в ареале провинции приходится на область Луковско-Ратновского горста (Bogdanova et al., 1996; Геология Беларуси, 2001). Подстилающая провинцию континентальная кора представляет палеопротерозойский аккреционный ороген (2.0-1.8 млрд. лет, Bogdanova et al., 1996; Claesson et al., 2001). Северо-западная (Брестская) часть провинции (рис. 4.13) подстилается кристаллическими образованиями Балтии - Балтийско-Белорусским гранулитовым и Центрально-Белорусским поясами, имеющими островодужную природу, а юго-восточная (Волинская) - образованиями активной окраины Сарматии - Осницко-Микашевическим поясом и Брагинским гранулитовым блоком, южнее которых в Украинском щите распространены архейские комплексы (Аксаментова, Найденов, 1991; Bogdanova et al., 1996). Литосфера под северо-западной частью провинции испытала преобразование из субокеанической в субконтинентальную только в конце палеопротерозоя в результате свекофенских субдукционных событий, т.е. ее можно рассматривать как «молодую». Литосфера под юго-восточной частью провинции приобрела субконтинентальный характер существенно раньше (не позднее 2.3-2.8 млрд. лет, Геология Беларуси, 2001), т.е. была древней, архейской, а в ходе свекофенских событий испытала значительную переработку.

Мощность литосферы и коры под ВБП характеризуется следующими особенностями (Геология Беларуси, 2001). Во-первых, западная окраина провинции расположена над крупной градиентной ступенью (180-140 км), отвечающей юго-западному краю ВЕК. Во-вторых, юго-восточная часть провинции подстилается более мощной (190 км) литосферой, чем ее северо-западная часть (180 км). В распределении мощностей коры наблюдается отчетливый минимум под южной частью Подляско-Брестской впадины, и кора здесь подстилается слоем коро-мантийной смеси с двумя границами Мохо – на глубинах 50-53 км (ранней) и 35-40 км (поздней).

Возраст вулканитов. Вулканогенные образования ВБП приурочены к средней части разреза волинской серии нижнего венда запада ВЕК и выделяются как ротайчицкая (Беларусь) и берестовецкая (Украина) свиты. Они несогласно перекрывают более ранние терригенные отложения венда и рифея, либо залегают на кристаллическом фундаменте. Стратиграфическое положение вулканитов в разрезе позднего докембрия непосредственно выше тиллитов раннего венда (глусская свита) надежно установлено. Многочисленные определения К-Аг изотопного возраста эффузивных и



Рис. 4.13. Схема основных структурно-тектонических зон фундамента ВЕК и мощность литосферы в области сочленения протократонов Фенноскандии и Сарматии (по Bogdanova et al., 1996; Claesson et al., 2001; Аксаментова, Найденов, 1991; Геология Беларуси, 2001) и положение Волыньско-Брестской провинции

Структурно-тектонические зоны фундамента: ББГр – Балтийско-Белорусский гранулитовый пояс, ЦБ – Центральню-Белорусский блок, Осн-Мк – Осницко-Микашевичский пояс, БрГ – Брагинский гранулитовый блок; массивы гранитов рапакиви: – М – Мазурский комплекс, К – Коростеньский плутон; ДДП – Днепрово-Донецкий прогиб; ТТЗ – зона Тейссера-Торнквиста.

Пунктирными линиями показана мощность литосферы в км, по (Геология Беларуси, 2001), сплошной линией – контуры области распространения лавовой фации эффузивов Волыньско-Брестской провинции

субвулканических пород дают возрастной интервал в 600-650 млн. лет (Геология Беларуси, 2001).

О времени вулканической активности можно судить также по следующим геохронологическим данным: возраст циркона из туфов Польши определен в 551 ± 4 млн. лет (U-Pb, Compston et al., 1995), а возраст базальтов Украины – в 552 ± 53 млн. лет (Rb-Sr изохрона, Shumlyansky et al., 2002). Наши данные (двухточечная Rb-Sr «изохронная» линия с наклоном, соответствующим 545 ± 3 млн. лет) также близки к возрасту 550 млн. лет.

Строение вулканических толщ. В северо-восточной части ареала распространения вулканогенных отложений ВБП доминируют туфы и

туффыты; образования эффузивной и субвулканической фации распространены в центральной и южной частях провинции, где они слагают вулканическое плато. Характер разрезов в северной (Брестской) и южной (Волинской) частях вулканического плато различен. В Брестской части вулканизм был бимодальным, что привело к трехчленному строению разрезов, в которых между нижней и верхней базальтовыми толщами залегает толща кислых вулканитов. В Волинской части кислые породы не установлены, лавы и туфы представлены только основными составами. Субвулканические образования – силлы и дайки, распространены преимущественно в этой части провинции. Вулканогенная толща подверглась значительной денудации, современная граница ее распространения большей частью эрозионная.

В разрезах эффузивных отложений лавовые горизонты перемежаются с туфовыми. В Брестской субпровинции снизу вверх выделяют три толщи (Махнач, Веретенников, 1970): нижнюю - базальтовых вулканитов мощностью 120-200 м, развитую повсеместно с возрастанием мощности к югу; среднюю - андезитового-дацитового состава мощностью 44-105 м, установленную только в ее центральной части; верхнюю - базальтового состава, мощностью до 50 м, которая распространена спорадически. В южной, Волинской субпровинции, мощность вулканитов венда приближается к 500 м. В составе толщи выделяются один-три эффузивных покрова, разделенных пластами и пачками туфов, приуроченных, главным образом, к ее верхней и нижней частям; средняя часть толщи почти полностью туфовая. Покровы состоят из серии лавовых потоков (1-2, до 8) мощностью от нескольких метров до первых десятков метров. Намного меньшее распространение имеют силлы недифференцированных габбро-долеритов, внедрившихся в подстилающие отложения рифея на Волини и внутриформационные дайки долеритов. Подробное описание геологического строения ВБП приведены в работах (Махнач, Веретенников, 1970; Ушакова, 1962; Воловник, Власов, 1976).

Основные типы пород. Совокупность петрографических, минералогических, геохимических характеристик *базальтов ВБП* позволяет выделить среди них 3 главные разновидности (типы). Мы выделяем низкотитанистые базальты (LT), среди которых установлены нефелин- и оливин-нормативные трахибазальты, умереннотитанистые оливин-нормативные базальты (MT) и высокотитанистые кварц-нормативные базальты (НТ1, НТ2, НТ3). Среди последних различаются толеиты с повышенными (TiO_2 2.2-2.7%, НТ1) и высокими (TiO_2 2.5-2.9%, НТ2) содержаниями титана и трахибазальты с очень высокими концентрациями TiO_2 (3.2-3.7%, НТ3).

Кислые породы ВБП представлены вулканитами нормального (дациты, риодациты) и субщелочного (трахидациты, трахиты) рядов. Незначительное распространение имеют андезидациты, по петрографическому облику весьма близкие к дацитам.

Распространенность основных типов пород. Низко- и умереннотитанистые базальты LT, MT и НТ1 распространены в северо-

западной части ВБП – в Брестской субпровинции, а высокотитанистые базальты НТ2 и НТ3 – в ее юго-восточной части, в Волынской субпровинции. Кислые породы установлены только в Брестской субпровинции (рис. 4.14).

В Брестской субпровинции LT и MT базальты слагают нижнюю толщу. LT трахибазальты установлены только в самой южной части субпровинции, в пределах Луковско-Ратновского горста. MT базальты распространены в западной и центральной частях субпровинции. НТ1 толеиты слагают верхнюю базальтовую толщу; только изредка они устанавливаются в самых верхах нижней толщи, под кислыми породами. Толеиты распространены в пределах всей субпровинции: в западной части они залегают на MT базальтах и дацитах, в восточной – на подстилающих провинцию рифейских осадках. За пределами основного вулканического ареала сохранились небольшие останцы толеитов, свидетельствующие о более широком распространении НТ1 толщи.

В Волынской субпровинции НТ3 долеритами сложены субвулканические тела; в эффузивных разрезах НТ3 базальты либо перемежаются, либо залегают выше НТ2 толеитов. НТ3 базиты приурочены преимущественно к западной части субпровинции. В разрезах ее восточной части доминируют НТ2 толеиты.

Таким образом, ВБП является крупной магматической провинцией с четко выраженной зональностью в распределении высоко- и низкотитанистых базальтов: с высоко-Тi магматизмом в южной субпровинции, подстилаемой более мощной и более древней субконтинентальной литосферой, и низко-умеренно Тi в северной субпровинции, в пределах палеопротерозойского домена, причем наиболее бедные титаном породы появляются в области сочленения архейского (Сарматии) и палеопротерозойского (Фенноскандии) доменов, где фиксируется минимальная мощность коры.

Петрографическая характеристика пород. По модальному минеральному составу базальты отчетливо разделяются на две группы - оливиновых базальтов и клинопироксен-плагиоклазовых (толеитовых) базальтов. Оливиновые базальты содержат К-Na и/или К полевого шпата, что отражает их повышенную щелочность, хотя сумма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в химических анализах некоторых образцов ниже уровня, принимаемого как граница субщелочных пород.

Низкотитанистые субщелочные базальты (LT) слагают лавовые потоки и маломощные силлы. Это порфиновые или порфировидные породы с крупными вкрапленниками зонального плагиоклаза и микродолеритовой, иногда пойкилоофитовой основной массой, сложенной редкими мелкими зернами оливина (до 15%, замещен идингситом и боулингитом), клинопироксена и лейстами К-Na полевого шпата, выделениями титаномагнетита и редкого ильменита, иногда измененным вулканическим стеклом. Часто проявлена калишпатизация, характерен анальцим.

Умереннотитанистые MT оливиновые базальты имеют интерсертальные, микродолеритовые структуры. Порфиновый облик породе придают редкие порфиновые выделения слабозонального таблитчатого плагиоклаза, а также псевдоморфоз идингсита-боулингита по оливину.

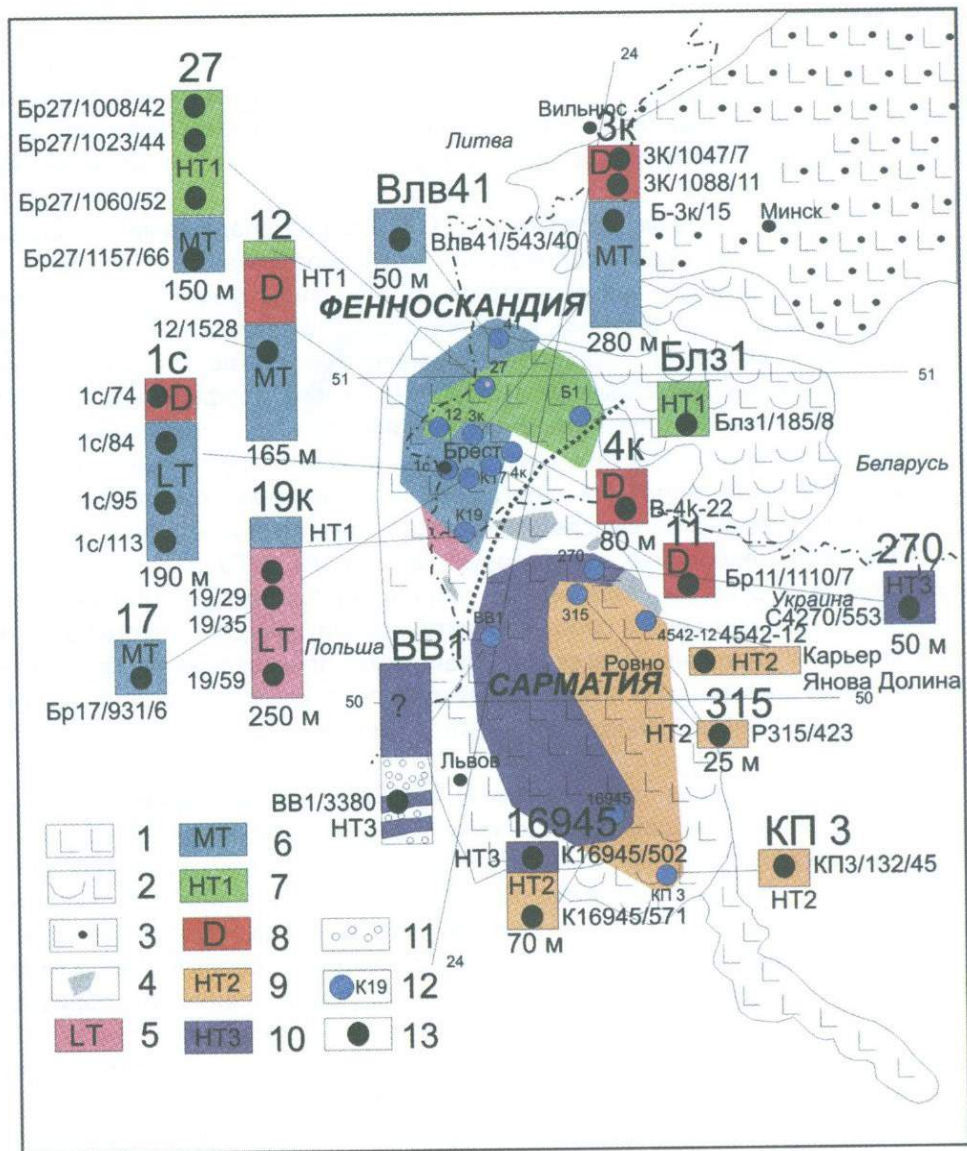


Рис. 4.14. Распространение эффузивных толщ Волыньско-Брестской провинции

Условные обозначения: 1-4 - фации: 1 - лавовая, 2 - туфовая, 3 - туффитовая, 4 - субвулканическая (силлы); 5-10 - состав: 5-8 - Брестская субпровинция: 5 - низко-Тi трахибазальты, 6 - умеренно-Тi оливиновые базальты, 7 - высоко-Тi толеиты, 8 - дациты и трахидациты; 9-10 - Волыньская субпровинция: 9 - высоко-Тi толеиты, 10 - высоко-Тi оливиновые базальты; 11 - песчаники, алевролиты полесской серии позднего рифея (только в скважинах); 12 - скважины и их номера; 13 - места отбора образцов в скважинах.

В прямоугольниках схематично показано распределение пород в разрезах скважин, указаны места отбора образцов и их номера

Основная масса сложена лейстами плагиоклаза, зернами клинопироксена и более мелкими – пижонита, оливина, замещенного вторичными минералами (нонtronит, боулингит, идингсит), идиоморфными кристаллами титаномагнетита, часто пойкилитового типа с включениями плагиоклаза и клинопироксена, мелкими выделениями К полевого шпата и измененным вулканическим стеклом.

Высокотитанистые толеиты НТ1 – это редкопорфировые породы (количество вкрапленников плагиоклаза и клинопироксена не превышает 1-3%) с интерсертальной, микродолеритовой основной массой, сложенной лейстами плагиоклаза, зернами клинопироксена, рудными минералами, в интерстициях находится буроватое вулканическое стекло. Близкий облик имеют и *высокотитанистые толеиты НТ2*, часто порфировые за счет крупных выделений незонального плагиоклаза и слабозонального клинопироксена, с интерсертальными и долеритовыми структурами основной массы, сложенной лейстами плагиоклаза и зернами клинопироксена, крупными идиоморфными выделениями титаномагнетита, ильменита.

Высокотитанистые оливиновые базальты НТ3 – это породы долеритовой структуры, сложенные оливином, полностью замещенным идингситом, пойкилитовыми сростками титан-авгита, иногда с секториальной зональностью «песочных часов», с лейстами плагиоклаза и крупными выделениями ильменита. В интерстициях присутствуют лейсты плагиоклаза и К-На полевого шпата. Иногда отмечаются редкие вкрапленники раннего плагиоклаза.

В *трахидацитах* вкрапленники (5-10%) представлены зернами плагиоклаза и ортопироксена, сильно замещенными вторичными минералами. Основная масса породы на 50-70% сложена полными или секториальными сферолитами буроватого калишпата, проросшими лейстами кислого плагиоклаза, содержит аллотриоморфные зерна кварца, мелкие дендриты рудного минерала. Структура основной массы сферолитовая, реже наблюдается микроструктура типа “пальметта”, когда калишпат образует слабодвупреломляющие агрегаты метельчатого строения. *Риодациты* содержат те же вкрапленники, а их основная масса отличается меньшим содержанием калиевого полевого шпата и микропойкилитовой структурой, обусловленной прорастаниями калишпата и кварца, в которые беспорядочно включены микролиты плагиоклаза. Встречаются также *пижонитовые дациты*, в которых вкрапленники лабрадора и свежего ортопироксена погружены в гиалопилитовую основную массу, сложенную микролитами пижонита, плагиоклаза, титаномагнетита, редкими сферолитами калишпата и свежим стеклом. Во всех породах присутствует акцессорный апатит.

Состав минералов. Клинопироксены, плагиоклазы и Fe-Ti оксиды присутствуют во всех разновидностях базальтов. К-На полевые шпаты встречаются только в оливиновых базальтах.

Полевые шпаты. Представительные составы этих минералов приведены в [таблице 4.10](#) и показаны на [рис. 4.15](#). Плагиоклазы из низко- и умереннотитанистых базальтов Брестской субпровинции (LT и MT базальтов)

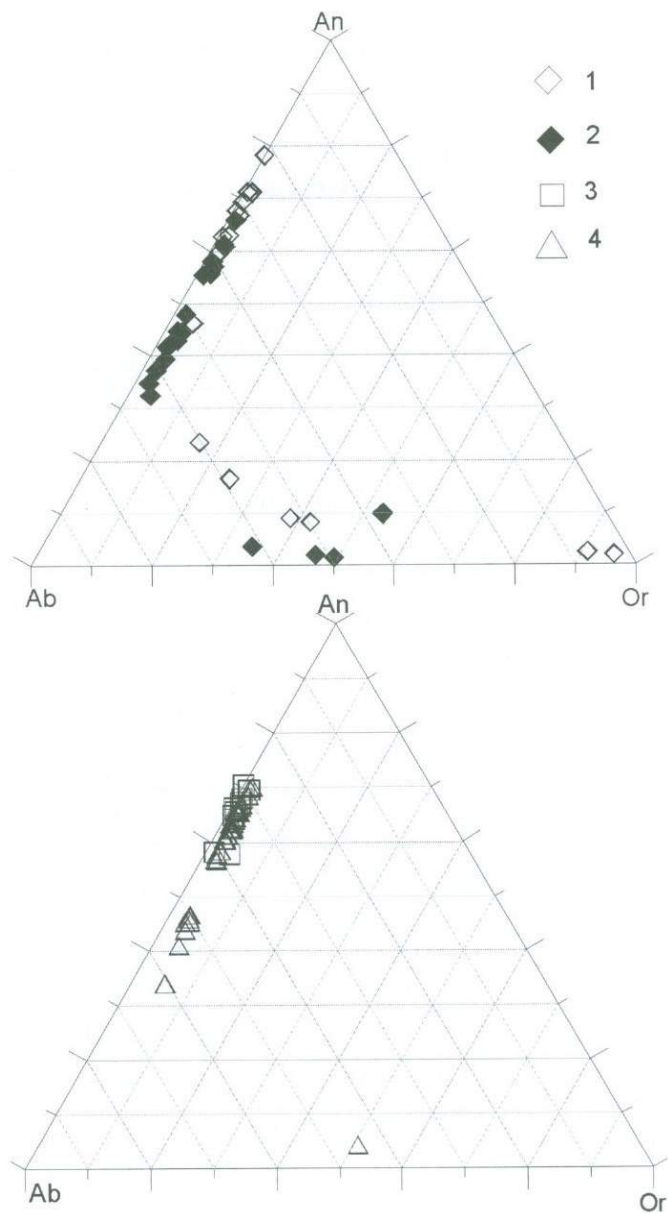


Рис. 4.15. Составы плагиоклазов и K-Na полевых шпатов из базальтов Волыньско-Брестской провинции на диаграмме Ab-Or-An

Плагиоклазы и K-Na полевые шпаты из : 1 – LT трахибазальтов, 2 – HT3 – базальтов, 3 – HT2 – базальтов, 4 – MT – базальтов

Представительные анализы плагиоклазов из базальтов

Окисел, вес. %	LT базальты					
	Вкрапленники			Микролиты		
	Позиция анализа в зерне					
	Я	Я	Я	К		
SiO ₂	50.67	51.44	52.04	50.94	55.55	53.29
Al ₂ O ₃	30.57	29.17	29.59	26.48	26.06	27.94
FeO	0.82	0.73	0.89	0.61	1.08	1.13
CaO	16.24	14.94	14.23	14.88	11.78	12.96
Na ₂ O	2.50	3.57	3.74	3.86	4.26	4.19
K ₂ O	-	0.22	0.46	0.18	0.42	0.22
сумма	101.10	100.07	100.99	100.58	99.25	99.73
Миналы, мол. %						
An	78	69	66	67	59	62
Or	-	1	3	1	3	2
Ab	22	30	31	32	38	36
Окисел, вес. %	MT базальты					
	Вкрапленники			Включение		Микролит
	Позиция анализа в зерне					
	Я	П	К	К	в Ti-Mt	
SiO ₂	52.77	50.38	52.81	57.68	51.68	53.69
Al ₂ O ₃	28.69	30.34	28.83	25.82	29.51	28.47
FeO	0.93	1.08	1.10	0.98	1.25	1.21
CaO	12.46	14.42	13.18	8.77	12.99	11.72
Na ₂ O	4.30	3.29	3.67	5.79	4.00	4.37
K ₂ O	0.36	0.21	0.30	0.63	0.24	0.37
сумма						
Миналы, мол. %						
An	60	70	65	44	63	58
Or	2	1	2	4	2	3
Ab	38	29	33	52	35	39

Примечания: Я - ядро; П - промежуточная зона, К - край зерна.
Анализы выполнены с помощью энергодисперсионного анализатора Link AN-10000 и Link ISIS в лабораториях геологического факультета МГУ и ИГЕМ РАН, Москва (аналитики Н.Н.Коротаева, Н.В.Трубкин).

Волыньско-Брестской провинции

Окисел, вес. %	HT3 базальты					
	Вкрапленники			Микролит		
	Позиция анализа в зерне					
	Я	К	Я	Я	К	
SiO ₂	52.35	54.06	56.89	53.62	51.55	57.97
Al ₂ O ₃	29.88	29.06	26.47	29.02	30.51	26.34
FeO	0.28	0.48	0.81	0.47	0.35	0.30
CaO	12.46	10.90	9.06	11.43	13.35	7.25
Na ₂ O	4.16	4.56	5.94	4.73	3.69	7.26
K ₂ O	0.27	0.38	0.51	0.36	0.23	0.41
сумма	-	-	-	-	-	-
Миналы, мол. %						
An	61	55	44	56	66	34
Or	2	3	3	2	1	3
Ab	37	42	53	42	33	63
Окисел, вес. %	HT2 базальты					
	Позиция анализа в зерне					
	Я	К	Я	Я	П	К
	Я	К	Я	Я	П	К
SiO ₂	52.96	55.28	52.57	52.61	53.31	53.99
Al ₂ O ₃	27.86	27.55	27.98	28.30	27.49	27.58
FeO	0.90	1.07	1.20	1.31	0.96	1.07
CaO	14.47	11.95	13.86	14.02	14.49	13.82
Na ₂ O	3.37	4.59	3.90	3.89	3.66	3.61
K ₂ O	-	0.24	0.21	0.12	0.18	0.19
сумма	99.83	100.69	99.74	100.27	100.41	100.25
Миналы, мол. %						
An	70	58	66	66	68	67
Or	30	40	33	33	31	32
Ab	-	1	1	1	1	1

Образцы из HT3 и MT базальтов анализировались в Лаборатории геологического факультета МГУ. Поскольку на данном приборе отсутствует система стабилизации тока пучка, сумма анализа не является показательной, и поэтому приводятся концентрации, нормализованные к 100%. Контроль качества анализа осуществлялся по "fit-index" и формуле минерала.

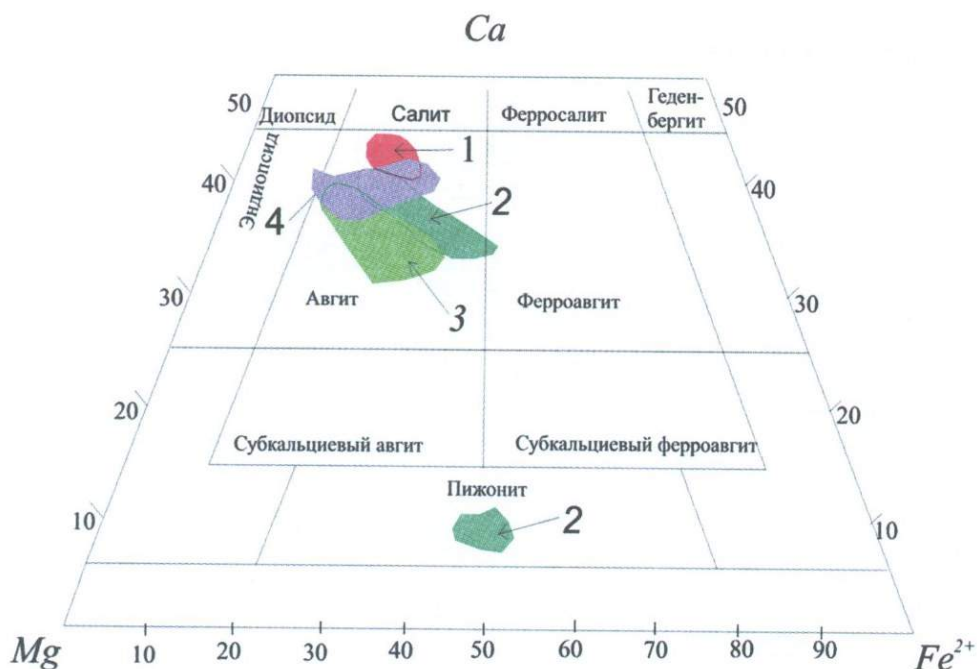


Рис. 4.16. Составы клинопироксенов из базальтов Волыньско-Брестской провинции на диаграмме Ca-Fe-Mg

Клинопироксены из: 1 - LT трахибазальтов, 2 - МТ – базальтов, 3 - НТ2 – базальтов, 4 - НТ3 – базальтов

отличаются от плагиоклазов из высокотитанистых базальтов Волынской субпровинции (НТ2 и НТ3 базальтов) более сложным строением кристаллов и их зональностью. Для плагиоклазов из LT и МТ базальтов установлены несколько генераций, кристаллы содержат реликтовые оплавленные ядра, для них характерна обратная зональность, что указывает на многоэтапность кристаллизации породы, явления ассимиляции и смешения расплавов, т.е. более интенсивное, чем для базальтов Волыни, проявление процессов коровой контаминации.

Клинопироксены. Эти минералы во всех изученных базальтах представлены авгитовыми разностями, в МТ базальтах также появляются пижониты (рис. 4.16, таблица 4.11). Наиболее магниевые авгиты, близкие к эндипсидам, встречаются в НТ3 базальтах. В LT субщелочных базальтах авгиты наиболее кальциевые, близкие к салитам. Для клинопироксенов из LT и НТ3 субщелочных базальтов характерны повышенные содержания глинозема, титана и натрия. Это приводит к тому, что в клинопироксенах из НТ3 базальтов присутствует жадеитовый минал (до 6.7 мол.%), а в клинопироксенах из LT гавайитов - акмитовый (до 4.9 мол.%). В небольших

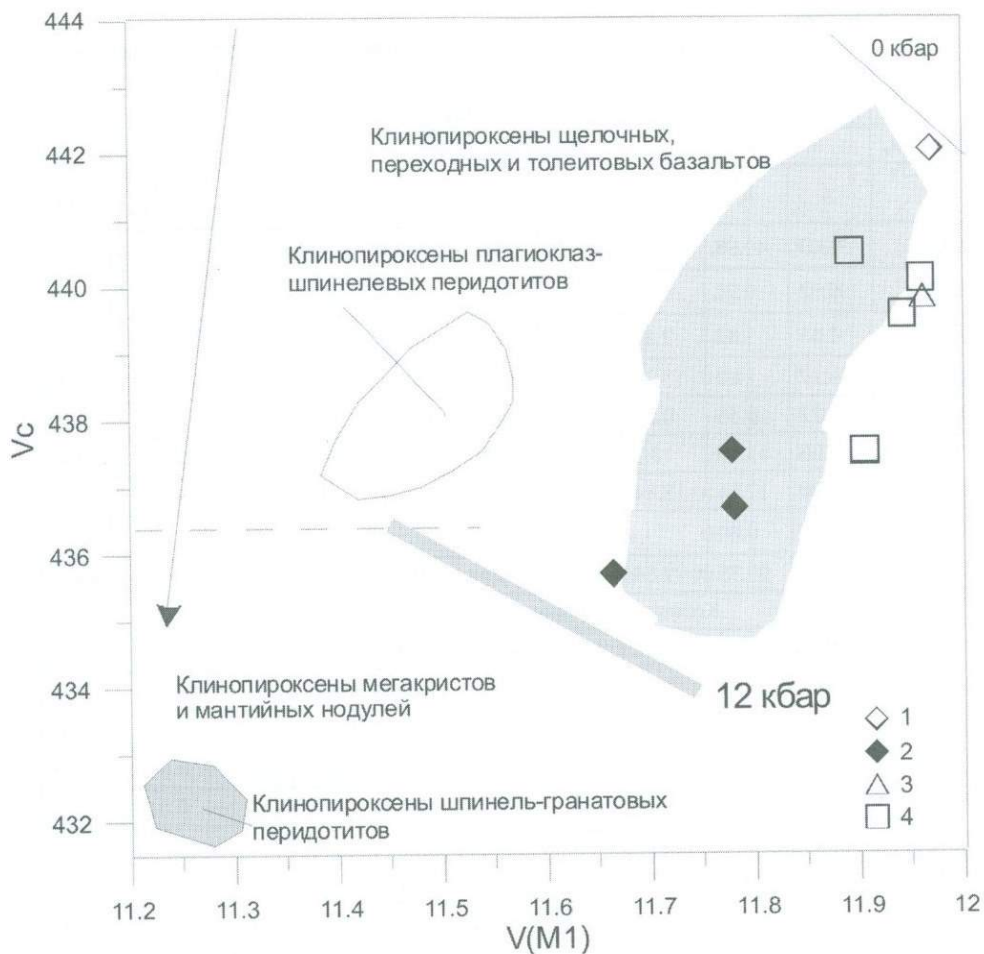


Рис. 4.17. Клинопироксены из базальтов Волыньско-Брестской провинции на диаграмме геометрических параметров «объем ячейки V_c » - «объем октаэдра $M1$ - $V(M1)$ », по (Nazzareni et al., 2001)

Геометрические параметры ячейки рассчитаны по (Nimis, Ulmer, 1998). Поля составов клинопироксенов перидотитов показаны по (Nimis, 1995).

Серое поле – составы клинопироксенов из вулканитов Тирренского региона (Средиземноморье), по Nazzareni et al., 2001). Пунктирная линия, разделяющая поля клинопироксенов мегакристов и из мантийных нодулей и клинопироксенов из базальтов по величине V_c показана по данным (Brizi et al., 2003). Стрелка показывает увеличение давления.

Клинопироксены ($Mg\# > 0.70$) из: 1 - LT трахибазальтов, 2 - HT3 базальтов, 3 - MT базальтов, 4 - HT2 базальтов

Представительные составы клинопироксенов из базальтов

Оксид, вес. %	МТ базальты									
	Позиция анализа в зерне									
	Я	К	Я	К	Я	К	Я	К	В (TiMt)	В (Pl)
SiO ₂	51.03	49.98	50.46	49.74	50.46	51.13	50.42	50.02	51.07	49.39
TiO ₂	0.52	0.72	0.89	0.58	0.67	0.82	0.35	0.46	0.67	0.63
Al ₂ O ₃	2.45	1.82	2.18	0.62	1.64	1.19	0.60	0.62	2.21	1.55
FeO	11.17	14.3	13.33	28.25	15.71	17.26	28.79	28.9	10.68	18.70
MnO	0.22	0.55	0.24	0.81	0.39	0.55	0.76	0.65	0.32	0.51
MgO	15.00	13.89	13.7	14.57	13.04	12.61	14.6	14.94	14.9	10.41
CaO	19.10	17.84	18.84	5.01	17.67	16.40	4.26	4.26	19.69	18.30
Na ₂ O		0.69								
Сумма	99.49	99.79	99.64	99.58	99.58	99.96	99.78	99.85	99.54	99.49
Количество катионов в пересчете на 6(O)										
Si	1.914	1.882	1.91	1.945	1.927	1.959	1.969	1.949	1.915	1.92
TAl	0.086	0.081	0.09	0.029	0.073	0.041	0.028	0.028	0.085	0.071
TFe ³⁺		0.038		0.027			0.004	0.022		0.009
Ti	0.015	0.02	0.025	0.017	0.019	0.024	0.01	0.013	0.019	0.018
M1Al	0.022		0.008		0.001	0.012			0.012	
M1Fe ³⁺	0.035	0.128	0.031	0.021	0.033		0.011	0.024	0.035	0.043
M1Fe ²⁺	0.09	0.072	0.163	0.113	0.204	0.244	0.129	0.095	0.101	0.335
M1Mg	0.839	0.78	0.773	0.849	0.742	0.72	0.85	0.868	0.833	0.603
M2Fe ²⁺	0.226	0.212	0.228	0.763	0.264	0.309	0.797	0.801	0.199	0.221
M2Mg										
Mn	0.007	0.018	0.008	0.027	0.013	0.018	0.025	0.021	0.01	0.017
Ca	0.767	0.72	0.764	0.21	0.723	0.673	0.178	0.178	0.791	0.762
Na		0.05								
Mg#	0.72	0.72	0.66	0.48	0.61	0.56	0.47	0.49	0.73	0.51

Волыньско-Брестской провинции

Оксид, вес. %	НТЗ базальты							
	Позиция анализа в зерне							
	Я	Я	П	К	Я	К	Я	К
SiO ₂	49.03	54.73	52.69	52.73	50.42	51.83	53.07	52.14
TiO ₂	2.16	0.99	1.39	1.26	2.17	1.52	0.68	0.98
Al ₂ O ₃	3.98	1.77	3.19	2.74	4.70	2.95	1.9	1.5
FeO	11.28	7.26	7.73	8.31	9.40	10.76	11.58	13.59
MnO	0.24							
MgO	11.88	16.12	15.56	15.39	12.98	13.08	12.76	12.02
CaO	20.02	17.84	18.45	18.59	19.33	18.65	19.11	18.8
Na ₂ O	1.88	0.76		0.72	0.64	0.76		
Сумма	100.47	99.47	99.01	99.74	99.64	99.55	99.1	99.03
Количество катионов в пересчете на 6(O)								
Si	1.82	2.022	1.971	1.951	1.889	1.948	2.019	1.996
TAl	0.174		0.029	0.049	0.111	0.052		0.004
TFe ³⁺	0.006							
Ti	0.06	0.028	0.039	0.035	0.061	0.043	0.019	0.028
M1Al	0	0.077	0.112	0.07	0.097	0.079	0.085	0.064
M1Fe ³⁺	0.195							
M1Fe ²⁺	0.088	0.007		0.046	0.117	0.145	0.172	0.222
M1Mg	0.657	0.888	0.849	0.849	0.725	0.733	0.724	0.686
M2Fe ²⁺	0.061	0.217	0.242	0.211	0.177	0.193	0.197	0.213
M2Mg			0.019					
Mn	0.008							0.016
Ca	0.796	0.706	0.74	0.737	0.776	0.751	0.779	0.771
Na	0.135	0.054		0.052	0.046	0.055		
Mg#	0.81	0.80	0.78	0.77	0.71	0.68	0.66	0.60

Оксид, вес.%	ЛТ базальты					
	Позиция анализа в зерне					
	Я	Я	Я	К	Я	П
SiO ₂	48.45	47.6	47.66	47.73	49.2	48.71
TiO ₂	1.32	1.62	1.74	1.76	1.30	1.38
Al ₂ O ₃	3.45	3.96	3.62	3.73	2.51	2.90
FeO	13.03	12.48	14.08	12.83	14.28	14.07
MnO	0.44		0.23		0.32	
MgO	12.10	12.54	11.66	11.82	11.56	11.59
CaO	20.63	21.8	20.67	21.69	20.2	20.73
Na ₂ O	0.59		0.33		0.63	0.51
Сумма	100.01	100	99.99	99.56	100	99.89
Количество катионов в пересчете на б(О)						
Si	1.827	1.797	1.809	1.818	1.866	1.846
TAI	0.153	0.176	0.162	0.167	0.112	0.129
TFe ³⁺	0.02	0.027	0.029	0.015	0.021	0.025
Ti	0.037	0.046	0.05	0.05	0.037	0.039
M1Al						
M1Fe ³⁺	0.141	0.111	0.115	0.081	0.105	0.118
M1Fe ²⁺	0.142	0.138	0.175	0.198	0.204	0.187
M1Mg	0.68	0.706	0.66	0.671	0.654	0.655
M2Fe ²⁺	0.109	0.118	0.128	0.115	0.122	0.115
M2Mg						
Mn	0.014		0.007		0.01	
Ca	0.834	0.882	0.841	0.885	0.821	0.842
Na	0.043		0.024		0.046	0.037
Mg#	0.72	0.73	0.68	0.68	0.66	0.68

Оксид, вес.%	НТ2 базальты						
	Позиция анализа в зерне						
	Я	Я	П	П	К	Я	К
SiO ₂	49.28	49.48	50.32	51.15	50.72	50.96	51.8
TiO ₂	1.16	1.13	1.07	0.78	0.67	0.84	0.87
Al ₂ O ₃	3.51	3.28	2.90	2.00	1.54	2.41	1.78
FeO	10.15	9.93	12.44	11.72	16.74	13.02	12.26
MnO	0.33	0.33	0.34	0.21	0.29	0.43	0.32
MgO	15.61	15.21	17.38	15.77	14.36	15.08	14.96
CaO	20.01	20.15	15.15	18.28	15.67	18.81	18.02
Na ₂ O			0.40			0.30	
Сумма	100.05	99.51	100.00	99.91	99.99	101.85	100.01
Количество катионов в пересчете на б(О)							
Si	1.829	1.849	1.861	1.909	1.923	1.872	1.942
TAI	0.153	0.144	0.126	0.088	0.069	0.104	0.058
TFe ³⁺	0.017	0.007	0.013	0.003	0.008	0.024	
Ti	0.032	0.032	0.03	0.022	0.019	0.023	0.025
M1Al							0.021
M1Fe ³⁺	0.106	0.087	0.108	0.047	0.038	0.103	
M1Fe ²⁺	0	0.034	0	0.054	0.131	0.048	0.118
M1Mg	0.862	0.847	0.863	0.877	0.812	0.826	0.836
M2Fe ²⁺	0.192	0.183	0.265	0.262	0.354	0.225	0.266
M2Mg	0.002		0.096				
Mn	0.01	0.01	0.011	0.007	0.009	0.013	0.01
Ca	0.796	0.807	0.6	0.731	0.637	0.74	0.724
Na			0.029			0.021	
Mg#	0.81	0.79	0.78	0.73	0.62	0.74	0.68

Примечание: позиция анализа в зерне: Я - ядро, П - промежуточная зона, К - край, В - включение в другом минерале (минерал-хозяин указан в скобках). Mg# = Mg/(Mg+Fe), ат.к-во

Анализы выполнены с помощью энергодисперсионного анализатора Link AN-10000 в лабораториях геологического факультета МГУ и ИГЕМ РАН, Москва (аналитики Н.Н.Коротаева, Н.В.Трубкин)

См. также примечание к [таблице 4.10](#)

количествах акмитовый минал появляется и в клинопироксенах из НТ2 базальтов (до 3.2 мол.%), в авгитах из МТ базальтов Na-миналы практически отсутствуют.

В клинопироксенах зональность либо не проявлена, либо носит прямой характер – от центра к краю кристалла происходит уменьшение их магнезиальности.

Довольно значительные отличия в составах клинопироксенов из разных типов базальтов могут указывать на кристаллизацию в различных условиях, прежде всего, на различных глубинах. Как известно (Nimis, 1995; Nimis, 1999), параметры элементарной ячейки клинопироксенов зависят от давления при кристаллизации: с ростом давления объем ячейки уменьшается. Разработанный в (Nimis, Ulmer, 1998) метод позволяет оценить объем ячейки V_c и полиэдра (октаэдра) $M1$ (V_{M1}) расчетным путем, исходя из состава минерала. Эти параметры были рассчитаны для клинопироксенов из ядер ранних вкрапленников с $Mg\# > 0.70$. Полученные результаты, в сравнении с данными о геометрических параметрах ячеек клинопироксенов различного происхождения, приведены на [рис. 4.17](#). Наиболее высоким давлениям (выше 3 кбар, 3.5 - 7.7 кбар, по геобарометру Nimis, Ulmer, 1998) отвечают расчетные параметры клинопироксенов из НТ3 базальтов Волыни. Клинопироксены из МТ и НТ2 базальтов начинали кристаллизоваться при низких давлениях (ниже 3 кбар, 1.4 кбар по геобарометру Nimis, Ulmer, 1998). Наконец, клинопироксены из LT базальтов кристаллизовались при очень низких давлениях, вероятно, в приповерхностных условиях.

Fe-Ti оксиды. Эти минералы демонстрируют разнообразные структуры «окислительного распада» и быстрой кристаллизации ([рис. 4.18](#)), их составы приведены в [таблицах 4.12](#) и [4.13](#). Ранние кристаллы ильменитов в НТ3 базальтах содержат мало гематитового минала и заметную долю Mg (до 10% гейкилита). Поздняя генерация Fe-Ti-оксидов характеризуется структурами быстрой кристаллизации – это дендритовидные, «перистые» кристаллы ильменитов-титаномагнетитов (катион-дефицитных шпинелей), к которым прирастают мелкие кристаллики титаномагнетитов ([рис. 4.18А-Г](#)). Эти титаномагнетиты обогащены марганцем и цинком. Титаномагнетиты из НТ2 базальтов сильно корродированы, они не содержат ламелл ильменита и являются гомогенными высокотитанистыми (до 26.3% TiO_2).

В LT базальтах хорошо оформленные кристаллы ранних титаномагнетитов содержат тонкие закономерно распределенные ламеллы ильменита ([рис. 4.18Д](#)). Они отличаются высокой долей ульвошпинелевого минала и обогащены Mg (до 5% Al-Mg шпинелевого минала). Выделения позднего титаномагнетита при столь же высоком содержании ульвошпинели отличаются высокими концентрациями Mn (до 22% яacobсита). В МТ базальтах титаномагнетиты также характеризуются структурами «окислительного распада» ([рис. 4.18Е](#)), они содержат 19.1-24.1% TiO_2 .

Оценки $T-fO_2$ окислительного распада титаномагнетита по модели (Andersen, Lindsley, 1985) удалось выполнить только для минералов из МТ

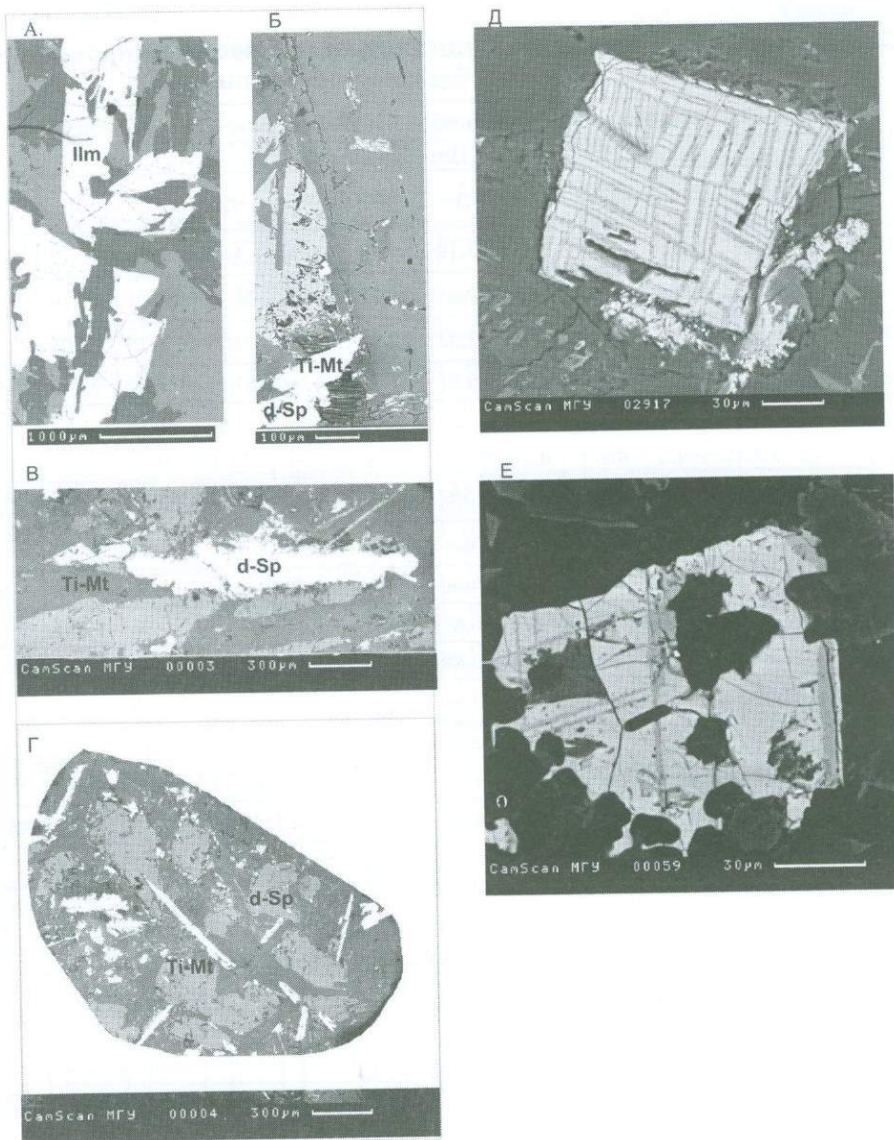


Рис. 4.18. Fe-Ti оксиды из базальтов Волинско-Брестской провинции

А-Г – из НТЗ базальтов: А – крупные выделения ильменита (Ilm) с пойкилитовыми вростками плагиоклаза (черное) и клинопироксена (серое), Б-Г – дендритовидные кристаллы титаномагнетитов-ильменитов (d-Sp) с «приросшими» мелкими кристалликами титаномагнетита (Ti-Mt); Д – из LT базальтов: кристалл титаномагнетита (светло-серое) с закономерными выделениями ламелл ильменита (серое), параллельными (010) и (100), реже (111) плоскостям, шириной 1-3 мкм; Е – из МТ базальтов, кристалл титаномагнетита (серое) с редкими ламелями ильменита (темно-серое), параллельными (010) и (100) плоскостям, шириной 3-5 мкм; черное – включения силикатных фаз (клинопироксена, плагиоклаза). Все изображения в обратно-рассеянных электронах

Состав титаномагнетитов из пород Волынского-Брестской провинции

Оксид, вес.%	НТЗ базальты		ЛТ базальты		НТ2 базальты			МТ базальты			
	Позиция в зерне										
	Я	К	Я	Я	Я	Я	Я	Я	Я	Я	Вкл. в ПИ
SiO ₂	н.ч.	2.16	0.43	1.40	1.19	0.87	1.72	1.44	0.20	0.15	0.25
TiO ₂	14.75	6.85	18.07	18.87	20.01	26.31	25.86	25.57	23.01	19.10	19.57
Al ₂ O ₃	1.16		3.19	2.27	2.32	2.72	2.21	2.29	1.85	2.03	1.60
FeO	77.86	85.06	72.38	67.21	75.81	62.37	61.78	63.15	71.67	75.73	75.31
MnO	1.98	0.38	2.28	6.93	0.37	6.01	6.35	6.17	1.26	1.13	1.27
MgO	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.	0.96	н.ч.	н.ч.	н.ч.	0.25	0.21	0.36
Cr ₂ O ₃	0.25	0.86	0.97	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.	0.17	0.08	0.06
V ₂ O ₃	1.53	0.96	0.92	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.	1.11	1.19	0.96
ZnO	1.41	1.00	1.14	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.
Сумма	98.93	98.51	99.37	97.66	100.67	98.27	97.91	98.63	99.92	99.94	99.96
FeOcalc	48.84	41.75	52.50	57.67	50.80	46.16	45.33	45.53	51.77	48.73	48.53
Fe ₂ O ₃ calc	31.92	47.64	21.87	10.49	27.51	17.83	18.09	19.38	21.89	29.70	29.46
Минал, мол.%											
FeFe ₂ O ₄	44.91	67.65	30.43	14.89	37.56	23.71	24.18	25.74	29.61	39.90	39.97
Fe ₂ TiO ₄	41.08	19.27	49.78	53.03	54.11	51.46	49.51	48.95	57.82	47.42	48.72
FeAl ₂ O ₄	2.53	0.00	6.88	5.00		5.61	4.59	4.72	5.09	6.21	2.89
FeCr ₂ O ₄	0.36	1.27	1.40						0.24	0.11	0.09
FeV ₂ O ₄	1.04	0.66	0.62						0.73	0.77	0.63
Mg ₂ TiO ₄											
MgAl ₂ O ₄					4.91				1.33	1.13	1.92
MgFe ₂ O ₄					0.29						
Mn ₂ TiO ₄						17.82	18.94	18.28	3.79	3.38	3.86
MnFe ₂ O ₄	6.20	1.20	7.06	21.94	1.14						
ZnFe ₂ O ₄	3.88	6.22	3.11	2.73					1.05	0.85	1.50
SiFe ₂ O ₄	0.00	3.72	0.72	2.41	2.00	1.40	2.77	2.31	0.33	0.24	0.42

Примечание: н.ч. - ниже чувствительности анализа. См. также примечание к [таблице 4.10](#)

Составы титаномагнетитов рассчитаны на 3 катиона, схема расчета миналов принята по Муске, 2003

Таблица 4.13

Составы титаномагнетитов-ильменитов и ильменитов из базальтов Волынского-Брестской провинции

Оксид, вес.%	НТЗ базальты				НТЗ базальты				ЛТ	НТЗ	МТ
	Позиция в зерне										
	пятна	край	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр
	титаномагнетиты-ильмениты				ильмениты				ильмениты		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	н.ч.	н.ч.	н.ч.	0.40	н.ч.	н.ч.			1.48	1.18	0.26
TiO ₂	60.79	59.12	64.01	60.80	50.72	50.72	50.83	48.87	43.29	48.15	49.81
Al ₂ O ₃	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.	0.71	0.67	0.23
FeO	36.56	36.82	31.28	33.13	45.60	45.90	45.12	48.06	46.66	47.75	46.86
MnO	0.41	2.18		4.40	0.45	0.56	0.62	0.74	0.74	0.66	0.36
MgO	1.20	0.76	2.93	н.ч.	2.01	1.67	2.73	0.96	1.33	1.37	2.34
CaO	0.22	0.16	н.ч.	0.22	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.	0.52	0.00	0.05
NiO	н.ч.	н.ч.	н.ч.	0.70	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.	0.70	н.ч.	н.ч.
Сумма	99.18	99.05	98.22	98.95	98.78	98.84	99.29	98.63	94.92	99.78	99.95
Fe ²⁺ расч.					44.43	44.79	43.69	46.03	43.06	45.41	44.86
Fe ³⁺ расч.					1.29	1.22	1.57	2.23	3.96	2.58	2.20
	4(O)										
Fe ²⁺	0.985	1.003	0.824	0.895							
Mn	0.011	0.060		0.121							
Mg	0.058	0.037	0.139								
Ti	1.473	1.450	1.518	1.479							
вакансия	0.368	0.362	0.380	0.370							
Минал, мол.%											
MgTiO ₃					7.59	6.31	10.18	3.65	5.38	5.22	8.74
MnTiO ₃					0.95	1.19	1.29	1.58	1.69	1.42	0.76
FeTiO ₃					87.24	88.48	83.44	87.85	80.71	85.35	83.63
Fe ₂ O ₃					4.22	4.02	5.09	6.93	12.21	8.01	6.86

См. примечание к таблице 4.12. Составы ильменитов рассчитаны на 2 катиона. Составы катион-дефицитных титаномагнетитов-ильменитов рассчитаны на 4 О в соответствии с (Муске, 2003)

Миналы: MgTiO₃ - гейкилит; MnTiO₃ - пирофанит; FeTiO₃ - ильменит; Fe₂O₃ - гематит

базальтов: $T = 887^{\circ}\text{C}$, $\text{IgfO}_2 = -13.11$. Эти условия очень близки к буферу QFM, температуры характеризует позднюю магматическую стадию.

Совокупность полученных данных по составам минералов можно интерпретировать следующим образом. Подъем расплавов к поверхности характеризовался различной динамикой для базальтов разных типов. Наиболее контрастной она была для НТ3 и ЛТ базальтов. У первых промежуточная камера, где началась кристаллизация наиболее ранних вкрапленников, находилась на значительной глубине, вероятно, в пределах нижней коры. Их минералы не несут явных признаков ассимиляции боковых пород. Вторые начали кристаллизоваться в приповерхностных условиях, в верхнекоревой обстановке, и, вероятно, приобрели некоторую долю чужеродного материала. МТ базальты также начали кристаллизоваться в неглубокой камере, где испытали контаминацию коровым веществом и, вероятно, смешение с новой порцией расплава. Расплавы при излиянии на поверхность очень быстро остывали, что приводило к кристаллизации пижонита. Расплавы НТ2 базальтов, поднимаясь к поверхности в условиях активного растяжения, вероятно, не имели длительных остановок на своем пути, что обусловило небольшое количество вкрапленников и простое незональное строение их минералов, кристаллизовавшихся главным образом при излиянии магмы.

Геохимические особенности. Составы пород ВБП приведены в [таблицах 4.14, 4.15](#). В Брестской субпровинции ЛТ базальты имеют Mg\# 0.52-0.61, которая понижается до 0.46 в дифференцированных разностях. Суммарное содержание щелочных оксидов достигает 6.2%. Для МТ базальтов магнезиальность варьирует от 0.46-0.56 на севере до 0.56-0.61 на юге, т.е. в северной части субпровинции они более железистые (средняя Mg\# 0.49), чем в южной (средняя Mg\# 0.59). Для первых характерно преобладание Na над K в составе щелочей (сумма их оксидов достигает 5.0%), что приближает эти базальты к гавайитам. Для вторых отмечается более калиевый характер.

НТ1 толеиты - железистые породы (Mg\# 0.40-0.46), так же как высокотитанистые толеиты Волынской субпровинции: магнезиальность НТ2 толеитов варьирует в пределах 0.43-0.61, НТ3 – в пределах 0.39-0.43. НТ1 и НТ2 толеиты имеют $\text{CaO/Al}_2\text{O}_3$ около 0.6-0.7 (среднее 0.69 на Волыни и 0.63 в Брестской впадине), а в НТ3 базальтах Волыни это отношение понижено до 0.5-0.6. Толеиты отличаются отчетливым натриевым типом щелочности ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ около 3.0% при K_2O от 0.12 до 0.95%); в НТ3 базальтах повышены как суммарное содержание щелочных оксидов (до 3.9%), так и доля калия (до 1.4% K_2O).

Нормативный состав базальтов, как уже отмечалось выше, соответствует нефелин-нормативным (ЛТ базальты), оливин-нормативным (ЛТ и МТ базальты) и кварц-нормативным (НТ1, НТ2, НТ3) разностям.

Петрохимические характеристики базальтов указывают, что, видимо, они не являются первичными расплавами, а представляют их дифференциаты. Однако фракционирование ассоциации

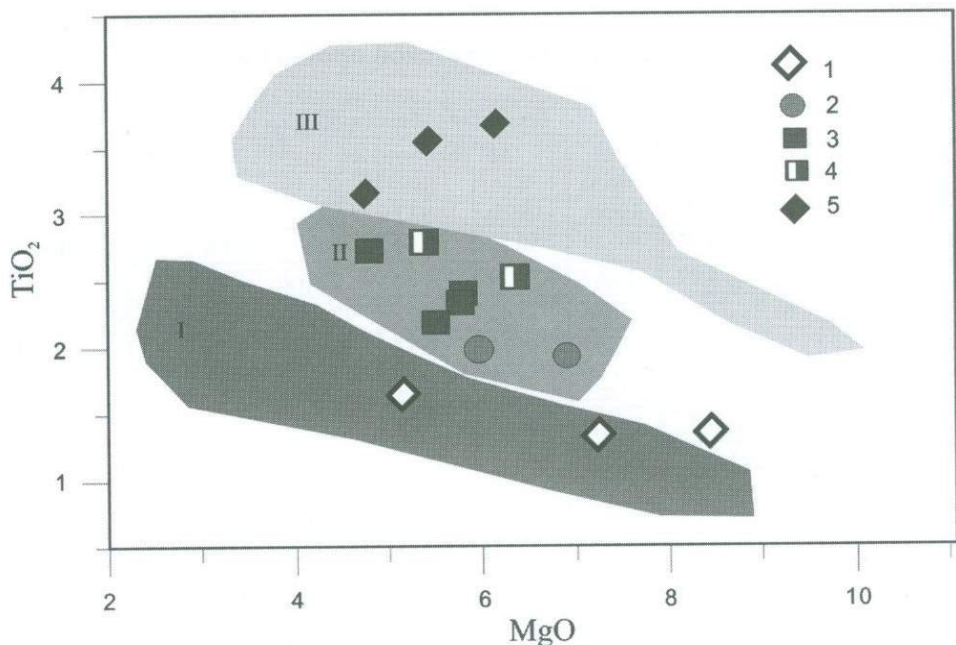


Рис. 4.19. Базальты Волыньско-Брестской провинции на диаграмме TiO_2 - MgO

Базальты: 1 – LT, 2 – MT, 3 – HT1, 4 – HT2, 5 – HT3. Серые поля – составы базальтов крупных магматических провинций, для которых предполагается плюмовая природа магматизма, по (Puffer, 2001): I – низкотитанистые базальты (провинции Реки Колумбия, Парана-Этендека, Эфиопия), II – умеренно-титанистые базальты (провинции Реки Колумбия, Эфиопия, Декан), III – высокотитанистые базальты (провинции Карру, Эфиопия, Декан)

оливин+клинопироксен+плаггиоклаз, которое здесь можно ожидать, не должно было приводить к существенной трансформации их геохимических характеристик, в первую очередь в отношении HFSE и тяжелых лантаноидов.

Петрохимические характеристики всех выделенных типов пород вполне отвечают таковым базальтов континентальных магматических провинций, для которых предполагается плюмовая природа магматизма (рис. 4.19). Присутствие в Волыньско-Брестской провинции нескольких геохимических типов базальтов, прежде всего различающихся концентрациями титана, сближает ее с такими мезозойскими и кайнозойскими провинциями, как Карру, Деканская, Эфиопская, где также известны как низко- так и высоко-титанистые базальты, и отличает от провинций типа Сибирской трапповой, где встречаются практически только низкотитанистые базальты.

Многоэлементные спектры (нормированные к примитивной мантии) LT трахизбазальтов и HT3 базальтов (рис. 4.20) обогащены литофильными и

Таблица 4.14

Состав пород Волынской-Брестской провинции, мас.%

Тип	Брестская субпровинция								
	ЛТ базальты			МТ базальты, юг			МТ базальты, север		
Образец	Б-19/29	Б-19/35	Б-19/59	Б-1с/95	Б-1с/113	Б-1с/84	Бр-27/1157	Вль-41/543	Б-3к/15
SiO ₂	45.21	49.72	50.49	50.82	55.24	48.44	50.06	48.20	45.09
TiO ₂	1.36	1.37	1.67	1.39	1.07	2.00	1.99	1.93	2.14
Al ₂ O ₃	16.61	14.84	17.26	14.42	15.21	13.34	14.99	14.10	14.80
Fe ₂ O ₃	13.39	11.01	11.97	12.13	10.05	13.66	13.74	13.14	14.47
MnO	0.21	0.24	0.28	0.18	0.18	0.13	0.24	0.21	0.23
MgO	7.24	8.47	5.14	6.79	4.96	10.57	5.95	6.90	9.21
CaO	8.02	4.77	2.75	9.99	6.26	0.2	5.72	7.07	5.27
Na ₂ O	2.12	3.90	3.31	1.63	2.42	2.02	4.27	3.65	2.30
K ₂ O	0.90	1.78	2.89	0.77	2.18	2.69	0.75	1.00	0.48
P ₂ O ₅	0.34	0.26	0.38	0.29	0.27	0.18	0.28	0.24	0.28
Ппп	4.75	3.73	3.90	1.63	2.22	6.59	2.10	3.69	5.79
Сумма	100.16	100.09	100.02	100.04	100.05	100.14	100.09	100.12	100.05
Mg#	0.520	0.606	0.462	0.528	0.497	0.608	0.464	0.512	0.560

Продолжение 1 таблицы 4.14

Тип	Брестская субпровинция				Волынская субпровинция		
	МТ базальты, север	НТ1 базальты			НТ2 базальты		
Образец	Бр-17/931/6	Бр-27/1008	Бр-27/1023	Блз-1/185/8	Р-315/423	4542-12	К-16945/571
SiO ₂	47.88	50.68	50.16	49.80	48.52	49.72	44.48
TiO ₂	2.25	2.36	2.35	2.19	2.52	2.79	2.89
Al ₂ O ₃	12.20	14.42	14.20	13.49	14.54	13.62	14.51
Fe ₂ O ₃	16.49	13.57	13.78	15.28	13.46	14.02	14.49
MnO	0.24	0.19	0.18	0.16	0.26	0.31	0.85
MgO	10.87	5.80	5.75	5.47	6.34	5.38	11.46
CaO	2.54	9.37	9.47	8.40	8.64	9.67	0.87
Na ₂ O	1.13	2.23	2.57	1.82	2.76	2.42	4.08
K ₂ O	0.17	0.56	0.37	0.56	0.35	0.95	0.12
P ₂ O ₅	0.24	0.26	0.28	0.22	0.23	0.34	0.22
Ппп	6.11	0.57	0.93	2.68	2.47	0.94	6.28
Сумма	100.11	100.02	100.04	100.07	100.09	100.16	100.25
Mg#	0.569	0.461	0.455	0.417	0.48	0.43	0.61

	Волынская субпровинция			Брестская субпровинция				
Тип	НТЗ базальты			Кислые породы				
Образец	К-16945/502	С4270/553	ВВ1/3380	ЗК-/1047	В-4к-22	Бр-11/1110	ЗК-/1088	Б-1с/74
SiO ₂	40.55	47.04	47.62	69.96	67.50	70.72	70.12	70.31
TiO ₂	3.68	3.15	3.56	0.75	0.77	0.74	0.75	0.72
Al ₂ O ₃	15.59	15.71	15.31	12.72	12.63	12.96	12.68	12.87
Fe ₂ O ₃	18.99	14.67	13.78	4.27	4.10	3.87	4.33	3.73
MnO	0.20	0.18	0.17	0.12	0.13	0.11	0.11	0.11
MgO	6.16	4.75	5.45	2.27	0.88	0.77	1.99	2.01
CaO	3.52	7.45	8.67	0.64	2.41	0.43	0.42	0.36
Na ₂ O	3.39	2.51	2.16	2.08	4.00	1.16	1.63	1.51
K ₂ O	0.43	1.43	1.13	4.79	2.62	7.95	5.81	5.91
P ₂ O ₅	0.31	0.50	0.42	0.15	0.17	0.18	0.15	0.15
Ппп	7.28	2.69	1.80	2.25	4.43	1.13	2.05	2.39
Сумма	100.11	100.08	100.07	100.00	99.63	100.02	100.04	100.06
Mg#	0.39	0.39	0.44	0.52	0.30	0.29	0.48	0.52

Примечание. Образцы: ЛТ базальты - скв. 19 Брест, Б-19/29 - гл. 514 м, Б-19/35 - гл. 530 м, Б-19/59 - гл. 647.5 м; МТ базальты, юг - скв.1 Скверики, 1с/95 - гл. 1231 м, 1с/113 - гл. 1311 м, 1с/84 - гл. 1173.5 м; МТ базальты, север - Бр-27/1157 - скв.27 Брест, гл. 1157 м, Влв-41/543 - скв. 41 Волковыск, гл. 543 м, Б-3к/15 - скв. 3к, гл. 1122 м, Бр-17/931/6 - скв.17 Брест, гл.931 м; НТ1 базальты - скв. 27 Брест, Бр-27/1008 - гл.1008 м, Бр-27/1023 - гл. 1023 м, Блз-1/185/8 - скв. 1 Белозерск, гл.185 м; НТ2 базальты - Р-315/423 - скв.315 Розничи, гл.423 м, 4542-12 - карьер Янова Долина, К-16945/571 - скв. 16945 Куриловка, гл. 571 м; НТ3 базальты - К-16945/502 - скв. 16945 Куриловка, гл. 502 м, С4270/553 - скв. 270 Старый Чарторийск, гл.553 м, ВВ1/3380 - скв. 1 Владимир-Волынский, гл. 3380 м; кислые породы - ЗК-/1047 - скв.3к, гл.1047 м, В-4к-22 - скв.4к, Бр-11/1110 -скв. 11 Брест, гл.1110 м, ЗК-/1088 - скв.3к, гл.1088 м, Б-1с/74 - скв.1 Скверики, гл. 1140 м.

высокозарядными элементами, в них отмечаются небольшие отрицательные аномалии Ti. В целом они демонстрируют геохимические характеристики, близкие к базальтам OIB типа, особенно НТЗ базальты. Однако между субщелочными базальтами обеих субпровинций существуют значительные геохимические различия. Главным образом, они выражены в распределении тяжелых РЗЭ и HFSE и связаны, наиболее вероятно, с характером мантийного источника магм. При том, что базальты обоих типов имеют сильно фракционированный спектр РЗЭ с отношением La/Ybn = 7.3-8.9, т.е. и те и другие обогащены легкими лантаноидами; распределение тяжелых лантаноидов в НТЗ характеризуется отношениями Gd/Ybn = 2.3-2.9 и Dy/Ybn = 1.7-1.9, а в ЛТ базальтах эти отношения значительно ниже и составляют 1.7-1.9 и 1.2-1.4 соответственно. Это означает, что тяжелые РЗЭ в НТЗ базальтах

Таблица 4.15

Элементы-примеси (мкг/г) в породах Волыньско-Брестской провинции

Тип Образец	Брестская субпровинция								
	ЛТ базальты			МТ базальты, юг			МТ базальты, север		
	Б-19/29	Б-19/35	Б-19/59	Б-1с/95	Б-1с/113	Б-1с/84	Бр-27/1157	Влв-41/543	Б-3к/15
* Li							12	17	
* Be							1	1	
* Sc	26	37	35	44	31	42	30	40	43
* V	218	280	243	269	195	312	249	384	339
* Cr	56	98	34	171	98	116	25	92	107
* Co	47	58	34	41	39	45	47	57	42
* Ni	132	135	39	89	109	71	38	50	63
* Cu	41	45	77	404	42	53	26	13	97
* Zn	96	113	514	74	76	69	124	201	101
* Ga	27	21	26	20	18	25	21	24	31
* Rb	8	32	70	15	95	99	16	25	8
* Sr	371	390	249	261	257	43	227	185	260
* Y	26	27	41	29	45	34	28	29	37
* Zr	131	122	190	115	195	170	141	160	181
* Nb	21	24	35	10	22	12	11	12	16
* Cs	0	0	1	0	1	1	1	9	0
* Ba	464	810	910	271	450	180	170	232	199
* La	24.08	20.67	31.96	13.50	31.01	11.61	17.24	15.44	15.97
* Ce	47.54	40.09	66.22	28.06	57.95	27.35	39.20	32.53	35.65
* Pr	5.61	5.03	7.88	3.77	7.20	3.75	4.94	4.76	4.88
* Nd	21.82	22.75	33.15	17.35	30.31	17.48	21.56	22.97	21.41
* Sm	4.81	4.65	6.55	4.21	6.10	4.59	5.03	6.04	5.60
* Eu	1.38	1.51	2.15	1.36	1.49	1.22	1.65	1.76	1.63
* Gd	4.04	4.62	6.53	4.15	6.48	5.20	5.69	5.95	5.53
* Tb	0.59	0.67	0.98	0.69	1.03	0.87	1.04	0.95	0.87
* Dy	3.99	3.63	5.54	4.18	5.83	5.33	5.08	6.15	5.54
* Ho	0.88	0.82	1.31	0.91	1.35	1.15	1.10	1.19	1.19
* Er	2.28	2.42	3.37	2.42	3.58	3.01	3.21	3.15	3.20
* Tm	0.36	0.34	0.50	0.35	0.47	0.43	0.47	0.45	0.49
* Yb	1.94	2.03	3.09	2.05	3.12	2.33	2.71	2.71	2.79
* Lu	0.29	0.32	0.50	0.28	0.41	0.36	0.42	0.37	0.36
* Hf	2.33	2.36	3.30	2.29	4.14	0.36	3.93	4.24	3.52
* Ta	1.23	1.15	1.63	0.60	1.20	3.06	0.77	0.64	0.90
* Pb	5.83	9.34	4.51	3.24	7.19	2.34	5.57	4.91	3.19
* Th	1.48	1.30	1.39	1.14	5.59	1.54	2.35	1.91	2.19
* U	0.33	0.29	0.35	0.19	0.82	0.24	0.48	0.41	0.33

Тип	Брестская субпровинция				Волынская субпровинция		
	МТ базальты, север	НТ1 базальты			НТ2 базальты		
Образец	Бр-17/931/6	Бр-27/1008	Бр-27/1023	Блз-1/185/8	Р-315/423	4542-12	К-16945/571
* Li	33	6	7	9	11	6	37
* Be	1	1	1	2	1	1	1
* Sc	36	33	31	42	29	29	39
* V	379	321	357	485	361	358	436
* Cr	6	51	45	9	19	51	48
* Co	64	48	48	60	46	44	55
* Ni	32	57	55	31	32	83	58
* Cu	47	51	72	135	31	348	134
* Zn	289	143	122	99	169	127	670
* Ga	25	22	21	24	20	23	25
* Rb	4	10	12	7	4	12	7
* Sr	144	325	329	300	347	336	90
* Y	39	30	29	37	27	35	35
* Zr	184	172	169	193	176	193	196
* Nb	14	13	13	14	12	14	13
* Cs	0	0	1	0	0	0	0
* Ba	123	267	217	282	255	287	37
* La	17.98	17.56	17.81	22.22	18.44	20.95	13.11
* Ce	41.41	43.57	40.91	48.43	42.99	50.27	34.65
* Pr	5.79	5.75	5.83	6.44	5.42	6.76	5.13
* Nd	26.65	25.02	25.52	29.26	26.05	29.13	22.89
* Sm	6.36	5.73	6.01	6.93	5.76	6.98	6.26
* Eu	2.16	2.10	2.12	1.98	1.92	2.38	1.80
* Gd	7.06	6.25	6.26	7.70	5.86	6.88	6.37
* Tb	1.12	1.11	1.02	1.15	0.90	1.05	1.10
* Dy	7.11	6.13	5.59	7.24	5.69	6.22	6.70
* Ho	1.56	1.16	1.21	1.51	1.06	1.21	1.35
* Er	3.87	2.95	2.95	3.79	2.44	3.13	3.22
* Tm	0.61	0.43	0.43	0.55	0.36	0.43	0.47
* Yb	3.42	2.69	2.99	3.09	2.20	2.51	2.95
* Lu	0.47	0.39	0.41	0.41	0.28	0.36	0.40
* Hf	5.45	4.11	4.62	5.40	4.38	4.94	4.87
* Ta	0.86	0.88	0.90	0.80	0.67	0.92	0.72
* Pb	4.68	5.74	6.20	6.93	7.64	2.78	6.13
* Th	2.19	1.63	1.69	3.36	2.02	1.77	1.14
* U	0.32	0.42	0.37	0.51	0.32	0.33	0.26

Тип	Волынская субпровинция			Брестская субпровинция				
	НТЗ базальты			Кислые породы				
Образец	К- 16945/502	С4270/ 553	ВВ1 /3380	ЗК- /1047	В- 4к-22	Бр- 11/1110	ЗК- /1088	Б-1с/74
* Li	56	9	9	33	4	31	31	
* Be	1	1	1	2	2	1	2	
* Sc	39	17	28	11	11	9	12	12
* V	518	210	345	28	48	22	26	45
* Cr	12	80	54	3	9	6	3	9
* Co	87	48	58	6	5	4	6	5
* Ni	34	46	70	2	7	4	1	7
* Cu	106	36	41	2	9	98	34	63
* Zn	502	134	200	52	50	52	30	19
* Ga	28	23	23	16	16	15	17	16
* Rb	20	24	17	162	88	169	175	170
* Sr	161	441	509	54	147	31	52	35
* Y	36	33	30	48	48	43	50	45
* Zr	266	254	227	394	349	350	417	371
* Nb	21	26	26	24	20	22	25	31
* Cs	1	0	0	1	2	1	2	1
* Ba	4809	585	526	796	757	580	916	588
* La	16.29	27.87	22.67	67.07	52.02	52.51	64.21	45.19
* Ce	42.68	60.73	52.03	139.95	107.44	113.96	130.96	84.92
* Pr	5.91	8.39	7.18	16.16	12.37	12.61	14.54	10.08
* Nd	29.15	39.45	32.82	61.90	46.40	46.68	54.10	41.11
* Sm	7.51	8.53	7.08	12.25	8.90	8.74	10.66	8.08
* Eu	2.19	3.03	2.86	2.40	1.56	1.63	2.01	1.48
* Gd	7.39	7.93	6.79	11.08	7.81	8.63	10.22	7.50
* Tb	1.16	1.25	1.11	1.59	1.23	1.45	1.79	1.13
* Dy	6.95	6.47	5.74	10.00	7.61	8.10	10.31	6.48
* Ho	1.35	1.29	1.12	2.06	1.58	1.84	2.17	1.48
* Er	3.30	3.35	2.87	5.27	4.44	5.21	6.06	3.94
* Tm	0.42	0.39	0.39	0.80	0.67	0.92	0.92	0.57
* Yb	2.72	2.25	2.23	5.53	4.16	4.95	5.73	3.58
* Lu	0.32	0.32	0.28	0.79	0.64	0.85	0.83	0.54
* Hf	6.62	5.70	4.74	12.25	9.09	10.80	13.04	7.48
* Ta	1.08	1.48	1.37	1.65	1.30	1.72	1.71	1.71
* Pb	2.62	5.66	3.98	13.90	14.97	16.84	14.32	8.95
* Th	2.15	1.81	1.33	20.97	16.11	19.00	22.66	12.82
* U	0.23	0.54	0.40	3.53	2.34	3.25	2.96	2.05

Примечание. Образцы - см. [таблицу 4.14](#). Анализы выполнены методом ICP-MS в ИГД РАН, г. Санкт-Петербург, ИГ СО РАН, г. Иркутск

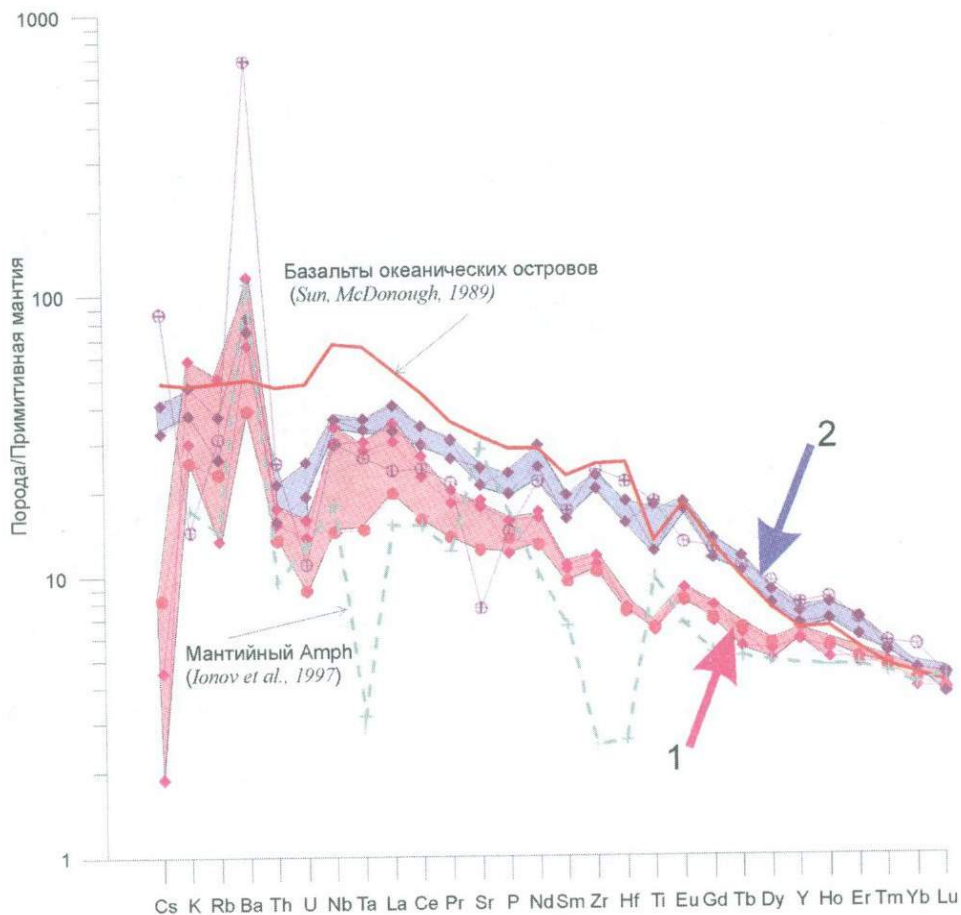


Рис. 4.20. Спайдер-диаграмма низкотитанистых (LT) базальтов Брестской субпровинции (1) и высокотитанистых (HT3) базальтов Волынской субпровинции (2)

Составы нормированы на состав примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989)

сильно фракционированы и их распределение могло контролироваться такой фазой, как гранат. В LT базальтах тяжелые земли слабо фракционированы и даже имеют некоторую «вогнутость» (рис. 4.21), что явно указывает на контроль их распределения такой фазой, как амфибол. Отношения Lu/Hf и Ti/Y, которые являются индикаторами присутствия граната в равновесии с мантийными выплавками, составляют 0.5-0.6 и 480-760 в HT3 базальтах и 0.12-0.15 и 240-310 в LT базальтах соответственно; их величины указывают на значительно большую роль граната в случае HT3 базальтов. Величины индикаторных отношений, характер фракционирования РЗЭ, отрицательные аномалии U, Th, Rb на спайдер-диаграммах для LT базальтов

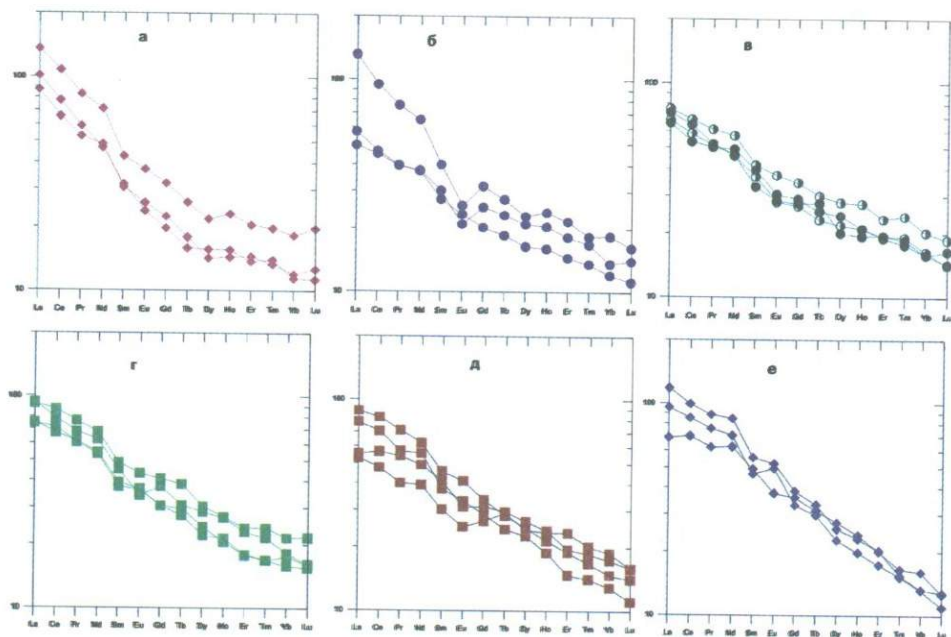


Рис. 4.21. Редкоземельные элементы в базальтах Волынской-Брестской провинции

а- г - Брестская субпровинция: а - LT базальты, б - MT базальты, южная часть, в - MT базальты, северная часть, г - NT1 базальты; д- е - Волынская субпровинция, д - NT2 базальты, е - NT3 базальты.

Концентрации нормированы на состав хондрита по (Sun, McDonough, 1989)

свидетельствуют, что главной фазой, контролировавшей геохимию их расплавов, был амфибол.

Сделанные предположения о фазовом составе мантийного источника субщелочных базальтов подтверждаются результатами геохимического моделирования поведения РЗЭ при немодальном плавлении обогащенного мантийного субстрата. Расплавы с геохимическими характеристиками NT3 базальтов могли быть продуктом 5-7% плавления гранатового лерцолита, содержащего 5% амфибола и 1% флогопита. Геохимически такой субстрат соответствовал примитивной мантии (PM), обогащенной путем 4-кратного добавления 0.001% выплавки из PM по алгоритму, предложенному в (Barrу et al., 2003). Генезис LT базальтов предполагает более сложную историю мантийного метасоматоза протолита. Гарцбургитовый гранатсодержащий (2% граната) субстрат (гарцбургит Sc3, D18B, Vessaluva et al., 2001) был метасоматизирован 0.01% выплавкой из верлита, содержащего 45% амфибола и 31% флогопита (верлит AJE 281, Gregoire et al., 2003); затем обогащенный субстрат, содержащий 15% амфибола и 10% флогопита,

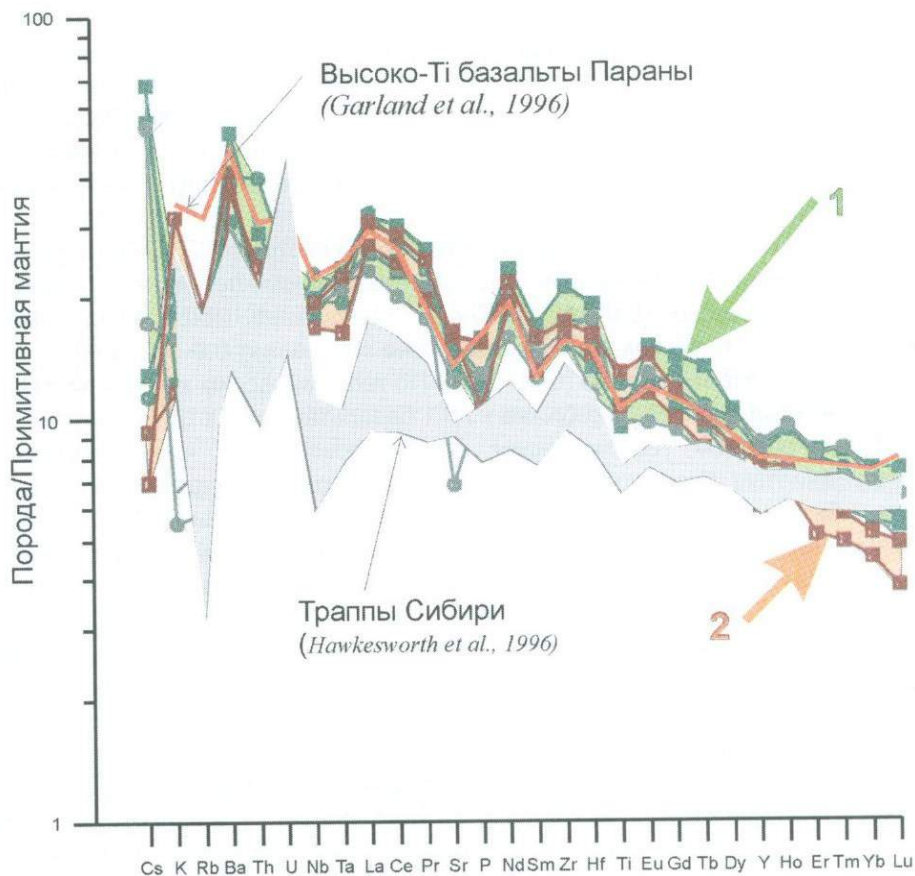


Рис. 4.22. Спайдер-диаграмма умеренно- и высокотитанистых базальтов (MT, HT1, HT2 типов) Волыньско-Брестской провинции

1 – MT и HT1 базальты Брестской субпровинции, 2 – HT2 базальты Волынской субпровинции. Составы нормированы на состав примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989)

испытал 1-3% плавление, что привело к появлению расплавов с геохимическими характеристиками LT базальтов.

Геохимический облик MT, HT1 и HT2 базальтов вполне соответствует континентальным толеитам. Их характеристики (рис. 4.22) оказываются очень сходными с высокотитанистыми базальтами мезозойской провинции Парана (Garland et al., 1996) и высокотитанистыми (HT1) базальтами кайнозойской Эфиопской провинции (Pik et al., 1999). При этом они демонстрируют отличия от низкотитанистых пермо-триасовых траппов Сибирской платформы (Hawkesworth et al., 1996). Эти отличия связаны с более обогащенным P3Э, особенно легкими, и HFSE составом базальтов нашей провинции, в которых не

наблюдается столь значительной отрицательной аномалии Nb и Ta, как в сибирских траппах.

НТ2 базальты Волынской субпровинции в значительной мере «наследуют» геохимические характеристики НТ3 базальтов. Результаты геохимического моделирования не исключают генерации их расплавов при больших степенях плавления субстрата, близкого по составу к мантийному источнику НТ3 базальтов.

МТ базальты Брестской субпровинции отличаются от ЛТ базальтов этой области значительно меньшим фракционированием легких лантаноидов относительно тяжелых ($La/Yb_n = 3.6-4.1$). Отношение Nb/La в них имеет величины 0.6-0.8, тогда как в ЛТ базальтах оно составляет 0.9- 1.2; в них также уменьшается Lu/Hf отношение (0.08-0.10). По геохимическим характеристикам они оказываются значительно ближе к НТ1 базальтам, чем к ЛТ разностям.

Таким образом, геохимические данные показывают, что умеренно- и высокотитанистые базальты (МТ, НТ1) из Брестской субпровинции вполне близки к базальтам такого типа из крупных континентальных магматических провинций, где их происхождение связывают со смешанным астеносферным-литосферным источником. Самые высокотитанистые базальты НТ3 (и вероятно НТ2) типа из Волынской субпровинции близки к наиболее высокотитанистым разностям из таких провинций, имеющих близкие к ОВ характеристики, и представляющие продукт плавления глубоких горизонтов литосферной мантии. Низкотитанистые ЛТ базальты Брестской субпровинции отличаются от низкотитанистых разностей, известных в ряде континентальных базальтовых провинций, которые рассматриваются как продукт значительной коровой контаминации исходных астеносферных высокотитанистых расплавов и, скорее всего, происходят из метасоматизированной (гидратированной) литосферной мантии.

Кислые породы средней толщи Брестской субпровинции обладают геохимическими характеристиками, указывающими на их происхождение в результате значительной коровой контаминации производных МТ базальтовых расплавов. Их геохимические спектры обладают глубокими отрицательными аномалиями высокозарядных элементов, Sr, P; они обогащены LILE - Cs, Rb, Pb, а также легкими РЗЭ.

Особенности Sr и Nd изотопного состава базальтов. Изотопный состав Sr и Nd в базальтах (таблица 4.16) характеризуется отрицательными величинами $\epsilon_{Nd(550)}$, варьирующими от -1.0 до -8.9 и положительными величинами $\epsilon_{Sr(550)}$ от +18 до +95. Риодацит (обр. 4К-22) обладает наиболее высоким $\epsilon_{Sr(550)} +471$ и самой низкой величиной $\epsilon_{Nd(550)} = -11.7$ среди изученных образцов.

ЛТ базальты характеризуются низкими и варьирующими величинами $\epsilon_{Nd(550)}$. В породах силлов изотопный состав Nd более радиогенный ($\epsilon_{Nd(550)} = -5.8$), чем в породах лавовых потоков ($\epsilon_{Nd(550)} = -8.2$). Изотопный состав Sr базальтов соответствует $^{87}Sr/^{86}Sr_{(550)} = 0.7064$. Такие соотношения указывают

Изотопный состав Sr и Nd пород Волынского-Брестской провинции

Образец	Rb мкг/г	Sr мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{550}$	ϵSr_{550}
19/59	62.59	229.4	0.79	0.71255±18	0.70636	35.46
19/29	8.674	375.2	0.0669	0.70693±20	0.70641	36.16
1с/113	77.7	221.3	1.0166	0.718556±16	0.71059	95.55
3К-15	7.657	243.2	0.0911	0.70982±18	0.70911	74.52
4542-12	15.34	342.3	0.1297	0.70617±13	0.70515	18.37
Б-4к/22	93.09	156.0	1.733	0.750611±20	0.73702	471.16

Образец	Sm мкг/г	Nd мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{550}$	ϵNd_{550}
19/59	6.774	33.62	0.1218	0.511949±11	0.511510	-8.2
19/29	4.642	23.19	0.121	0.512069±9	0.511633	-5.8
1с/113	5.942	28.8	0.1247	0.511925±9	0.511476	-8.9
3К-15	5.512	22.97	0.145	0.51227±12	0.511747	-3.5
4542-12	7.435	31.01	0.1449	0.512400±6	0.511878	-1.0
Б-4к/22	9.233	48.59	0.1148	0.511746±7	0.511332	-11.7

Примечание. Образцы (валовые пробы) - см. [таблицу 4.14](#).

Определения изотопного состава выполнены в ИГД РАН, Санкт-Петербург

на контаминацию расплавов коровым веществом, причем в большей степени расплавов, изливавшихся в виде потоков. Образец 1с/113, представляющий МТ базальты южной части Брестской субпровинции, также имеет изотопные характеристики, свидетельствующие о значительной контаминации, тогда как образец МТ базальтов из более северной части этой субпровинции (обр. Б-3к/15) показал умеренно низкую величину $\epsilon_{\text{Nd}(550)} = -3.46$ и $\epsilon_{\text{Sr}(550)} = +73$ ([таблица 4.16](#)). Высокая степень контаминации расплавов ЛТ и МТ базальтов южной части Брестской субпровинции, которая следует из изотопных данных, хорошо соотносится с аналогичным выводом, сделанным по результатам минералогических исследований.

Для Волынской субпровинции был изучен изотопный состав только одного образца НТ2 базальта (обр. 4542-12), который показал наиболее радиогенный изотопный состав неодима ($\epsilon_{\text{Nd}(550)} = -1.00$) и наименее радиогенный состав стронция ($\epsilon_{\text{Sr}(550)} = +18$).

Очевидно, что изотопные системы Sr и Nd в базальтах отражают мантийно-коровое взаимодействие. Для того, чтобы оценить параметры этого процесса, обратимся к имеющимся данным об изотопных и геохимических характеристиках мантии и коры региона. Особенностью верхней мантии Балтийского щита может быть менее истощенный, чем DM, изотопный состав Nd (Матреничев, Вревский, 2004; Бибикина и др., 1995). Кора Белорусско-Прибалтийского и Центрально-Белорусского поясов, являющихся

фундаментом Волынской провинции, имеет раннепротерозойский возраст 2.0-1.8 млрд. лет, Бибикова и др., 1995; Claesson et al., 2001). Преобладающими породами (около 70%, Найденов и др., 2001) являются основные гранулиты (габбро, $\epsilon_{Nd(1800)} = 0.8$); кислая составляющая представлена метапелитами, а также метадацитами Околовского вулканического пояса ($\epsilon_{Nd(T)} = -1.3 - +3.3$). Все эти породы характеризуются невысокими концентрациями Nd (11-35 мкг/г, Бибикова и др., 1995). Базиты, как можно судить по данным (Найденов и др., 2001), имеют слабо фракционированный спектр РЗЭ; в кислых породах степень фракционирования РЗЭ увеличивается за счет обогащения легкими лантаноидами при сохранении высокого уровня концентраций тяжелых РЗЭ. Кроме того, в составе гранулитового фундамента развиты эндербиты и чарнокиты с $\epsilon_{Nd(1850)} = -0.5 - +0.9$, высокими концентрациями Nd (50-100 мкг/г, Claesson et al., 2001) и сильно фракционированным спектром РЗЭ. Заметим, что для всех отмеченных разностей Nb/La $\ll 1$.

В качестве основных механизмов контаминации можно рассматривать либо ассимиляцию базитовым расплавом корового вещества, которую можно описать моделью двухкомпонентного смешения, либо ассимиляцию в ходе фракционной кристаллизации, описываемую моделью AFC-процесса (DePaolo, 1981). Мы полагаем, что среди изученных нами базальтов нет разностей, соответствующих первичным мантийным расплавам – все они в той или иной мере фракционированы и контаминированы. Поэтому составы первичных расплавов приняты предположительно, исходя из того, что геохимические данные указывают в качестве источника на умеренно обогащенный мантийный субстрат.

Результаты расчетов моделей контаминации, с привлечением в качестве контаминантов различных пород Белорусско-Прибалтийского пояса, показаны на **рис. 4.23**. В случае LT и MT базальтов южной части Брестской субпровинции, в качестве контаминанта предпочтительны кислые породы типа эндербита SL-18-2 (Claesson et al., 2001), либо выплавки из метадацитов и/или метапелитов, которые (по крайней мере, в рассматриваемой системе) будут иметь состав, близкий к упомянутому эндербиту. В качестве механизма контаминации вероятны как AFC-процесс, так и смешение расплавов и/или ассимиляции базальтовым расплавом боковых кислых пород. В случае MT-базальтов северной части Брестской субпровинции, наиболее вероятна контаминация базитовым веществом типа габбро Iv-192 (Claesson et al., 2001) по механизму AFC; в то же время, в магмогенерации этих базальтов также нельзя исключить смешение с кислым коровым материалом.

Диаграмма **рис. 4.24**, отражающая эволюцию Sm-Nd изотопных систем в базальтах и в породах фундамента – наиболее вероятных контаминантах, показывает, что фигуративные точки LT и MT базальтов южной части Брестской субпровинции лежат ниже линии эволюции Sm-Nd изотопной системы базитовой составляющей фундамента, что исключает ее участие как компонента смешения при контаминации базальтовых расплавов этой части субпровинции. В то же время, кислая составляющая вполне вероятна в

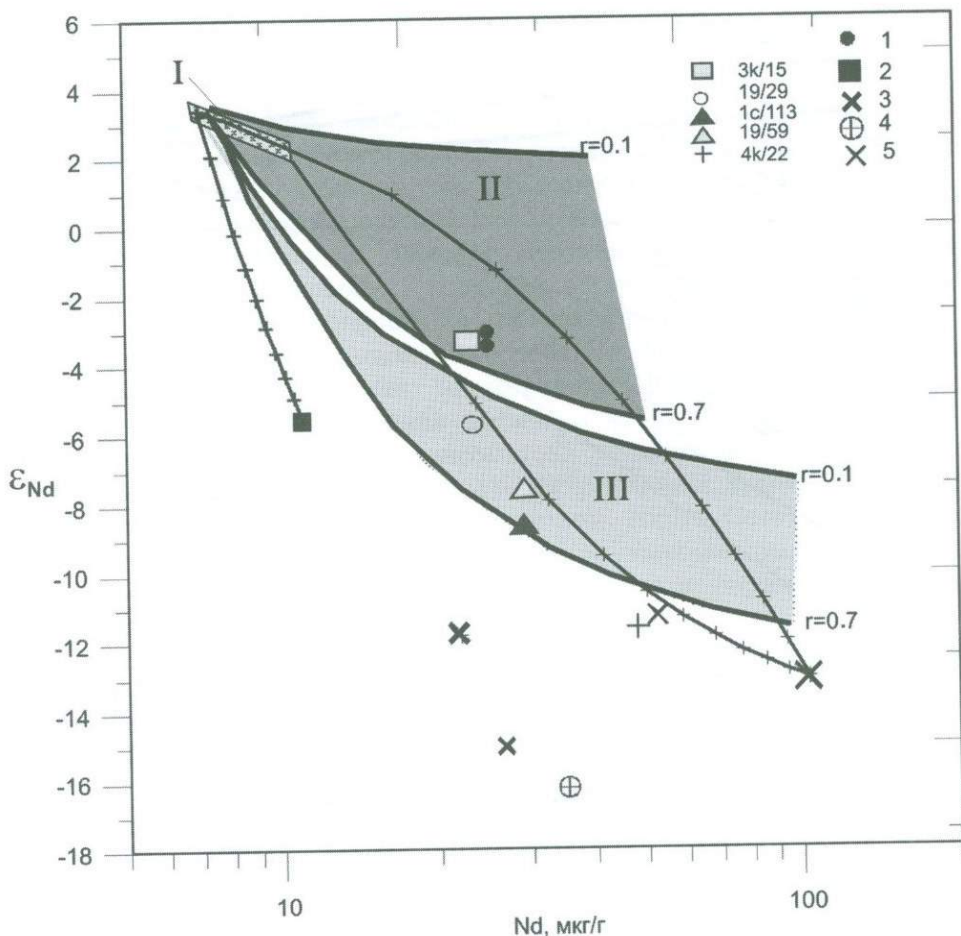


Рис. 4.23. Диаграмма $\epsilon_{Nd(550)}$ – концентрация Nd для пород Волыньско-Брестской провинции и палеопротерозойских пород фундамента

Рядом со значками образцов, изученных в данной работе, приведены их номера (см. таблицу 4.16). Образцы пород, по опубликованным данным: 1 - базальты из скв. 5923, Волыньская субпровинция, Украина (Shumlyansky et al., 2002); 2-5 - породы фундамента (Белорусско-Прибалтийского и Центрально-Белорусского поясов (Claesson et al, 2001/)): 2 - габбро Iv-192; 3 - кислые вулканы Околовского вулканического пояса; 4 - метапелит; 5 - эндербиты. Поля: I – предполагаемый состав первичных расплавов, II и III – модельные (AFC) составы расплавов, образующихся при фракционной кристаллизации первичных расплавов и ассимиляции ими базитов (габбро Iv-192, поле II) или эндербитов (SL-18-2, поле III). Модели AFC рассчитывались по (DePaolo, 1981). r – доля ассимилированной породы по отношению к закristаллизованной части расплава. Линии – тренды смешения для первичных расплавов и различных пород фундамента

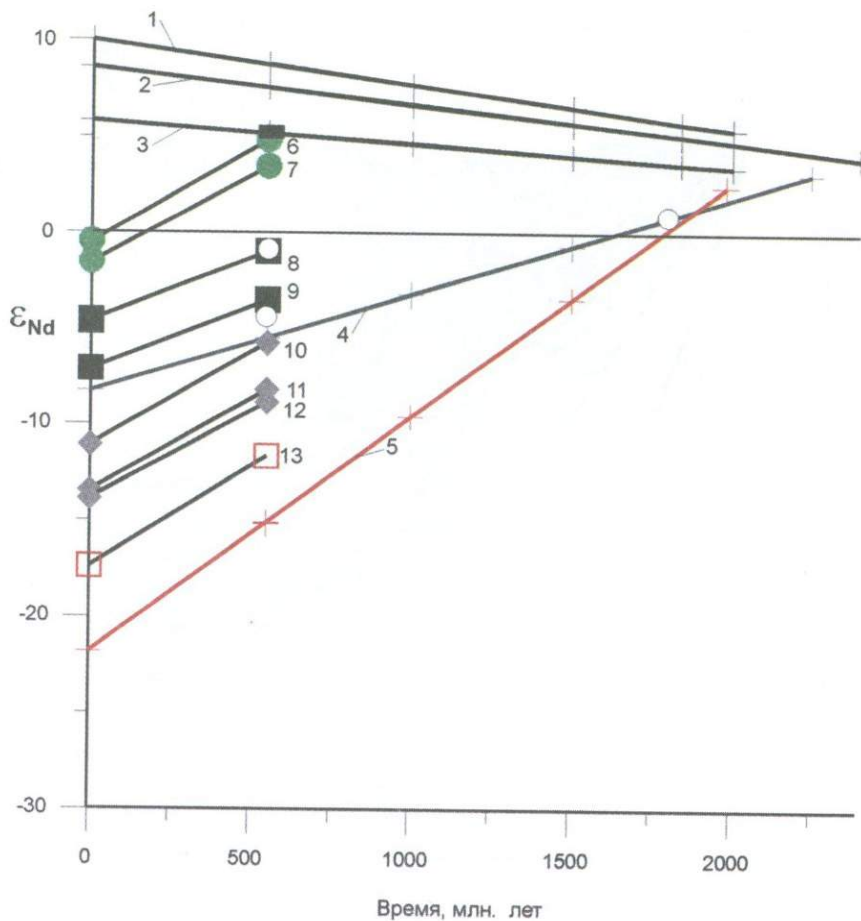


Рис. 4.24. Диаграмма ϵ_{Nd} – время для базальтов Волыньско-Брестской провинции

1-3 – деплетированная мантия: 1 - DMM (Zindler, Hart, 1986); 2- DM (DePaolo et al., 1991); 3 - DM (DePaolo, 1981); 4-5 - породы из фундамента Волыньской провинции (Claesson et al., 2001); 4 - метагаббро Iv-192, 5 – метадацит KSS-55; 6-13 – породы Волыньско-Брестской провинции: 6-7 – базальты по данным (Фелицын, 2004): 6 – из скв. Кобрин, 7 – из скв. Ратно; 8-13 - базальты, наши данные, образцы (см. таблицу 4.13): 8 – 4542-12, 9 – 3к-15, 10 – 19/29, 11 – 19/59, 12 – 1с/113, 13 – дацит Б-4к/22

качестве контаминанта. Однако механизм простого смешения требует весьма больших объемов (до 40-50%) кислого контаминанта, поэтому более вероятной выглядит совместная модель ассимиляции и фракционной кристаллизации.

4.4.2. Связь глубинного строения и особенностей магматизма Волыньско-Брестской провинции

Изложенный выше материал о составе магматических проявлений Брестской и Волынской субпровинций показывает их явные различия. Различия в петро- и геохимическом, минералогическом, а также изотопном составе Sr и Nd между базальтами двух субпровинций, как было показано выше, отражают различный характер мантийного источника и динамики взаимодействия расплавов с коровым веществом. Высокотитанистые базальты Волынской субпровинции происходят из глубоких горизонтов литосферной мантии, испытывая взаимодействие преимущественно с нижней корой. Мантийный источник низкотитанистых базальтов Брестской субпровинции находился в менее глубинных частях литосферной мантии, испытавшей мантийный метасоматоз, приведший к развитию флюидсодержащих фаз (амфибола). Их расплавы взаимодействовали преимущественно с верхними горизонтами коры. Появление в этой субпровинции, вслед за LT и MT базальтами, относительно высокотитанистых базальтов (HT1 типа) может отвечать вовлечению в частичное плавление астеносферы.

На наш взгляд, различия, установленные для обеих субпровинций, находят свое объяснение в модели плюма, воздействовавшего на область сочленения литосферных блоков с различной мощностью и тепловым режимом, определявшимся их возрастом кратонизации. Менее мощная и более прогретая литосфера, метасоматизированная в субдукционных процессах около 1.85 млрд. лет назад, с палеопротерозойским возрастом кратонизации, подстилающая Брестскую субпровинцию, по-видимому, испытала значительную эрозию подошвы, прогрев и плавление в верхних горизонтах. Особенно мощному воздействию, вероятно в силу повышенной проницаемости за счет реологической ослабленности, подверглась область сочленения двух литосферных блоков (юг Брестской субпровинции, Луковско-Ратновский горст), в подошве которой возникла значительная по мощности базальтовая «подушка». Тепловое воздействие поднимающихся базитовых расплавов привело здесь к плавлению не только мантийных, но и коровых горизонтов, и формированию толщи кислых пород. Мощная, более древняя, и, по-видимому, более холодная литосфера, подстилающая Волыньскую субпровинцию, не способствовала значительному подъему геоизотерм, и зона частичного плавления охватила здесь глубокие горизонты.

4.4.3. Выводы

1. Совокупность петрографических, минералогических, геохимических характеристик базальтов ВБП позволяет выделить среди них три главные разновидности (типа). Мы выделяем низкотитанистые базальты (LT), среди которых установлены нефелин- и оливин-нормативные трахибазальты,

умереннотитанистые оливин-нормативные базальты (МТ) и высокотитанистые кварц-нормативные базальты (НТ1, НТ2, НТ3). Среди последних различаются толеиты с повышенными (TiO_2 2.2-2.7%, НТ1) и высокими (TiO_2 2.5-2.9%, НТ2) содержаниями титана и трахибазальты с очень высокими концентрациями TiO_2 (3.2-3.7%, НТ3).

2. Низко- и умереннотитанистые базальты LT, МТ и НТ1 распространены в северо-западной части ВБП – в Брестской субпровинции, а высокотитанистые базальты НТ2 и НТ3 – в ее юго-восточной части, в Волынской субпровинции. Кислые породы установлены только в Брестской субпровинции. ВБП является крупной магматической провинцией с четко выраженной зональностью в распределении высоко- и низкотитанистых базальтов: с высоко-Тi магматизмом в южной субпровинции, подстилаемой более мощной и более древней субконтинентальной литосферой, и низко-умеренно Тi в северной субпровинции, в пределах палеопротерозойского домена, причем наиболее бедные титаном породы появляются в области сочленения архейского (Сарматии) и палеопротерозойского (Фенноскандии) доменов, где фиксируется минимальная мощность коры.

3. Подъем расплавов к поверхности характеризовался различной динамикой для базальтов разных типов. Наиболее контрастной она была для НТ3 и LT базальтов. У первых промежуточная камера, где началась кристаллизация наиболее ранних вкрапленников, находилась на значительной глубине, вероятно, в пределах нижней коры. Вторые начали кристаллизоваться в приповерхностных условиях, в верхнекоровой обстановке, и приобрели некоторую долю чужеродного материала. МТ базальты также начали кристаллизоваться в неглубокой камере, где испытали контаминацию коровым веществом и, вероятно, смешение с новой порцией расплава. Расплавы НТ2 базальтов, поднимаясь к поверхности в условиях активного растяжения, вероятно, не имели длительных остановок на своем пути.

4. Умеренно- и высокотитанистые базальты (МТ, НТ1) из Брестской субпровинции геохимически вполне близки к базальтам такого типа из крупных континентальных магматических провинций, где их происхождение связывают со смешанным астеносферным-литосферным источником. Самые высокотитанистые базальты НТ3 (и вероятно НТ2) типа из Волынской субпровинции близки к наиболее высокотитанистым разностям из таких провинций, имеющих близкие к OIB характеристики, и представляющие продукт плавления глубоких горизонтов литосферной мантии. Низкотитанистые LT базальты Брестской субпровинции отличаются от низкотитанистых разностей, известных в ряде континентальных базальтовых провинций, которые рассматриваются как продукт значительной коровой контаминации исходных астеносферных высокотитанистых расплавов, и, скорее всего, происходят из метасоматизированной (гидратированной) литосферной мантии.

5. Различия в петро- и геохимическом, минералогическом, а также изотопном составе Sr и Nd между базальтами двух субпровинций отражают различный характер мантийного источника и динамики взаимодействия расплавов с коровым веществом. Эти различия находят свое объяснение в модели плюма, воздействовавшего на область сочленения литосферных блоков с различной мощностью и тепловым режимом, определявшимися их возрастом кратонизации.

Возможно, Волынская трапповая провинция сформировалась под воздействием плюма, отделившегося от восходящего потока «горячей» мантии, связанного с раскрытием океана Япетус (по модели, предложенной в работе (Ярмолюк, и др., 2004) и ответственного также за формирование Восточно-Лаврентийского суперплюма (Puffer, 2002).

4.5. Заключение

Развитие тектоно-магматических процессов в Восточно-Европейском кратоне в мезо- и неопротерозое происходило в условиях внутриплитного режима.

1. Конец палеопротерозоя и начало мезопротерозоя (1.8-1.5 млрд. лет назад) ознаменовался стабилизацией земной коры на всех докембрийских щитах, положив начало формированию древних платформ. С этим временем связано формирование огромных внутриплитных поясов кислого, преимущественно калиевого вулканизма, с которыми ассоциируют крупные бимодальные анортозит-рапакиви гранитные батолиты.

Нашими работами показано, что анортозит-рапакивигранитные батолиты Балтийского и Украинского щитов формировались в результате магматических процессов внутриплитного типа, проявившегося в условиях аномально мощной коры (до 50-60 км в настоящее время), возникшей в результате свекофенской орогении. Они являлись верхними частями крупных трансоровых магматических систем, формировавшихся над головными частями локальных мантийных плюмов. Происхождение таких систем связывается с внедрением Fe-Ti базальтового расплава в толщу сиалической коры, что инициировало крупномасштабное плавление гранитоидного материала. В итоге на поверхности вместо базальтовых плато развивались преимущественно огромные пояса и ареалы кислого магматизма, реже - рои базальтовых даек, небольшие объемы вулканитов бимодальной серии. Завершался длительный этап становления анортозит-рапакивигранитных комплексов базальтовым вулканизмом, геохимически родственным их базитовым составляющим, что связано с утонением коры в процессе формирования батолитов.

2. В восточной части кратона, в Волго-Уральской области, в условиях коры нормальной мощности (35-40 км) в это же время, в условиях интракратонного бассейна, проявился базальтовый магматизм специфического высокомагнезиального низкотитанистого типа.

Во второй половине мезопротерозоя (среднем рифее 1350-1230 млн. лет назад) на западе кратона проявился рассеянный рифтогенез, связанный с расколом Балтики и Лаврентии. Он сопровождался роями толеитовых даек и редкими вулканическими ареалами. В восточной части кратона, в связи с возможным переходом от режима интракратонного бассейна к режиму пассивной окраины, изменился характер магматизма: он приобрел особенности, типичные для фанерозойских внутриплитных образований.

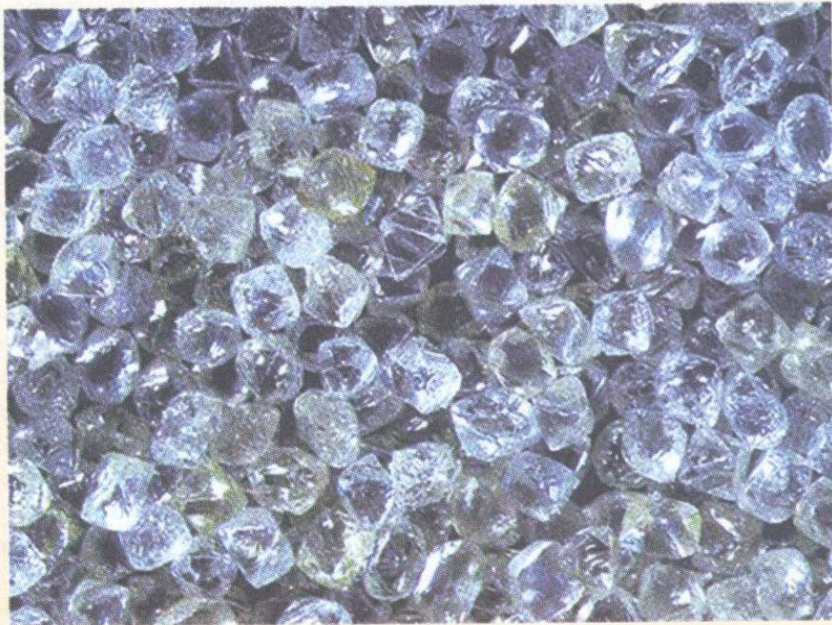
3. Следующий пик активности проявился в неопротерозое (позднем рифее – венде, 700-550 млн. лет назад) и был связан с заключительным этапом распада суперконтинента Родинии. Как видно на примере крупной вендской Волыньско-Брестской провинции, ее базальтовый магматизм характеризовался зональным распределением низко- и высокотитанистых субщелочных и толеитовых разновидностей: первые характерны для северной, а вторые – для южной ее частей. Предполагается, что эти различия связаны с взаимодействием плюма с литосферой различной мощности и возраста кратонизации – более мощной древней архейской субконтинентальной литосферой Сарматии в южной части и менее мощной литосферой юга Фенноскандии.

Таким образом, устанавливаются три эпохи внутриплитной активности: раннерифейская, среднерифейская и позднерифейско-вендская. При этом наблюдаются существенные различия в характере этой активности в западной и восточной частях кратона, особенно для раннерифейской эпохи, связанные как с характером взаимодействия плюма с различными по строению литосферными блоками, так и мощностью земной коры, что сыграло существенную роль в мезопротерозое, приводя к широкому развитию кислого магматизма, который более в пределах кратона не возобновлялся. Наименьшие различия характерны для позднерифейско-вендской эпохи, когда вдоль западной, северной и восточной периферии кратона проявился однотипный магматизм пассивных окраин.



Глава 5

КИМБЕРЛИТОВЫЙ И ЛАМПРОИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА



5.1. Основные этапы кимберлитового и лампроитового магматизма на Восточно-Европейском кратоне

Кимберлиты и лампроиты на Восточно-Европейском кратоне известны на Балтийском щите и в его ближайшем обрамлении, а также на Украинском щите (рис. 5.1). Наличие мощной холодной и древней литосферы, как известно, является необходимым условием проявления кимберлитов и показателем возможности сохранения в мантии алмазоносных участков (Helmstaedt, Gurney, 1995). По данным о тепловом потоке север Восточно-Европейского кратона относится к регионам с такой наиболее мощной (200–300 км под Карело-Кольской провинцией), холодной (возможно, деплетированной) древней литосферной мантией. К числу подобных регионов относятся и другие кратоны северного полушария Земли: Сибирский кратон (200–350 км), Западная Африка (250–350 км), центральная часть Канадского щита (>300 км) (Artemieva, Mooney, 2001).

Внедрение кимберлитов и лампроитов на Восточно-Европейском кратоне происходило в несколько этапов: **поздний палеопротерозой** (1750–1800 млн. лет), **мезопротерозой** (средний рифей, около 1200 млн. лет), **неопротерозой** (около 600 млн. лет), **средний ордовик** (около 460 млн. лет), и **девон** (410–360 млн. лет). Эти возрастные рубежи характеризуются повышенной глубинной магматической активностью, и близко одновременно с рассматриваемыми здесь кимберлитами и лампроитами проявлены и другие мантийные магматические породы (базальты, пикриты, мелилититы, меланефелиниты, щелочно-ультраосновные породы с карбонатитами, агапитовые нефелиновые сиениты и др.).

Периоды проявления наиболее глубинного внутрикратонного магматизма коррелируются с главнейшими тектоническими событиями, происходившими в обрамлении кратона, что может свидетельствовать об определенной роли этих событий в активизации внутрикратонного магматизма. Наблюдается корреляция этих периодов и с глобальными и региональными геодинамическими процессами.

Позднепалеопротерозойский этап, возможно, был связан с отголосками свекофеннских орогенных и посторогенных событий. Во внутренних частях архейских и раннепалеопротерозойских блоков кратона внедрились кимберлиты и кировоградские кимберлиты, по их периферии в Беломорской коллизионной зоне образовалось Порьегубское лампроитовое дайковое поле (рис. 5.2). К этому времени относится также внедрение базальтоидов Западно-Онежского комплекса (Ропручский силл).

Мезопротерозойский этап коррелируется с начальными стадиями распада континента Родиния и рифтогенными процессами, охватившими территорию всего Восточно-Европейского кратона. Эти процессы привели, в частности, к формированию системы рифтов в северной части кратона (Кандалакшский и другие грабены). Мезопротерозойский этап характеризуется проявлением лампроитов в центральной части Карельского блока Восточно-

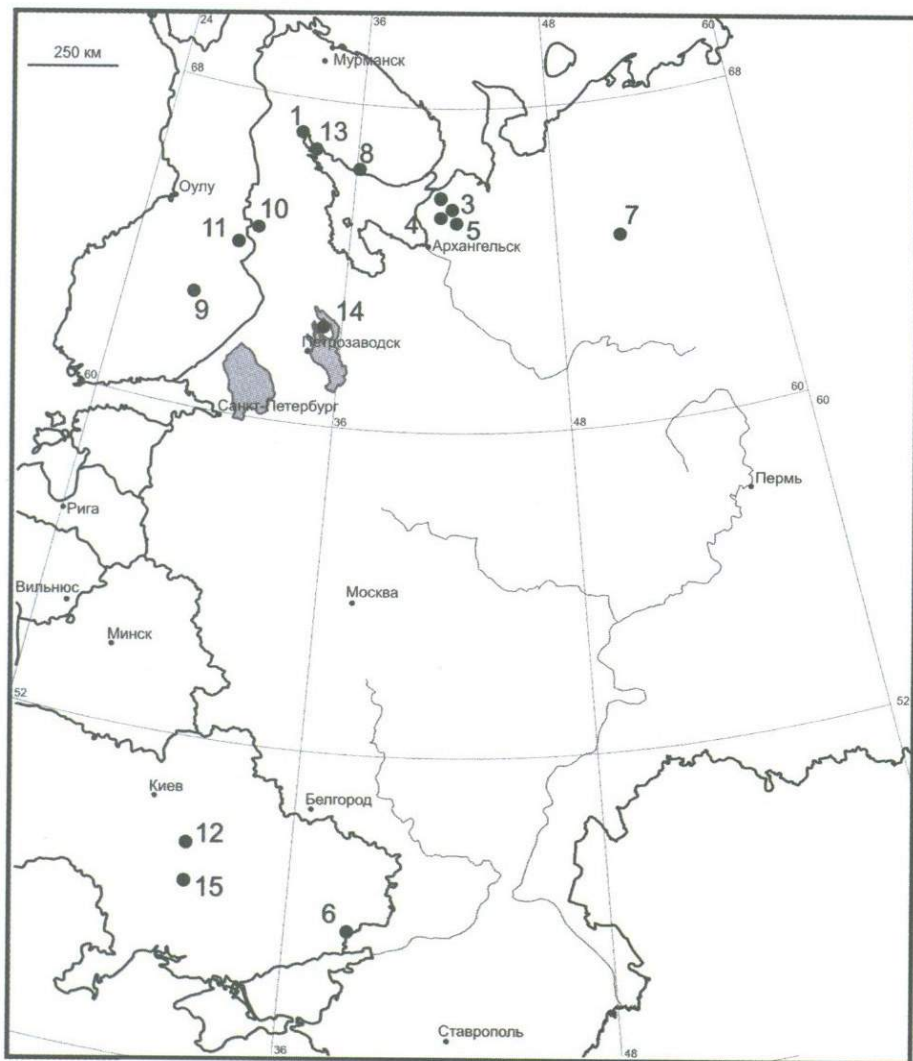


Рис. 5.1. Кимберлиты и лампроиты Восточно-Европейского кратона

Цифры на карте: 1 - 9, 14, 15 - проявления кимберлитов (1 - кандалакшское, 2 - мельское, 3 - трубка им. В.Гриба, 4 - золотицкое, 5 - кепинское, 6 - восточно-приазовское, 7 - умбинское, 8 - терскобережное, 9 - Куопио-Каави, 14 - кимозерское, 15 - кировоградское); 10 - 13 - проявления лампроитов (10 - костомукшское, 11 - Кухмо, 12 - черкасское, 13 - порьегубское)

Европейского кратона (Костомукша и Кухмо–Лентиира) (рис. 5.2), синхронным лампроитовым магматизмом в южном архейском блоке на западе Гренландии и на Украинском щите (черкасское проявление). К близкому возрастному интервалу, по-видимому, относятся обширные проявления базальтового

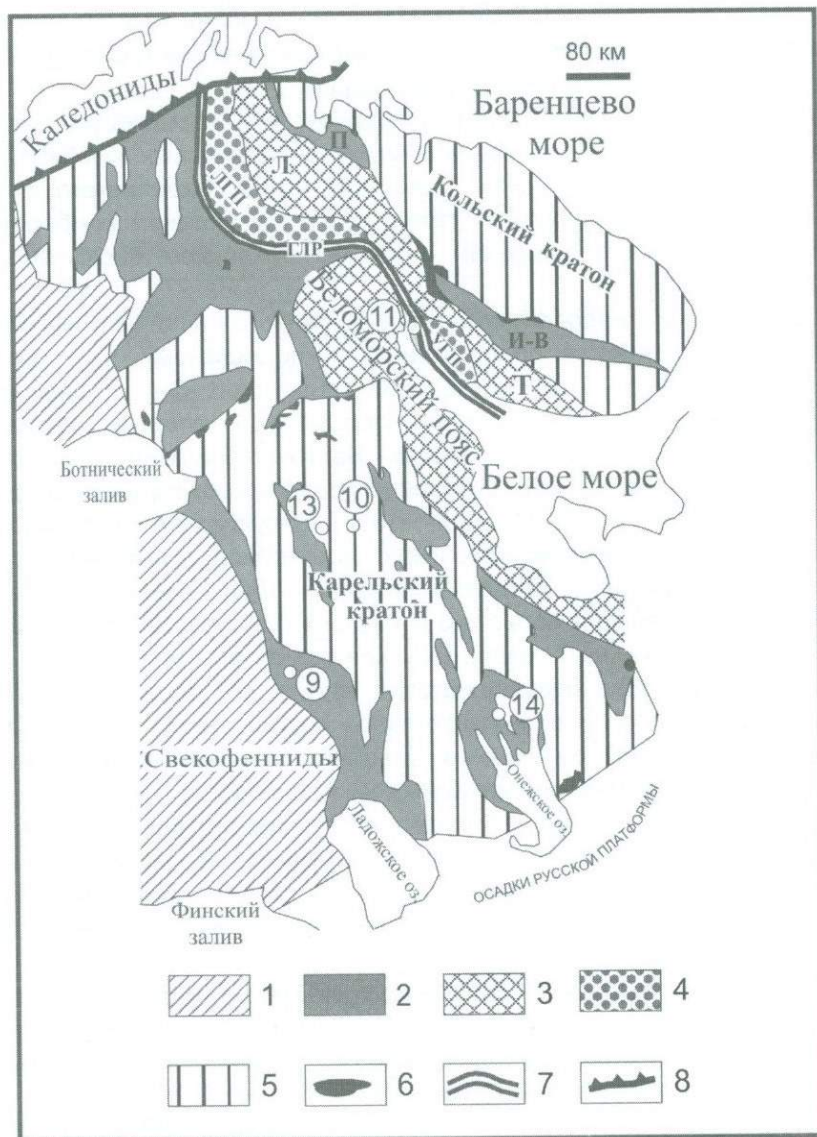


Рис. 5.2. Расположение докембрийских проявлений кимберлитов и лампроитов в структуре Балтийского щита

1 - Свекофенниды; 2 - палеопротерозойские осадочно-вулканогенные комплексы, 3 - промежуточные подвижные пояса, 4 - гранулитовые пояса, 5 - архейский фундамент, 6 - расслоенные интрузивы, 7 - Главный Лапландский разлом (ГЛР), 8 - северная граница Балтийского щита. Проявления кимберлитов (цифры на рисунке): 9 - Куопио-Каави, 14 - кимозерское. Проявления лампроитов: 10 - костомукшское, 11 - порьегубское, 13 - Кухмо).

Остальные условные обозначения см. на [рис. 2.1](#) в [главе 2](#) [части 1](#) настоящей монографии

магматизма на Балтийском щите и его ближайшем обрамлении (солонзерский комплекс), Скандинавии, Восточной Гренландии и Северо-Восточной Канаде (см. [раздел 4.2 части 1](#) настоящей монографии).

Неопротерозойский этап приурочен к завершающим стадиям распада Родины и отмечен проявлениями алмазоносных кимберлитов в пограничной со свекофеннской областью части Карельского кратона (Каави–Куопио в Финляндии) ([рис. 5.2](#)), а также кимберлитами (ультраосновными лампрофирами) в южном архейском блоке западной Гренландии.

Завершающий **палеозойский этап** глубинного щелочного магматизма на кратоне был наиболее продуктивным и, по-видимому, был связан с активностью одного или нескольких плюмов. Он проявился в куполообразовании и рифтогенных процессах, которые достоверно устанавливаются во внешних частях Восточно-Европейского кратона (Кольский, Тимано-Печорский, Вятский и Воронежско-Украинский своды) (Nikishin et al., 1996; Фокин, Никишин, 1999). Структурные преобразования сопровождалось проявлениями девонского базальтового вулканизма, которые известны в пределах всех сводовых поднятий. Щелочной ультраосновной магматизм характерен для Кольского и Воронежско-Украинского сводов, его проявления известны и на Тимане. Кольское поднятие имело диаметр около 600–800 км, а предполагаемая рифтовая зона в его осевой части имела восток-северо-восточное и северо-восточное простирание и трассируется в настоящее время расположением щелочно-ультраосновных массивов центрального типа и дайками на Кольском полуострове, т.е., проходила в крайней западной части современного Кандалакшского залива. Многочисленные проявления кимберлитов Зимнебережного алмазоносного района располагаются по периферии Кольского свода и синхронны периоду наиболее интенсивного проявления щелочно-ультраосновного магматизма на Кольском полуострове.

В пределах Воронежско-Украинского поднятия в девоне наиболее глубинные и наименее дифференцированные разновидности пород образуются на бортах будущего Днепровско-Припятского рифта на начальном этапе рифтогенеза (кимберлиты Приазовья на Украине (Юткина и др., 2005), оливиновые мелилититы и ультраосновные фойдиты Жлобинского поля в Белоруссии (Первов и др., 2004)).

Сравнительные исследования кимберлитов и лампроитов Восточно-Европейского кратона показывают значительные вариации состава пород, а также их источников. Ниже мы приводим краткую характеристику известных проявлений кимберлитов и лампроитов, которая основана на обширных новых литературных данных, а также полученных нами в последнее время оригинальных результатах датирования пород и изучения особенностей вещественного состава ряда объектов ([таблица 5.1](#)). Состав представительных образцов пород приведен в [таблице 5.2](#).

Таблица 5.1

Проявления кимберлитов и лампроитов Восточно-Европейского кратона

Проявления кимберлитов и лампроитов	Возраст, млн. лет	MgO, %	TiO ₂ , %	(La/Yb) _{cn}	εSr	εNd
(1) кандалакшское	365	25	1.8	70	+9	+3.95
(2) мельское	366,4	до 25	0.8–1.1	56–81	–4.1...+2.9	–6.1...–4.6
(3) трубка В. Гриба**	372	29–33	1.1–2.3	38–87	+5...+31	–1.0...+1.5
(4) золотицкое**	380,1	26–36	0.5–1.2	15–46	–6...+38	–6.4...–2.2
(5) кепинское*	D ₃	24–33	1.8–3.1	14–145	–10...+46	0...+2.6
(6) восточно-приазовское	384	21–26	3–4	67–111	+3...+32	–0.1...+1.9
(7) умбинское	390-400	20–26	2.1–3.0	55–58	+18...+34	+2.8...+3.0
(8) терскобережное*	465	22–27	1–1.2	90–130	–9.4...+1.2	–1.4...+3.2
(9) Куопио**–Каави**	582-626	20–32	1.0–3.0	73–223	–6.9...+1.0	0...+1.3
(10) костомукшское* лампроиты	1230	16–28	2.4–4.1	62–560	+6...+35	–9.5...–7.9
(11) Кухмо* лампроиты/оранжеиты	1100	22–29	2.4–3.2	185–220	+25...+50	–8.7...–8.0
(12) черкасское лампроиты	1370 (K-Ar) 1000–1200	6–8	2.4–3.5	11	–	около –12...–14
(13) порьегубское лампроиты	1719	8–18	1–2	35–200	+5.7	–9.3
(14) кимозерское*	1764	23–31	0.6–1.5	36–120	нет данных	нет данных
(15) кировоградское	1770	18–26	2.0–4.6	73–102	+13...+20	+1.1...+1.9

Примечание. Алмазоносность пород: * - алмазоносные (алмазы обнаружены), ** - промышленно-алмазоносные.

Цифры в скобках соответствуют цифрам на [рис. 5.1](#). Использованные источники см. в тексте.

Представительные анализы кимберлитов и лампроитов Восточно-Европейского кратона

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
	1	2	2	3	3	4	5	5	6	6
	K25-1	Me-21/1	Me-46	106/606	106/690A	1490/940-9	3215A/174	64AP	293/11	1459-a
SiO ₂	28.48	28.95	26.90	40.81	35.07	36.71	36.66	37.4	30.98	33.40
TiO ₂	1.76	0.96	0.99	1.39	1.95	1.10	2.10	3.12	3.98	4.30
Al ₂ O ₃	3.04	3.38	2.49	1.72	1.69	3.19	2.35	3.95	3.16	3.03
Fe ₂ O ₃	12.48*	7.06	10.24	4.16	4.11	5.06	7.71	8.42	5.18	4.59
FeO		2.87	3.26	3.06	3.82	3.41	1.68	3.18	4.68	4.89
MnO	0.24	0.32	0.25	0.15	0.16	0.17	0.18	0.21	0.15	0.19
MgO	25.33	25.10	24.30	31.83	33.11	31.92	32.96	25.18	25.98	20.78
CaO	16.78	11.30	11.07	3.70	4.45	4.23	0.73	3.68	9.58	12.05
Na ₂ O	0.31	0.25	0.51	0.38	0.15	0.75	0.12	0.34	0.05	0.06
K ₂ O	0.77	0.44	0.47	0.31	0.27	2.89	0.50	1.59	0.99	0.41
P ₂ O ₅	0.22	0.57	0.79	0.22	0.37	0.48	0.32	1.24	0.67	0.66
ППП	10.27	18.19	18.55	12.01	14.58	10.48	14.00	12.49	14.34	15.63
CO ₂	не опр.	7.75	10.07	0.54	2.45	1.99	0.52	3.8	4.65	6.88

	(11)	(12)	(13)	(14)	(15)	(16)	(17)	(18)	(19)	(20)
	7	8	9	9	10	10	11	12	13	15
	427/157	T1-28-2	1.107	2.15	D-20	D-26-8	16.12	5741	12/2	4096-16
SiO ₂	37.39	35.13	25.56	32.08	45.43	44.60	42.95	48.67	39.26	41.81
TiO ₂	3.02	0.97	1.52	2.34	2.82	3.73	3.24	3.43	1.62	3.49
Al ₂ O ₃	5.02	4.48	3.07	5.43	6.42	7.45	4.01	9.41	11.79	3.85
Fe ₂ O ₃	6.17	6.83*	11.28*	11.79*	8.85*	10.47*	9.93*	9.00	10.26*	6.45
FeO	4.63							4.09		6.02
MnO	0.22	0.19	0.23	0.26	0.15	0.15	0.14	0.17	0.19	0.18
MgO	24.22	23.99	29.05	22.58	22.95	25.42	21.68	6.52	14.28	24.55
CaO	4.05	9.97	16.07	10.09	9.58	5.15	5.44	3.28	17.74	3.67
Na ₂ O	0.11	0.32	0.13	0.10	0.22	0.11	0.40	2.15	3.14	0.13
K ₂ O	1.12	2.75	0.11	1.95	2.70	3.62	5.73	9.53	1.51	0.02
P ₂ O ₅	0.57	0.65	0.60	0.60	1.77	0.35	0.12	0.74	0.22	0.21
ППП	13.35	13.78	11.37**	12.69**	не опр.	7.30	6.16*	3.02	не опр.	9.61
CO ₂	2.16	не опр.	4.75	3.69	не опр.	0.62	1.35	1.02	не опр.	3.66

Примечание: Ан. 2-11, 18, 20 - материалы авторов; ан. 1, 12 (Beard et al., 1998); ан. 13, 14, 17 (O'Brian, 1999); ан. 15, 16, 19 (Никитина и др., 1999). * Суммарное железо в виде Fe₂O₃

5.2. Индикаторные петрогеохимические характеристики и источники различных по возрасту кимберлитов и лампроитов Восточно-Европейского кратона

5.2.1. Поздний палеопротерозой

Известны следующие проявления кимберлитов (К) и лампроитов (Л) этого возрастного этапа: кировоградское (К) на Украинском щите, кимозерское (К) и порьегубское (Л) на Балтийском щите (рис. 5.1, 5.2).

Дайки кимберлитов кировоградского проявления обнаружены в пределах неоднородного по возрасту и составу Устиновско-Знаменского дайкового поля в Кировоградском блоке Украинского щита (Цымбал и др., 1999₁). Они вскрыты скважинами на Лелековском и Щорсовском участках. Дайки имеют северо-западное простирание и мощность 1–8 м. Протерозойский возраст кимберлитов (около 1800 млн. лет) был определен ранее К-Аг методом (Гречишников и др., 1980). Для кимберлита Лелековского проявления нами была получена датировка 1770 ± 9.4 млн. лет (Rb-Sr метод по валовой пробе и флогопиту основной массы породы) (Юткина и др., 2005).

Состав кимберлитов был детально рассмотрен С.Н.Цымбалом и др. (1999₁). Кимберлиты содержат 18–26% MgO и принадлежат к умеренно- и высокотитанистым разновидностям ($TiO_2 = 2.0\text{--}4.6\%$) (таблицы 5.1, 5.2). Многие дайковые породы богаты слюдой, имеют повышенное содержание калия и алюминия, и по этим параметрам напоминают лампроиты. Проведенные нами исследования показали, однако, что породы с низкими и высокими содержаниями K_2O (0.02% в образце 4096-16 и 4.20% в образце 4095-а, таблица 5.2) сходны по изотопному составу и имеют довольно высокие значения ϵ_{Nd} (+1.9 и +1.1, соответственно) (таблица 5.3), более характерные для кимберлитов.

Некоторые разновидности пород богаты глубинными ксенолитами, представленными преимущественно измененными дунитами и хромшпинелевыми перидотитами; отмечены единичные ксенолиты рутилсодержащих эклогитоподобных пород (Цымбал и др., 1999₂). Пироп встречается крайне редко, его единичные зерна обнаружены только в протолочных пробах кимберлитов. Кимберлиты Кировоградского блока относятся к неалмазоносным разновидностям.

Алмазоносные кимберлиты кимозерского проявления (Северное Прионежье) находятся в стадии изучения. По данным, приведенным в статье В.В. Ушкова (2001), возраст кимберлитов составляет 1764 ± 125 млн. лет (Sm-Nd метод). Результаты изучения обнажений и керна скважины позволили предположить, что кимберлиты слагают силлоподобную залежь, заключенную между двумя габбро-долеритовыми силлами. Кимберлиты сильно изменены. В составе залежи выделяются три горизонта, сложенные (снизу вверх)

тремолит-карбонатными породами, серпентин-карбонатными брекчиями и серпентин-тремолитовыми породами. Породы содержат реликты вкрапленников серпентинизированного и хлоритизированного оливина (размером до 10 мм) и хлоритизированной слюды (размером до 1 мм, в количестве до 3–10% в центральной зоне тела).

Породы характеризуются низкими содержаниями TiO_2 (0.6–1.5%) при содержаниях MgO до 31%. Сильное изменение пород (серпентинизация, хлоритизация, карбонатизация, тремолитизация) и контаминация вмещающими породами, по-видимому, привели к значительному перераспределению компонентов, что выражается в исключительно низких содержаниях Rb, Ba и Sr и варьирующих содержаниях редких земель, Nb и Zr (Ушков, 2001).

Минералы-индикаторы представлены почти исключительно хромитами, среди которых значительная доля (около 20%) зерен содержит $>60\% Cr_2O_3$.

Заметим, что близкий возраст 1770 ± 12 млн. лет установлен для Ропручейского силла долеритов на юго-западном побережье Онежского озера (U-Pb возраст по цирконам из монцонитовых обособлений, Бибикова и др., 1990).

Лампроиты порьегубского проявления слагают серию даек, одна из которых датирована 1719 ± 8 млн. лет (Rb-Sr метод, Никитина и др., 1999). Дайковое поле имеет площадь около 50 км², выявлено 26 даек, из них 4 дайки сложены эксплозивными разновидностями. Мощность даек до 4–5 м. Размещение даек контролируется разломами северо-западного простирания (Увадьев, 1981). Дайки простираются параллельно гнейсовидности вмещающих пород, но имеют крутое (70° – 80°) встречное падение к юго-западу (Моралев и Самсонов, 2004). В ассоциации пород порьегубского проявления описаны 3 дайки оливин-диопсид-флогопитовых лампроитов и 23 дайки диопсид-флогопит-калишпатовых лампроитов (Проскураков, Увадьев, 1992). Некоторые разновидности пород содержат значительное количество амфибола (до 15%, гастингсит-рихтерит, К-рихтерит) и лейцит (Никитина и др., 1999). Среди даек Порьегубского комплекса выделяются две группы пород, различных по K/Na отношению, однако, породы обеих групп на всех диаграммах образуют единые тренды и рассматриваются как единый комплекс. Особенности состава пород и минералов позволили отнести породы Порьегубского комплекса к лампроитам переходного типа. Пониженное содержание TiO_2 (1–2%), наличие отрицательных аномалий Ti, Ta и Nb в спектрах редких элементов указывают на связь процессов формирования этих лампроитов с постколлизийными процессами на границе Кольского кратона и Беломорско-Лапландского пояса (Никитина и др., 1999). По обогащенности пород легкими редкими землями и барием и некоторым другим особенностям распределения редких элементов лампроиты Порьей Губы похожи на позднеорогенные калиевые субщелочные интрузивные породы Северо-Западного Приладожья с возрастом около 1750–1800 млн. лет (Kononova et al., 2000). Изотопные данные (низкие отрицательные значения ϵ_{Nd} при низких

Редкие элементы в кимберлитах и лампроитах Восточно-Европейского кратона

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
	1	2	2	3	3	4	5	5	6	6
	K25-1	Me-21/1	Me-46	106/606	106/690A	1490/940-9	3215A/174	64AP	293/11	1459-a
Li	н.о.	65.6	71.4	24.9	11.3	13.4	87.3	164	н.о.	н.о.
Be	н.о.	3.5	2.7	1.0	1.9	4.2	1.4	1.33	2.5	2.9
Sc	19.8	17	24	4	9	11	15	20	17	17
V	143	82	67	91	130	79	195	202	252	265
Cr	1228	1714	488	1256	1850	1668	2688	2575	1380	1051
Co	н.о.	79.8	64.0	76.6	76.2	76.5	76.1	85	81.7	62.5
Ni	1013	1219	555	1679	1562	1588	1691	1608	1056	764
Cu	н.о.	31	5	99	83	47	72	69	104	50
Zn	н.о.	71	79	98	59	69	72	84	94	111
Ga	н.о.	9	6	3	4	6	6	8	14	14
Rb	25.4	23	23	15	18	66	31	66	73	28
Sr	972	800	573	215	345	746	191	617	877	1074
Y	9.7	19	11	6	8	11	9	13	15	17
Zr	90	104	139	54	80	140	141	154	604	521
Nb	106	89	87	43	85	57	112	217	189	219
Mo	н.о.	0.3	0.4	0.5	1.3	0.3	0.7	0.5	0.4	0.4
Cs	н.о.	0.4	0.2	0.4	0.3	1.2	0.6	0.94	2.0	1.5
Ba	268	859	1521	196	585	957	517	1296	1022	338

La	77.09	94.7	82.3	24.8	52.7	45.2	57.0	148.6	111	108
Ce	153.9	178	145	45.2	93.4	81.4	158	284.4	216	214
Pr	н.о.	18.9	16.1	4.82	10.1	9.04	12.6	31.25	23.6	23.7
Nd	52.08	65.5	55.4	16.8	35.4	33.5	44.4	105	84.8	83.7
Sm	6.68	9.18	7.16	2.63	5.05	5.31	6.13	12.4	11.7	12.4
Eu	1.62	2.37	1.71	0.679	1.13	1.41	1.58	2.84	3.08	3.18
Gd	н.о.	6.16	4.40	1.86	3.31	3.88	3.67	6.53	8.62	9.01
Tb	н.о.	0.760	0.508	0.240	0.400	0.482	0.453	0.72	0.989	1.06
Dy	н.о.	3.64	2.39	1.21	1.84	2.38	2.05	3.02	3.85	4.12
Ho	н.о.	0.634	0.412	0.215	0.310	0.397	0.320	0.47	0.559	0.643
Er	н.о.	1.57	0.976	0.541	0.710	0.952	0.768	1.04	1.38	1.55
Tm	н.о.	0.193	0.137	0.0732	0.0870	0.118	0.0910	0.13	0.122	0.139
Yb	0.74	1.14	0.893	0.437	0.466	0.664	0.466	0.75	0.679	0.794
Lu	0.1	0.176	0.146	0.0643	0.0688	0.0936	0.0705	0.11	0.0915	0.103
Hf	н.о.	2.05	2.80	1.51	2.15	3.69	3.69	4.04	14.8	12.8
Ta	н.о.	4.75	4.40	4.03	6.63	3.08	8.35	16.4	8.65	10.6
Pb	6.5	6.05	7.60	6.68	23.9	9.13	15.7	8.7	6.25	31.1
Th	12.9	12.0	11.6	3.76	7.79	4.83	7.98	18.4	16.5	17.4
U		1.32	1.50	0.73	0.99	0.89	16.0	3.9	3.40	3.65
ϵ Sr	9.0	2.5	-1.6	15.1	12.1	0.1	1.3	-1.2	3.4	28.3
ϵ Nd	4.0	-5.0	-5.9	-1.0	1.2	-4.4	1.7	1.2	1.7	1.9
Возраст млн.лет	365	366.4	366.4	373	373	380.1	(367)	(367)	384	384

	(11)	(12)	(13)	(14)	(15)	(16)	(17)	(18)	(19)	(20)
	7	8	9	9	10	10	11	12	13	15
	427/157	T1-28-2	1.107	2.15	D-20	D-26-8	16.12	5741	12/2	4096-16
Li	104	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	244	н.о.	242
Be	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	22.0	н.о.	11.1
Sc	22.3	14.6	17.8	20.5	8	21	14.4	15	19	22
V	177	38	112	173	75	79	65.2	96	177	130
Cr	1167	1316	1438	1171	1830	1404	1238	403	170	1166
Co	64.8	н.о.	63.8	59.9	109	102	1166	23	48	81
Ni	985	1180	906	599	1810	1096	н.о.	242	190	805
Cu	н.о.	н.о.	110	119	н.о.	н.о.	58	61	н.о.	24
Zn	н.о.	н.о.	78	84	н.о.	н.о.	85	270	н.о.	86
Ga	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	22	н.о.	12
Rb	47	94.8	10.3	100	58	69	187	440	125	9
Sr	407	859	1240	890	684	701	467	303	4418	173
Y	21	16.4	8.63	13.8	15	22	10.7	79	41	20
Zr	335	123	62.6	94.4	295	496	319	925	258	239
Nb	146	237	233	205	75.7	114	176	70	18.4	205
Mo	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.7	н.о.	0.23
Cs	4.0	н.о.	н.о.	н.о.	2.8	н.о.	н.о.	10.6	н.о.	1.23
Ba	854	1571	н.о.	н.о.	1162	1743	н.о.	1724	15974	170

La	105	201.29	174	141	183	82	150	68.8	171	146
Ce	211	246.19	287	237	336	164	278	156	334	337
Pr	23.2	н.о.	26.7	23.5	н.о.	н.о.	29.1	18.4	н.о.	40.2
Nd	87.1	89.1	83.3	76.1	140	69	89.6	75.5	167	152
Sm	13.1	11.0	8.92	9.45	13	9	9.92	16.5	28	23.1
Eu	3.36	2.91	1.67	2.16	3	2	2.29	3.45	7	5.67
Gd	9.7	н.о.	5.56	6.37	н.о.	н.о.	7.26	14.7	н.о.	13.6
Tb	1.32	н.о.	0.61	0.74	0.8	н.о.	0.79	2.10	1	1.62
Dy	6.15	н.о.	1.91	2.89	н.о.	н.о.	2.57	11.5	н.о.	6.59
Ho	0.83	н.о.	0.29	0.47	н.о.	н.о.	0.43	2.27	н.о.	0.954
Er	1.87	н.о.	0.77	1.15	н.о.	н.о.	0.86	5.80	н.о.	1.95
Tm	0.21	н.о.	0.09	0.17	н.о.	н.о.	0.09	0.778	н.о.	0.205
Yb	1.29	1.04	0.53	0.92	0.9	0.9	0.47	4.26	2.4	0.969
Lu	0.18	0.16	0.1	0.13	0.1	н.о.	0.1	0.615	н.о.	0.131
Hf	7.89	н.о.	1.52	2.3	6.5	13.2	9.15	23.7	н.о.	6.82
Ta	6.28	н.о.	13.1	11.4	2.8	4.2	9.52	6.66	0.5	13.7
Pb	6.11	10.7	9.92	7.82	19	11	11.4	37.1	2	15.8
Th	13.29	16.3	26.7	19.2	15	11	18	19.6	17	35.0
U	3.48	н.о.	3.79	3.92	1.5	н.о.	3.58	3.09	н.о.	3.99
εSr	33.9	-7.0	-2.9	-6.0	13.5	8.2	51.0	25	5.7	19.7
εNd	2.8	0.9	0.9	0.9	-9.4	-9.5	-8.9	-13	-9.3	1.9
Возраст млн.лет	390	465	(600)	(600)	1230	1230	(1100)	(1150)	1719	1770

Примечание: Ан. 2-11, 18, 20 - материалы авторов; ан. 1, 12 (Beard et al., 1998); ан. 13, 14, 17 (O'Brian, 1999); ан. 15, 16, 19 (Никитина и др., 1999); н.о. - элемент не определялся. Значения возраста в скобках - приближенные данные.

изотопных отношениях Sr) (таблица 5.1) свидетельствуют о возможном участии литосферной мантии EM1 типа в генерации лампроитовых магм.

В пределах позднепалеопротерозойского лампроитового поля Порьей Губы известны дайки и палеозойского возраста (Е.Н.Терехов, устное сообщение).

5.2.2. Мезопротерозой (ранний–средний рифей)

На этом возрастном этапе известны пока лишь проявления лампроитов: черкасское на Украинском щите, костомукшское и Кухмо на Балтийском щите (рис. 5.1).

Псевдолейцитовые лампроиты черкасского проявления слагают погружающийся на юго-восток силл или пологую пластину мощностью 5–50 см (Гейко и др., 1991). Породы состоят из псевдолейцита, калиево-натриевого магнезиоарфведсонита, магнезиального биотита с пониженным содержанием Al и были классифицированы как лампроиты. Предоставленный нам для изучения образец сходен по минералогии и химическому составу с породами, описанными Ю.В.Гейко и др. (1991) (таблицы 5.2, 5.3). По химическому составу это ультраосновная высокотитанистая ультракалиевая агапитовая ((Na+K)/Al = 1.5) довольно сильно дифференцированная порода, содержащая всего 6.5% MgO. Прослеживается определенное сходство пород по минералогическим особенностям с лампроитами (Гейко и др., 1991), вместе с тем отметим их низкую магнезиальность, в целом не характерную для пород лампроитовой серии. Проведенное нами изучение изотопного состава породы позволило приблизительно ограничить ее возраст интервалом 1100–1200 млн. лет (благодаря высокому отношению $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в породе, равному 4.32). Датировка, полученная ранее K-Ar методом (1370 млн. лет) представляется завышенной, поскольку пересчет полученных изотопных данных на этот возраст дает нереально низкие значения “первичных” изотопных отношений Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.6913$, $\epsilon_{\text{Sr}} = -167$). С учетом полученных данных возраст этих образований, по-видимому, должен быть пересмотрен и уточнен. Изотопное отношение Nd меньше зависит от возраста и может быть оценено в интервале $\epsilon_{\text{Nd}} = -12...-14$. То есть, существенная роль литосферного компонента четко проявлена в составе и этих пород.

Породы костомукшского проявления по совокупности вещественных признаков (парагенезис минералов, состав основных породообразующих минералов, петрохимические, геохимические и изотопные параметры щелочно-ультраосновных пород) принадлежат к лампроитам. Лампроитовое поле располагается в центральной части Карельского блока и включает на данный момент 81 дайку и 20 небольших диатрем (Журавлев, 2004), которые сложены лейцитовыми, оливин-лейцитовыми, оливин-флогопитовыми и оливиновыми лампроитами. Дайки образуют рои субмеридионального простираения (350°–355°) с крутым падением. Породы алмазоносны. Их возраст

(1230±5 млн. лет - Rb-Sr метод) и состав был изучен Беляцким и др. (1997) и Никитиной и др. (1999). По химическому составу породы относятся к типичным внутриплитным образованиям. Судя по изотопному составу пород (Никитина и др. 1999; Кононова и др., 2002), лампроитовые магмы образовались из древнего литосферного источника ($\epsilon_{Sr} = +6...+35$, $\epsilon_{Nd} = -9.5...-7.9$). Модельный возраст T(DM)Nd лампроитов составляет около 2.1 млрд. лет и может отвечать времени метасоматической подготовки этого источника. Образование магм из древнего резервуара (более древнего по сравнению с возрастом самих лампроитов) подтверждается также изотопным составом свинца. Лампроиты Костомукши обладают низкими значениями $^{206}Pb/^{204}Pb = 14.1-14.6$ и $^{207}Pb/^{204}Pb = 14.8-14.9$ и располагаются в области, характерной для модельных источников с возрастом >2 млрд. лет (Кононова и др., 2002). Заметим, что близкие возраст (1227 млн. лет) и изотопные составы Sr, Nd и Pb характерны для лампроитов западной Гренландии (Nelson, 1989; Jensen et al., 2002), дайковый пояс которых расположен на расстоянии около 1500 км (по суше, не считая разделяющего пространства Атлантического океана) от Костомукшского дайкового пояса.

С породами Костомукшского проявления сопоставимы породы даек, обнаруженных на территории Финляндии (район Кухмо–Ленттиира) вблизи Костомукшского проявления. Найденные в районе Ленттиира дайки имеют сходное с костомукшским простираие (335°). Возраст отдельных даек оценивается в 1100 млн. лет (K-Ar данные; Tunī, 1997) и 1250 млн. лет (U-Pb метод по перовскиту; O'Brien et al., 2003). Петрологическое исследование этих пород продолжается. Отмечается присутствие оливиновых лампроитов или оранжитов, а также ультраосновных лампрофиров (айллицитов) (O'Brien, Tunī, 1999). Оливиновые лампроиты имеют низкие первичные изотопные отношения Nd (ϵ_{Nd} около -9) при умеренных значениях ϵ_{Sr} около +50.

5.2.3. Неопротерозой (венд)

К этому этапу относятся группа трубок и даек кимберлитов Куопио–Каави в Финляндии (589–626 млн. лет, U-Pb определения по перовскиту) (O'Brien, Tunī, 1999, O'Brien et al., 2003). Близкий возраст имеют также дайки кимберлитов (ультраосновных лампрофиров) на западе Гренландии (587 ± 24 млн. лет) (Jensen et al., 2002; Nelson, 1989; Mitchell, 1999). Кимберлитовый район Куопио–Каави расположен в краевой части Карельского кратона, Там открыто 24 тела кимберлитов. По минералогическому составу они близки к кимберлитам I группы Южной Африки, а по геохимии и изотопному составу ближе к кимберлитам Коиду в Западной Африке (O'Brien, Tunī, 1999). Судя по изотопному составу ($\epsilon_{Sr} = -6.9...+1.0$ и $\epsilon_{Nd} = 0...+1.3$, значения даны в пересчете на возраст 600 млн. лет), в качестве источника магм предполагается резервуар, близкий BSE, или смесь источников типа южноафриканских кимберлитов группы I и литосферной мантии Карельского кратона.

Недавно компания Tertiary Minerals (www.tertiaryminerals.com) объявила о находке новых кимберлитовых тел в районе Куусамо (Восточная Финляндия) вблизи девонского массива щелочно-ультраосновных пород Ииваара. По первым оценкам среди пород присутствуют как обычные кимберлиты, так и оранжиты.

5.2.4. Палеозой

Средний ордовик

Среднеордовикский возраст *кимберлитов Терского берега* (465 ± 24 млн. лет, Rb–Sr метод; 457 ± 46 млн. лет, Sm–Nd метод; Баянова, 2002) был в некотором роде сенсацией: появился новый этап кимберлитового магматизма или значительно расширились возрастные рамки палеозойского этапа. Ранее кимберлиты были датированы K–Ar методом по флогопиту в интервале 337–384 млн. лет (Калинкин и др., 1993). В причинах этих расхождений еще предстоит разобраться. Терскобережные кимберлиты алмазоносны и слагают две трубки размером 30 x 40 и 100 x 100 м. Породы содержат 22–27% MgO и имеют относительно низкое содержание TiO₂ (1–1.2%). Вместе с тем, они имеют необычно высокие (для столь низкотитанистых пород) содержания Nb и ЛРЗЭ (Калинкин и др., 1993; Beard et al., 1998). Валовые пробы кимберлитов имеют значения $\epsilon_{Sr} = -9.4 \dots +1.2$ и $\epsilon_{Nd} = -1.4 \dots +3.2$ (Beard et al., 1998; Dunworth, Bell, 2001; Баянова, 2002).

Девон

Девонский этап ознаменован широким проявлением щелочно-ультраосновных пород на Балтийском щите (Кольский п-ов и Карелия), в Архангельской области, на Среднем Тимане и Украинском щите (Восточное Приазовье).

На Балтийском щите щелочно-ультраосновные породы слагают массивы центрального типа, а также сложный дайковый комплекс. Дайки связаны как с интрузивными массивами, так и образуют самостоятельные пояса и группы, которые включают и трубки взрыва. Возраст массивов щелочно-ультраосновных пород охватывает интервал от 410 до 360 млн. лет (Kramm et al., 1993; Баянова, 2002; Арзамасцев и др., 2005). Одна из *даек Кандалакшского ареала* отнесена к монтичеллитовым кимберлитам и датирована 365 ± 16 млн. лет (K–Ar метод по валовой пробе; Beard et al., 1998).

Наиболее многочисленные и разнообразные по составу проявления кимберлитового магматизма открыты в *Зимнебережном алмазоносном районе* Архангельской области. Отдельные кимберлитовые тела были датированы Rb–Sr методом по слюде и валовым пробам пород. Так, для массивных кимберлитов глубоких горизонтов (>940 м) трубки Пионерская получена датировка 380.1 млн. лет (Первов и др., 2005₁), а возраст кимберлитов силлов Мела, расположенных в 50 километрах севернее, оценен в 366.4 млн. лет (Первов и др., 2005₂). Этот возрастной интервал соответствует главной фазе

щелочного магматизма на Кольском полуострове (410–362 млн. лет), что свидетельствует об общих причинах активизации магматизма в позднем палеозое на севере Восточно-Европейской платформы.

Кимберлиты Зимнебережного района разнообразны по геохимическим особенностям и изотопному составу (Богатиков и др., 1999; Богатиков и др., 2001₂; Кононова и др., 2002). Выделено два главных типа кимберлитов – золотицкий и кепинский. Кимберлиты трубки им. В.Гриба обладают переходными чертами. Кимберлиты силлов по р. Мела также своеобразны в минералогическом, геохимическом и изотопном отношениях.

Кимберлиты многих магматических тел Кепинского поля обогащены ЛРЗЭ – отношение (La/Yb)_{сп} в них составляет 70–130; они имеют устойчиво положительные значения ϵ_{Nd} (+2.8 ... +1.2), а также высокие отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$ 18.46–19.03, $^{207}Pb/^{204}Pb$ 15.53–15.65 и $^{208}Pb/^{204}Pb$ 38.43–38.77. Таким образом, они соответствуют по изотопному составу Sr, Nd и Pb южноафриканским кимберлитам I группы.

Кимберлиты трубки им. В.Гриба имеют переходный изотопный состав. Они близки к BSE по изотопному составу Nd, и варьируют по ϵ_{Nd} от слабо отрицательных (–1.0) до умеренно положительных (+1.5) значений. В то же время по первичному изотопному составу Pb ($^{206}Pb/^{204}Pb$ 18.03–18.08, $^{207}Pb/^{204}Pb$ 15.49–15.52 и $^{208}Pb/^{204}Pb$ 37.89–38.02) они смещены к золотицким кимберлитам. Породы обладают и переходными значениями (La/Yb)_{сп} = 38–87.

Кимберлиты Золотицкого поля характеризуются более слабым обогащением ЛРЗЭ – отношение (La/Yb)_{сп} около 18–44. В отличие от кимберлитов Кепинского поля они имеют отрицательные значения ϵ_{Nd} (–2.2 ... –5.3) при невысоких величинах ϵ_{Sr} (преимущественно, от –4.5 до +29). По сравнению с кимберлитами Кепинского поля они обладают менее радиогенным изотопным составом свинца: $^{206}Pb/^{204}Pb$ 18.13–18.27, $^{207}Pb/^{204}Pb$ 15.50–15.60 и $^{208}Pb/^{204}Pb$ 37.69–38.14. Эти геохимические характеристики, по-видимому, указывают на значительную роль древней обогащенной мантии EM I типа в составе этих пород. Еще более отчетливо мантийный источник EM I проявлен в составе щелочных пикритов Ижмозерского поля.

Кимберлиты силлов по р. Мела также обладают некоторыми переходными особенностями состава. Они имеют низкие значения ϵ_{Sr} = –4.1...+2.9 и ϵ_{Nd} = –6.1 ... –5.0 (ниже чем в золотицких кимберлитах), но при этом обладают высокими первичными изотопными отношениями свинца ($^{206}Pb/^{204}Pb$ 18.01, $^{207}Pb/^{204}Pb$ 15.53 и $^{208}Pb/^{204}Pb$ 38.05), сходными с их значениями в кепинских кимберлитах. По высокому содержанию легких редких земель они приближаются к кепинским кимберлитам, хотя по отношению (La/Yb)_{сп} = 56–81 кимберлиты мельских силлов смещены в сторону золотицких кимберлитов.

Умбинское проявление на Среднем Тимане, где известно три трубки ультраосновных щелочных пород. Данные о возрасте пород приводятся в

работе Малькова и Холоповой (1995) (390 ± 14 млн. лет - K-Ar метод по флогопиту, 400 млн. лет - U-Pb по циркону). Несмотря на наличие в основной массе пород псевдоморфоз, напоминающих псевдоморфозы по мелилиту, петрохимические особенности пород (высокое содержание MgO и низкие содержания CaO и Al_2O_3), а также петро- и геохимическое сходство пород с некоторыми разновидностями кимберлитов Архангельской области, позволили рассматривать эти породы как кимберлиты (Кононова и др., 2000). Породы обладают довольно высокими положительными значениями $\epsilon_{Nd} = +2.8 \dots +3.0$ (Кононова и др., 2002). Составы минералов и их парагенезисов из глубинных ксенолитов гранатовых перидотитов и эклогитов трубки Умбинская соответствуют условиям неалмазоносных фаций мантийных пород (Мальков, Холопова, 1995; Первов и др., 2002).

В Восточном Приазовье кимберлиты слагают 4 трубки и несколько даек. Для двух трубок определен возраст Rb-Sr методом по слюдам и валовым пробам (383.3 ± 3.8 млн. лет для тр. Новоласпинская и 384.7 ± 3.9 млн. лет для тр. Южная; Юткина и др., 2004). Тела кимберлитов расположены в южном борту Днепровско-Донецкого рифта. Известно, что рифтовая стадия здесь охватывала интервал 372–363 млн. лет, а предрифтовая – 383–372 млн. лет (Kusznir et al., 1996), т.е., судя по полученным возрастным данным, кимберлиты внедрились незадолго до начала образования рифтового прогиба.

Породы обладают несколько пониженными содержаниями MgO (21–26%) и высокой титанистостью ($TiO_2 = 3–4\%$). Значения ϵ_{Nd} варьируют от -0.1 до +1.9 (Юткина и др., 2004).

Среди минералов-спутников алмаза, детально изученных украинскими геологами, установлены пироп, хромшпинелиды, пикроильменит, хромдиопсид (Панов и др., 1999). Среднее содержание Cr_2O_3 в хромшпинелидах составляет 54%. Гранат по своим химическим характеристикам (5.7–6.2% CaO; 5.5–6.5% Cr_2O_3) относится к пиропам лерцолитового парагенезиса. Единичные зерна имеют сходство с пиропами из гарцбургитов и верлитов. По данным украинских геологов 3 из 231 анализов граната из Петровского кимберлитового тела и 2 из 220 анализов граната из трубки Южная попали на диаграмме Н.В.Соболева в поле алмазоносных парагенезисов. Пикроильменит в кимберлитовых трубках и дайках Восточного Приазовья имеет высокую магнезиальность (MgO 7.14–14.34%) и хромистость (Cr_2O_3 до 4.07%). Хромдиопсид обнаружен в знаковых количествах во всех кимберлитовых трубках Приазовья.

Судя по соотношению некоторых пороодообразующих элементов (TiO_2-K_2O), концентрации и характеру распределения редкоземельных элементов, а также изотопному составу Nd и Sr, кимберлиты Восточного Приазовья приближаются по составу к обычным кимберлитам (таблицы 5.1–5.3). Кимберлиты обладают повышенными содержаниями Zr (500–600 г/т) и сходны в этом отношении с оливиновыми лампроитами.

5.3. Заключение

Суммируя данные об особенностях проявления кимберлитового и лампроитового магматизма на Восточно-Европейском кратоне в период 1770–360 млн. лет, подчеркнем:

1. Источники кимберлитов Восточно-Европейского кратона весьма разнообразны и варьируют по изотопному составу Sr, Nd и Pb. По изотопному составу неодима (рис. 5.3) кепинские, кандалакшские, умбинские, восточно-приазовские и кировоградские кимберлиты имеют источники (ϵ_{Nd} до +3 ... +4), слабо обедненные относительно CHUR, и близки главным разновидностям кимберлитов Якутии и кимберлитам I группы Южной Африки. В то же время, золотицкие и мельские кимберлиты образовались из мантийных источников с изотопными характеристиками мантии EM I типа с ϵ_{Nd} до -6 при низких изотопных отношениях стронция. Значительно распространены также кимберлиты с переходным изотопным составом вблизи BSE, как правило, имеющие более низкие значения ϵ_{Nd} по сравнению с южноафриканскими кимберлитами группы I (кимберлиты трубки им. В.Гриба, Каави–Куопио и терскобережные кимберлиты). Для серии объектов Архангельской провинции (от щелочных пикритов Ижемского поля к кимберлитам золотицкого типа и кимберлитам кепинского типа) наблюдается значительное увеличение первичных изотопных отношений неодима (ϵ_{Nd} от -10 до +3). При этом, отмечается прямая корреляция между значениями ϵ_{Nd} и уровнем обогащения пород многими редкими элементами (в частности, легкими редкими землями и HFSE). Разнообразие источников кимберлитов Архангельской провинции может быть объяснено взаимодействием компонентов астеносферного плюма и литосферной мантии с древним возрастом обогащения. В составе золотицких кимберлитов заметно влияние древней обогащенной мантии EM I типа, наиболее отчетливо проявленное в составе щелочных пикритов Ижмозерского поля (модельный возраст Nd щелочных пикритов $T(DM)_{Nd} > 2.1$ млрд. лет). Переходные изотопные и геохимические особенности золотицких кимберлитов могли быть связаны с процессами взаимодействия вещества, поступавшего из астеносферного и литосферного источников во время образования кимберлитов. Если предполагать, что магмы золотицких кимберлитов были выплавлены в пределах древней литосферной мантии, то их переходный изотопный состав мог быть связан с привнесением более глубинного вещества (в частности легких редких земель) с изотопным составом астеносферных кимберлитов незадолго до выплавления и внедрения расплавов.

Вариации изотопного состава свинца не всегда устойчиво коррелируются с изотопным составом неодима. В упомянутом выше ряду пород Архангельской провинции наблюдается лишь слабое увеличение изотопных отношений Pb, которые остаются в области значений для относительно молодой мантии (рис. 5.4). По-видимому, литосферный источник

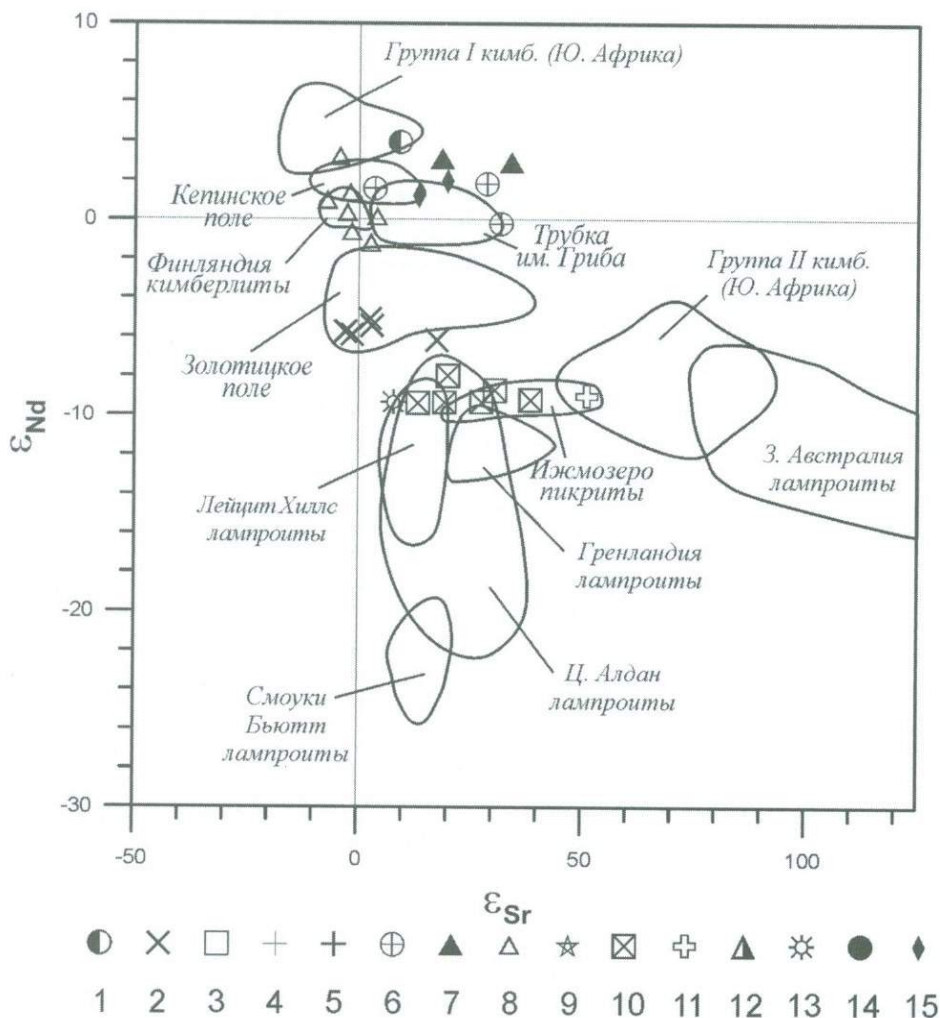


Рис. 5.3. Изотопный состав Sr и Nd кимберлитов и лампроитов Восточно-Европейского кратона

Составы показаны как полями, так и отдельными точками.

Условные знаки для рис. 5.3–5.5 (цифры условных знаков соответствуют номерам проявлений в таблице 5.1 и рис. 5.1).

Проявления: 1 - кандалакшское; 2 - мельское; 3 - трубка им. В.Гриба; 4 - золотицкое; 5 - кепинское; 6 - восточно-приазовское; 7 - умбинское; 8 - терскобережное; 9 - Куопио-Каави; 10 - костомукшское; 11 - Кухмо; 12 - черкасское; 13 - порьегубское; 14 - кимозерское; 15 - кировоградское.

Источники данных см. в тексте. Поля кимберлитов Южной Африки (Smith, 1983; Tompkins, Haggerty, 1984; Fraser, Hawkesworth, 1992). Поля лампроитов (Nelson, 1989, 1992)

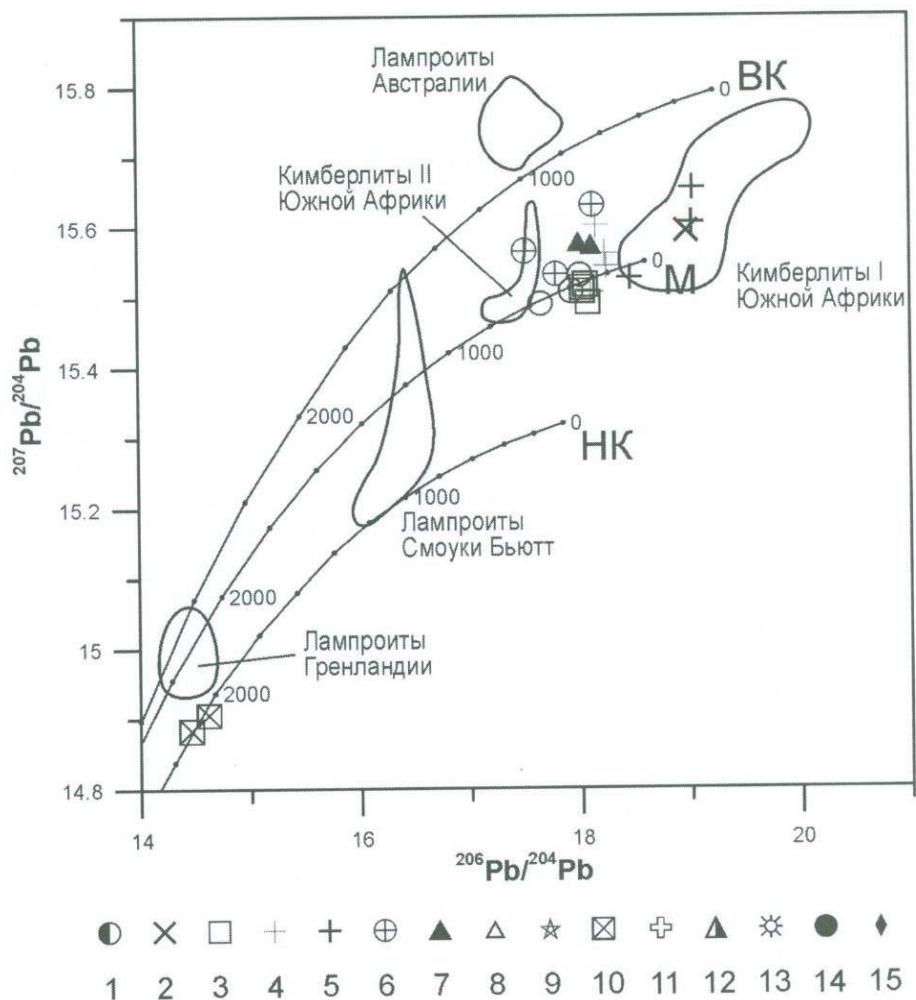


Рис. 5.4. Изотопный состав свинца кимберлитов и лампроитов Восточно-Европейского кратона

Условные обозначения см. на рис. 5.3. Принципы построения модельных кривых см. (Коконова и др., 2002). Поля по (Smith, 1983; Fraser et al., 1985; Nelson, 1989, 1992)

обладал U/Pb отношением, близким к этому отношению в деплетированной мантии и испытал лишь незначительный привнос свинца с более высокими изотопными отношениями в процессе метасоматических изменений. Кимберлиты трубки им. В.Гриба имеют изотопный состав неодима вблизи значений BSE (CHUR) с небольшими отклонениями как к положительным, так и отрицательным значениям ϵ_{Nd} . По изотопному составу свинца они также

близки мантийным значениями. Несоответствие между изотопными составами Nd и Pb контрастно проявлено в составе кимберлитов силлов Мела, которые имеют низкие изотопные отношения Nd ($\epsilon_{Nd} = -5...-6$) (со значительной ролью древней мантии EM I типа) и высокие первичные изотопные отношения Pb, сходные с его изотопными отношениями в кимберлитах кепинского типа и южноафриканских кимберлитах группы I (рис. 5.3, 5.4). Такое несоответствие могло быть связано со спецификой изотопного состава метасоматизирующего агента. Таким образом, выявляется значительная изотопная и химическая неоднородность мантии, проявленная в существенных вариациях в составе кимберлитов в пределах сравнительно небольшой территории Архангельской провинции. Это находится в соответствии с данными о разнообразии состава глубинных ксенолитов в кимберлитах провинции (Саблукова, Саблуков, 2004).

Особенности состава литосферной мантии в источниках некоторых кимберлитов и возможное участие в процессах обогащения древнего субдуцированного корового материала проявлено в слабых отрицательных аномалиях Nb в спектрах редких элементов и, в частности, несколько пониженных отношениях Nb/La (золотицкие и мельские кимберлиты) по сравнению со средним составом базальтов океанических островов, отражающих состав источников, связанных с плюмами (рис. 5.5).

2. Источники лампроитов всегда сильно обогащены несовместимыми редкими элементами, что отчетливо проявлено в их химическом и изотопном составе. Это проиллюстрировано положением первичных изотопных составов Sr, Nd и Pb на диаграммах в координатах $\epsilon_{Nd}-\epsilon_{Sr}$ и $^{207}Pb/^{204}Pb-^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 5.3, 5.4). Судя по изотопному составу свинца, в мантийных источниках лампроитов в различных регионах мира (включая и Восточно-Европейский кратон) заметно проявлено влияние древних процессов, приведших к уменьшению значений изотопных отношений по сравнению со среднемантийными значениями на момент внедрения пород, а также к смещению изотопных отношений свинца с линии изотопной эволюции мантии в сторону нижнекоровых (лампроиты Костомукши) или верхнекоровых (лампроиты Австралии) кривых. Положение костомукшских и порьегубских лампроитов на изотопных диаграммах подчеркивает разнообразие источников лампроитовых магм. Для лампроитов Костомукши (время внедрения 1.23 млрд. лет) наблюдается сходное по возрасту обогащение источника как неодимом (относительно самария), так и свинцом (относительно урана) (древнее 2.1 млрд. лет). В современных моделях предполагается, что литосферный компонент мог быть представлен субдуцированными осадками, которые выдерживались на глубоких горизонтах мантии в течение продолжительного времени, прежде чем были вовлечены в процессы плавления. Вариации же химического и изотопного состава лампроитов, как концентраторов вещества этих осадков, могли быть связаны с вариациями в составе субдуцированных осадков, различиями процессов фракционирования элементов при дегазации субдуцированной плиты и, наконец, различной

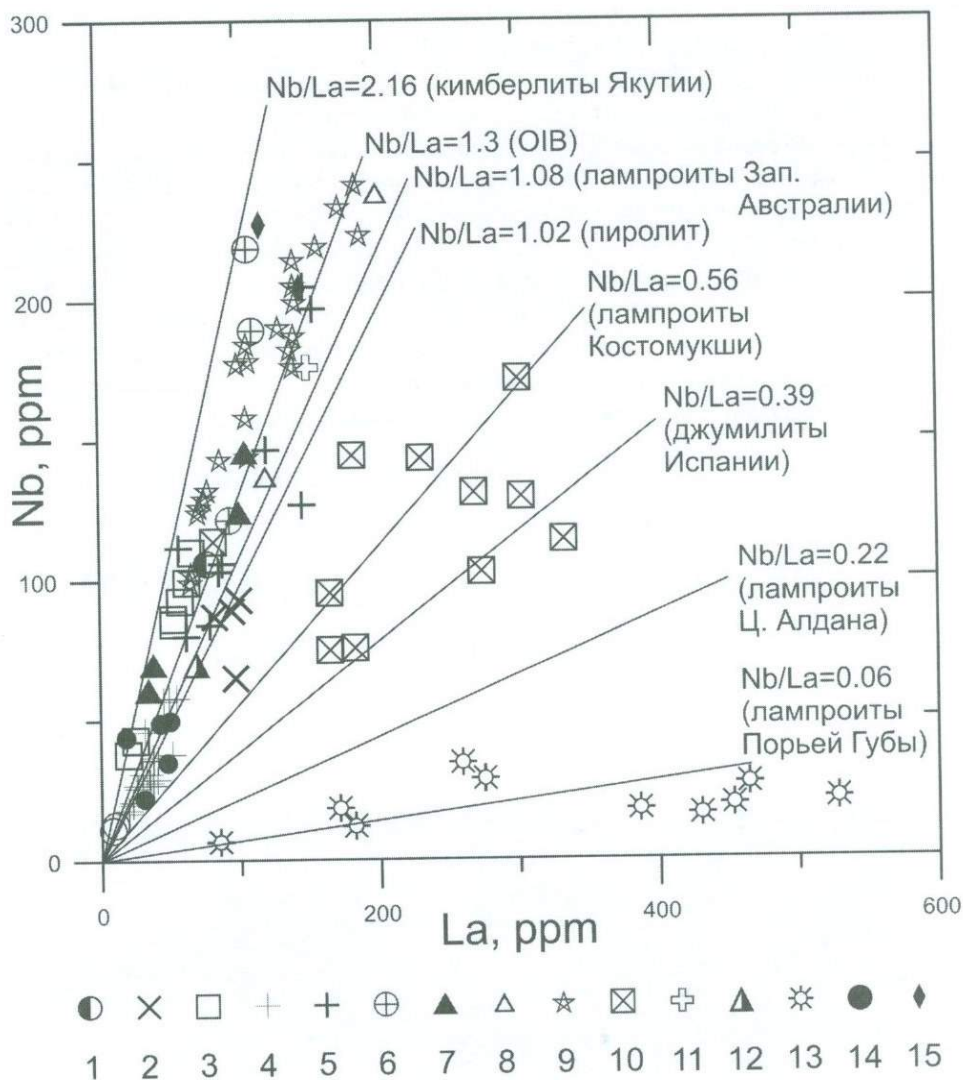


Рис. 5.5. Соотношение содержаний Nb и La кимберлитов и лампроитов Восточно-Европейского кратона

Условные обозначения см. на рис. 5.3. Линии линейной регрессии построены по данным (Богатиков и др., 2004; Кононова и др., 2005) для кимберлитов Якутской провинции, (Venturelli et al., 1991) для джумилитов Испании и (Богатиков и др., 1991) для лампроитов Зап. Австралии и Центрального Алдана. OIB по (Sun, McDonough, 1989), пиролит по (McDonough, Sun, 1995)

длительностью захоронения субдуцированного материала до его участия в магматических процессах (Murphy et al., 2002).

Присутствие субдуцированного материала в составе лампроитов проявлено в пониженных отношениях Nb/La (минимумах Nb в спектрах распределения редких элементов) во многих лампроитах (особенно в породах, проявленных в окраинно-континентальных коллизионных обстановках, таких как лампроиты Испании и Центрального Алдана; Venturelli et al., 1991; Богатиков и др., 1991) (рис. 5.5). При этом видно, что лампроиты Костомукши обладают более высоким отношением Nb/La, приближаясь к внутрикратонным образованиям, в то время как лампроиты Порьей Губы обладают очень низкими отношениями Nb/La, что возможно указывает на значительное участие субдуцированной коровой компоненты в их источнике и согласуется с внедрением пород в пределах Беломорской коллизионной зоны.



Глава 6

**ПОЗДНЕМИОЦЕНОВЫЙ-
ГОЛОЦЕНОВЫЙ
МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА
БОЛЬШОГО КАВКАЗА**



6.1. Основные этапы позднемиоцен-голоценового магматизма Большого Кавказа

Молодой (позднемиоцен-голоценовый) магматизм на территории Большого Кавказа проявился после продолжительного (около 74 млн. лет) перерыва, длившегося с позднего мела.

На Большом Кавказе и его северной периферии выделяются три основных этапа молодой магматической активности, время проявлений которых, согласно различным авторам, почти совпадает (Милановский, Короновский, 1973; Борсук, 1979; Короновский, Демина, 1999; Катастрофические..., 2002 и др.): 1) поздний миоцен; 2) поздний плиоцен; 3) неоплейстоцен - голоцен.

Начало молодой магматической активности на Большом Кавказе связано с образованием лакколлитов Кавказских Минеральных Вод (Большой Бештау, Бык, Развалка, Змейка, Джуца и др.), возраст которых составляет 8-9 млн. лет (Аракелянц и др., 1968; Борсук, 1979 и др.).

Следующий этап интенсивной магматической деятельности имел место около 2-2.8 млн. лет назад. К этому периоду времени относится формирование многочисленных, обычно дифференцированных (от диоритов до гранитов) интрузивных массивов (Эльджуртинского, Теплинского, Сангутидонского и ряда других) (Борсук, 1979; Hess et al., 1993 и др.), а также формирование гигантской Верхнечегемской кальдеры, сложенной риолитовыми и дацитовыми спекшимися туфами, в северо-восточной части которой фиксируется гранодиоритовый резургентный интрузивный купол. Аналогами таких кальдер являются многочисленные кальдеры современных островных дуг и активных континентальных окраин (Богатиков и др., 1992).

Заключительный этап молодой магматической активности на Большом Кавказе связан с развитием андезит-дацитового вулканизма. К этому времени относятся извержения в пределах Эльбрусского вулканического центра. Юго-восточнее Эльбрусского района возникли вулканические постройки полигенного вулкана Казбек и ряда мелких моногенных вулканов-спутников к югу, юго-востоку, востоку и западу от него. В Казбекском районе образовалась мощная вулканическая постройка вулкана Кабарджин, начинаются извержения достаточно крупного вулкана Сакохе и ряда мелких вулканических центров к юго-востоку от него. Наряду с активно действующими вулканами Кабарджин и Казбек возникает целый ряд вулканов в пределах Кельского вулканического нагорья, расположенного в приводораздельной части Южного склона Большого Кавказа у истоков рек Белой Арагви, Ксани, Большой Лиахви. Это вулканы Шархох, Восточный Хорисар, Большой и Малый Непискало, Шадилхох и др. Северо-восточнее Кельского плато в это время сформировались вулканогенные толщи Джавы.

Согласно современным геотектоническим реконструкциям, позднемиоцен-голоценовый магматизм Большого Кавказа проявился в условиях континентальной коллизии (Короновский, Демина, 1999; Philip et al.,

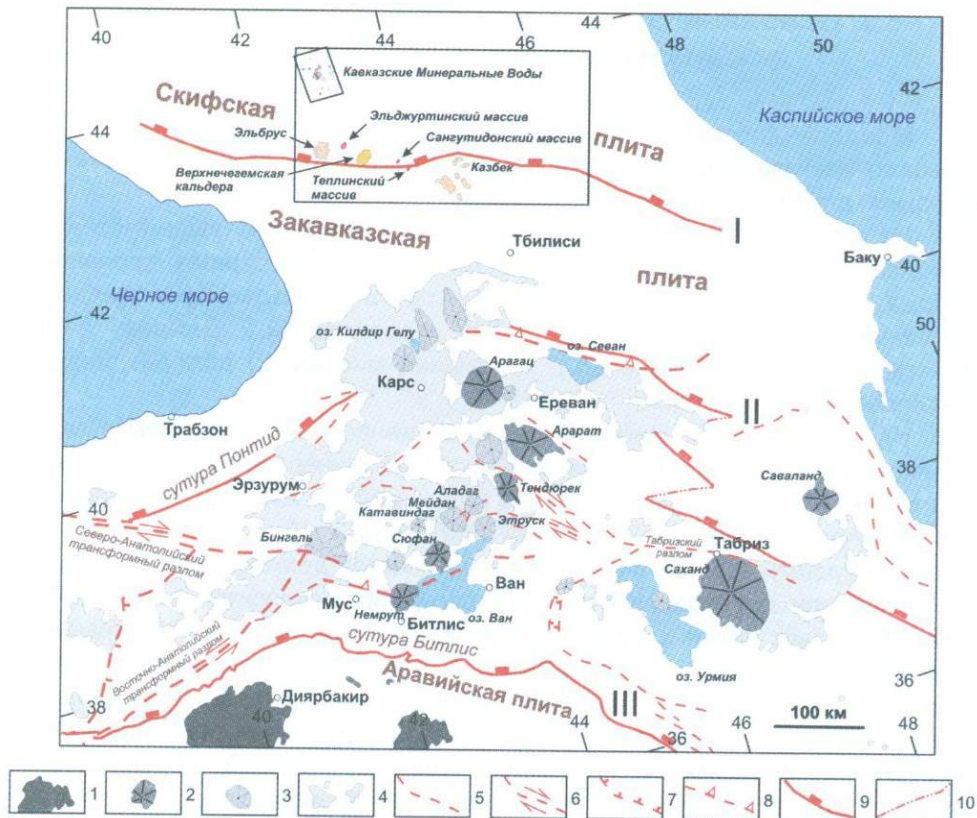


Рис. 6.1. Схема неогенового и четвертичного магматизма Восточно-Анатолийско-Кавказского региона (по (Pearce et al., 1990), с дополнениями)

Условные обозначения: 1 - среднемиоцен-четвертичные толеитовые базальты Аравийской плиты; 2 - четвертичные стратовулканы Армянского плато; 3-4 - миоплиоценовые вулканы и вулканические постройки Карягского плато: 3 - стратовулканы, кальдеры, 4 - вулканические отложения (лавовые купола и потоки, туфовые горизонты); 5 - активные разломы; 6 - сдвиги; 7 - сбросы; 8 - надвиги; 9 - сутурные зоны (I - раннемеловая, II - позднемеловая-палеогеновая, III - неогеновая); 10 - предполагаемые разломы.

Прямоугольником выделен район исследований

1989 и др.). К позднему миоцену (около 11 млн. лет назад) в пределах Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса замкнулись бассейны с корой океанического типа и на продолжающиеся процессы субдукции наложилась коллизионная геодинамическая обстановка. Последняя была вызвана перемещением в северо-северо-восточном направлении Аравийской плиты (Philip et al., 1989) и ее последующим столкновением сначала с Мало- и Большекавказскими микроплитами (10 млн. лет назад), а затем и с южной окраиной Евразийской плиты (Скифская эпигерцинская

платформа). В результате этого столкновения, в условиях субмеридионального сжатия сформировалась современная структура Большого Кавказа, а новейший магматизм проявился здесь в связи с дроблением земной коры и возможным наличием под коллизионной структурой, являющейся северным окончанием Восточно-Африканской - Транскавказской рифтовой системы, мантийного диапира (Бубнов и др., 1999; Бубнов, 2003; Ярмолюк и др., 2004), вызывающего плавление континентальной коры.

Оценки времени начала коллизии в Кавказском регионе существенно расходятся. О.М. Розен (Розен, Федоровский, 2001) указывает на начало коллизии на рубеже неогена, около 25 млн. лет назад, и на проявление с полной отчетливостью режима континентальной коллизии в последние 10 млн. лет. По мнению (Короновский, Демина, 1999), все субдукционные процессы в регионе завершились в позднем миоцене, и 10-11 млн. лет назад регион перешел в состояние «жесткой» коллизии, когда все составлявшие его массивы с континентальной корой и разделявшие их складчатые пояса были «спаяны» в единый блок. Эта стадия трактуется как позднеколлизионная (Короновский, Демина, 1999). В это же время возникла серия разрывных нарушений, представленных преимущественно диагональными левыми и правыми сдвигами (Короновский, Демина, 1999).

Подавляющее большинство проявлений молодого магматизма на Северном Кавказе, в Грузии и Армении связано с историей формирования зоны Транскавказского поперечного поднятия, в пределах которой коллизионные процессы привели к образованию участков присводовых и сводовых растяжений. Последние были благоприятны для возникновения каналов, по которым магматические расплавы могли подниматься в верхние горизонты земной коры.

Ареалы распространения продуктов молодого магматизма и их положение в коллизионной структуре показаны на **рис. 6.1**.

6.1.1. Позднемиоценовый субщелочной гранитоидный магматизм

Район Кавказских Минеральных Вод (КМВ) является составной частью Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского орогенного пояса Евразии (Короновский, Демина, 1999) и располагается на северном фланге Кавказско-Восточно-Анатолийского ареала неоген-четвертичного магматизма (**рис. 6.1**). Современная тектоническая обстановка района КМВ связана с коллизионным взаимодействием Аравийской и Евроазиатской плит, которое началось в среднем миоцене (12-15 млн. лет назад) и продолжается в настоящее время (Pearce et al., 1990).

Общее воздымание (апплифт) Кавказско-Восточно-Анатолийского региона, связанное с сильным утолщением подстилающей его литосферы (Dewey et al., 1986), захватило и область КМВ, для которой начало апплифта датируется в 15 млн. лет (Kral, Gurbanov, 1996). В современной структуре

Кавказа район КМВ располагается в зоне сопряжения субширотной Северо-Кавказской складчатой системы с Транскавказским поперечным поднятием, которое играет роль локальной положительной структуры, разделяющей западный (Кубанский) и восточный (Терский) краевые прогибы Предкавказья.

Гранитоиды КМВ являются одними из самых ранних проявлений постколлизийного магматизма в регионе: их внедрение произошло в позднем миоцене в интервале от 7.79 ± 0.13 до 8.25 ± 0.19 млн. лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -метод; Польш и др., 1993), при том, что начало массовых вулканических излияний в Восточной Анатолии приходится на возраст 6 млн. лет (Pearce et al., 1990).

Кольцевая структура КМВ. Массивы гранитоидов КМВ приурочены к крупному интрузивно-купольному поднятию площадью 40×60 км² (рис. 6.2). Гранитоиды обнажаются в виде небольших массивов площадью до 6 км², которые в большинстве случаев имеют форму штоков с крутыми, субвертикальными контактами.

Выходы массивов оконтуривают кольцевую структуру, изометрично-линзовидная (овальная) форма которой подчинена субмеридиональной (ССВ) зоне растяжения (Лысогорской флексурно-разрывной зоне).

Во внешней части Кавминводской структуры распространены интрузивы сиенитового и граносиенитового состава (горы Верблюд, Лысая, Золотой Курган), в промежуточной зоне - граносиенитового (горы Змейка, Развалка, Железная, Юца, Острая, Тупая, Медовая, Кинжал) и редко гранитного состава (гора Джуца).

Ядро структуры слагают интрузивы гранитного и лейкогранитного составов (массив Бештау и входящая в него гора Козьи Скалы, а также горы Бык, Шелудивая).

Зональное расположение в кольцевой структуре практически разновозрастных интрузивов, со сменой их составов от сиенитов в периферической до лейкогранитов в центральной части, позволяет предположить, что кольцевая структура КМВ представляет собой «проекцию» на поверхность достаточно крупной промежуточной магматической камеры. Положение в ней интрузивов разного состава отражает, скорее всего, характер эволюции расплава в этой камере и появление на ее фронте локальных промежуточных камер на глубинах порядка 10-16 и 3-6 км. Кавминводская структура хорошо выражена в гравитационном и магнитном полях (Смирнова, 1999), в структуре поверхности фундамента и границы Мохо, в петрофизическом поле «гранитно-метаморфического» слоя коры (Гаретовская и др., 1986; Коновалов и др., 2001; Греков и др., 2004), в морфоструктурах земной поверхности и в характере конвективного теплового потока (Греков и др., 2001) (рис. 6.2).

Строение интрузивов. Массивы сиенит-порфиров и граносиенит-порфиров преимущественно однофазные (Верблюд, Золотой Курган, Развалка, Железная, Юца) и сопровождаются маломощными дайками аплитов. Крупный, но практически не обнаженный массив горы Лысой, вероятно, имеет двухфазное строение: к северу от известных выходов сиенит-

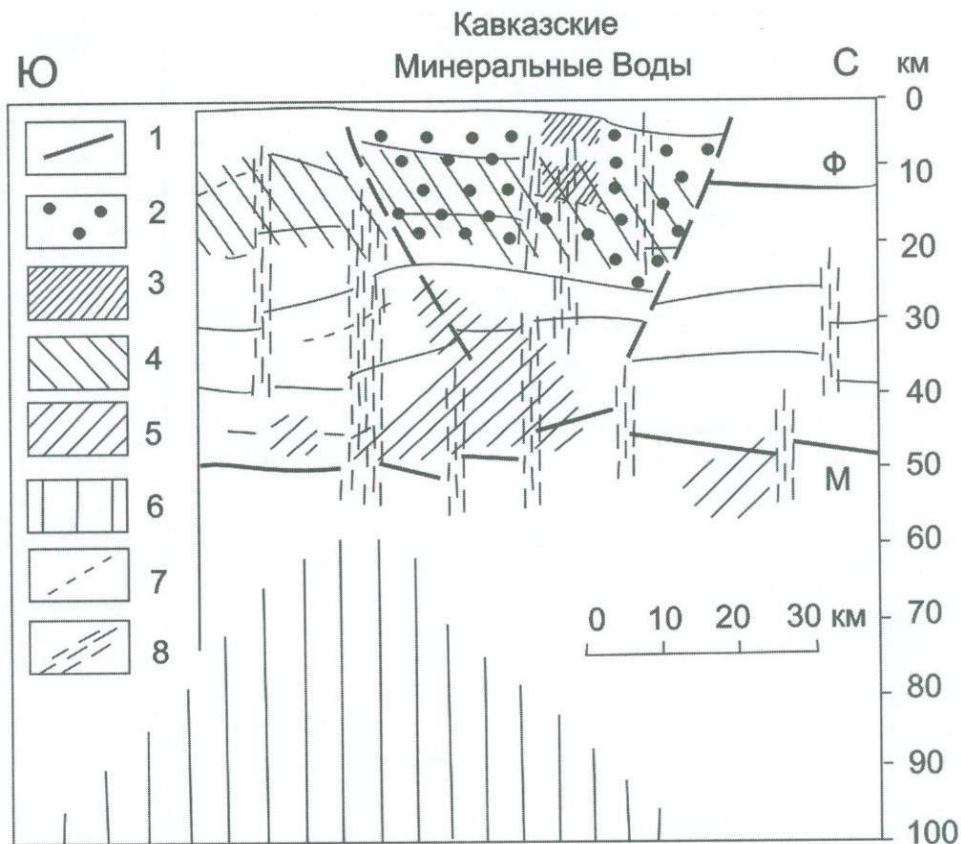


Рис. 6.2. Обобщенная геолого-геофизическая модель глубинного строения района Кавказских Минеральных Вод (Греков и др., 2004; Носова и др., 2005)

Условные обозначения: 1 – границы «геофизического» фундамента (Ф) и поверхности Мохо (М); 2 – область повышенных сопротивлений (более 600 Ом) и плотности (до 2.85 г/см^3); 3 – блоки локального разуплотнения (2.55 г/см^3); 4-5 – зоны и области разуплотнения в составе «гранитно-метаморфического» слоя (4) и в зоне кора-мантия (5); 6 – область относительной сейсмической прозрачности среды; 7 – тектонические нарушения; 8 – зоны рассогласования сейсмического разреза

порфиров (Лысогорский выход, Соболев и др., 1959) нами обнаружены выходы граносиенит-порфиров (Трахитовые Холмы, [рис. 6.3](#)).

Массивы в центре кольцевой структуры имеют двух-трехфазное строение: они характеризуются резко преобладающим развитием главной фазы гранит-порфиров (Бештау, Шелудивая) или лейкогранит-порфиров (Бык, Козьи Скалы) и прорывающими их небольшими телами и дайками лейкогранит-порфиров, гранит-аплитов.

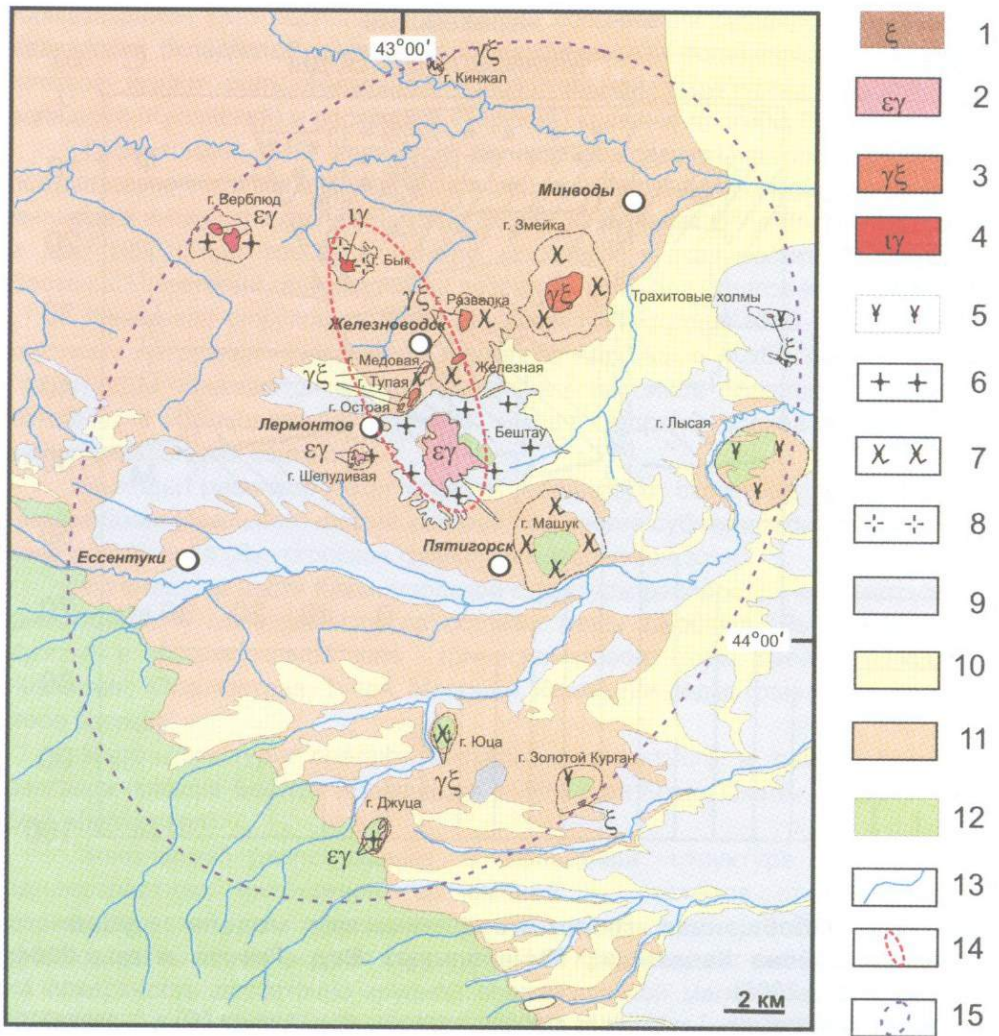


Рис. 6.3. Схематическая геологическая карта района Кавказских Минеральных Вод

Условные обозначения: 1-8 – позднемиоценовые гранитоиды КМВ: 1-4 – выходящие на поверхность: 1 – сиениты, 2 – субщелочные граниты, 3 – граносиениты, 4 – лейкограниты; 5-8 – не вскрытые эрозией (прерывистый контур – по геоморфологическим данным, состав – предполагаемый по аналогии со вскрытой частью): 5 – сиениты, 6 – субщелочные граниты, 7 – граносиениты, 8 – лейкограниты; 9-12 – осадочные образования: 9 – четвертичные, 10 – неогеновые (глины), 11 – палеогеновые (глины, мергели), 12 – меловые (песчаники, алевриты, известняки); 13 – речная сеть; 14 – центральная часть кольцевой структуры (граниты, лейкограниты); 15 – периферическая часть кольцевой структуры (сиениты, граносиениты)

Интрузив массива Бештау представляет в плане эллипсоидное тело, вытянутое в меридиональном направлении; его вскрытая эрозией часть имеет размеры около 4х2 км. С востока к нему примыкает интрузив горы Козьи Скалы с размерами обнаженной части 2х1.5 км. Породы массивов Бештау и Козьих Скал относятся к амфиболовым гранит-порфирам.

Граносиенит- и гранит-порфиры содержат включения субщелочных биотитовых габброидов, которые рассматриваются нами как представители начальных членов монцогранитной серии КМВ, а также ксенолиты апатит-карбонат-клинопироксен-флогопит-плагиоклазовых пород неясного происхождения; возможно, это метасоматизированные обломки вмещающих карбонатных пород (Соболев и др., 1959) либо включения глубинных пород (Поль и др., 1993), либо родственных лампрофиров (Сазонова и др., 2003).

Становление интрузивов происходило при активном участии флюидно-взрывных процессов. Массивы граносиенит-порфиров сопровождаются приконтактовыми магматическими брекчиями. В западной части массива гранит-порфиров горы Шелудивой расположено тело магматических брекчий, переходящее в трубообразную флюидно-эксплозивную структуру (Докучаев и др., 2003). В нижней части тела обломки представлены только аргиллизированными гранит-порфирами I фазы, выше среди них появляются обломки мергелей, количество которых нарастает вверх по разрезу; цементируются обломки лейкогранит-порфирами. Венчает брекчиевое тело флюидно-эксплозивная брекчия, сложенная обломками мергелей и редкими обломками аргиллизированных гранит-порфиров I фазы, слабо сцементированными, участками с гидротермальным цементом, сложенным флюоритом, кальцитом, гидроокислами Fe. В массиве горы Бык лейкогранит-порфиры I фазы прорваны жилообразными телами лейкогранитов II фазы, часто брекчиевого облика, с обломками лейкогранит-порфиров и вмещающих алевролитов.

Экзоконтактовые ореолы и гидротермальная минерализация. Интрузивы сопровождаются ореолами термального и гидротермального изменения: вмещающие песчаники и аргиллиты ороговикованы, содержат обильные кальцитовые прожилки; известняки скарнированы с развитием Cu-Pb-Zn сульфидной (Золотой Курган) и датолитовой (Змейка, Бык) минерализации. С многочисленными разрывными нарушениями сопряжены жилы и прожилки кальцит-флогопитового состава (Золотой Курган, Шелудивая), а также зоны аргиллизации (глинистые минералы, кальцит, флюорит). С последними связано сульфидно-урановое оруденение в лейкогранит-порфирах гор Бык и Козьи Скалы. Основная масса сульфидно-урановых руд контролировалась нарушениями северо-восточного простирания, преимущественно развитыми в пределах массивов лейкогранитов. Сульфидные минералы представлены пиритом, марказитом (преобладают), а также халькопиритом, пирротинном, галенитом и сфалеритом; встречены также молибденит и арсеносульфиды таллия (порандит, вбраит). Для рудных зон и вмещающих их пород характерна обогащенность органическим веществом. Наиболее крупные залежи переотложенных черневых руд были приурочены к

ксенолитам мергелей палеогенового возраста (месторождение Бык), находящимся в непосредственной близости от зон окисления рудных тел.

По результатам статистической обработки массива данных (РФА и ИНАА анализы), геохимическая специализация лакколлитов КМВ является молибденурановой (с золотом и вольфрамом) и полиметаллической.

Особенности минерального состава гранитоидов. Все гранитоиды КМВ имеют порфириовидные структуры, состоят из вкрапленников (от 10-15 до 20-30%) и основной массы, сложенной кварц-полевошпатовым агрегатом, иногда с темной слюдой. Набор вкрапленников и состав основной массы меняется от биотит-пироксеновых сиенит-порфиров и граносиенит-порфиров краевых частей кольцевой структуры к роговообманково-биотитовым гранит-порфирам и лейкократовым гранит-порфирам ее центральной части (**таблица 6.1**).

От граносиенит- к гранит-порфирам происходит смена минерального состава: во вкрапленниках вместо клинопироксена кристаллизуется роговая обманка и появляется кварц, а из основной массы исчезает слюда. Изменяется и состав сквозных минералов: К-Na полевоый шпат соответственно обогащаются альбитовым и ортоклазовым компонентом, в слюдах несколько уменьшается магнезиальность (Mg#), и они обогащаются F. В том же направлении происходит и расширение состава аксессуариев: в гранит-порфирах появляются флюорит, ортит и монацит, но исчезает ильменит. В лейкогранит-порфирах темноцветные фазы отсутствуют, и к аксессуариям добавляется топаз и флюорит.

В амфиболовых гранит-порфирах массивов Бештау и Козьих Скал вкрапленники составляют примерно 25% и представлены: плагиоклазом двух генераций, калий-натровым полевым шпатом (КПШ) двух генераций и амфиболом. Состав амфибола лежит в области железистой паргаситовой роговой обманки и железистого паргасита и отличается высокой фтористостью ($F/(F+OH)$ до 0.98). В гранит-порфирах Козьих Скал содержание амфибола резко уменьшается, и он полностью замещен агрегатом вторичных минералов, при этом значительную долю вкрапленников (30%) составляет кварц. Кроме вышеперечисленных минералов, в виде вкрапленников встречается флюорит (Бештау) и топаз (Козьи Скалы). Основная масса тонко-мелкозернистая, сложена агрегатом КПШ, кварца и плагиоклаза. Биотит и клинопироксен (диопсид и салит), являющиеся для других гранитоидов КМВ главными, в гранит-порфирах Бештау встречаются в виде редких мелких включений в КПШ I генерации. По составу биотиты и клинопироксены [$(Mg/(Mg+Fe))$ диопсидов 0.77-0.91, салитов – 0.51-0.63] таких включений близки к наиболее ранним биотитам и клинопироксенам из клинопироксен-биотитовых граносиенит-порфиров и биотит-амфиболовых гранит-порфиров.

Присутствие в гранитоидах КМВ клинопироксена, низкоглиноземистых слюд, F-содержащих аксессуариев сближает их с гранитоидами А-типа. Однако состав минералов, в первую очередь их высокая Mg#, принципиально отличается от состава железистых темноцветных фаз, характерных для А-гранитов.

Минеральный состав гранитоидов КМВ

Минералы	Биотит-клинопироксеновые граносиенит-порфиры (гора Верблюд)	Биотит-клинопироксеновые граносиенит-порфиры (гора Змейка)	Роговообманково-биотитовые гранит-порфиры (гора Шелудивая)	Лейкократовые гранит-порфиры (гора Бык)
Вкрапленники				
Кварц	-	-	4%	3%
Плагиоклаз	(3%) Ab ₈₂ An ₁₂ Or ₆ - Ab ₈₂ An ₁₀ Or ₈	(1%) Ab ₈₁ An ₁₂ Or ₇ - Ab ₉₁ An ₅ Or ₄	(6%) Ab ₉₃ An ₅ Or ₂ - Ab ₁₀₀ An ₀ Or ₀	(7-10%) Ab ₈₆ An ₉ Or ₅ - Ab ₈₇ An ₈ Or ₅
К-Na полевой шпат	(10-12%) Or ₅₉ Ab ₄₁ - Or ₉₂ Ab ₈	(5-8%) Or ₄₄ Ab ₅₅ An ₁ - Or ₆₀ Ab ₃₉ An ₁	(6%) Or ₆₈ Ab ₃₁ An ₁ - Or ₇₅ Ab ₂₄ An ₁	(5%) Or ₇₅ Ab ₂₄ An ₁ - Or ₈₅ Ab ₁₅
Слюда магнезиальность содержание F мас.% IV(F) (среднее)	(5%) 0.63-0.46 1.32-2.50 0.89-1.54 (1.40)	(4-5%) 0.83-0.80 4.56-6.24 0.76-1.1 (0.94)	(2%) 0.61-0.47 1.38-3.16 1.01-1.52 (1.31)	-
Диопсид магнезиальность Na ₂ O мас.% Al ₂ O ₃ мас.%	(2%) 0.89-0.61 0.36-1.25 0.52-1.38	(2%) 0.92-0.63 0-1.15 0.42-1.61	-	-
Салит магнезиальность Na ₂ O мас.% Al ₂ O ₃ мас.%	(3%) 0.68-0.53 0.8-2.52 0.67-2.60	(4%) 0.68-0.49 1.07-2.85 0.92-2.57	-	-
Роговая обманка магнезиальность	-	-	(2%) 0.56-0.36	-
Основная масса				
Кварц	+	+	+	+
Плагиоклаз	+	Ab ₉₁ An ₅ Or ₄	Ab ₉₃ An ₅ Or ₂	+
К-Na полевой шпат	Or ₅₉ Ab ₄₁ - Or ₆₃ Ab ₃₇	Or ₄₄ Ab ₅₂ An ₄ - Or ₇₃ Ab ₂₇	Or ₇₈ Ab ₂₁ An ₁	Or ₇₈ Ab ₂₂
Слюда магнезиальность содержание F мас.% IV(F) (среднее)	0.88-0.64 2.14-4.34 1.28-1.69(1.39)	0.92-0.77 5.8-7.48 0.05-0.83(0.51)	-	-
Акцессорные минералы	Апатит, сфен, ильменит, магнетит	Апатит, сфен, ильменит, магнетит	Апатит, флюорит, сфен, магнетит, ортит, монацит	Апатит, флюорит, сфен, магнетит, топаз

Химический состав гранитоидов. Гранитоиды представлены серией пород состава сиенит – граносиенит – гранит – лейкогранит (таблицы 6.2-6.3). Мафические включения представлены монцогаббро, сиеногаббро, субщелочными диоритами и слюдяными лампрофирами (минетты, керсантиты). По соотношению (Na₂O+K₂O)-CaO (Frost et al., 2001) все породы (кроме лейкогранитов) являются субщелочными. Концентрации K₂O>Na₂O

Химический состав

Оксид, элемент	Образец							
	ББ-03-11	ББ-03-18	О-02-10	В-02-2	З-02	Р-02	ТХ-02-3	ТХ-02-1
	Гора							
	Большой Бештау		Острая	Верблюдо	Змейка	Развалка	Трахитовый Холм	
Порода								
	Амфиболовый гранит-порфир		Граносиенит-порфир					
SiO ₂	71.12	71.56	66.80	66.20	68.20	67.60	67.80	69.10
TiO ₂	0.17	0.17	0.28	0.38	0.37	0.32	0.28	0.37
Al ₂ O ₃	16.66	16.16	14.99	15.40	14.60	14.60	15.80	14.50
Fe ₂ O ₃	1.11	1.00	1.66	2.10	1.28	1.28	1.75	1.51
FeO	0.25	0.28	0.58	0.43	0.89	0.79	0.41	0.80
MnO	0.03	0.03	0.04	0.04	0.07	0.04	0.03	0.07
MgO	-	0.13	0.96	1.38	1.10	0.89	0.33	1.07
CaO	1.05	1.05	1.51	1.98	1.99	1.70	1.33	1.82
Na ₂ O	4.04	4.25	4.15	4.28	4.63	4.33	4.46	4.48
K ₂ O	4.52	4.34	5.81	6.77	5.45	5.75	6.02	5.10
P ₂ O ₅	0.08	0.09	0.30	0.38	0.30	0.25	0.26	0.21
CO ₂			1.50	0.05	0.19	1.44	0.43	0.05
H ₂ O+	0.19	0.02	0.74	0.42	0.35	0.56	0.75	0.48
H ₂ O-			0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
ппп	0.50	0.02						
S			0.13	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
F			0.10	0.10	0.13	0.08	0.10	0.13
Сумма	99.72	99.10	99.59	100.02	99.66	99.74	99.86	99.81

отвечают ряду латит – К-трахит (кроме лейкогранитов, где $K_2O < Na_2O$ и породы отвечают нормальному ряду). Mg# пород изменяется от 0.58-0.31 в сиенитах до 0.44-0.28 в граносиенитах и падает до 0.23-0.10 в гранитах. Mg# включений габброидов около 0.3, а лампрофиров – около 0.7. Содержания P₂O₅ повышены (0.20-0.44%) в сиенитах и в граносиенитах и резко падают (0.01-0.03%) в лейкогранитах.

Распределение малых элементов отличается высокими содержаниями LILE при очень высоких концентрациях Ba (600-1700 г/т), Sr (300-1300 г/т) и Pb (80-400 г/т) и умеренных – Rb (270-300 г/т) с низкими значениями K/Rb отношения (130-200) и высокими Ba/Rb (7-14). Такое распределение LILE прямо указывает на принадлежность гранитоидов к латитовому типу по Л.В.Таусону. В лейкогранитах концентрации Ba (80-200 г/т) и Sr (200-400 г/т) резко падают, а Rb (400-800 г/т) возрастают. Содержания HFSE в гранитоидах умеренные (Zr 190-280 г/т; Nb 15-20 г/т). На спайдер-диаграммах, нормированных к РМ, отчетливо проявлены отрицательные аномалии Nb и Ti. В то же время отсутствует отрицательная аномалия Eu и наблюдается слабая положительная аномалия Sr. Концентрации РЗЭ умеренные (легкие – 100-200, а тяжелые 5-10 хондритовых величин), отношения La/Yb_n низкие (32-34). Содержания Y очень низкие в гранитоидах (10-25 г/т), но высокие в габброидных включениях (до 90 г/т). Концентрации Cr (28-66 г/т) и Ni (28-38 г/т)

гранитоидов КМВ

Оксид, элемент	Образец									
	Р-02-А	Ш-02-18	Ш-02-24	Ш-02	Ш-03-7	КС-02-1	КС-02-7	Б-02-7	Б-02-18	Б-02-28
	Гора									
	Развалка	Шелудивая				Козьи Скалы		Бык		
Порода										
	Аплит	Гранит-порфир II фазы			Гранит порфир I фазы	Лейкогранит-порфир	Лейкогранит-порфир I фазы			
SiO ₂	73.55	72.15	72.40	72.20	74.47	72.80	71.75	72.90	73.20	72.60
TiO ₂	0.23	0.10	0.10	0.16	0.10	0.08	0.10	0.05	0.05	0.05
Al ₂ O ₃	11.70	14.60	14.75	14.40	16.39	14.70	14.98	14.98	14.44	14.98
Fe ₂ O ₃	1.33	0.90	0.70	0.82	0.34	1.00	1.30	0.47	0.40	0.25
FeO	0.24	0.41	0.30	0.34	0.28	0.10	0.10	0.30	0.34	0.25
MnO	0.06	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.02	0.04
MgO	0.30	0.17	0.18	0.18	0.13	0.15	0.19	0.02	0.04	0.03
CaO	2.84	0.55	0.67	0.65	0.35	0.42	0.51	0.04	0.46	0.69
Na ₂ O	3.48	5.20	5.12	5.13	4.35	4.83	5.06	5.28	5.22	5.31
K ₂ O	4.12	4.57	4.50	4.33	3.98	4.60	4.68	4.39	4.20	4.50
P ₂ O ₅	0.22	0.10	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.03	0.03	0.03
CO ₂	0.99	0.00	0.10	0.10	н.о.	0.07	0.15	0.06	0.06	0.09
H ₂ O+	0.83	0.65	0.68	1.00	0.13	0.59	0.63	0.75	0.80	0.60
H ₂ O-	0.14	0.01	0.02	0.04	н.о.	0.20	0.14	0.04	0.02	0.01
ппп					0.16					
S	0.25	0.10	0.10	0.10	н.о.	0.10	0.01	0.10	0.10	0.10
F	0.04	0.25	0.25	0.18	н.о.	0.10	0.07	0.17	0.30	0.42
Сумма	100.32	99.80	99.99	99.75	100.79	99.84	99.78	99.63	99.68	99.95

в сиенитах высокие, но особенно высокими концентрациями Cr (260-330 г/т) и Ni (230-250 г/т) отличаются лампрофиры включений. Такое распределение сидерофильных элементов также характерно для гранитоидов латитового типа. Обращает на себя внимание высокая концентрация Ga (19-31 г/т), Th (50 г/т), Zn (35-120 г/т), высокая сумма Zr+Nb+Ce+Y (около 300 г/т и выше). Эти параметры приближают породы КМВ к гранитам А-типа.

Для гранитоидов, особенно лейкогранитов, характерны высокие концентрации F (0.20-0.35%, до 3.5% в метасоматизированных разностях).

Петрохимический облик амфиболовых гранит-порфиров Бештау и Козьих Скал в общем аналогичен гранитоидам других массивов КМВ. Это граниты (SiO₂=71-72%) несколько повышенной щелочности (Na₂O+K₂O= 8.6-9.2). Однако гранит-порфиры Бештау образуют собственный тренд – падения концентраций Na с возрастанием кремнекислотности; эта тенденция совпадает с проявленной в аплитах и противоположна тенденции поведения Na в биотит-амфиболовых и лейкогранит-порфирах, для которых установлены признаки флюидно-магматического взаимодействия.

Совокупность геохимических и минералогических характеристик свидетельствует о глубокой дифференциации расплавов, вплоть до появления высоко дифференцированных разностей (Носова и др., 2005). Геохимические особенности гранитоидов КМВ наиболее близки к латитовому

Содержание малых элементов

Элемент	Образец							
	ББ-03-11	ББ-03-18	О-02-10	В-02-2	З-02	Р-02	ТХ-02-3	ТХ-02-1
	Гора							
	Большой Бештау	Острая	Верблюд	Змейка	Развалка	Трахитовый Холм		
	Порода							
Амфиболовый гранит-порфир	Граносеннит-порфир							
Li	34.5	25.9	44.6	35.1	36.9	33.8	30.6	44.8
Be	13.3	15.0	16.4	17.0	17.5	16.8	17.7	17.1
B			39.8	30.7	10.7	11.2	7.2	25.0
Sc	1.1	1.1	4.9	5.0	4.8	3.5	4.0	5.0
V	11.9	12.0	38.2	37.9	39.6	31.9	37.6	44.2
Cr	11.4	13.5	33.7	30.0	26.2	26.0	15.7	24.7
Co	1.4	1.3	4.8	4.6	5.0	3.2	2.7	5.0
Ni	6.8	7.8	24.4	21.6	19.4	20.0	10.9	19.9
Cu	1.4	1.7	6.8	5.0	8.2	8.4	4.6	7.0
Zn	35.5	36.1	40.8	42.2	44.1	28.8	26.0	46.7
Ga	24	23	24	24	24	22	22	24
Rb	310	287	293	302	299	242	257	289
Sr	1020	988	1106	1122	950	994	1273	934
Y	8	8	16	16	15	12	14	17
Zr	110	131	158	142	138	162	136	191
Nb	16.2	16.3	16.9	16.7	17.2	14.9	14.7	17.4
Mo	0.8	1.2	1.1	1.0	0.7	0.7	1.1	0.4
Cs	30	25	28	27	24	25	7	27
Ba	1227	1325	1519	1640	1203	1462	2053	1193
La	30.7	25.4	59.9	61.0	62.4	44.0	53.5	60.7
Ce	64.5	56.1	109.7	109.3	115.1	86.3	98.1	113.0
Pr	6.6	6.0	11.6	11.7	11.7	9.0	10.4	12.0
Nd	23.6	21.7	41.5	42.9	43.2	33.4	37.2	44.1
Sm	4.2	3.9	6.9	7.1	7.1	5.5	6.2	7.5
Eu	0.89	0.89	1.49	1.33	1.66	1.09	1.42	1.55
Gd	2.67	2.62	4.51	4.54	4.64	3.63	4.08	5.02
Tb	0.35	0.34	0.58	0.56	0.58	0.46	0.49	0.64
Dy	1.68	1.69	2.62	2.68	2.69	2.19	2.37	2.92
Ho	0.31	0.30	0.47	0.46	0.47	0.39	0.42	0.51
Er	0.78	0.78	1.18	1.15	1.16	0.94	1.04	1.33
Tm	0.12	0.11	0.16	0.16	0.17	0.14	0.14	0.18
Yb	0.73	0.72	1.02	1.02	1.04	0.87	0.86	1.16
Lu	0.11	0.11	0.15	0.15	0.15	0.13	0.13	0.17
Hf	4.36	4.78	5.14	4.65	4.69	5.39	4.34	6.17
Ta	1.36	1.34	1.30	1.32	1.33	1.22	1.15	1.39
W	4.1	3.1	4.4	2.7	2.0	4.6	1.4	1.8
Tl	3.1	3.5	3.7	3.4	3.8	3.1	3.8	3.9
Pb	184	157	169	175	154	144	183	141
Bi	0.7	1.3	0.9	0.3	1.0	0.3	1.8	1.2
Th	33	35	58	57	58	46	49	58
U	11	9	38	26	25	15	12	18

в гранитоидах КМВ

Элемент	Образец									
	Р-02-А	Ш-02-18	Ш-02-24	Ш-02	Ш-03-7	КС-02-1	КС-02-7	Б-02-7	Б-02-18	Б-02-28
	Гора									
	Развалка	Шелудивая			Козьи Скалы			Бык		
	Порода									
Аплит	Гранит-порфир II фазы			Гранит порфир I фазы	Лейкогранит-порфир		Лейкогранит-порфир I фазы			
Li	70.4	72.9	74.3	58.0	64.1	150.0	83.4	220.3	76.3	203.4
Be	18.6	41.8	41.0	37.0	32.0	25.2	24.4	21.5	36.1	48.0
B	13.0	5.1	2.9	4.4	н.о.	8.6	28.4	12.9	6.1	24.9
Sc	2.8	1.3	1.4	1.5	1.0	1.0	1.5	1.1	1.1	1.1
V	29.3	20.5	21.3	20.0	9.4	18.8	22.5	17.4	27.7	13.7
Cr	25.6	16.0	9.8	7.5	12.8	7.3	8.7	7.9	5.2	11.0
Co	3.0	0.9	0.8	0.8	1.2	0.4	0.7	0.3	0.3	0.2
Ni	18.6	10.8	7.1	6.7	7.4	3.8	5.2	4.7	5.5	5.8
Cu	7.4	1.6	1.4	2.9	1.8	4.9	1.5	1.2	5.2	1.2
Zn	43.3	37.5	41.4	38.8	29.9	92.1	31.3	23.5	15.2	35.2
Ga	18	30	30	31	25	29	28	36	37	34
Rb	212	439	438	462	367	416	370	602	534	510
Sr	737	231	239	226	248	277	409	105	96	93
Y	12	5	6	5	9	5	5	4	6	3
Zr	154	122	117	124	109	110	148	125	124	110
Nb	11.7	20.8	20.1	21.5	14.6	21.2	20.2	34.8	34.5	30.0
Mo	0.9	0.4	0.3	0.3	0.5	0.6	0.2	0.3	1.5	0.3
Cs	22	58	55	65	54	65	41	110	72	90
Ba	890	157	159	156	206	255	524	59	45	56
La	39.4	17.2	19.7	16.6	21.3	6.0	12.5	2.5	2.3	1.1
Ce	70.8	35.1	37.0	33.6	42.6	15.0	32.4	6.3	6.5	4.2
Pr	7.5	3.6	4.0	3.6	4.5	1.5	2.9	0.7	0.7	0.4
Nd	27.3	12.4	13.5	12.4	15.5	5.2	9.9	2.1	2.2	1.4
Sm	4.4	1.8	2.0	1.9	2.6	0.9	1.7	0.5	0.6	0.3
Eu	0.91	0.41	0.40	0.40	0.44	0.24	0.40	0.11	0.14	0.06
Gd	2.97	1.14	1.23	1.18	1.85	0.72	1.22	0.38	0.49	0.30
Tb	0.38	0.14	0.15	0.15	0.26	0.10	0.17	0.06	0.08	0.06
Dy	1.94	0.70	0.78	0.72	1.37	0.59	0.93	0.38	0.54	0.38
Ho	0.35	0.13	0.14	0.14	0.26	0.13	0.19	0.09	0.13	0.09
Er	0.89	0.40	0.42	0.42	0.70	0.41	0.54	0.32	0.44	0.31
Tm	0.13	0.07	0.08	0.08	0.10	0.07	0.09	0.06	0.09	0.06
Yb	0.84	0.58	0.59	0.60	0.72	0.58	0.70	0.55	0.72	0.50
Lu	0.13	0.10	0.10	0.10	0.12	0.10	0.12	0.10	0.13	0.09
Hf	5.09	6.03	5.92	6.40	5.63	5.42	6.28	8.23	8.06	6.74
Ta	0.95	1.56	1.59	1.71	1.53	1.60	1.60	2.48	2.43	2.17
W	8.3	2.8	2.2	2.6	1.8	6.4	1.4	6.0	4.1	8.6
Tl	3.0	5.7	6.0	6.2	16.3	3.8	4.2	7.9	5.3	6.9
Pb	172	284	205	244	299	277	187	283	287	209
Bi	0.1	2.4	2.8	0.9	3.4	2.1	2.1	4.1	0.7	7.1
Th	45	43	50	46	40	48	34	32	23	13
U	16	29	24	29	20	15	11	24	31	37

типу, а лейкограниты приближаются к редкометалльным Li-F гранитам. Своеобразие амфиболовых гранит-порфиров Бештау среди гранитоидов КМВ позволяет предположить, что в эволюции магматической камеры имел место эпизод ухода части расплава к поверхности, прервавший фракционирование клинопироксен-биотитовой ассоциации. Причиной его могла послужить инъекция новой порции расплава из глубинной (нижнекоровой) камеры, нарушившая физико-механическое равновесие в верхней камере. Потеря расплавом части флюида и его некоторый разогрев мог сместить расплав из поля устойчивости биотита в область устойчивости амфибола (Johannes., Holtz, 1996), что привело к фракционированию роговой обманки и, в конечном счете, образованию амфиболовых гранит-порфиров Бештау.

Геодинамическая обстановка при образовании гранитоидов КМВ. В качестве наиболее вероятной причины аплифта и магматической активности в Восточной Анатолии рассматривается (Pearce et al., 1990) свехутолщение литосферы и ее деламинация, которая приводит к подъему астеносферы, вызывающему плавление литосферной мантии. Развитие процесса деламинации, возможно, было катастрофически быстрым. Эта точка зрения подтверждается присутствием оторванного литосферного корня (скопления «холодного» материала изометричной формы) в низах верхней мантии (300-500 км) под центральной частью Кавказа, фиксируемого сейсмической томографией (Brunet et al., 2000; Ершов, Никишин, 2004).

В качестве альтернативной геодинамической модели можно рассматривать подъем небольших плюмов типа hot finger в обстановке коллизионного сжатия, предполагаемого для Транскавказского поднятия (Ярмолюк и др., 2004). Эта модель хорошо объясняет дихотомию коллизионных и внутриплитных геологических и геохимических характеристик, присущих магматическим проявлениям КМВ. В эту же модель удовлетворительно вписываются и новые геофизические данные о глубинном строении коры и верхней мантии района КМВ (Греков и др., 2004), указывающие на подъем поверхности Мохо под КМВ и существование здесь в верхней мантии и на уровне Мохо областей потери корреляции сейсмических границ, которые могут интерпретироваться как зоны генерации и внедрения базитовых расплавов (рис. 6.2).

Таким образом, современные представления о характере корово-мантийного взаимодействия в области Кавказско-Анатолийского сегмента позволяют предполагать определенную роль мантийного источника в генезисе магматизма КМВ. Пространственное расположение этих магматических проявлений может маркировать либо северную границу области деламинации литосферы Анатолийско-Кавказского региона, причем время их становления коррелируется с ранними фазами этого процесса, либо область воздействия на литосферную мантию и кору небольшого изолированного плюма. В пользу последнего предположения может свидетельствовать пространственно-временная миграция кайнозойских магматических проявлений в Предкавказье, учитывая КМВ, с омоложением в юго-восточном направлении, напоминающая след горячей точки (Греков и др., 2003).

6.1.2. Позднеплиоценовый магматизм

Верхнечегемская кальдера. Крупная (11x15 км по бровке ограничивающего уступа) Верхнечегемская кальдера (Богатиков и др., 1992; Борсук, 1979) сложена спекшимися туфами дацитового и риолитового составов (мощностью до 2.3 км) с гранит-порфировым интрузивным куполом (рис. 6.4). Расположена она в северной части горст-антиклинория Главного хребта на водоразделе рек Чегем - Кестанты и приурочена к грабену палеозойских пород, который развился вдоль субмеридионального Чегемского разлома в месте его пересечения с субширотной Пшекиш-Тырныаузской зоной, выклинивающейся восточнее долины реки Чегем. Поперечный разлом отделяет поднятый западный Эльбрус-Чегемский блок от опущенного и перекрытого юрскими отложениями Восточно-Балкарского блока.

Верхнечегемская кальдера сформировалась в верхнем плиоцене (2.84-2.85 млн. лет назад) в очень короткий промежуток геологического времени (0.01 млн. лет по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Lipman et al., 1993). В четвертичное время эта структура была интенсивно эродирована, в результате чего образовался сильно расчлененный горный массив с узкими щелеобразными долинами и вертикальными обрывами высотой более 1 км.

Извержения сопровождалось катастрофическими выбросами в атмосферу огромных количеств (около 370 км^3) перегретого пеплового материала и последующим аэральным переносом его части (порядка $50\text{-}60 \text{ км}^3$) на расстояние 55-60 км в северном направлении, где и сформировалось так называемое Нижнечегемское вулканическое нагорье, расположенное в палеодолине реки. Завершилась магматическая активность излиянием посткальдерных андезитов, часто содержащих ксенолиты, отвечающие по составу микродиоритам и, реже, базальтам. В целом при формировании кальдеры намечается антидромная последовательность в проявлении магматизма.

Среди магматических пород, слагающих Верхнечегемскую кальдеру, выделяются: внутрикальдерные спекшиеся туфы, внекальдерные туфы, гранит-порфиры субинтрузивного штока (резургентный купол) и посткальдерные андезиты.

Внутрикальдерные туфы (общая мощность более 2 км и площадь развития до 150 км^2) разделяются на три толщи: нижнюю риолитовую ($\text{SiO}_2 = 75.6\text{-}76.7\%$, начинающуюся витрофирами, сменяющимися вверх по разрезу риолитовыми туфами, мощность 220 м); среднюю риолитовую ($\text{SiO}_2 = 71.0\text{-}74.5\%$, мощность до 1420 м); верхнюю дацитовую ($\text{SiO}_2 = 65.4\text{-}70.0\%$, мощность до 480 м). Химический состав пород верхнечегемского и сангутидонского (теплинского) магматических комплексов приведен в **таблицах 6.4-6.5**.

Внекальдерные спекшиеся туфы риолитового состава мощностью до 200-300 м (так называемое Нижнечегемское вулканическое нагорье) заполняют широкую палеодолину. По петролого-геохимическим и изотопным

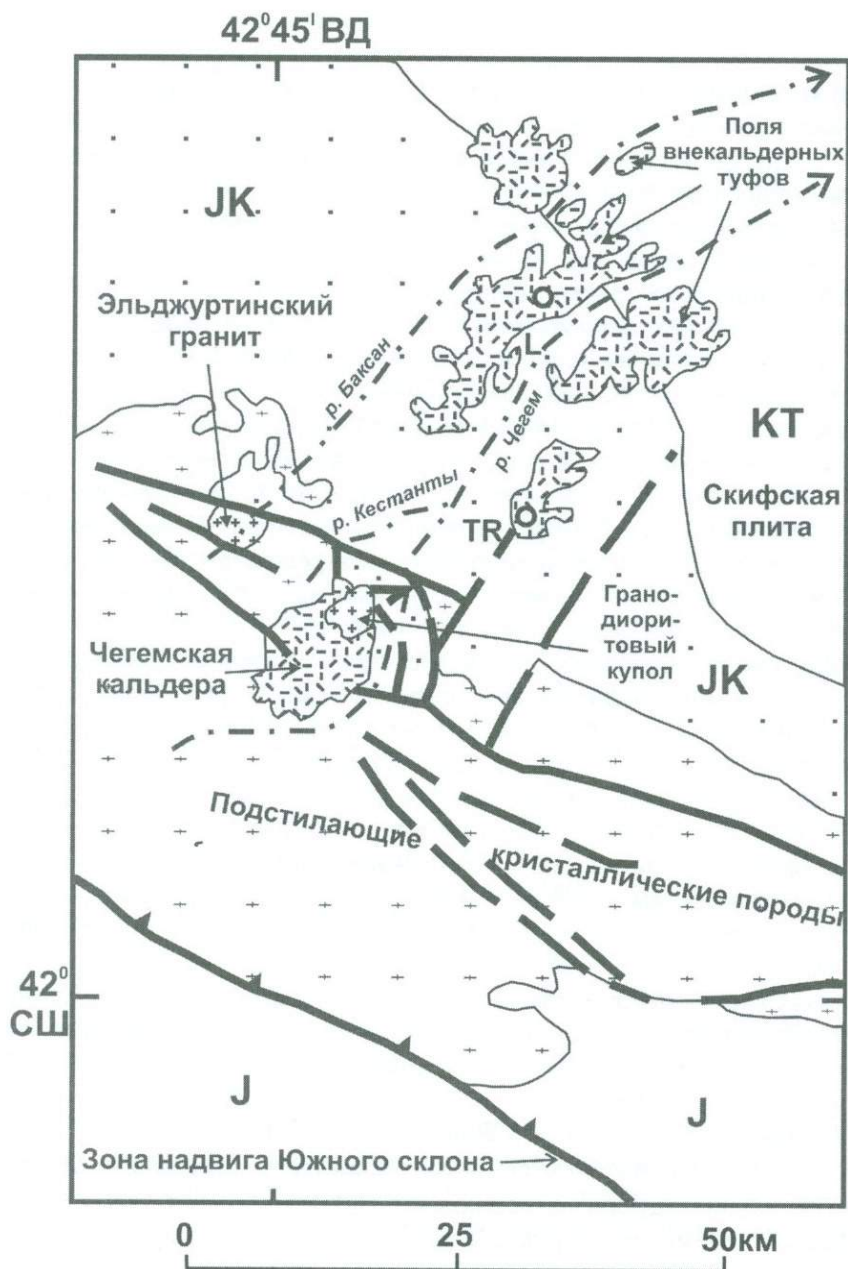


Рис. 6.4. Схематическая геологическая карта Верхнечегемской кальдеры с аэральным переносом пирокластического материала при эксплозивном извержении

Условные обозначения: L – туфовый карьер Лечинкай; TR – хребет Тераклон; J – нижнеюрские осадочные породы; JK – позднеюрские-меловые известняки; KT – меловые и палеогеновые осадочные породы

данным, это азрально перенесенный на 55-60 км в северо-северо-восточном направлении пирокластический материал, возникший при мощных взрывных извержениях в процессе формирования Верхнечегемской кальдеры.

Внутрикальдерная субинтрузия гранит-порфирового состава имеет площадь выхода на дневную поверхность до 20 км² и вскрыта эрозией на глубину 1200 м. Она, скорее всего, приурочена к жерлу древнего стратовулкана, располагавшегося в бассейне р. Джылгысу, лавы которого сохранились в районах гор Кюгенкая и Кум-Тюбе. Контакты гранит-порфиров с вмещающими их туфами резкие и явно интрузивные.

Посткальдерные андезиты (мощность до 200-300 м) подстилаются моренными отложениями (мощность до 50 м) апшеронского покровного оледенения, а последние в свою очередь с небольшим несогласием и размывом перекрывают верхнюю толщу внутрикальдерных туфов.

Анализ разрезов внутрикальдерных спекшихся туфов показал отсутствие видимых перерывов в их накоплении с постепенной сменой составов вверх по разрезу от риолитовых на дацитовые. Следовательно, эта гигантская масса туфов в геологическом смысле сформировалась практически мгновенно (за отрезок времени около 10000 лет по данным ⁴⁰Ar/³⁹Ar метода), что сопровождалось ступенчатым проседанием кальдеры, разломы которой служили подводными каналами для все новых и новых порций магмы. После завершения извержений, по-видимому, в еще не остывшую массу риолитовых туфов внедрились гранит-порфиры (они практически не имеют зон закалки в экзоконтактах), образовавшие субинтрузивный купол.

На основании изотопного ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования (лаборатория геохронологии Калифорнийского технологического института в Пасадене, США) были получены (Gazis et al., 1995) следующие значения возрастов (в млн. лет): по биотиту из ксенолита дацитовой пемзы в спекшихся внутрикальдерных туфах из верхней части разреза в СЗ части кальдеры - 2.92±0.13; по другому ксенолиту дацитовой пемзы из этого же района - 2.85±0.08; по биотиту из внекальдерных туфов из карьера Лечинкай - 2.72±0.27; по санидину из витрофиров краевой восточной части кальдеры - 2.84±0.06; из нижней части разреза внутрикальдерных спекшихся туфов - 2.85±0.03; из верхней части разреза - 2.83±0.07; по санидину из внекальдерных туфов из карьера Лечинкай - 2.81±0.03; по пемзовым включениям в этих туфах - 2.77±0.11 и 2.79±0.07; по санидину из гранит-порфировой субинтрузии, вблизи ее контакта со спекшимися туфами - 2.84±0.03.

Доминирующие породы кальдеры – внутрикальдерные туфы – представлены спекшимися лито- и кристаллокластическими разностями. Во всех разновидностях пород присутствуют минералы одного поколения – плагиоклаз, санидин, кварц, биотит, пироксен и амфибол. Вверх по разрезу, с уменьшением содержания SiO₂, увеличивается количество плагиоклаза, а количество санидина и кварца уменьшается.

Витрофиры представлены черной сливной породой, состоящей (в объемн. %) из вкрапленников и обломков кислого плагиоклаза (7-8), санидина

Химический состав пород верхнечегемского

Оксид, элемент	Обр. 1	Обр. 2	Обр.3	Обр. 4	Обр. 5
SiO ₂	64.70	67.70	70.40	77.36	63.61
TiO ₂	0.69	0.43	0.39	0.15	0.65
Al ₂ O ₃	16.50	15.80	16.40	12.00	16.00
Fe ₂ O ₃				0.09	0.16
FeO		2.60		0.61	3.70
Fe ₂ O ₃ общ.	4.16		1.07		
MnO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05
MgO	2.01	1.63	0.54	0.19	2.25
CaO	4.00	3.17	2.46	0.43	2.84
Na ₂ O	4.38	4.54	5.57	3.13	4.04
K ₂ O	2.59	2.68	2.17	5.26	3.43
H ₂ O ⁻				0.16	0.26
H ₂ O ⁺	0.31	0.55	0.23	0.14	1.65
F				0.31	
P ₂ O ₅	0.21	0.15	0.06	-	0.16
ппп					0.24
Сумма	99.57	99.17	99.31	99.88	100.42

Место отбора образцов: 1-5 - Сангутидонский массив: 1- кварцевый диорит, 2 -гранодиорит, 3-гранит, 4-аплит-порфир, 5-дацит

(до 7), кварца (6.5-8), биотита (до 1) и основной массы (77-80). Переходы от витрофиров к риолитовым туфам обычно резкие. По минеральному составу туфы близки к витрофирам, но немного отличаются от них количественным соотношением фенокристов и основной массы. Так, туфы содержат (в объемн. %): вкрапленники и обломки плагиоклаза (18-19), санидина (2), кварца (3), биотита (2-2.5) и основную массу (73-75), представленную спекшимся вулканическим стеклом, часто с флюидальной текстурой. В туфах иногда встречаются включения (размером от 1-2 до 210 см) белой и темно-серой пемзы риолитового состава. Дацитовые туфы верхней части разреза содержат фенокристаллы и обломки плагиоклаза, кварца, биотита, пироксена и в них появляется амфибол. Основная масса представлена спекшимся вулканическим стеклом с флюидальной текстурой. В туфах часто встречаются риодацитовые и дацитовые пемзовые включения размером до 13 см и газовые каверны, на стенках которых имеются налеты самородной серы.

Состав плагиоклаза в туфах изменяется от олигоклаза (An₂₁₋₂₉) до андезина (An₃₀₋₃₈) и вверх по разрезу увеличивается его основность.

Таблица 6.4

и сангутидонского (теплинского) магматических комплексов

Оксид, элемент	Обр. 6	Обр. 7	Обр. 8	Обр. 9	Обр. 10	Обр. 11	Обр. 12
SiO ₂	64.60	65.10	75.30	73.60	66.40	71.30	72.00
TiO ₂	0.71	0.58	0.08	0.10	0.50	0.28	0.23
Al ₂ O ₃	16.30	15.93	14.60	12.40	15.68	13.90	13.40
Fe ₂ O ₃		0.74			1.35		
FeO		3.47			1.60		
Fe ₂ O ₃ общ.	4.22		0.32	1.04		2.06	1.73
MnO	0.08	0.08	0.02	0.02	0.05	0.03	0.03
MgO	2.01	2.30	0.22	0.36	3.46	0.73	0.59
CaO	3.68	4.00	1.00	1.33	3.24	1.64	1.40
Na ₂ O	4.31	4.24	6.00	3.32	4.02	3.50	3.27
K ₂ O	3.09	3.08	1.25	4.72	3.30	4.26	4.44
H ₂ O ⁻		0.06			0.68		
H ₂ O ⁺	0.35		0.41	2.44	0.15	1.27	1.96
F		0.05					
P ₂ O ₅	0.23	0.17	0.15	0.05		0.09	0.07
ппп		0.43					
Сумма	99.58	100.23	99.35	99.38	100.49	99.06	99.12

Место отбора образцов: 6-8 - Теплинский массив: 6 - кварцевый диорит, 7 - гранодиорит, 8 - аплит биотит-турмалиновый; 9-12 - Верхнечегемский вулканоплутонический комплекс: 9 - внутрикальдерный туф, 10 - гранодиорит р. Джилгысы, 11 - внекальдерный туф, карьер Лечинкай, 12 - то же, карьер Зауково

Санидин представлен более натриевыми (Na₂O = 3.98-4.45%) и менее натриевыми (Na₂O = 0.49-1.06%) модификациями с изменением состава от Or₆₂₋₆₇ Ab₃₂₋₃₇ до Or₉₁₋₉₅ Ab₅₋₉.

Биотитам присущи высокие содержания (в вес.%) FeO (21.8-23.5), при колебаниях TiO₂ (4.2-4.6), MgO (8.5-10.2), Al₂O₃ (13.3-14.0), K₂O (7.6-8.7), с железистостью (f = 54-60%) и глиноземистостью (al = 18.6-19.4%). Содержание в них хлора практически постоянное (0.1-0.14), а фтора - варьирует от 0.13 до 1.58, что отражает его неравномерное распределение в расплаве.

Пироксен представлен гиперстеном с f = 40-51% и составом Wo_{1.5-2.0} En₄₈₋₅₉ Fs₃₉₋₅₀.

Амфибол по составу отвечает керсутиту с содержанием TiO₂ = 4.1%. Его магнезиальность (Mg# = 0.64) не зависит от содержания SiO₂ в породе.

На основании изотопного анализа кислорода (Gazis et al., 1995), во внутрикальдерных спекшихся туфах (порода, санидин, кварц) выделено три зоны: нижняя, обнажающаяся в интервале высотных отметок 2080-2700 м, при

Содержание малых элементов в породах верхнечегемского и сангутидонского (теплинского) магматических комплексов

Элемент	Обр. 1	Обр. 2	Обр. 3	Обр. 4	Обр. 5	Обр. 6
Ba	334	396	282	161	634	574
Sr	364	394	165	27	166	120
Co	4.65	9.12	0.58	0.96	3.47	2.59
Ni	19.7	8.60	2.10	2.0	11.0	
Cr	30.10	25.50	1.92	5.2	11.2	7.5
Cs	12.30	10.40	1.97	7.31	5.83	5.56
Hf	3.73	4.95	2.53	2.78	3.93	3.50
Rb	134	129	36.5	153	135	132
Sb	0.66	0.70	0.50	0.28	0.38	
Ta	0.63	0.84	1.49	0.94	0.83	0.80
Th	11.3	14.3	6.77	35.3	25.4	26.4
U	4.48	3.86	4.77	7.87	5.65	5.74
Zn	25.2	68.4	8.8	27.3	43.3	31.7
Zr	131	164	67	78	34	111
Sc	6.34	9.28	2.22	2.66	4.08	3.46
La	32.8	29.7	5.49	28.2	47.7	45.3
Ce	68.3	62.7	11.40	50.7	81.2	78.2
Nd	23.6	24.1	6.74	18.1	25.5	24.6
Sm	4.38	5.06	1.88	3.4	4.53	4.00
Eu	0.972	1.12	0.386	0.344	0.823	0.668
Tb	0.425	0.635	0.366	0.384	0.443	0.361
Yb	1.03	1.96	1.57	1.34	1.54	1.30
Lu	0.147	0.289	0.22	0.202	0.237	0.199

Место отбора образцов: 1 - Сангутидонский массив, гранодиорит; 2-3- Теплинский массив: 2 - кварцевый диорит, 3 - аплит биотит-турмалиновый; 4-6 - Верхнечегемский вулканоплутонический комплекс: 4 - внутрикальдерный туф, 5 - внекальдерный туф, карьер Лечинкай, 6 - то же, карьер Заломова

вариации содержаний SiO_2 от 73.5% до 76.2% характеризуется значениями $\delta^{18}\text{O}$ от 7.6 до 8.7; средняя, обнажающаяся в интервале высотных отметок 2700-3300 м, при вариации содержаний SiO_2 от 72.3% до 73.8% характеризуется уменьшением вверх по разрезу значений $\delta^{18}\text{O}$ от 8.7 до -4.0; и верхняя, обнажающаяся в интервале высотных отметок 3300-3465 м, при вариации содержаний SiO_2 от 69.3% до 72.9% характеризуется увеличением вверх по разрезу значений $\delta^{18}\text{O}$ от 2.8 до 12.1. При этом отметим, что основная масса туфов и стекло из второй зоны характеризуются низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (-7.7 и -7.0). Однако, несмотря на значительные расхождения в величинах $\delta^{18}\text{O}$ по спекшимся туфам, изотопный состав кислорода в минералах ($\delta^{18}\text{O} = 7.9-8.5$ для кварца и $\delta^{18}\text{O} = 5.9-8.1$ для санидина) является нормальным для изверженных пород.

Объяснение этого феномена заключается в том, что обеднение магматических пород изотопом ^{18}O может происходить при взаимодействии с метеорными водами с низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ или при процессах ассимиляции, наблюдающихся в ряде вулканических областей, где вулканы с низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ обычно извергаются из магматического резервуара (камеры) первыми. В нашем случае спекшиеся туфы из средней зоны разреза Верхнечегемской кальдеры с низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ можно объяснить взрывным характером извержения, при котором могла вскрыться зональная магматическая камера и произойти захват магмой горячих метеорных флюидов (вод), что и привело к резкому снижению значений $\delta^{18}\text{O}$ в породах. Нельзя также исключать и то, что низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ могут возникнуть в результате взаимодействия изверженных на дневную поверхность туфов с метеорными водами.

В целом в составе кальдерного комплекса преобладают вулканы кислого состава (до 95%), а на долю средних приходится до 5%. Магматические породы кальдерного комплекса относятся к известково-щелочной серии и характеризуются близкими петрохимическими и геохимическими особенностями (обогащенность легкими РЗЭ, пониженные содержания редких элементов и элементов группы железа), что косвенно может свидетельствовать о их коровом происхождении. Для них характерен высокотемпературный парагенезис минералов-вкрапленников одного этапа кристаллизации, закономерно изменяющийся от кварц-плагиоклаз-КПШ-биотитового в риолитах до кварц-плагиоклаз-биотит-амфибол-пироксенового в более основных разностях. В посткальдерных андезитах присутствуют два поколения вкрапленников плагиоклаза: олигоклаз-андезин (резорбированные зерна) близок по составу к вкрапленникам в риолитах и дацитах, и лабрадор (идиоморфные зерна), что может свидетельствовать об их разновременной кристаллизации. С помощью различных геотермометров и геобарометров установлено, что температуры кристаллизации вкрапленников варьировали в пределах 850-1100°C при парциальном давлении около 6 кбар, что соответствует глубинам формирования расплава порядка 18-20 км.

Формирование Верхнечегемской кальдеры совпадает во времени с резким возрастанием сводово-глыбовых поднятий в коллизионной структуре, сопровождавшихся образованием новых и подновлением старых субширотных и субмеридиональных разломов на фоне сформировавшейся к этому времени мощной (43-47 км) континентальной коры. Появление кислого расплава, породившего риолиты, риодациты, дациты и гранодиориты, можно объяснить анактектическим плавлением сиалического субстрата и последующей кристаллизационной дифференциацией этого расплава. Формирование посткальдерных андезитов объясняется смешением магм: остаточной риодацитовой и более глубоинной андезито-базальтовой. По петрохимическим данным проведено моделирование предполагаемого процесса методом наименьших квадратов, показавшее, что для получения посткальдерных андезитов необходимо смешение 63% основного (соответствующего андезито-базальтовым включениям в посткальдерных андезитах с $\text{SiO}_2 = 54.1\%$) и 37% кислого (соответствующего риодацитом с $\text{SiO}_2 = 70.7-72.4\%$) расплавов.

Рассматривая потенциальную рудоносность Верхнечегемского кальдерного комплекса необходимо отметить, что с кальдерами связано до 60% рудных месторождений на западе США, а со многими кальдерами в Чили генетически связаны крупные медно-молибден-порфиновые, золото-серебрянные и другие рудные месторождения. Большое значение при оценке возможной рудоносности имеет факт впервые обнаруженных и опробованных в долине р. Джунгусу, в северной части гранит-порфинового штока, трех мощных (до 60 м) субширотных зон с интенсивно проявленными процессами лимонитизации и аргиллизации. В зонах установлены резко повышенные концентрации (в г/т): V – 62-79, Co – 19-21, Cu – 15-18, Zn – 34-291, Pb – 15-19, As – 126-141, Mo – 12-14, Ta – 0.5-0.7, Ba – 340-583, F – 500-1370 и S – 0.21-0.43%. Метасоматически измененные (осветленные) гранит-порфиры имеют следующие содержания (в г/т) рудных элементов: V – 36-40, Cu – 10-12, Zn – 62-81, Pb – 40-58, As – 96-171, Mo – 10-12, Ta – 0.7-0.8, Ba – 420-530, в то время как в не измененных гранодиоритах установлены более низкие концентрации: Cu – 4-8, Zn – 31-35, Pb – 21-30, As – 10-15, Mo – 5-9, Ta – 0.4-0.85, Ba – 162-198. Для спекшихся туфов, находящихся в экзоконтактах гранит-порфинового купола, характерны повышенные содержания (г/т): Mo – 7-12 и Ta – 0.7-1.03. Приведенные данные позволяют предполагать, что на глубине в связи с гранит-порфирами, в их эндо- и экзоконтактовых частях, возможно обнаружение оруденения медно-молибден-порфинового типа.

Эльджуртинский, Сангутидонский и Теплинский гранитоидные массивы. «Неоинтрузивные» массивы (Сангутидонский и Теплинский) и пересекающие их дайки (с антидромной последовательностью внедрения) объединены нами в сангутидонский магматический комплекс, образование которого мы связываем с коллизионной геодинамической обстановкой (Philip et al., 1989).

Теплинская группа неоинтрузий приурочена к пересечению широтного Адайком-Казбекского разлома с Западно-Фиагдонской и Ардонской

поперечными зонами. Вмещающие породы представлены нижнелейасовыми песчаниками, аспидными и графитсодержащими сланцами циклаурской и казбекской свит. Выделяется три группы выходов “неоинтрузий”, сложенных гранодиоритами: Фиагдонская (наиболее крупная), Льядонская и Архонская. Общая площадь их выходов на дневную поверхность составляет до 8 км², а по геофизическим данным не вскрытая часть интрузии достигает 20 км². Массивы пересекаются дайками аплитов, дацитов и андезитов. В верхней части г. Тепли обнажается крупный дацитовый некк диаметром до 200 м.

Сангутидонская неоинтрузия (до 10 км² обнажено на поверхности, а по геофизическим данным ее площадь достигает 34 км²) приурочена к месту пересечения субширотных разломов южного ограничения Штуллу-Харезской юрской депрессии с субмеридиональной Урухской зоной разломов (рис. 6.5). Сложена она, в основном, гранодиоритами и кварцевыми диоритами. На юге неоинтрузия прорывает позднепалеозойские граниты, а на севере - песчано-сланцевые и вулканогенные раннеюрские отложения осетинской свиты. Интрузив прорван дайками аплитов, гранитов, дацитов, андезитов и субщелочных габброидов, внедрившихся в антидромной последовательности.

Эльджуртинский массив внедрился в зону тектонического сочленения СФЗ Главного и Передового хребтов (рис. 6.6). Выделяемая здесь Пшекиш-Тырныаузская зона разрывов в геодинамическом смысле представляет собой сдвиг или зону сплющивания – систему сближенных субвертикальных разрывов взбросового и сдвигового типа, между которыми зажаты сильно тектонизированные блоки палеозойских и раннемезозойских пород (Милановский и др., 1989).

Эльджуртинский массив на северо-востоке, севере и западе прорывает образования PZ₂ зоны Передового хребта, а на юго-востоке и востоке – допалеозойские образования зоны Главного хребта. В свою очередь массив прорван только дайками и штоками риолитов. Массив имеет площадь выходов около 12 км². Выходы гранитов протягиваются в ЗСЗ направлении на 5 км от правого борта р.Баксан до северного склона хребта Уллу-Тырныауз. Ширина выходов в поперечном направлении, вдоль р.Баксан, достигает 2.0-2.3 км. Горными выработками и скважинами гранит прослежен на расстояние около 2 км к юго-западу от крайних выходов. Данные гравиметрической съемки показывают, что на глубине массив протягивается к юго-западном направлении на 10-12 км.

Время формирования гранитоидных массивов приходится на поздний плиоцен. Датирование ³⁹Ar/⁴⁰Ar методом, со ступенчатым отжиганием, производилось проф. Ю.Хессом и А.Г.Гурбановым в Лаборатории геохронологии Гейдельбергского Университета (ФРГ). Получены плато, соответствующие следующим возрастам (Hess et al., 1993):

Сангутидонский гранодиорит: 2.074±0.025 млн. лет (биотит); 1.974±0.020 млн. лет (биотит, на 300 м гипсометрически ниже предыдущего образца); 2.33±0.06 млн. лет (роговая обманка). Теплинский гранодиорит: 2.116±0.032 млн. лет (биотит); 1.894±0.027 млн. лет (биотит на 450 м гипсометрически ниже предыдущего образца); 2.33±0.06 млн. лет (амфибол); 2.29±0.09 млн. лет

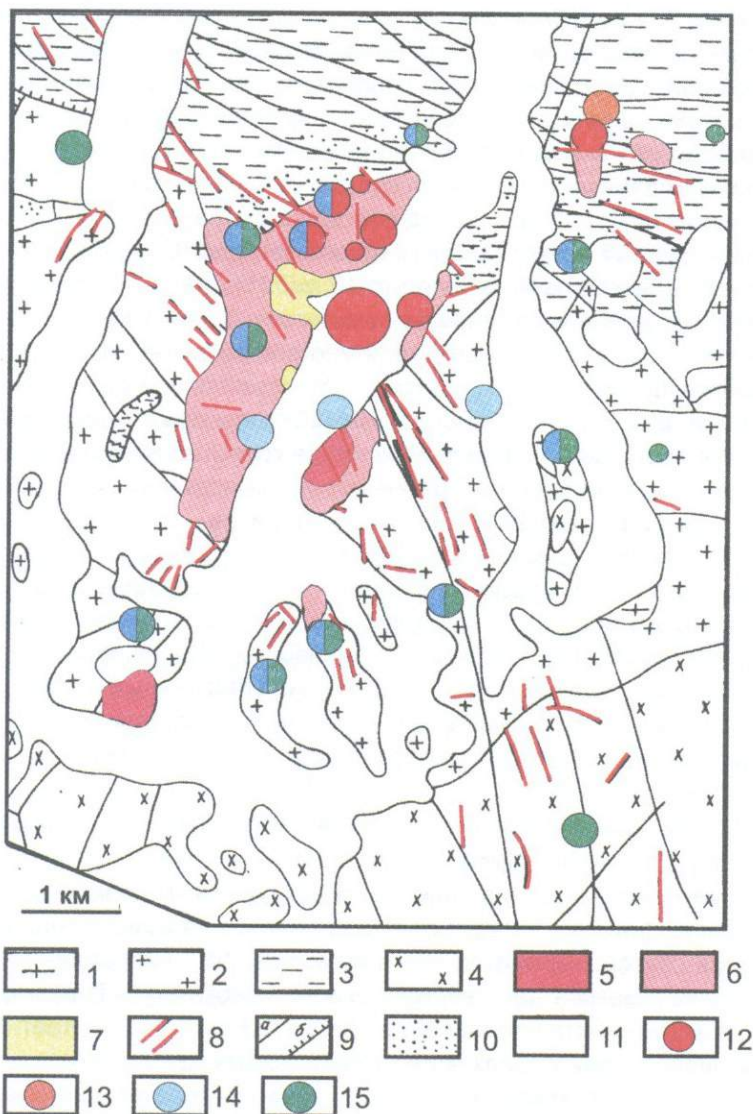


Рис. 6.5. Геологическая схема Сангутидонского рудного поля

Условные обозначения: 1-4 – вмещающие геологические образования; 1 – метаморфические толщи макерской серии, 2 – гранитоиды комплекса Главного хребта, 3 – терригенные толщи и вулканогены (осетинская свита) северного структурно-формационного комплекса, 4 – граниты Цейского массива; 5-8 – сангутидонский (теплинский) комплекс: 5 – кварцевые диориты, 6 – гранодиориты и гранодиорит-порфиры, 7 – дациты и эксплозивные брекчии, 8 – дайки дацитов и андезитов; 9 – разрывные нарушения: а – сдвиги, сбросы, взбросы, б – надвиги; 10 – ороговикование; 11- четвертичные отложения и ледники; 12-15 – связанные с сангутидонским комплексом рудные образования (рудные формации): 12 – кварц-молибденитовая, 13 – пирротин-халькопиритовая, 14 – арсенопирит-полиметаллическая с золотом, 15 – полиметаллическая

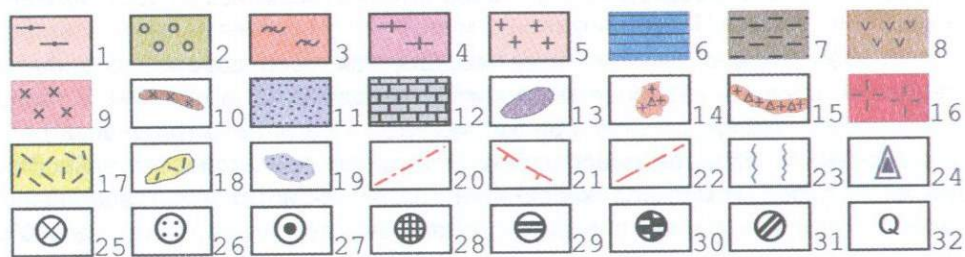
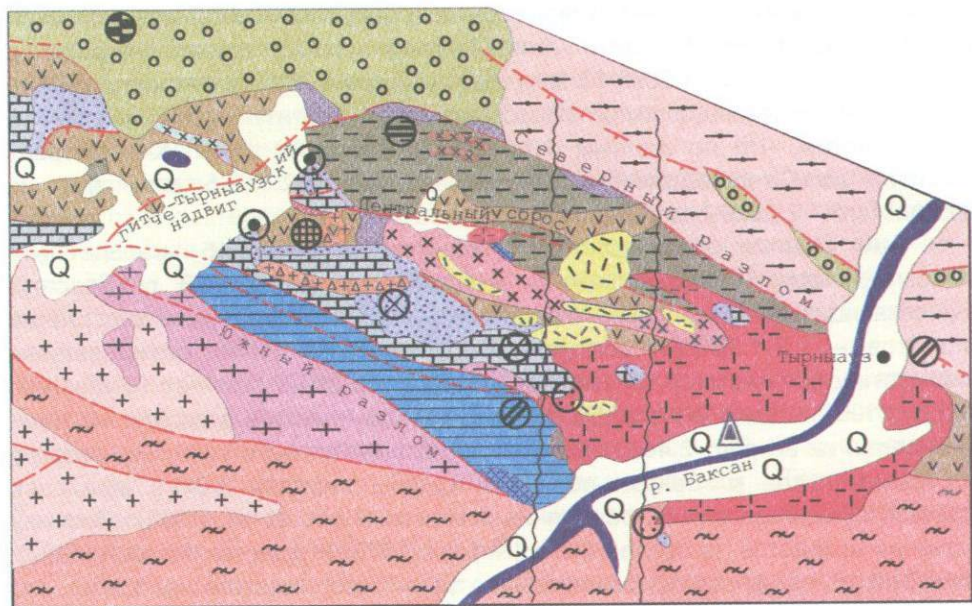


Рис. 6.6. Схема геологического строения с распределением оруденения в Тырныаузском рудном поле (Докучаев, Носова, 1994)

Условные обозначения: 1, 2 - Бечасынская зона: 1 - хлорит-мусковит-альбитовые, мусковит-альбитовые сланцы (шаукольская свита) PR₂; 2 - песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты C₃; 3-5 - Зона Главного хребта: 3 - мигматиты, мигматизированные гнейсы, сланцы, амфиболиты (гондарайский комплекс) PR₂; 4 - кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты (макерская серия, дуппхуская и китебердинская свиты) PR₂; 5 - граниты (белореченский и уллукамский комплексы) PZ₂₋₃; 6-13 - Зона Передового хребта: 6 - глинистые сланцы, алевролиты, песчаники (джигиатская свита) J₁₋₂; 7 - филлиты, алевролиты, песчаники (артыкчатская и картджуртская свиты) D₂₋₃; 8 - лавы основного, среднего и кислого составов, туфы, туффиты, песчаники, конгломераты, глинистые сланцы, линзы известняков, кремни (кизилкольская и эльмезтюбинская свиты) D₂-D₃; 9 - плагиограниты (трондьемиты) PZ₂; 10 - кварцевые диориты PZ₂; 11 - алевролиты, песчаники, конгломераты (верхняя подсвита гидамской свиты) D₃-C₁; 12 - известняки (нижняя подсвита гидамской свиты) D₃-C₁; 13 - гипербазиты PR-PZ₁; 14-18 - Тырныаузский магматический комплекс: 14 - лейкократовые граниты N₂; 15 - брекция роговиков, сцементированных гранитами N₂; 16 - Эльджуртинские граниты N₂; 17 - липаритовые порфиры N₂; 18 - дайки липаритов N₂; 19 - тела скарнов; 20-23 - тектонические нарушения: 20 - сбросы, 21 - надвиги, 22 - прочие, 23 - Чирекская поперечная структура; 24 - местоположение Тырныаузской глубокой скважины; 25-31 - состав рудных тел и рудопроявлений: 25 - шеелит-молибдошеелитовый, 26 - флюорит-шеелит-касситерит-сульфидный, 27 - золото-теллуридно-висмутитовый; 28 - кварц-молибденитовый, 29 - арсенопирит-полиметаллический, 30 - антимонитовый, 31 - полиметаллический; 32 - четвертичные отложения

(роговая обманка). Некк риолитового состава, пересекающий Сангутидонский гранодиорит: 1.76 ± 0.15 млн. лет (биотит). Дайка гранит-порфира в гранодиоритах Тепли: 1.68 ± 0.12 млн. лет (ортоклаз). Дайка витроандезита в Сангутидонских гранодиоритах: 1.56 ± 0.1 млн. лет (биотит).

Отметим, что по данным А.М. Борсука (Борсук, 1979) K-Ar возраст биотитов из Сангутидонского массива составил 2.5 ± 0.5 млн. лет, из Теплинского – 2.25 ± 0.2 млн. лет.

K-Ar возраст эльджуртинских гранитов $1.8-1.9 \pm 0.15$ млн лет (на гипсометрическом уровне нижних выходов вдоль долины р. Баксан); пересекающих их даек гранит-порфиров - $1.65-1.50 \pm 0.25$ млн лет; нека риолитов – $1.8-1.6 \pm 0.25$ млн лет (Борсук, 1979). Rb-Sr датированием эльджуртинских гранитов установлен возраст 1982 ± 0.8 тыс лет (Журавлев, Негрей, 1993). $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ методом по биотитам из гранитов в кровле массива установлен их возраст 2.48 ± 0.029 млн. лет, а вниз по вертикальному разрезу до уровня русла р. Баксан получены цифры порядка $2.0-1.9$ млн. лет, соответствующие времени остывания массива (Hess et al., 1993). Поэтому значения возрастов, приведенные в (Борсук, 1979; Журавлев, Негрей, 1993), показывают не время формирования гранитного массива, а время его остывания, так как пробы этими исследователями отбирались в 750 м ниже его кровли.

В Сангутидонском комплексе выделяются последовательные фазы внедрения: диориты - кварцевые диориты, гранодиориты и граниты, а также дайки гранит-порфиров, некки и дайки риолитов и дацитов, витроандезитов и субщелочных габброидов, внедрившихся в антидромной последовательности. Для всех пород комплекса характерен амфибол-биотитовый парагенезис темноцветных минералов, а в диоритах встречаются и пироксены. До 80% площади выхода комплекса сложены гранодиоритами, на долю диоритов и гранитов приходится примерно по 10%.

Диориты и кварцевые диориты встречаются в виде ксенолитов в гранодиоритах. Это мелко- или среднезернистые породы с массивной текстурой и гипидиоморфной структурой. Они состоят (в объемных %) из: плагиоклаза (55-65), амфибола (до 15), биотита (12-15), пироксена (1-3), кварца (до 5-7) и санидина (1-3). Плагиоклаз зонален: центральная часть представлена лабрадором (52-60), краевая - олигоклазом (20-26). Амфибол представлен зеленой роговой обманкой, часто образующей сростки с пироксеном (гиперстеном). Биотит, как и все остальные минералы, свежий. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, ильменит, турмалин и пирит.

Гранодиориты прорывают диориты и кварцевые диориты. Это среднезернистые породы с гипидиоморфной структурой. Состав их представлен (в объемных %): плагиоклазом (42-50), слабо зональным и отвечающим по составу андезин-олигоклазу (26-40), санидином (до 15-20), биотитом (10-12), роговой обманкой (5-8), кварцем (до 20-22). Редко встречаются реликты пироксена, замещенные амфиболом. Акцессорные минералы - апатит, циркон, сфен, ортит, ильменит, арсенопирит, турмалин, очень редко молибденит, а в Теплинском массиве - единичные зерна шеелита.

Гранитами сложены небольшие (до 0.5 км²) штокообразные тела и дайки, пересекающие гранодиориты. Они состоят из (в объемных %): кварца (до 30), санидина-анортоклаза (до 30-35), плагиоклаза (до 20-23), биотита (5-8), роговой обманки (3-5). Состав акцессорных минералов аналогичен наблюдаемому в гранодиоритах.

Для жильных гранит-порфиров и аплит-порфиров Сангутидонского комплекса характерны крупные выделения кварца, санидина и равномерное распределение мелких пластинок биотита, присутствие роговой обманки и турмалина. Витроандезиты состоят из криптокристаллической кварц-полевошпатовой основной массы, содержащей иголки апатита и порфировые вкрапления плагиоклаза, кварца и биотита.

По химическому составу породы комплекса относятся к породам нормального ряда калиево-натриевой серии и характеризуются обогащением легкими редкими землями и отсутствием отрицательной Eu-аномалии. По характеру распределения редких земель породы Теплинского и Сангутидонского массивов аналогичны. Данные о химическом составе пород комплекса приведены в [таблицах 6.4-6.5](#).

По редкоэлементному составу, породы массивов также очень близки между собой и по классификации Л.В.Таусона (Таусон, 1977) отнесены к палингенным известково-щелочным гранитоидам. Породы Теплинского массива отличаются от Сангутидонского более высокими концентрациями Sr, Ni, Co, Sc, Ba, Y, Th, Hf при более низких содержаниях Sr, Ta, что обусловлено его более основным составом. Величина K/Rb отношения варьирует от 178 до 285. По петро-геохимическим параметрам гранитоиды двух рассмотренных массивов относятся к I-типу. Отсутствие единого тренда на диаграммах Харкера для этих двух массивов свидетельствует о невозможности образования слагающих их пород путем последовательного фракционирования из единого исходного расплава, имеющего тоналитовый состав. Однако это не исключает единого исходного субстрата из которого могли бы выплавляться родоначальные для каждого массива магмы и самостоятельного пути эволюции при подъеме расплавов к дневной поверхности.

Состав пород дайковой фации в Теплинском и Сангутидонском массивах варьирует от андезитов до гранитов. Андезиты и андезидациты ($\text{SiO}_2 = 60-65\%$) имеют несколько повышенную щелочность ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 6.82-7.12\%$), относятся к калий-натровой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.74-2.06$) и являются высокоглиноземистыми ($al = 2.08-2.97$). Аплиты характеризуются резко повышенной щелочностью ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 9.17\%$) при $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.39$ и $al = 6.84$. Дациты из некков, прорывающих гранодиориты, по всем петрогенным элементам близки к остальным породам дайкового комплекса. По редкоэлементному составу породы дайкового комплекса идентичны породам главной фазы, что свидетельствует о их когенетичности. Для дайкового комплекса характерна антидромная (от кислых к основным) последовательность внедрения. Спектры распределения редкоземельных

элементов в породах Теплинского и Сангутидонского массивов практически идентичны. Все они имеют фракционированный характер за счет обогащения пород легкими лантаноидами при средней-сильной степени фракционирования $[(La/Yb)_n = 10-20]$. Суммарное содержание РЗЭ составляет в среднем 144 г/т, фракционирование тяжелых редких земель слабое - $(Gd/Yb)_n = 1.6-1.7$, а их содержание находится на уровне около 10 хондритовых величин. Однако имеются и отличия: для пород Сангутидонского массива характерно более сильное обеднение тяжелыми редкими землями, что отражает $(La/Yb)_n = 13-20$. Степень фракционирования тяжелых редких земель также несколько выше - $(Gd/Yb)_n = 2.5$. Дайки дацитов, прорывающие Сангутидонский массив, характеризуются спектром РЗЭ, идентичным таковому в породах главной фазы. Дайки риодацитов, прорывающие нект риолитового состава, отличаются незначительно проявленной отрицательной европиевой аномалией. Для андезидацитовых и дацитовых даек, прорывающих Теплинский массив, характерны более низкие содержания РЗЭ. Максимальная степень фракционирования РЗЭ $(La/Yb)_n = 19.06$, при наиболее четко выраженной отрицательной европиевой аномалии, характерна для даек аплитов. Сильные отличия характерны для пород из риодацитового некта в Теплинском массиве. Так, при очень сильной степени фракционирования $(La/Yb)_n = 16.7$, для них характерно пониженное суммарное содержание РЗЭ при максимальном для пород этого массива фракционировании тяжелых РЗЭ $(Gd/Yb)_n = 2.71$. Все вышеприведенные особенности распределения РЗЭ свидетельствуют о том, что в равновесии с исходным расплавом находился гранатсодержащий (гранат-плагиоклаз-амфиболовый) рестит, причем для пород Теплинского массива количество плагиоклаза, осадившегося в рестите, несколько больше, чем для пород Сангутидонского массива.

Эльджуртинский массив изучен на поверхности в вертикальном разрезе на 750 м и по результатам бурения Тырнаузской глубокой скважины (ТГС) глубиной 4.0 км с абсолютной высотной отметкой устья +1312 м. До абсолютной отметки -2525 м в разрезе ТГС Эльджуртинский массив сложен порфиroidными биотитовыми гранитами, среди которых различаются два основных петротипа: 1 - светло-серые средне-крупнозернистые порфиroidные биотитовые граниты, среди которых в интервале от абсолютной отметки -788 до -1888 м выделяется петротип 2 - серые мелко-среднезернистые слабопорфиroidные биотитовые граниты. Граниты-2 отличаются от гранитов-1 слабо повышенной основностью. Разрез ниже абсолютной отметки -2525 м представлен светло-серыми мелко-среднезернистыми редкопорфиroidными мусковит-биотитовыми гранитами. Дайки аплитов в разрезе скважины имеют мощность 0.2-10 м и отмечаются повсеместно, а дайки риолитов мощностью 0.5-8.5 м - до глубины абсолютной отметки около +362 м.

Главными породообразующими минералами для всей группы биотитовых гранитов являются плагиоклаз, КПШ, кварц и биотит. Количественные соотношения этих минералов варьируют (таблица 6.6), придавая породе такситовый облик. Характерны моногломеропорфиroidные

Средний минеральный состав гранитов Эльджуртинского массива (%)

Минерал	Порода						
	Интрузивные граниты				Жильные граниты		
	1	2	3	4	5	6	7
Плагиоклаз	31,56	31	30-32	25-27	13,19	15	20-25
КПШ	34,53	28	33-35	33-35	48,25	49-52	40
Кварц	25,70	34	25-28	32	34,46	30-35	30-33
Биотит	7,84	7	8-9	5	3,05	1-3	5-7
Мусковит	-	-	-	3	-	-	-

Примечания. Акцессорные минералы составляют 0.1-1%.

Место взятия образца: 1 - долина р. Баксан, эльджуртинский гранит (Ляхович, 1976); 2 - гранит, количественный подсчет на МИУ-5 (МГРИ); 3 - серый и светло-серый гранит ТГС; 4 - лейкогранит ТГС; 5 - аплит эльджуртинский (Ляхович, 1976); 6 - аплит ТГС; 7 - жильный гранит ТГС

срастания и кучные обособления как вкрапленников, так и минералов основной массы. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, реже ортитом, рутилом, флюоритом. Отмечаются магматические кальцит и эпидот. Вторичные минералы представлены хлоритом, мусковитом, серицитом, карбонатами, титаномагнетитом, сфеном, эпидотом, пренитом.

Химический состав пород Эльджуртинского гранитного массива приведен в [таблице 6.7](#).

На диаграмме R1 - R2 (Batchelor, Bowden, 1985) и аналогичных ей фигуративные точки пород Эльджуртинского массива попадают в поле нормальных гранитов. Меланократовые включения отвечают тоналитам и трондъемитам. Положение точек соответствует известково-щелочному тренду. В разрезе Тырнаузской глубокой скважины (ТГС) наиболее высокие содержания Sr присущи биотитовым гранитам, а в мусковит-биотитовых гранитах они резко (в 3-4 раза) понижены; распределение Sr отчетливо контролируется Са-содержащими фазами, очевидно, плагиоклазом. Содержания Rb не обнаруживают существенных вариаций. Соответственно Rb/Sr-отношение в мусковит-биотитовых и биотитовых гранитах резко различается. Содержание Nb и Zr в изученных породах близко к кларку гранитоидов известково-щелочного ряда. Для Zr характерно уменьшение содержаний от ранних фаз к более поздним и жильным фазам.

Содержания P3Э в эльджуртинских гранитах несколько ниже, чем кларки для гранитов как в отношении Ln_{Ce} , так и Ln_{Y} . Содержание Y близко к значениям для коллизионных гранитов. Наибольшая степень фракционирования P3Э присуща биотитовым гранитам, для которых характерна наименьшая Eu-аномалия. Самая значительная негативная Eu-

Таблица 6.7

Химический состав пород Эльджуртинского гранитного массива

Компонент	Гранит		Липарит	Дайка гранит-порфира	Дайка витроандезита
SiO ₂	70.50	70.30	70.10	68.16	66.82
TiO ₂	0.37	0.39	0.42	0.50	0.45
Al ₂ O ₃	14.80	14.80	14.70	16.24	16.84
Fe ₂ O ₃					0.32
FeO				2.26	1.46
Fe ₂ O ₃ общ.	2.39	2.54	2.75		
MnO	0.05	0.06	0.04	0.05	0.07
MgO	0.80	0.86	1.03	1.22	1.20
CaO	1.82	1.99	1.95	1.54	3.19
Na ₂ O	3.67	3.78	3.27	4.38	2.93
K ₂ O	4.39	4.05	3.84	4.20	3.40
H ₂ O ⁻				0.36	2.88
H ₂ O ⁺	0.33	0.31	1.02	0.74	0.71
F					
P ₂ O ₅	0.15	0.16	0.18	0.19	
ппп					
Сумма	99.27	99.24	100.14	99.30	100.30
Ba	350	364	368		
Sr	150	179	185		
Co	3.67	3.91	4.13		
Ni	6.2	9.2	10.0		
Cr	12.6	13.3	14.7		
Cs	14.9	17.7	11.0		
Hf	5.75	4.78	4.95		
Rb	232	220	209		
Sb	0.15	0.25	1.31		
Ta	2.04	2.23	1.76		
Th	28.5	26.1	26.2		
U	9.83	10.50	8.62		
Zn	60.7	81.7	41.8		
Zr	163	181	168		
Sc	5.70	5.69	5.64		
La	38.5	38.8	40.0		
Ce	77.6	87.0	81.8		
Nd	30.2	29.5	30.2		
Sm	6.18	5.93	6.18		
Eu	0.676	0.718	0.817		
Tb	0.688	0.679	0.612		
Yb	2.06	2.08	1.65		
Lu	0.299	0.304	0.242		

аномалия и обеднение легкими РЗЭ отмечается в мусковит-биотитовых гранитах, но для них не наблюдается обогащения тяжелыми РЗЭ.

Величины отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в вертикальном разрезе эльджуртинских гранитов варьируют в пределах 0.70685 (кровля) - 0.70701 (глубина -4000 м).

Гранитоиды Сангутидонского и Теплинского массивов, как отмечалось выше, относятся к I типу. Отсутствие в породах высокоглиноземистых минералов, низкий индекс Шенда свидетельствуют о том, что в образовании этих пород не участвовал метаосадочный субстрат. Величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, вероятнее всего, свидетельствуют о выплавлении этих пород в низах коры. Установленные особенности спектра распределения редких земель (практическое отсутствие негативной европиевой аномалии и незначительное обеднение тяжелыми РЗЭ) свидетельствует о том, что в исходном субстрате присутствовали плагиоклаз, амфибол и незначительное количество граната. Исходя из минерального состава предполагаемого субстрата, наиболее подходящими исходными породами являются амфиболиты буульгенской (или ее аналога в Горной Осетии - буронской) свиты протерозойского возраста, обнажающиеся в непосредственной близости от «неоинтрузий». Средняя величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения в этих амфиболитах составляет 0.70507, что довольно близко к изотопному составу стронция в породах Сангутидонского комплекса. Геохимическое моделирование, проведенное на основе коэффициентов распределения минерал-расплав, показало, что гранитоиды Сангутидонского комплекса образовались за счет плавления амфиболитового субстрата со степенью плавления 15-20%. В равновесии с этим расплавом должен был находиться гранат-плагиоклаз-амфиболовый рестит, что по экспериментальным данным (Van der Laan, Wyllie, 1992) соответствует глубине формирования исходного расплава не менее 40 км. По геофизическим данным мощность континентальной коры в этом районе около 45-47 км. Кристаллизация расплавов происходила при фугитивности кислорода 10^{-13} бар и при температуре 820°C. Давление воды в расплаве достигало 5 кбар, что соответствует общему давлению, определенному по амфиболу, и свидетельствует о насыщенности расплава водой.

Данные изотопных и геохимических исследований не дают однозначного ответа на вопрос об источнике магмы Эльджуртинского гранита; скорее они свидетельствуют о гетерогенности источника. В качестве такового могут рассматриваться: мантийный источник (плюм - Ярмюк и др., 2004), который мог вызвать мантийный метасоматоз и частичное плавление корового субстрата (Поль и др., 1993). Магма имела высокую, около 1100°C, начальную температуру. Кристаллизация породообразующих минералов началась при температуре около 750-850°C. Внедрение осуществлялось путем поступления нескольких порций магмы.

Для выявления потенциальной рудоносности гранитоидов Теплинского и Сангутидонского массивов, кроме традиционных методов, были проведены специальные исследования по методике Дж. Бримхола (Бримхол, 1992). Анализ полученных нами данных по составам биотитов из главных интрузивных фаз Сангутидонского и Теплинского массивов [довольно высокие

содержания флогопитового минала и крайне низкие - фтора (1%), формирование биотита при фугитивности кислорода $f_{O_2} = 10^{-13}$ (буфер Ni-NiO)] с использованием дискриминантной диаграммы в координатах $\log(X_F/X_{Cl}) - \log(X_{Mg}/X_{Fe})$ показал, что все фигуративные точки изученных биотитов компактно ложатся вблизи поля, образованного биотитами из медно-порфировых месторождений. Геохимические исследования валовых проб пород подтвердили этот вывод, т.к. породы резко обогащены (на порядок) медью, при содержании молибдена ниже порога чувствительности метода инструментальной нейтронной активации.

Содержание Re в молибденитах из “сухих” трещинок в эльджуртинских, теплинских и сангутидонских гранодиоритах резко выше кларкового (250-260, 140-150 и 55-70 г/т соответственно), что характерно для молибденитов из медно-порфировых месторождений (Попов, 1977). Отметим, что в молибденитах из медно-порфировых месторождений содержания Re, Se, Te выше минерального кларка (114 г/т для рения), а в молибденитах молибден-порфировых - они ниже кларка.

Граниты Эльджуртинского массива пересекают скарноворудные залежи и кварц-молибденитовые штокверки Тырнаузского рудного поля, но с постмагматическим этапом их становления, вероятно, связаны оловоносные скарны и кварц-полиметаллическая минерализация в послескарновых метасоматитах на нижних горизонтах месторождения.

В риолитах и в эльджуртинских гранитах установлена прожилковая кварц-флюорит-арсенопирит-молибдошеелитовая минерализация, аналогичная присутствующей в пироксен-плаггиоклазовых и амфибол-биотитовых роговиках месторождения. В зонах постмагматического изменения гранитов на глубоких горизонтах, по данным бурения, отмечено значительное накопление рудных элементов (в скобках - коэффициент накопления K_n): W (10), Mo (8), Sn (18), Zn (6), Pb (5), Cu (6) (Ляхович и др., 1991). Накопление рудных элементов характерно и для жильных дериватов эльджуртинских гранитов на глубоких горизонтах (в дайках аплит- и фельзит-порфиров K_n для W, Mo и Sn составляют соответственно 3.2, 2.7 и 4.3). Особенно высокие содержания W, Mo, Sn, Zn, Cu, Li и Cs фиксируются в гидротермально-измененных (карбонатизированных) дайках. С дайками лейкогранитов, вскрытыми Тырнаузской скважиной, сопряжены зоны прожилково-вкрапленной минерализации грейзенового типа (флюорит, мусковит, вольфрамит, шеелит, молибденит, сульфиды, сульфовисмутиды) (Докучаев, Носова, 1994).

6.1.3. Неоплейстоцен-голоценовый вулканизм

В пределах Большого Кавказа новейшие (неоплейстоцен-голоценовые) вулканы наиболее широко развиты в Эльбрусской и Казбекской вулканических областях (провинциях) (Милановский, Короновский, 1973; Станкевич, 1976 и др.).

Казбекская вулканическая область приурочена к той части Большого Кавказа, которая в альпийском тектоно-магматическом цикле испытывала глубокое прогибание, интенсивную складчатость и последующее резкое воздымание. Основные ареалы распространения новейших вулканитов Казбекской области располагаются в ее центральной части (вулканы Казбек, Сакохе, Кабарджин и др.) и в южной периферии, в районе Кельского вулканического нагорья. В пределах области выделяется ряд вулканических центров (Бубнов, 2003), наиболее значимый из которых – Казбекский.

В Эльбрусской вулканической области, которая приурочена к наиболее тектонически приподнятой части Большого Кавказа, основной объем новейших вулканитов сосредоточен в пределах Эльбрусского вулканического центра.

Эльбрусский вулканический центр. Эльбрусский вулканический центр включает стратовулканы Кюкюртли и Эльбрус с сателлитами. Он расположен в пределах западного ограничения зоны коллизии в структурно-формационной зоне Главного хребта, частично захватывая Бечасынскую зону (вулкан-сателлит Таш-Тебе), являющуюся южной частью эпигерцинской Скифской плиты. Модель земной коры района, по данным интерпретации гравитационного поля, включает три слоя: «осадочный», «гранитный» и «базальтовый» с мощностями соответственно 7-8 км, 18-20 км, 20-22 км. Граница Мохо погружается в сторону мегантиклинория Большого Кавказа, до максимальных глубин в пределах вулкана Эльбрус ~50 км. В районе вулкана Эльбрус по геофизическим данным (Собисевич и др., 2003; Природные..., 2004) диагностированы близповерхностная магматическая камера (5-10 км) и глубинный очаг (20-40 км). Главными разломными структурами района являются субмеридиональный Малкинский (Эльбрусский) разлом, субширотная Пшекиш-Тырныаузская шовная зона, в пределах которой фиксируется нарушение сплошности среды, прослеженное по геофизическим данным на глубину до 20 км, и субширотный Сылтранский магмоконтролирующий разлом, к которому приурочены восточный и западный вершинные кратеры Эльбруса, а также Кыртык-Сылтранская вулканическая постройка.

В Эльбрусском вулканическом центре выделены фрагменты разрезов пяти толщ (Катастрофические..., 2002; Природные..., 2004), образовавшихся в последовательные этапы вулканической активности, породы которых объединены в кальдерный и посткальдерный вулканические комплексы.

В кальдерный комплекс объединены три первых толщи, а в посткальдерный - четвертая и пятая. Останцы первой толщи обнаружены в истоках р. Малки (урочище «Аэродром»); они сложены игнимбритами, туфами риолитового и риодацитового состава. По результатам U/Pb (SHRIMP ion probe) датирования (Стенфордский университет, США) кристаллов циркона, выделенных из фьямме, возраст игнимбритов из этой толщи составил 1.96 ± 0.05 млн. лет (Газеев, 2003). Вторая и третья толщи, по нашим представлениям, связаны с деятельностью вулкана Кюкюртли и синхронных с ним моноактных вулканов. Во вторую толщу объединены фрагменты разрозненных разрезов, в одних случаях сложенных лавами, агломератовыми туфами и туфолавами, в других - игнимбритами и туфами преимущественно

риодацитового состава. По результатам U/Pb (SHRIMP ion probe) датирования кристаллов циркона, возраст игнимбритов из второй толщи составил: 722 ± 15 тыс. лет (ледник Кюкюртли); 689 ± 30 тыс. лет (внекальдерные игнимбриты р. Чучкур); возраст риодацитовых лав, залегающих в основании разреза вулканической постройки, но выше игнимбритов (в истоках р. Уллукам), составил 667 ± 16 тыс. лет (Газеев, 2003). Третья толща сложена лавами и агломератовыми лавовыми потоками дацитового состава с незначительным количеством туфобрекчий и туфов и включает экструзивные тела и метасоматически измененные вулканические породы. В основании разрезов третьей толщи отмечаются реликты пепло-пемзового горизонта. Андезитовый состав ($\text{SiO}_2 = 62.6\text{-}63.3\%$) пепло-пемзового горизонта сопоставим с таковым из района р. Шаукол (за пределами вулканической постройки на удалении 26 км от вершины Эльбруса), где реликты пеплов и пемз «нависают» над современным руслом реки на высоте около 320-330 м, что соответствует днищам долин $Q_1\text{-}Q_2$ (Дотдугев, 1975). Впервые в вулканическом разрезе обнаружены экструзии и субвулканические тела, различающиеся по размерам и характеру сопровождающих их постмагматических изменений (Катастрофические..., 2002; Природные..., 2004). Экструзия стены Кюкюртли имеет площадь выхода 1.5-2 км², максимальную глубину эрозионного вреза 800-900 м. Возраст, по результатам ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования (Стенфордский университет, США) мегакристалла санидина, составил 620 ± 33 тыс. лет. Ее внедрение произошло на заключительной стадии деятельности вулкана Кюкюртли. Установлены угловые несогласия и присутствие реликтовых морен между вулканитами первой, второй и третьей толщ. В четвертую толщ выделена серия потоков дацитового состава в истоках р. Баксан, а также протяженные Кызылкольский и Малкинский потоки, которые, по нашим представлениям, связаны с ранними стадиями (средний-верхний неоплейстоцен) посткальдерного периода развития, когда началась деятельность собственно вулкана Эльбрус. В основании этой толщи присутствуют реликты морены, залегающей на 200 м выше современного русла, а сами потоки без смещения перекрывают кальдерообразующие разломы, по которым смещены вулканиты первых трех толщ. В то же время, во многих местах на кровле этих лавовых потоков сохранились остатки морен поздней стадии поздненеоплейстоценового оледенения. Пятая толща представлена лавовыми потоками (AA типа), туфолавами и туфами дацитового и трахидацитового составов, перекрывающими все более ранние вулканические образования и подстилающимися мореной поздних стадий поздненеоплейстоценового оледенения.

Породы центра представлены, как правило, сериально-порфиоровыми, порфиоровыми разностями с гиалитовой, гиалопилитовой, реже микролитовой структурой основной массы. Состав вулканитов незначительно эволюционировал во времени от риолитов и риодацитов (поздний плиоцен – ранний неоплейстоцен) до дацитов (средний – поздний неоплейстоцен) и трахидацитов (голоцен), при доминирующей роли вулканитов дацитового

состава. Типичный парагенезис вкрапленников – плагиоклаз, роговая обманка, биотит, ортопироксен, изредка клинопироксен. По составам, размерам, характеру зональности, степени резорбции в породах разных вулканических горизонтов выделены шесть разновидностей (типов) плагиоклаза, три типа вкрапленников ортопироксена и два типа вкрапленников роговой обманки (Газеев и др., 2004). Наиболее распространенные минералы микролитов – плагиоклаз в ассоциации с ортопироксеном, изредка клинопироксеном. Подавляющее большинство пород центра относится к известково-щелочной и калиево-натриевой субщелочной петрохимическим сериям. Породы содержат 64.4-71.1% SiO_2 , 6.83-8.15% ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) при 2.93-4.0% K_2O .

Основной разновидностью пород являются дациты, которые образовались в результате сложных процессов, включавших смешение расплавов (риодацитового и трахиандезитового составов), конвекционный разогрев и декомпрессию (полибарическую кристаллизацию) при подъеме (Газеев и др., 2004) из магматической камеры/очага. Такие признаки неравновесной кристаллизации, как ситовидный облик плагиоклазов, реакционные каймы, обратная зональность в минералах и др. характерны как для смешения расплавов и ассимиляции ими твердых фаз, так и для декомпрессии при подъеме расплавов к поверхности. В пользу декомпрессии свидетельствуют: появление безводного парагенезиса с обратнo-зональными основными плагиоклазами ситовидного облика и магнезиальными ортопироксенами; появление очень кремнекислых остаточных стекол в дацитах; термическое разложение роговой обманки и биотита. Свидетельством смешения, в первую очередь, является присутствие в одной породе плагиоклазов с кислыми ядрами и основными внешними зонами и плагиоклазов с основными ядрами и кислыми внешними зонами.

По основным петрогеохимическим характеристикам риодациты, дациты и трахидациты Эльбрусского вулканического центра близки к гранитоидам I-типа (Frost et al., 2001). Мы полагаем, что при магмогенерации исходного расплава ведущую роль играли процессы выплавления первичных расплавов из мантийного источника (Бубнов, 2003) и последующая контаминация мантийных расплавов нижнекоровым веществом в глубинных магматических камерах. Для риолитовых расплавов, обогащенных LILE, нельзя исключать и контаминацию веществом верхней коры. По данным сейсмотомографии, в верхней мантии района Эльбруса отмечается обширная, радиусом 45-60 км от центра Эльбруса, зона замедления скоростей сейсмических волн, считающаяся астенолинзой (Милановский и др., 1989). Возбужденное состояние мантии подтверждается исследованиями величин $^4\text{He}/^3\text{He}$ в спонтанных газах из многочисленных минеральных источников (Поляк и др., 1995; Катастрофические..., 2002; Природные..., 2004).

На гетерогенность источников вещества указывают результаты изотопного изучения различных компонентов лав Эльбрусского центра (таблица 6.8) (Бубнов, 2003; Чернышев и др., 2000). В каждой из шести изученных проб лав юго-восточного склона вулкана Эльбрус (район пика Терскол) были проанализированы порода в целом, биотит и плагиоклаз.

Изотопный состав Sr и Nd в неоплейстоцен-голоценовых лавах вулкана Эльбрус (юго-восточный склон, разрез через пик Терскол) (Чернышов и др., 2000)

№ образца порода	Анализируемый материал	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ $\pm 2\sigma$	ϵ_{Nd} $\pm 2\sigma$
1593Э дацит	Плагиоклаз	0.705893 \pm 17	0.512525 \pm 7	-2.20 \pm 14
	порода в целом	0.705743 \pm 5	0.512558 \pm 6	-1.56 \pm 12
	Биотит	0.705931 \pm 5		
1993Э дацит	Плагиоклаз	0.705951 \pm 18	0.512540 \pm 5	-1.91 \pm 10
	порода в целом	0.705754 \pm 6	0.512559 \pm 7	-1.54 \pm 14
	Биотит	0.705958 \pm 8		
293Э дацит	Плагиоклаз	0.705981 \pm 16	0.512539 \pm 6	-1.93 \pm 12
	порода в целом	0.705721 \pm 5	0.512561 \pm 8	-1.50 \pm 16
	Биотит	0.705920 \pm 5		
393Э дацит	Плагиоклаз	0.706121 \pm 21	0.512555 \pm 30	-1.60 \pm 60
	порода в целом	0.705573 \pm 5	0.512582 \pm 6	-1.09 \pm 12
	Биотит	0.705828 \pm 5		
693Э дацит	Плагиоклаз	0.705906 \pm 20	0.512544 \pm 5	-1.83 \pm 10
	порода в целом	0.705641 \pm 6	0.512573 \pm 6	-1.27 \pm 12
	Биотит	0.706004 \pm 5		
ЭК-4/93 дацит	Плагиоклаз	0.705963 \pm 23	0.512544 \pm 11	-1.83 \pm 21
	порода в целом	0.70576 \pm 9	0.512569 \pm 6	-1.35 \pm 12
	Биотит	0.70605 \pm 21		

Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для изученных лав Эльбруса образуют три компактных группы: для пород в целом (0.70557-0.70576), для биотитов (0.70583-0.70605) и для плагиоклазов (0.70589-0.70612). При этом во всех случаях выявляется изотопная неуровновешенность между вкрапленниками и породой в целом при ощутимо более радиогенном изотопном составе Sr вкрапленников по отношению к породе. Установлена неуровновешенность в отдельных компонентах лав Эльбруса и для изотопов неодима, причем распределение значений отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ имеет четкую

обратную корреляцию. Вариации отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, выраженные в величинах ϵ_{Nd} , лежат в пределах от -1.09 до -1.56 для пород в целом и от -1.60 до -2.20 для плагиоклазов. При этом разница (ϵ_{Nd}) плагиоклаз - порода в целом составляет от 0.37 до 0.64 при менее "радиогенном" изотопном составе неодима в плагиоклазах.

Эволюция расплавов в верхнекоровых условиях определялась, в первую очередь, процессами смешения магм, различавшихся степенью коровой контаминации. Как показывают балансовые расчеты, при смешении риодацитовых и трахиандезитовых расплавов, доля кислого расплава при формировании риодацитов второй толщи могла составлять 80%, дацитов третьей толщи – 39%, дацитов четвертой толщи – 38%, дацитов пятой толщи – 32%. Это находит свое подтверждение в геохимических особенностях вулканитов: от первой к пятой толще постепенно повышаются содержания Ni, Cr, Co и уменьшаются содержания Cs и U (Газеев, 2003).

При прогнозной оценке территорий важная роль отводится выявлению рудно-магматическим системам (РМС), под которыми понимается совокупность вулканитов, интрузивов и вмещающих их пород, а также возникших в них геохимических полей концентрирования (Таусон и др., 1989). В пределах Эльбрусского центра нами впервые выделены две РМС - Кюкюртлинская и Ирикская (рис. 6.7), связанные с кальдерным этапом развития центра.

Кюкюртлинская РМС расположена на юго-западе вулканической постройки. В ее строении принимают участие вторая и третья толщи вулканического разреза, прорванные дацитовой экструзией Кюкюртли, с которой пространственно совпадают поля площадной (монтмориллонит + карбонат + гематит + гетит ± пирит) и локальной (галлуазит + каолинит + халцедоновидный кварц + карбонат + пирит + марказит + гематит ± натроярозит) аргиллизации. В пределах РМС выявлены геохимические аномалии As, Zn и Pb, в 5 и более раз превышающие кларк для кислых пород. Аномалия As площадная, т.е. распространена и за пределами экструзии. Содержания As варьируют от 15 до 322 г/т. Аномалии Zn и Pb более локальны и приурочены к вторичным кварцитам и ветвящимся зонам осветления пород. Содержания Zn варьируют от 100 до 497 г/т, Pb - от 2-3 до 378 г/т. Температура образования сульфидной минерализации в экструзии оценивается в 170-213°C.

Ирикская РМС расположена на востоке вулканической постройки в районе перевала Ирик-чат. В ее строении принимают участие породы вулканического цоколя и игнимбриты второй толщи, по которым развиты монтмориллонитовые аргиллизиты. Игнимбриты прорваны дайками фельзит-порфиоров риодацитового состава, с которыми пространственно связаны взрывчатые брекчии с гидротермальным (кварцевым) цементом и обломками фельзит-порфиоров, а также кварц-карбонатные и кварц-сульфидные прожилки. В пределах РМС выявлены геохимические аномалии Mn, Zn, Pb, Sb, U, Cs, Mo и As. Максимальные содержания отмечены в кварц-сульфидных прожилках и зонах вторичных изменений (мощностью до 5-10 см),

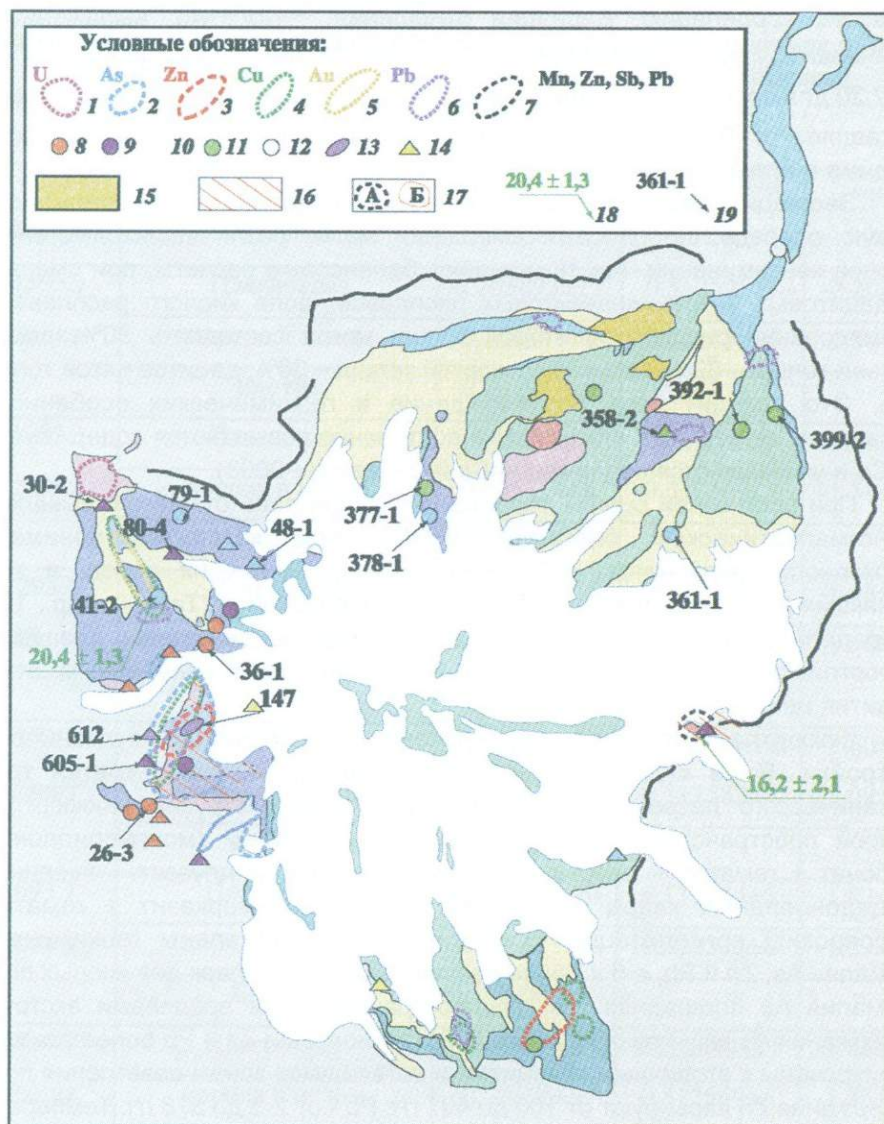


Рис. 6.7. Карта проявлений гидротермальной минерализации и геохимических аномалий в пределах Эльбрусского центра

Условные обозначения: 1-7 - участки, характеризующиеся повышенными содержаниями: 1 - урана (7-8 г/т), 2 - мышьяка (15-322 г/т), 3 - цинка (120-497 г/т), 4 - меди (60 г/т), 5 - золота (0.05-0.3 г/т), 6 - свинца (60 г/т), 7 - марганца, цинка, свинца, сурьмы; 8-13 - проявления жильной минерализации: 8 - магнезита, 9 - кварца, 10 - сложного состава, 11 - тридимита, 12 - арагонита, 13 - вторичных кварцитов; 14 - жильная минерализация в обломках; 15 - озерные отложения (песчано-гравийные смеси); 16 - площадная аргиллизация; 17 - контуры участков с повышенными содержаниями: А - более 5 кларков, Б - 2-4 кларка; 18 - результаты ЭПР датирования кварца жильной минерализации; 19 - номера образцов

выполненных бурями порошковатыми и пленочными образованиями. По данным РСА, в зонах гидротермальных изменений установлены альбит, гётит, гематит, гипс, гаусманит, англезит и смитсонит. Содержания цинка в пределах РМС варьируют от 1 до 3116 г/т, мышьяка - от 1.1 до 725.1 г/т, сурьмы - от 0.6 до 1419 г/т, свинца - от 12 до 990 г/т, молибдена - от 2.2 до 112 г/т, урана - от 2.7 до 17.49 г/т.

Казбекский вулканический центр. К Казбекскому вулканическому центру относится двуглавый вулкан Казбек с максимальной абсолютной отметкой 5047 м и ряд мелких моногенных паразитических вулканов на его восточных, южных и западных склонах (вулканы Кечутцвери, Бетлеми, Большой и Малый Ткаршети, Шевардени и Майли-Хох). Вулканическая постройка Казбека расположена в узле пересечения крупных глубинных продольных разломов общекавказского простирания (наиболее крупный Казбекский) и поперечных (субмеридиональных) нарушений Казбек-Цхинвальской зоны. Цоколь вулкана Казбек сложен интенсивно дислоцированными нижнеюрскими отложениями. С северо-запада к вулканическому массиву Казбека примыкает выступ древнего доальпийского фундамента. Гипсометрически верхние выходы сланцевого нижнеюрского основания, на котором возвышается современный главный (восточный) конус вулкана, обнажаются на высоте с абсолютными отметками 3600-4000 м, так что высота главной вулканической постройки не превышает 1000-1400 м (Схиртладзе, 1958).

Подавляющее большинство наиболее крупных лавовых потоков вулкана Казбек издавна имеют собственные имена и их геология и петрография описаны целым рядом исследователей (Милановский, Короновский, 1973; Станкевич, 1976; Схиртладзе, 1958 и др.). Наиболее значимые из них – Миадонский (или Мнадонский), Чачхохский (Девдоракский), Цдо, Чхерский (Сакецетский), Аршинский и Майлинский. По мнению ряда исследователей (Милановский, Короновский, 1973; Станкевич, 1976; Схиртладзе, 1958 и др.), наиболее древними образованиями Казбека являются вулканиды, слагающие Мнадонский лавовый поток, который спускается с южного склона Казбека и заполняет долину р.Мнаисидон. Наиболее поздние эффузивные образования Казбекского вулканического центра слагают боковые центры извержений – Сырх-Казбекский (Шерхота, Шевардени), ряд небольших вулканов-сателлитов на южных, западных и восточных склонах Казбека (вулканы Бетлеми, Кечутцвери, Майли-Хох, Большой и Малый Ткаршети).

Для выявления временных рубежей магматической активности совместно с Лабораторией изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН было проведено К-Аг датирование пород реперных разрезов центра (Бубнов, 2003; Чернышев и др., 1999, 2002₁, 2002₂; Бубнов и др., 2000). К-Аг датирование было проведено с помощью специальной методики (Чернышев и др., 1998). Полученные К-Аг данные свидетельствуют о достаточно длительной истории развития Казбекского вулканического центра и о проявлении здесь трех этапов магматической активности. Начало первого этапа активности фиксируется в конце раннего неоплейстоцена излиянием

мощного Мнадонского лавового потока андезитового состава (455 ± 40 тыс. лет), спустившегося с ЮЗ отрогов вулкана Казбек на юг в долину р. Терек. Не исключено, что в это время лавы вулкана Казбек распространялись в восточном и северо-восточном направлениях. После достаточно длительного периода “затишья” на втором этапе активности центра сформировались Чхерские потоки (210 ± 30 тыс. лет), поток Цдо (185 ± 30 тыс. лет) и Майлинский поток (235 ± 40 тыс. лет). Возможно, к этому времени относится формирование Нижних Аршинских потоков, а также Гвелетского и Суатисского потоков. В позднем неоплейстоцене, по-видимому, возникла цепочка сателлитных вулканов, окруживших Казбек полукольцом с южной стороны (Ткаршети, Шевардени и др.). Нами датирован образец андезита из Верхнего Аршинского потока, спустившегося с вулкана Бетлеми (50 ± 20 тыс. лет). Самым молодым, по имеющимся сейчас данным, является моногенный вулкан Малый Ткаршети в долине р. Терек, извергавшийся не позднее середины голоцена. Лавовый поток этого вулкана спустился в долину р. Терек (район села Сиони), образовав запрудное озеро. В осадочных отложениях этого озера были погребены остатки широколиственного леса, росшего по берегам долины. По ископаемой древесине, отобранной В.А.Лебедевым из этих озерных отложений, в лаборатории ГИН РАН была получена радиоуглеродная датировка 5920 ± 180 лет (Катастрофические..., 2002; Чернышев и др., 2002), в пределах погрешности совпадающая с датами, опубликованными ранее грузинскими исследователями (Бурчуладзе и др., 1976). Таким образом, Казбекский центр представляет собой долгоживущий центр четвертичного вулканизма Большого Кавказа, период активности которого, согласно K-Ar и ^{14}C данным, лежит во временном интервале от 450 до не более 6 тыс. лет.

Породы центра представлены, как правило, сериально-порфиоровыми разностями с пилотакситовой, гиалопилитовой, реже интерсертальной структурой основной массы. Состав пород варьирует от андезибазальтов (трахиандезибазальтов) до дацитов при доминирующей роли вулканитов андезитового состава. Типичный парагенезис вкрапленников - плагиоклаз (от лабрадора до кислого андезина) и гиперстен, к которым иногда добавляется роговая обманка, авгит, оливин, изредка биотит, диокристы или ксенокристы кварца. Наиболее распространенный минерал микролитов - плагиоклаз в ассоциации с гиперстеном, рудным минералом, изредка авгитом и роговой обманкой. Подавляющее большинство пород центра относится к известково-щелочной и калиево-натриевой субщелочной петрохимическим сериям. Породы содержат $53.4-67.8\%$ SiO_2 и $4.0-8.1\%$ ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) при $1.1-3.6\%$ K_2O .

Мы полагаем, что ведущую роль в становлении материнских магм новейших вулканитов Казбекского центра играли процессы гибридизма - смешения геохимически различающихся (нередко первичных) расплавов или/и контаминации расплавов геохимически отличным от них материалом.

Подавляющее большинство пород основных лавовых потоков Казбекского вулканического центра имеют явные петрографо-минералогические признаки гибридных образований. Так, в андезитах

Мнадонского потока вкрапленники основного плагиоклаза (An_{68-60}), бронзита ($En_{70-80}Fs_{20-30}$) и оливина погружены в девитрифицированное кислое стекло. В андезитах Девдоракского потока плагиоклаз фенокристов, имеющий четкую прямую зональность (ядерные части - An_{50-55} , периферийные зоны - An_{40-35}), часто окружен сетчатой каймой плагиоклаза, по составу отвечающего лабрадору (An_{50-55}). В ассоциации с оливином (форстерит - $Fo_{80-88}Fs_{20-12}$) во вкрапленниках присутствует кварц высокотемпературной модификации (Станкевич, 1976). По данным В.С.Попова (Попов, 1981), в породах этого потока фиксируются линзы, шпирсы и тонкие струйки дацитового материала. Зональные вкрапленники плагиоклаза андезитов потока Цдо (ядерные части - состав An_{60-65} , периферийные зоны - An_{38-45}) окружены каймой основного плагиоклаза - An_{57-62} . Во вкрапленниках в ассоциации с бронзитом, авгитом и интенсивно опацизированной роговой обманкой нами обнаружены лейсты биотита в опацитовой кайме и кварц в плагиоклаз-клинопироксеновой или клинопироксеновой "кокарде". Д.С.Белянкиным (Белянкин, 1914) описаны кумулатоподобные сростки кварца, плагиоклаза (An_{27-45}), калий-натриевого полевого шпата и цветного минерала, замещенного агрегатом магнетита, пироксена и плагиоклаза.

Микрозондовые исследования (200 анализов) минералов-вкрапленников из андезита Чхерского потока Казбекского вулканического центра (Бубнов, 2003; Алферьева и др., 2003) показали, что порода обладает неравновесным набором минералов. Среди них выделяются четыре группы – два парагенезиса вкрапленников и две ассоциации минералов: Вкрапленники: 1) парагенезис 1: кислый плагиоклаз + роговая обманка + кварц; 2) парагенезис 2: основной плагиоклаз + оливин; 3) ассоциация минералов реакционных кайм и корон вкрапленников - новообразованная роговая обманка + магнетит + ортопироксен + клинопироксен + оливин ± ильменит ± флогопит; 4) ассоциация микролитов: ортопироксен + клинопироксен + плагиоклаз + каймы вкрапленников плагиоклазов.

Парагенезис 1. Плагиоклаз представлен кислым плагиоклазом с прямой зональностью, содержание анортита в котором изменяется от 24 до 39%. Кристаллы плагиоклаза этого типа образуют гломеропорфировые срастания с амфиболом. Амфибол - роговая обманка с содержанием глинозема в ядре около 4.5%, а в краевой части - до 6.0-8.0%. Парагенезис роговая обманка + кислый плагиоклаз + кварц является типичным для расплавов риолитового-дацитового составов.

Парагенезис 2. Плагиоклаз представлен зональным лабрадором, содержание анортита в котором изменяется от 57 до 47%. Обычно резорбированный оливин обладает слабой прямой зональностью с уменьшением магнезиальности от центра к краю от 85 до 75%. Магнезиальный оливин + лабрадор является парагенезисом оливиновых базальтов. Таким образом, можно полагать, что в образовании породы принимал участие частично закристаллизованный базальтовый расплав.

Наличие двух парагенезисов минералов - "кислого" и "основного" - говорит о том, что исследованный андезит является гибридной породой, образовавшейся в результате смешения кислого и основного расплавов.

Особенно ярко на гетерогенность источников вещества указывают результаты изотопного изучения различных компонентов лав Казбекского центра (Бубнов, 2003), полученные в Лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Исследования показали, что в лавах Казбекского вулканического центра не существует изотопной уравниваемости между вкрапленниками и породой в целом. Так, в андезитах Аршинского потока значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70485314$ существенно ниже, чем в содержащихся в них фенокристах биотита ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70520013$) и плагиоклаза ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70532013$). В образцах лав Аршинского потока и пород сателлитного вулкана Ткаршети наблюдаются иные количественные соотношения величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в указанных компонентах вулканитов. Однако практически во всех изученных случаях не существует изотопной уравниваемости стронция между плагиоклазом, биотитом и породой в целом, причем распределение значений отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и величин ϵ_{Nd} в породах в целом имеет четкую обратную корреляцию (Бубнов, 2003).

Мы полагаем, что гибридные материнские расплавы новейших вулканитов Большого Кавказа в подавляющем большинстве случаев произошли в результате взаимодействия базальтовых расплавов, имеющих мантийные характеристики, с сиалическим материалом коры. В одних случаях это взаимодействие сводилось к смешению основных мантийных и кислых коровых магм в жидком состоянии, в других - к контаминации основных мантийных магм кислым коровым веществом обычно в подводящих каналах и близповерхностных магматических камерах. В пользу мантийной природы основной составляющей гибридных расплавов Казбекского центра говорят, в первую очередь, изотопные данные (Бубнов, 2003). Несмотря на широко проявленные процессы загрязнения коровым высокорadioгенным стронцием материнских расплавов, первичные изотопные отношения стронция новейших вулканитов Казбекского центра попадают в пределы мантийных значений ($0.70430-0.70482$ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) и имеют положительные значения ϵ_{Nd} (+1.1 - +3.3), характерные для мантийных резервуаров. Полученные данные по изотопному составу кислорода (5.6-6.6‰ ^{18}O) не позволяют считать породы Казбекского вулканического центра продуктами палингенеза древних метаморфических пород, характеризующихся значительно более высокими значениями ^{18}O (8-10‰). И наконец, изотопный состав гелия спонтанных газов из термальных газифицирующих источников в пределах Казбекского вулканического центра ($6.9-1.85$ $^3\text{He}/^4\text{He} \cdot 10^{-6}$) говорит о смешении гелия, поступающего из мантийного и корового резервуаров (Поляк и др., 1998).

Анализ полученных данных по продуктам магматической активности Казбекского и Эльбрусского вулканических центров, с привлечением материалов по породам других центров новейшей активности Большого Кавказа (Бубнов, 2003; Попов, 1981 и др.), свидетельствует о том, что

материнские магмы неоплейстоцен-голоценовых вулканитов генерировались за счет многокомпонентного источника: мантии и континентальной коры. Специфика вещественного состава пород, в первую очередь, обусловлена процессами смешения кислого (корового) и основного (мантийного) расплавов и контаминации основных расплавов материалом коры. В большинстве случаев процессы гибридизма происходили на нижнекоровых уровнях, обычно в глубинных магматических камерах. Для риолитовых составов, обогащенных LILE, нельзя исключать и контаминацию веществом верхней коры. Анализ изотопно-геохимических данных, в первую очередь Sr-Nd систематики типичных образцов новейших вулканитов Большого Кавказа, показал, что наиболее вероятными мантийными резервуарами, участвующими в петрогенезисе новейших вулканитов Большого Кавказа, могут являться DM – истощенная (деплетированная) мантия или PREMA – современная статистически преобладающая мантия (Бубнов, 2003). Так, на диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - \epsilon_{\text{Nd}}$ поле составов типичных новейших вулканитов Большого Кавказа располагается “субпараллельно” и практически на линии смешения магмы типа БСОХ ($\epsilon_{\text{Nd}} = 10$; Nd = 7 г/т; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7025$; Sr = 130 г/т), продуцируемых DM, или вещества источника PREMA ($\epsilon_{\text{Nd}} = 7.06$; Nd = 1.366 г/т; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7035$; Sr = 21.1 г/т) с веществом нижней коры ($\epsilon_{\text{Nd}} = -10$; Nd = 30 г/т; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710$; Sr = 400 г/т). Это касается как средних, так и основных разностей новейших вулканитов. Геохимические, в первую очередь изотопные характеристики новейших вулканитов Большого Кавказа и результаты сейсмического зондирования мантии, в совокупности с данными по другим центрам новейшей активности Кавказского сектора Альпийского пояса, адекватно описывается моделью совмещения внутриплитной обстановки “горячего поля” и коллизии типа “континент-континент” (Бубнов и др., 1999).

6.2. Периодичность магматизма Большого Кавказа в позднемиоцен-голоценовое время

Имеющиеся к настоящему времени возрастные изотопно-геохронологические данные позволили наметить периоды максимальной магматической активности и относительного покоя в позднемиоцен-голоценовой истории Большого Кавказа.

Начиная с позднего миоцена магматическая активность проявлялась только в пределах Транскавказской коллизионной структуры.

В позднем миоцене в районе Кавказских Минеральных Вод, в самой северной части этой коллизионной структуры, произошло внедрение в верхнюю кору субщелочного гранитоидного расплава с образованием 19 лакколитов. Продолжительность периода позднемиоценовой магматической активности региона, по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования, составила около 0.16 млн. лет (8.41-8.25 млн. лет назад).

С 8.25 млн. лет назад (поздний миоцен) до 2.8 млн. лет назад, когда в позднем плиоцене образовалась Верхне-Чегемская кальдера, т.е. в течение 5.45 млн. лет, фиксируется отсутствие магматической активности.

В позднем плиоцене (2.8-2.33 млн. лет) сформировались Чегемская кальдера, а также Эльджуртинский, Сангутидонский, Теплинский и другие более мелкие гранитоидные массивы. Продолжительность периода позднеплиоценовой магматической активности, по изотопным данным, составляла 0.47 млн. лет.

С конца позднего плиоцена (2.33-1.76 млн. лет), в течение 0.57 млн. лет, магматическая активность в регионе отсутствовала.

В конце плиоцена (с 1.76 млн. лет) – начале плейстоцена (до 1.56 млн. лет) происходило внедрение в антидромной последовательности (гранит-порфиры, риодациты, андезиты и субщелочные габброиды) комплекса даек и некков, приуроченного, в основном, к ареалам развития неинтрузивных позднеплиоценовых гранитоидных массивов. Продолжительность этого периода активности была ~0.2 млн. лет. После этого события фиксируется период покоя продолжительностью 0.84 млн. лет (между последним внедрением даек субщелочных габброидов и образованием Эльбрусской кальдеры).

Магматическая активность в Эльбрусском вулканическом центре началась 722 ± 15 - 689 ± 30 тыс. лет назад с мощного кальдерообразующего извержения (данные U-Pb SHRIMP ion probe цирконометрии по цирконам, выделенным из фьямме игнимбритов, лаборатория Стенфордского университета США). 667 ± 16 тыс. лет назад (данные U-Pb SHRIMP ion probe цирконометрии) произошло первое излияние лав риолитового состава из древнего вулкана Кюкюртли). Затем было несколько извержений, а 620 ± 3 тыс. лет назад (данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, лаборатория Стенфордского университета США) в жерле этого вулкана сформировалось крупное субвулканическое тело риодацитового состава (Катастрофические..., 2002; Природные..., 2004). Начиная со среднего неоплейстоцена (218-184, 174-171, 123-109, 94-69, 64-41, 39, 29-25, 23-21 тыс. лет назад, по данным ЭПР датирования кварца) и по голоцен включительно (8500, 7200, 5900, 5200, 4700, 3400, 2600 лет назад и в I-II веках н.э.) происходило формирование современной вулканической постройки Эльбруса (Газеев, 2003).

В пределах Казбекской вулканической области вулканическая активность началась примерно 450 тыс. лет назад (Чернышев и др., 1999, 2002₂). Затем, после относительно длительного периода затишья, фиксируются два этапа вулканической активности - средне-неоплейстоценовый (300-180 тыс. лет назад) и поздне-неоплейстоцено-голоценовый (менее 60 тыс. лет назад).

На основании имеющихся к настоящему времени изотопно-геохронологических данных можно полагать, что от позднего миоцена к голоцену включительно частота периодов магматической активности увеличивалась, а периоды покоя сокращались. Анализ имеющихся

геологических и геофизических (сейсмозондирование, высокоточные гравиметрические исследования, магнито-теллурическое зондирование) данных и результатов дистанционного зондирования (обработка тепловых космоснимков NOAA выявила тепловые аномалии над установленными геофизическими методами близповерхностными магматическими камерами) показал, что сегодня нет никаких оснований говорить о полном прекращении магматической деятельности на Кавказе.

6.3. Потенциальная вулканическая активность Большого Кавказа и ее возможные катастрофические последствия

Полученные к настоящему времени геологические, геофизические и геохронологические данные свидетельствуют о потенциальной магматической активности Эльбрусского и Казбекского вулканических центров и о принципиальной возможности возобновления вулканических извержений в пределах других центров новейшего магматизма Большого Кавказа (Катастрофические..., 2002; Геодинамика..., 2001; Природные..., 2004 и др.). О возможной вулканической активности в пределах Эльбрусского и Казбекского вулканических центров, в частности, свидетельствует наличие:

- современных приповерхностных магматических камер и глубинных очагов (данные гравиметрических и магнитотеллурических исследований по профилям (Собисевич и др., 2003; Богатиков, Гурбанов, 2003; Кобаев, Гурбанов, 2004) и данные тепловой космической съемки со спутников NOAA (Корниенко и др., 2004);

- типичной для современных активных вулканических областей фумарольной деятельности (Масуренков, 1961 и др.);

- возрастных данных и исторических свидетельств об активности этих вулканов в голоценовое время (например, для Эльбруса - 8500, 7200, 600, 5900, 5200, 4700, 3400, 2600 лет назад и в I-II веках н.э.) (Катастрофические..., 2002; Природные..., 2004);

- термальных газлирующих источников с температурами от 18-22°C до 52-54°C (на северных отрогах вулкана Казбек), с мантийными величинами $^3\text{He}/^4\text{He}$ ($0.35-0.9 \cdot 10^{-5}$) в спонтанных газах (Геодинамика..., 2001; Лаврушин, Маковозов, 2004).

Важно отметить, что начало последнего цикла активности вулканов Эльбрус и Казбек, приходящееся на голоцен, является одним из важных аргументов в пользу возможного возобновления их извержений. Аналогичная ситуация описана (Donnelly-Nolan et al., 1990) для голоценовой истории вулкана Медисин Лэйк (Каскадные Горы, США), который после периода покоя в 6000 лет возобновлял свои извержения несколько раз в интервале времени от 4300 до 900 лет назад.

Для оценки вероятных типов и масштабов катастрофических последствий при возможном возобновлении вулканической активности в

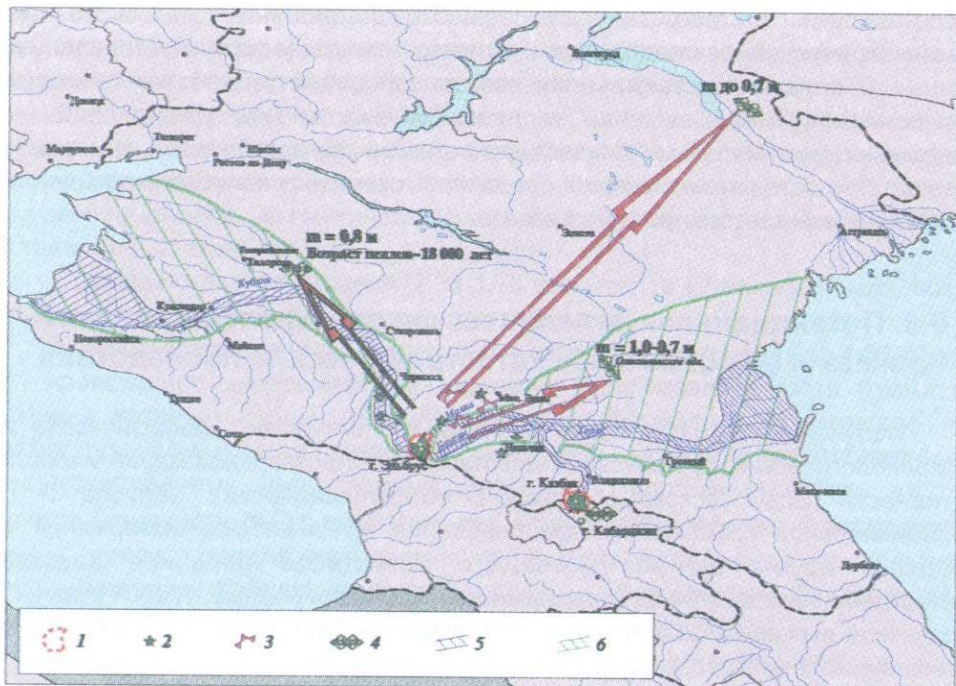


Рис. 6.8. Схематическая карта прошлых катастрофических последствий извержений Эльбруса и Казбека

Условные обозначения: 1 – ледниковые «панцири» на вулканах; 2 – мелкие эруптивные центры; 3 – места находок отложений палеолахаров; 4 – места находок пеплов; 5 – участки возможного катастрофического затопления вдоль долин рек, берущих начало с вулканов Эльбрус и Казбек, в связи с их возможной активностью; 6 – зона влияния возможного катастрофического затопления

новейших вулканических центрах Большого Кавказа были изучены палеокатастрофические события (рис. 6.8), связанные с прошлой активностью Эльбрусского центра (Катастрофические..., 2002).

Выявлено, что возможные вулканические катаклизмы Эльбруса могут сопровождаться катастрофическими воздействиями на природные экосистемы Евразии и, в первую очередь, юга России, создав угрозу жизни людей и экономике региона. Это прежде всего обусловлено географическим положением вулканической постройки Эльбруса, с отрогов которой берут начало крупные реки, впадающие в Черное (река Кубань с притоками) и Каспийское (реки Бакасан и Малка с притоками, река Терек с притоками, берущая начало со склонов вулкана Казбек) моря. Опасность для населенных пунктов, коммуникаций и промышленных предприятий, расположенных не далее чем в 50-60 км от Эльбруса в долинах рек, могут представлять как горячие, так и холодные лахары и сели, которые обычно образуются при

извержении вулканов, покрытых ледниково-снежным панцирем, а также аэральный перенос на значительные расстояния (сотни километров) пеплового материала при возможных взрывных извержениях.

Наличие обширного снежно-ледового покрова делает вулкан Эльбрус еще более опасным, так как в случае возможных даже относительно слабых извержений к собственно вулканической опасности добавится опасность схода лавин и крупномасштабных наводнений, которые могут предваряться валом воды высотой до нескольких десятков метров, образованием запрудных озер и пр. Крупные катастрофы могут быть связаны с наводнениями, вызванными быстрым таянием ледников Эльбруса, имеющих общую площадь около 139 км² при средней мощности до 60-80 м. В связи с тем, что с отрогов Эльбруса берут начало всего три крупные реки - Кубань, Баксан и Малка, имеющие в верхних течениях каньонообразные долины, то по ним могут пойти высокие валы воды, насыщенной песком и супесью и обладающие огромной разрушительной силой. Это будет представлять серьезную опасность для городов (Карачаевск, Черкесск, Краснодар, Тырнауз, Баксан), многочисленных поселков, коммуникаций, промышленных предприятий и сельскохозяйственных угодий, расположенных в долинах этих рек. Кроме того, могут быть прорваны насыпные плотины Джегутинского и Краснодарского водохранилищ, расположенных в долине реки Кубань, что приведет к катастрофическим последствиям и подтоплению значительной части пахотных земель Ставропольского и Краснодарского краев.

Похожая по сценарию катастрофических событий ситуация наблюдалась в Колумбии в 1985 году, когда в результате извержения вулкана Руис под толщей ледника произошло катастрофическое наводнение и сход лавин, что привело к гибели города Армера.

6.4. Заключение

1. Коллизионная структура Кавказа (или Транскавказское поперечное поднятие) является северным окончанием Восточно-Африканско-Транскавказского рифтового пояса. Под ней на глубине 97-110 км расположен «разогретый» линейный мантийный диапир. Начиная с позднего олигоцена и по голоцен включительно, магматическая активность и эпицентры всех сильных исторических землетрясений проявлялись в пределах этой коллизионной структуры.

В истории позднемiocен-голоценового магматизма Большого Кавказа выделяются три крупных этапа: позднемiocеновый (лакколиты Кавминвод), позднелиоценовый (Верхнегегемская кальдера, Эльджуртинский, Сангутидонский и др. гранитоидные массивы) и неоплейстоцен-голоценовый (Эльбрусский, Казбекский и др. вулканические центры).

2. На позднемiocеновом этапе проявлен субщелочной гранитоидный интрузивный магматизм. В это время сформировались лакколиты района Кавказских Минеральных Вод. Геохимические особенности пород,

парагенезисы и составы минералов свидетельствуют о принадлежности гранитоидов КМВ к латитовому типу, а их поздних фаз - к редкометалльным Li-F гранитам. Становление гранитоидной серии КМВ контролировалось фракционной кристаллизацией, а на поздних этапах - флюидно-магматическим взаимодействием.

Позднеплиоценовый этап знаменуется эксплозивной вулканической активностью, которая после непродолжительной паузы сменяется гипабиссальным и субинтрузивным магматизмом. В это время сформировалась гигантская Верхнечегемская кальдера, сложенная риолитовыми и дацитовыми спекшимися туфами, к северо-восточной части которой приурочен гранит-порфировый резургентный купол, а также собственно гранитный Эльджуртинский массив и дифференцированные от диоритов до гранитов Теплинский, Сангутидонский и др. массивы.

Наиболее грандиозные извержения неоплейстоцен-голоценового этапа, сопровождаемые обычно субинтрузиями и экструзиями, фиксируются в пределах Эльбрусского и Казбекского вулканических центров. Породы принадлежат к известково-щелочной и калиево-натриевой субщелочной петрохимическим сериям.

3. Проявления латитового магматизма связаны с подъемом астеносферы, происходящим вслед за отрывом литосферного корня свехутолщенной литосферы коллизионных областей. Наблюдаемая кольцевая структура в расположении лакколитов КМВ, скорее всего, является «проекцией» магматической камеры на дневную поверхность. Положение в ней интрузивов разного состава отражает характер эволюции расплава в этой камере и появление на ее фронте локальных промежуточных камер на глубинах порядка 10-16 и 3-6 км. Становление интрузивов происходило в близповерхностных условиях среди терригенно-карбонатных толщ, контролировалось фракционной кристаллизацией и происходило, по данным изотопного датирования, в течение 500-700 тыс. лет.

Формирование позднеплиоценовой Верхнечегемской кальдеры совпадает по времени с интенсивными сводово-глыбовыми воздыманиями в коллизионной структуре, сопровождавшимися образованием новых и подновлением старых субширотных и субмеридиональных разломов на фоне сформировавшейся к этому времени мощной (43-47 км) континентальной коры. Появление кислого расплава, породившего риолиты, риодациты, дациты и гранодиориты, можно объяснить анактектическим плавлением сиалического субстрата и последующей кристаллизационной дифференциацией этого расплава. Формирование посткальдерных андезитов можно объяснить смешением магм - остаточной риодацитовой и более глубоинной андезито-базальтовой.

Позднеплиоценовые гранитоиды Сангутидонского комплекса образовались за счет плавления амфиболитового субстрата со степенью плавления 15-20%.

Магмы неоплейстоцен-голоценовых вулканитов формировались при ведущей роли процессов смешения кислого (корового) и основного

(мантийного) расплавов и контаминации основных расплавов коровым материалом. О мантийной природе основной составляющей гибридных расплавов свидетельствует изотопный состав стронция и неодима в новейших вулканитах Большого Кавказа.

Можно полагать, что новейший вулканизм Большого Кавказ развивался в условиях совмещения внутриплитной обстановки «горячего поля» и коллизии типа «континент-континент». О возможном наличии под коллизионной структурой Большого Кавказа мантийного диапира, вызывающего плавление континентальной коры, свидетельствуют изотопно-геохимические и геофизические данные (Бубнов, 2003; Ярмолюк и др., 2004; Чернышев и др., 2002₂). Таким образом, наличие мантийного диапира и новейшей вулканической активности отличает Кавказскую коллизионную структуру от Гималайской и Альпийской.

4. Рудно-магматические системы (РМС), связанные с новейшим магматизмом, относятся к медно-молибден-порфировому типу. Эрозионным срезом Сангутидонская РМС вскрыта на гипабиссальном рудном уровне, Кавминводская кольцевая структура - на субвулканическом надрудном уровне, Ирикская и Кюкюртлинская РМС - на вулканическом удаленно-надрудном уровне.

В пределах Эльбрусского вулканического центра впервые обнаружена четвертичная эпитермальную рудная минерализация и выделены Кюкюртлинская и Ирикская РМС, связанные с кальдерным этапом его развития. Установлена связь аномально повышенных содержаний Mn, Zn, Pb, Sb, U, Cs, Mo и As с разрывной тектоникой и зонами площадной аргиллизации.

5. От позднего миоцена к голоцену включительно частота периодов магматической активности увеличивалась, а периоды покоя сокращались. Частота повторяемости вулканической активности в голоцене для Эльбрусского вулканического центра составила примерно 500-1000 лет.

Анализ имеющихся геологических, геофизических данных (сейсмозондирование, высокоточные гравиметрические и аудиомагнитотеллурические исследования) и результатов дистанционного зондирования (тепловая съемка со спутников NOAA) свидетельствует о наличии под Эльбрусским и Казбекским вулканическими центрами близповерхностных периферических магматических камер на глубинах 3-8 км (кровля-подошва соответственно) и глубинных магматических очагов на глубинах 20-45 км (кровля-подошва соответственно). Эти данные и информация об извержениях за последние 7000 лет позволяют отнести вулканы Эльбрус и Казбек к категории действующих, но «спящих» в настоящее время.



Глава 7

СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА КАМЧАТКИ



Современный вулканизм России сосредоточен, в основном, в Курило-Камчатской островной дуге. В Курило-Камчатском вулканическом поясе насчитывается 68 действующих вулканов или 12% от общего числа действующих наземных вулканов мира. Его длина около 2000 км. Полуостров Камчатка – северное звено Курило-Камчатской дуги, длина которой составляет около 1000 км. Вулканы Камчатки значительно более продуктивны, чем, например, вулканы Курильских островов и Японии.

В четвертичное время на Камчатке сформировано несколько вулканических зон, наследующих в большой мере два вулканических пояса, образованных ранее, в позднем кайнозое (преимущественно в миоцене). Вулканические зоны начали формироваться в позднем плиоцене; они различаются между собой составом магматических пород, типом вулканизма, количественными соотношениями пород, особенностями развития вулканотектонических структур. Таким образом, от вулканических поясов к вулканическим зонам наблюдаются не только признаки пространственного наследования, но и возрастной латеральной миграции с перемещением вулканической активности в сторону границы с океаном.

Произошедшие в XX веке природные катастрофы резко стимулировали международное сообщество к объединению научного потенциала и материальных средств по организации слежения и контроля быстротекущих процессов на Земле. Такие катастрофические извержения, как, например, извержения вулканов Ксудач в 1907 г., Катмаи в 1912 г., Безымянного в 1956 г., Шивелуч в 1964 г., Сент-Хеленс в 1980 г. и Пинатуба в 1991 г. будут происходить снова, и наше понимание их механизма и влияния на окружающую среду может быть существенно улучшено за счет комплексного подхода к методам и результатам аэрокосмического мониторинга (Хренов и др., 1999).

7.1. Современный вулканизм России



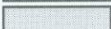
подавляющее большинство активных и потенциально действующих вулканов Камчатки расположено в центральной и восточной зонах. Здесь находится 30 действующих вулканов ([таблица 7.1](#)). Кроме названных вулканов И.В.Мелекесцев (устное сообщение), на основании пока еще не опубликованных геохронологических датировок, предлагает выделять еще и *потенциально действующие или «спящие» вулканы* Камчатки, например: Тауншиц, Хангар, Ходутка, Дикий Гребень. Этот список может быть, по-видимому, не меньшим, чем список реально действующих вулканов. По нашему мнению потенциально действующие вулканы должны идти отдельным списком в силу неопределенности отборочного критерия, например, такого как возраст последнего извержения, в таком вулкане; он может составлять от нескольких сотен до нескольких тысяч лет. Известен качественный прогноз возможного извержения вулкана Безымянного (Пийп, 1956), который был реализован в 1955-56 гг. Б.И.Пийп не располагал данными о возрасте

Действующие вулканы Камчатки

№	Название	Высота (м)	Состав лав	Тип вулкана	Даты некоторых извержений (XVII–XXI вв.)
1.	Шивелуч	3395	андезиты	экструзивный купол	1854, 1964, 1999, 2001–2003, 2004
2.	Ключевской	4750	базальты	стратовулкан	1907, 1945, 1984–88, 1990, 1993, 2000
3.	Безымянный	2800	андезиты	экструзивный купол	1956, 1980, 1985, 2003
4.	Ушковский	3943	андезито-базальты	стратовулкан	1890?, с 1980 фумарольная деятельность
5.	Плоский Толбачик	3085	базальты	стратовулкан	1941, 1970, 1975–76 г.
6.	Кизимен	2485	андезиты	стратовулкан	1927–28
7.	Комарова	2070	андезито-базальты	стратовулкан	Современные лавовые потоки
8.	Гамчен (Бараний)	2576	андезито-базальты	стратовулкан	Современные лавовые потоки
9.	Ичинский	3631	андезито-базальты	стратовулкан	Фумарольная деятельность
10.	Кропцокский	3528	андезито-базальты	стратовулкан	1922 (1923?) г.
11.	Крашенинникова	1857	андезито-базальты	кальдерный вулкан	Современные лавовые потоки
12.	Кихпинич	1552	андезиты	стратовулкан	Фумарольная деятельность
13.	Малый Семячик	1571	андезито-базальты	стратовулкан	1804?, 1851, 1852 1945–46, 1952
14.	Карымский	1486	андезито-дациты	кальдерный вулкан	1908, 1911, 1912, 1915, 1921, 1923, 1925, 1929, 1932, 1933, 1934, 1935, 1938, 1940, 1943, 1945, 1946, 1947, 1952, 1962–64, 1970–74, 1978–80, 1982, 1996, 2002–2003.
15.	Жупановский	2929	андезито-базальты	стратовулкан	1776, 1882, 1925, 1929, 1940, 1956–57
16.	Дзензур	2285	андезиты	стратовулкан	1923
17.	Корякский	3456	андезито-базальты	стратовулкан	1895–96, 1952, 1956–57
18.	Авачинский	2751	андезиты	сомма-везувий	1737, 1772, 1779, 1827, 1855, 1878, 1881, 1894–95, 1901, 1909, 1926, 1938, 1945, 1991, 1992, 2001
19.	Мутновский	2324	андезито-базальты	стратовулкан	1852, 1853, 1854, 2000
20.	Горелый	1829	андезиты	кальдерный вулкан	1980, 1984–86
21.	Опала	2475	андезиты	кальдерный вулкан	1894, 1912
22.	Кеудач (Штубеля)	1079	андезито-базальты	кальдерный вулкан	1907
23.	Желтовский	1953	андезито-базальты	стратовулкан	1923, с 1973 фумарольная деятельность

№	Название	Высота (м)	Состав лав	Тип вулкана	Даты некоторых извержений (XVII-XXI вв.)
24.	Ильинский	1578	андезито-базальты	стратовулкан	1901?
25.	Кошелевский	1812	андезито-базальты	стратовулкан	1823?
26.	Камбальный	2156	андезито-базальты	стратовулкан	1796
27.	Таушиц				2 400 л.н.
28.	Хангар				400 л.н.
29.	Ходутка				2 000 – 2 500 л.н.
30.	Дикий Гребень				1 500 л.н.

Примечания:

-  Вулканы с историческими датами извержений;
-  Вулканы в стадии фумарольной активности;
-  Вулканы, потенциально активные, извергшиеся 3-500 лет назад

последних извержений Безымянного и ориентировался исключительно на «свежесть» вулканических форм прикратерных лавовых потоков (экструзий). Хотя действительно спящий вулкан – самый опасный вулкан, как писал об этом Г.Тазиев, мы до сих пор не имеем надежных критериев их выявления. Комбинация геологических методов, аэрокосмического мониторинга и методов сейсмотомографии возможно в будущем позволит нам сделать более оптимистичные выводы.

Единственной возможностью максимального снижения риска последствий, минимизации воздействий от катастрофических извержений на окружающую среду и цивилизацию, является прогноз и своевременное оповещение о готовящихся вулканических извержениях. Этим целям служит система космического мониторинга катастрофических явлений, которая предназначена для решения следующих основных задач: обнаружение предвестников извержений; контроль динамики развития происходящих событий; разработка сценариев динамики извержений с целью оценки их масштаба и влияния на природную среду.

Современные базальтовые извержения на Камчатке сосредоточены, главным образом, в Ключевской группе вулканов. В региональном плане Ключевская группа вулканов расположена в Центральной Камчатской Депрессии (ЦКД), на стыке Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг (рис. 7.1). В нее входит 11 вулканов, четыре из которых действующие. Это вулканы Безымянный, Плоский Толбачик, Ушковский и самый высокий и один из самых активных и продуктивных вулканов Евразии – вулкан Ключевской. Здесь происходят исторические извержения как центрального, так и ареального вулканизма.

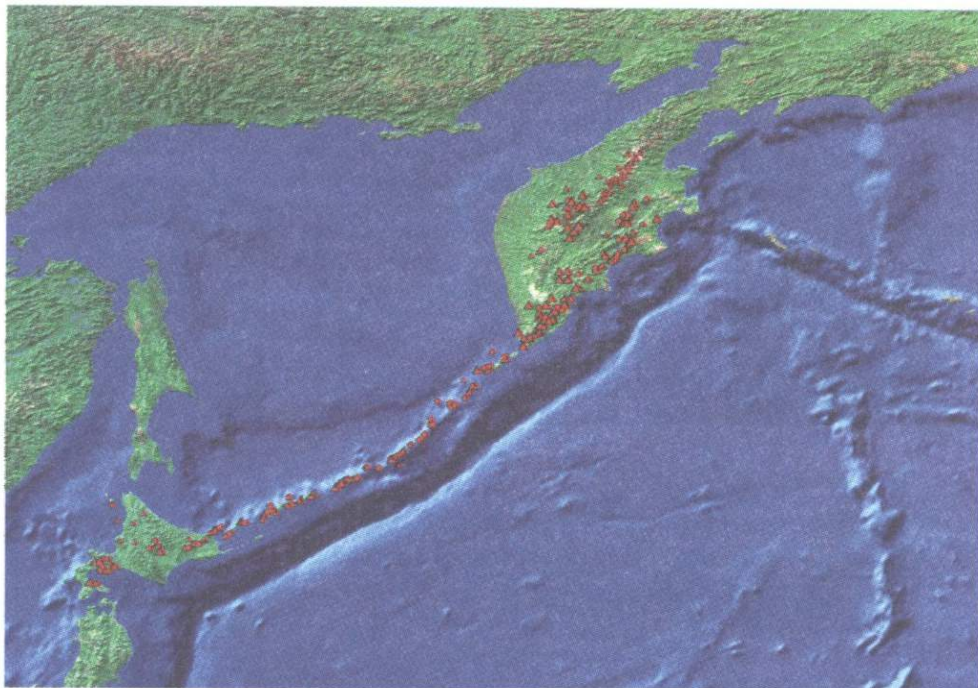


Рис. 7.1. Вулканы Курило-Камчатской островной дуги, островные дуги и цепь Гавайско-Императорских гор

Крупные и сильные извержения, с объемом выброшенного материала на дневную поверхность порядка 1 км^3 , происходят приблизительно один раз в 5-7 лет. Поэтому, в принципе, с помощью аэрокосмического мониторинга в течение 20 лет можно получить наблюдения за 5-10 такими извержениями.

Система аэрокосмического мониторинга катастрофических явлений предназначена для решения трех основных задач:

1. обнаружение извержений;
2. мониторинг происходящих событий;
3. прогноз и разработка сценариев возможного хода извержения с целью оценки масштаба и их последствий на экологию.

7.2. Применение аэрокосмических методов для решения задач мониторинга действующих вулканов

Использование методов дистанционного зондирования (ДЗ) в областях современного вулканизма позволило на новом количественном уровне проводить вулканологические исследования. Эффективность методов ДЗ наиболее наглядно продемонстрирована при проведении съемок таких

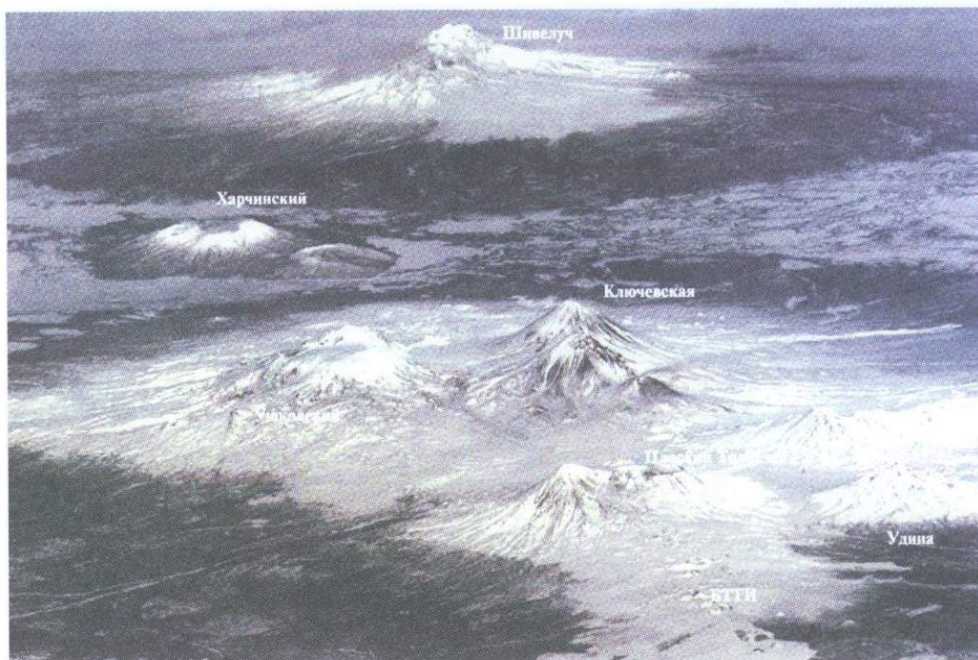


Рис. 7.2. Северная группа вулканов Камчатки

Снимок сделан с борта корабля многоцелевого применения Shuttle

динамичных, труднодоступных и опасных природных объектов, какими являются вулканы во время извержения.

В настоящее время, в связи с доступностью ранее закрытых материалов по дистанционному зондированию Земли и прогресса в методах их математической обработки, а также с возможностью применения этих средств для исследования современных геологических процессов, открываются принципиально новые перспективы в вулканологии.

Исследования, проводимые с космических аппаратов, позволяют в полном объеме обеспечить систематические наблюдения за изменением текстурных особенностей морфологии кратеров вулканов, следить за изменениями теплового потока и осуществлять оперативную передачу данных. Явное преимущество таких исследований по сравнению с традиционными геологическими методами – это возможность систематических наблюдений на обширных площадях в малодоступных районах (Хренов и др., 1999; Хренов и др., 2002).

Широкую известность получили материалы аэрокосмических съемок областей современного вулканизма с различных спутников, в том числе: отечественных – «Ресурс-Ф1», «Ресурс-Ф2», «Ресурс-О» и др.; французских – «Spot-4», «Spot-5»; американских – «Landsat», «NOAA» и др. Ярким примером является съемка вулканов Северной (Ключевской) группы с борта корабля многоцелевого использования Space Shuttle (рис. 7.2).

На орбиту в декабре 1999 г. выведен спутник, «платформа TERRA», оснащенный многоспектральными сканирующими радиометрами (MODIS), усовершенствованным спутниковым радиометром высокого разрешения теплового излучения и отражения (ASTER) и др. Это основные измерительные средства для решения задач исследования природных ресурсов Земли, в частности, успешно применяемые для мониторинга вулканов.

В качестве одного из видов анализа данных ДЗ для изучения вулканов в настоящее время все более широкое применение находит метод фотограмметрии. Оставаясь пока единственным методом высокоточного картографирования, фотограмметрия постепенно завоевывает ведущие позиции среди других способов количественных оценок внешних проявлений вулканического процесса. Объектами постоянных наблюдений становятся вулканы, проявляющие активность, меняющие свою форму и размеры внутрикратерные экстрезивные купола, потенциально действующие вулканы.

Для базовых, тестовых исследований на Камчатке, как по применению ДЗ и созданию цифровых моделей вулканов нами использовался Ключевской вулкан - самый активный и продуктивный в Курило-Камчатской островной дуге (рис. 7.3). На Ключевском вулкане, в начале 80-х годов, выполнен широкий комплекс геологических и геофизических исследований, и он по праву считается одним из наиболее изученных вулканов Камчатки (Хренов и др., 1991; Ермаков, 1977; Ермаков, 2002; Горельчик, Левина, 1985; Хренов, 2003; Гонтовая и др., 2003).

Аэрокосмический мониторинг и многолетний контроль динамики извержений Ключевского вулкана позволяет теперь более конструктивно моделировать и разрабатывать сценарий предстоящих эруптивных событий, выявить критерии, которые могут служить признаками предвестников катастрофических извержений. По краткосрочному сейсмологическому прогнозу извержений (Токарев, 1985) оперативно наносить, на построенные модели рельефа, возможные места возникновения новых эруптивных центров, шлаковые конусы, лавовые и пирокластические потоки. Предложенный сценарий извержения и его последующий анализ позволит в дальнейшем оценить его достоверность и вносить коррективы на цифровые модели во время извержения, разрабатывать и предлагать последовательность необходимых мероприятий по устранению или смягчению, минимизации их последствий.

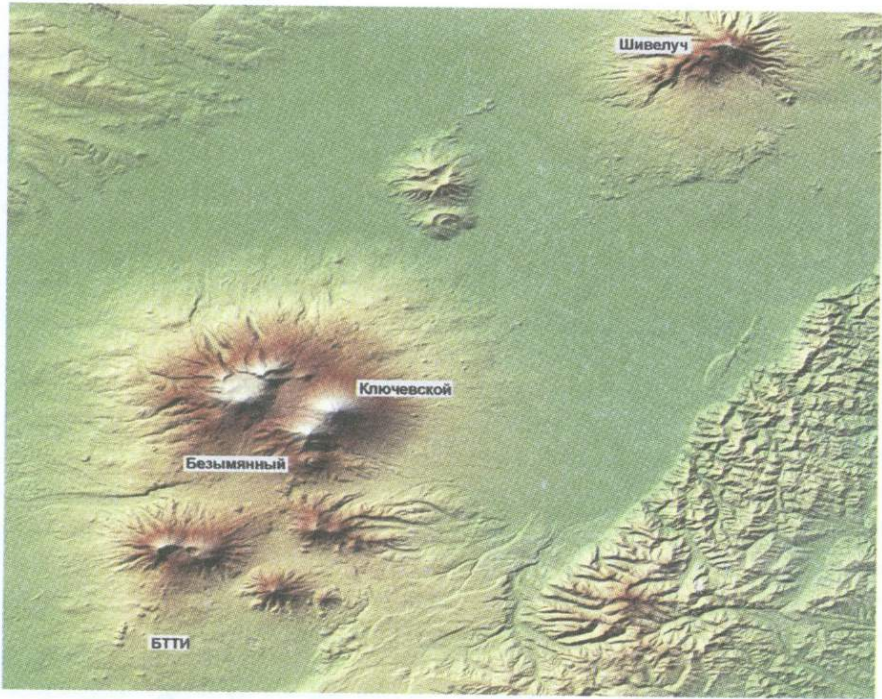
Создание трехмерных цифровых моделей рельефа (3D) значительно упростилось после того, как в феврале 2000 года была выполнена специальная Программа JPL/NASA – SRTM (Shuttle radar topographic mission) и были получены уникальные материалы интерферометрической радарной съемкой Земли SIR-C/X-SAR, которые включают диапазоны длин волн (см): L – 23, С – 5.6 и X – 3.1. В настоящее время для свободного пользования доступны интерферометрические данные рельефа 60% поверхности Земли на сетках от 40 до 90 м, с точностью ≤ 20 м по высоте. Разрешение изображения на местности по разным параметрам от 15 до 90 м.



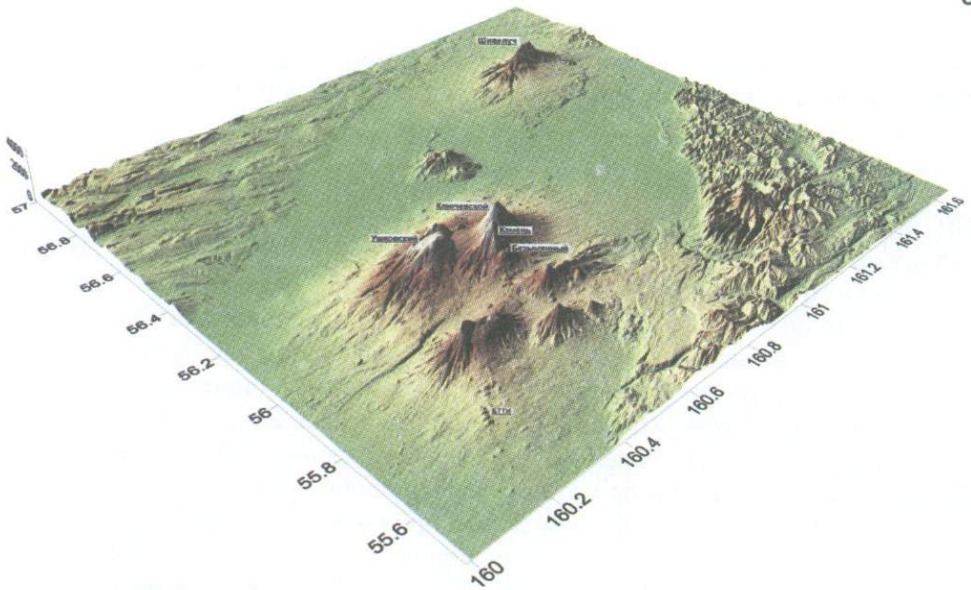
Рис. 7.3. Ключевской вулкан с многочисленными шлаковыми конусами (побочными и ареальной зоны) на его восточном склоне

Компьютерная обработка радарных интерферометрических измерений (SRTM) и построение новых трехмерных «цифровых слоев», позволяет в дальнейшем достаточно оперативно оценивать границы и объемы изверженного материала во время извержения в реальном времени. Цифровая морфологическая модель позволяет моделировать на ней масштаб и последствия возможных извержений, с большей точностью прогнозировать направление и распространение тefры, лавовых, пирокластических и селевых потоков, лахар (Хренов и др., 2002; Богатиков и др., 2005).

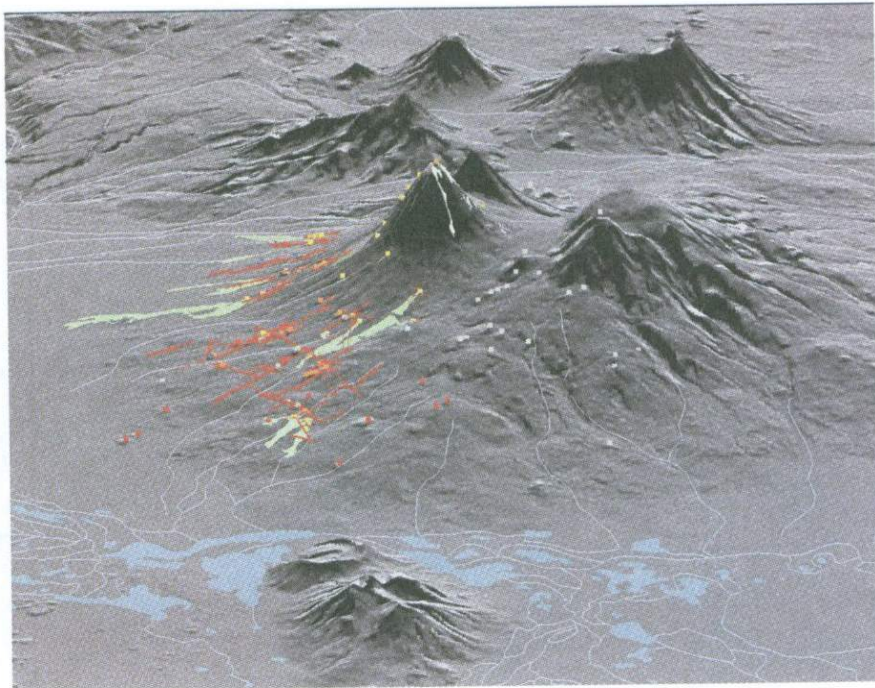
На **рис. 7.4 (а-г)** приведены примеры построения цифровых моделей вулканов Северной группы по материалам радиолокационных измерений. Для их построения использовалось семейство программных продуктов ArcGIS 9.0 (компания ESRI). На основе дешифрирования аэрофотоснимков и материалов, полученных с космических аппаратов современными методами ДЗ измерений, была составлена схема разрывных нарушений Ключевского вулкана, выполнена точная привязка эруптивных центров (шлаковых конусов)



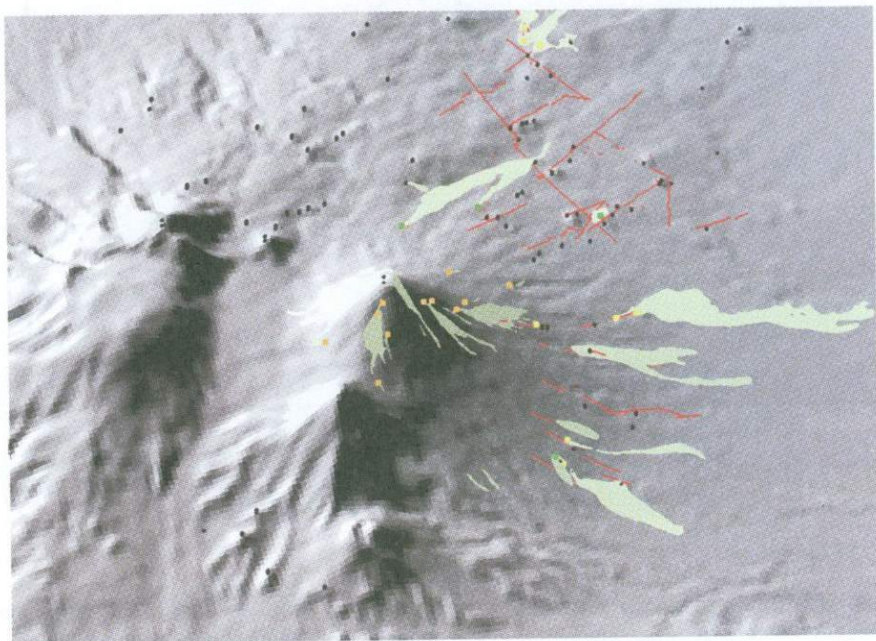
а



б



В



Г

Рис. 7.4. Трехмерные цифровые модели

а-б – Ключевская группа вулканов; в-г – вулкан Ключевской, показаны эруптивные центры, исторические лавовые потоки и магмоподводящие разломы

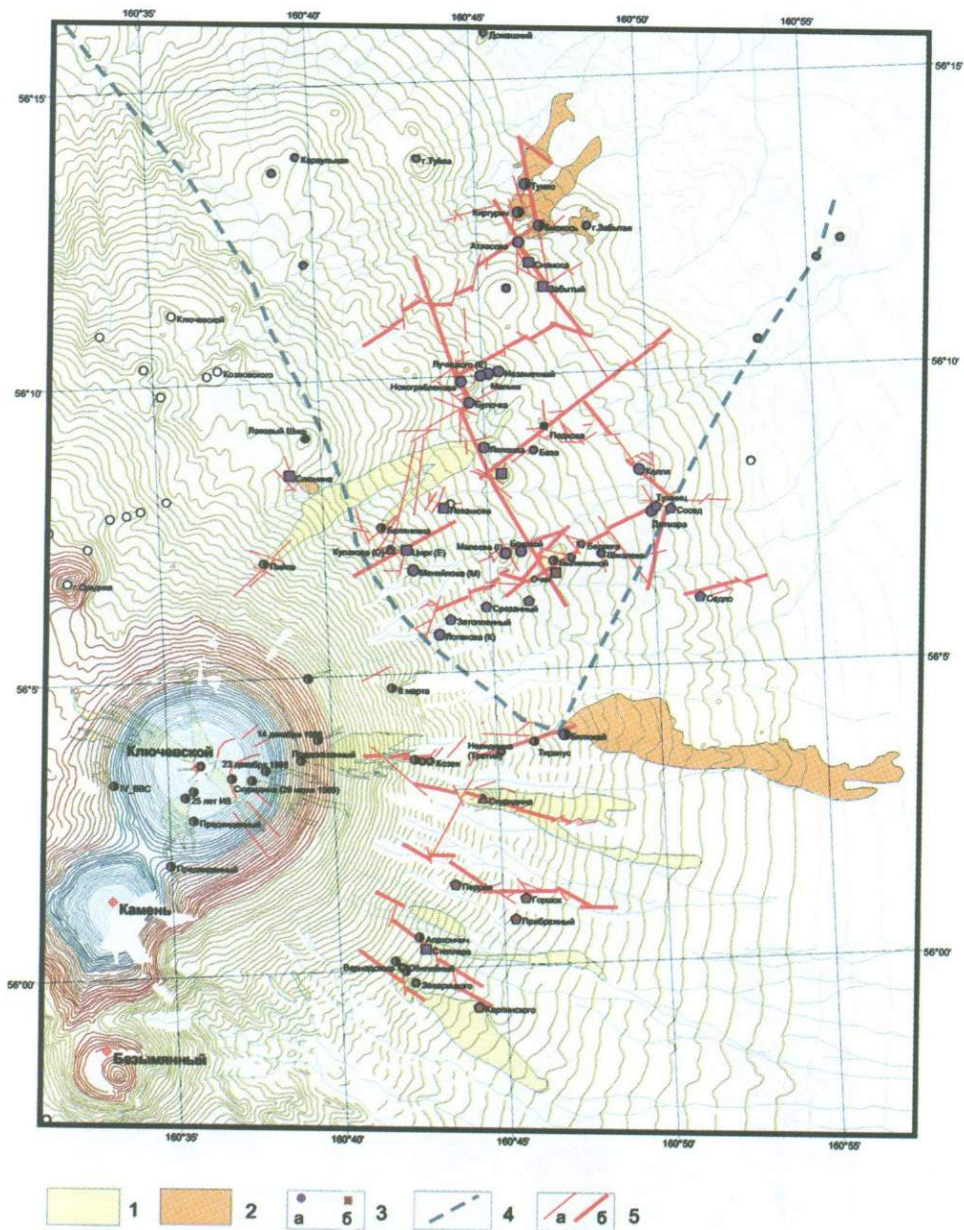


Рис. 7.5. Цифровая карта Ключевского вулкана

1 – лавовые потоки; 2 – лавовые потоки ареального вулканизма; 3 – шлаковые конусы ареального вулканизма (а), побочные прорывы (б); 4 – зона ареального вулканизма; 5 – структурно-тектонические нарушения третьего (а) и второго (б) порядков

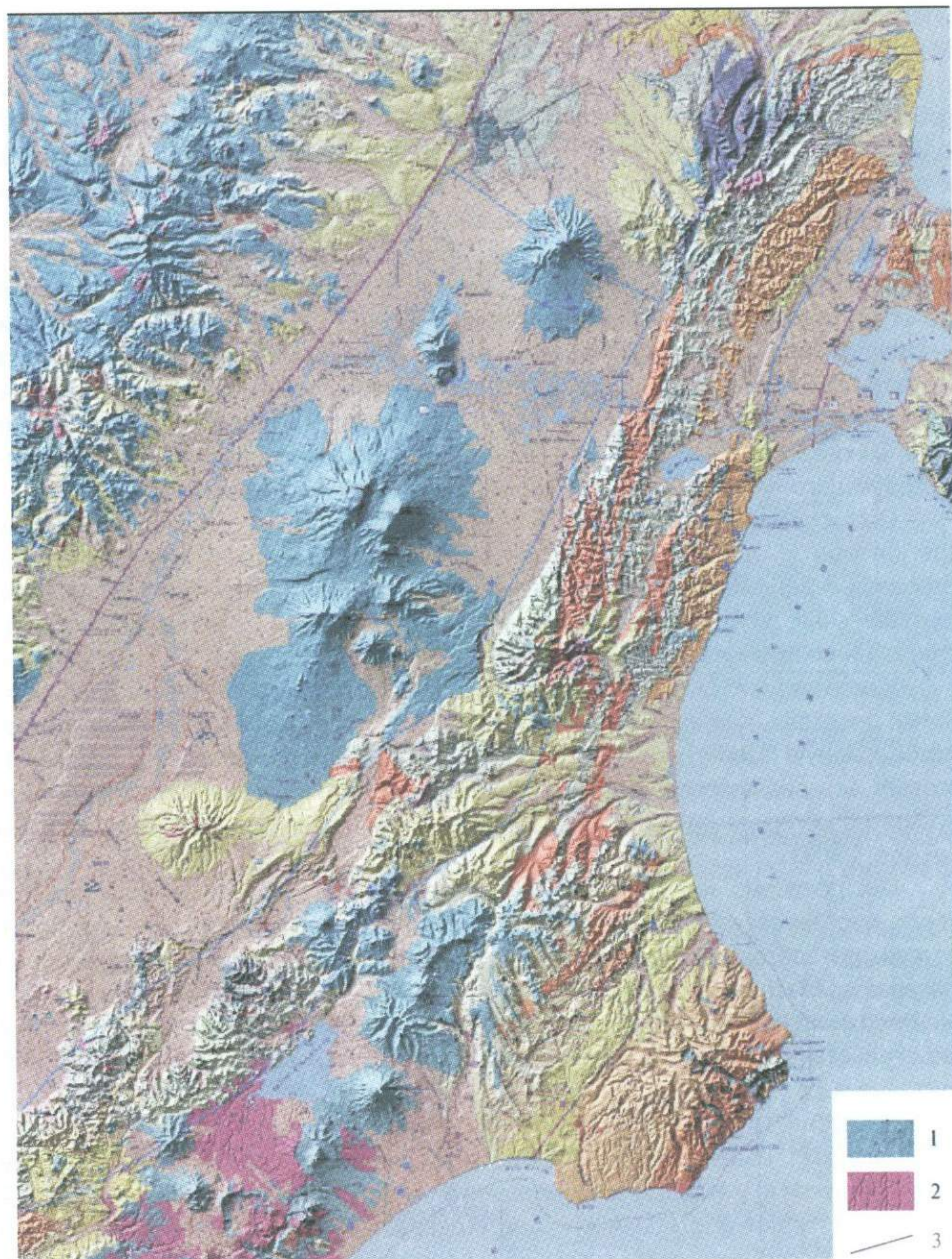


Рис. 7.6. Геологическая карта Центральной Камчатской Депрессии (Камчатгеолком, ВСЕГЕИ, 1999), с использованием цифровой (3D) модели рельефа

1 – породы базальтового и андезибазальтового состава; 2 – игнимбриты дацитового состава; 3 – тектонические границы разломов

и лавовых потоков на его склонах. Все эти данные нанесены на цифровую карту (рис. 7.5).

Использование методов компьютерной обработки цифровых изображений высокого пространственного разрешения и создание цифровых моделей рельефа областей современного вулканизма помогает на новом качественном и количественном уровне составлять новые крупномасштабные уточненные карты, например, восточного склона Ключевского вулкана (рис. 7.5; Хренов и др., 2002; Богатиков и др., 2005), а также фрагментарно наносить на них материалы геологической съемки с карты полезных ископаемых Камчатки, составленной Камчатгеолкомом и ВСЕГЕИ (1999), с возрастными, генетическими и петрохимическими характеристиками изверженных пород. Для примера приводится участок, включающий вулканы Срединного хребта, Восточного вулканического пояса и ЦКД как пример наглядности и повышения информативности, в случае применения 3D модели рельефа, для последующего нанесения на нее геологических данных (рис. 7.6).

Сопоставление геофизических материалов о распределении гипоцентров с данными о строении Ключевского деструктивного поля позволяет, с одной стороны, проинтерпретировать сеть разрывных нарушений на глубину, а, с другой, представить последовательность их активизации перед началом и во время извержения.

Учитывая, что очаги землетрясений фиксируются ниже кромки разрывов, а сами разрывы, как известно из механики разрушений твердых сред, имеют дискообразную форму, можно в разрезе восстановить плоскости тех разломов, которые активизируются перед извержением и являются магмоподводящими путями, по которым дайки с «созревшей магмой» внедряются в тело вулкана (Хренов, 2003).

Как показано на рис. 7.7, эпицентры землетрясений вытягиваются в северо-восточном направлении по простиранию магистрального разлома. Гипоцентры образуют дискретные отдельные рои, преимущественно на глубинах: 25 ± 5 км, 10 ± 5 км и менее 5 км. Многочисленные рои приповерхностных вулканических землетрясений на Ключевском вулкане свидетельствуют о почти непрерывной инъекции магмы в его постройку (Гонтовая и др., 2004).

Известно, что глубина заложения гипоцентров закономерно изменяется до момента извержения: перед извержением рои землетрясений концентрируются у подошвы фундамента, а затем начинают перемещаться вверх и достигают постройки вулкана (Токарев, 1985). Жизнь внутрикоровых разрывов, особенно тех, которые расположены внутри вулканической постройки, будет целиком определяться динамическими нагрузками, создаваемыми поднимающимся магматическим расплавом. В том случае, когда его энергия велика, магма, поднимаясь по трещинам, составляющим плоскость магистрального разлома, будет внедряться в наиболее раздробленную часть вулканической постройки, которая представляет собой «сноповидную» систему трещин, формирующих магматический канал вулкана.

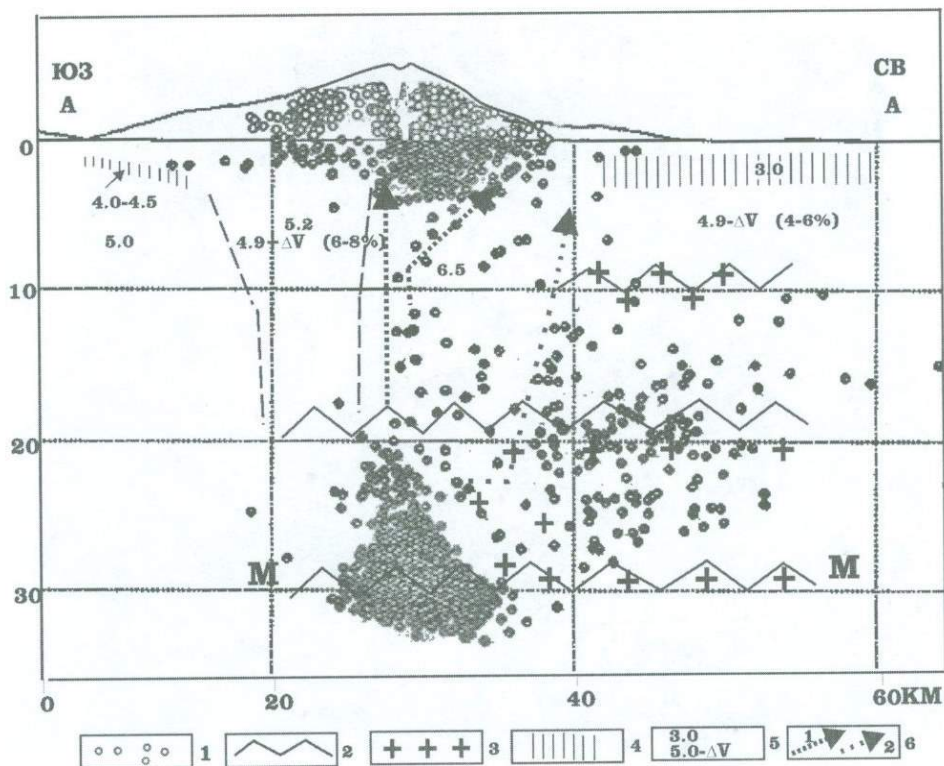


Рис. 7.7. Схема эпицентров землетрясений и распределение очагов землетрясений. Сейсмический разрез вдоль профиля ГСЗ (Гонтовая и др., 2004)

1 – вулcano-тектонические землетрясения за период 1998-2002 гг.; 2 – области концентрации сейсмических отражателей и точек обмена по МОВЗ; 3 – точки обмена; 4 – зоны пониженной скорости; 5 – значения скорости V_p (км/с), определенные по данным взрывов (1) и землетрясений (2); 6 – возможные пути подъема магматического вещества

При этом извержение будет происходить через вершинный кратер (Хренов, 2003).

По мере того, как энергия магмы, поступающей в постройку вулкана, начнет ослабевать, в самой постройке произойдет перераспределение напряжений за счет нагрузок, создаваемых постепенным оттоком магматического расплава, поскольку он как бы зависает внутри постройки и начинает давить на ее стенки. Перераспределение напряжений вызовет открытие радиальных трещин, что приведет к подготовке к побочному извержению или заполнению постройки вулкана очередной порцией силлов.

Опираясь на историческую последовательность образования шлаковых конусов на склоне Ключевского вулкана, можно выделить очередной сектор в

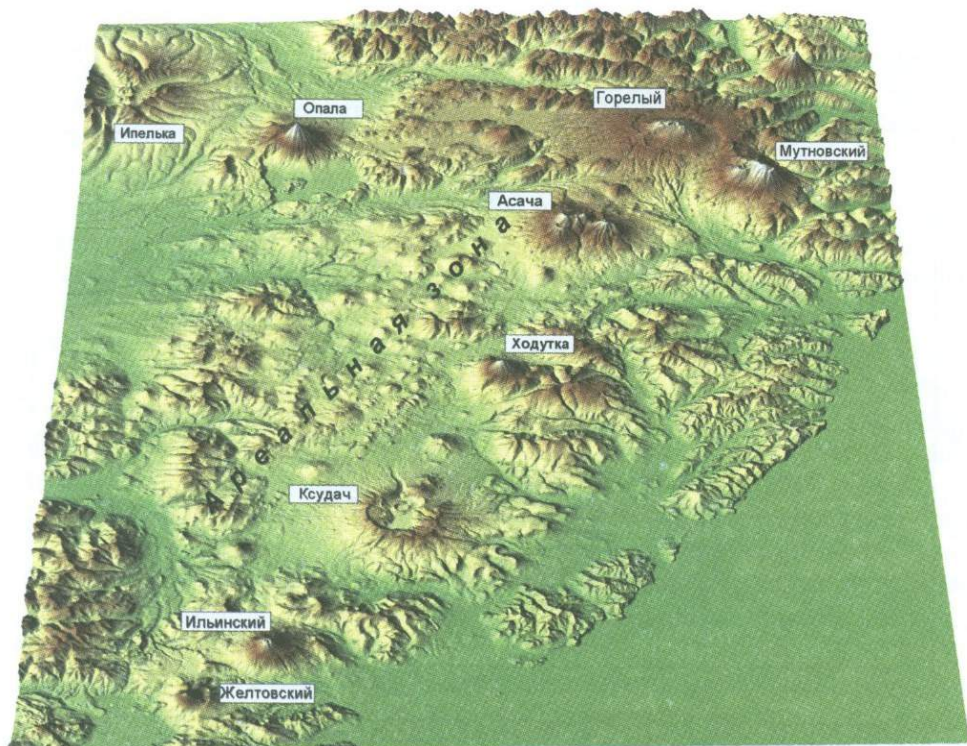


Рис. 7.8. Трехмерная (3D) цифровая модель вулканов юга Камчатки

восточной, прикратерной части его постройки, в котором будут происходить новые побочные прорывы. Отсутствие извержений ареального вулканизма, то есть у подошвы, в северо-восточном секторе вулкана, можно объяснить повышенной активностью Ключевского вулкана в течение последних 60 лет.

На **рис. 7.8** представлена цифровая модель (3D) вулканов юга Камчатки. Это наиболее интересная и перспективная область в плане проявления современного вулканизма как по формам, характеру, так и типам извержений. Здесь расположены уникальные стратовулканы: Мутновский, Асача, Ходутка, Ильинский. Вулканы с кальдерами: Горелый, Опала, Ксудач, Желтовский. Между вулканами Асача и Ксудач (в междуречье Правой илевой Саван), находится самая большая на Камчатке, ярко выраженная, ареальная зона шлаковых конусов.

При проведении вулканического районирования необходимо опираться на цифровые модели рельефа, которые позволят с большей точностью прогнозировать направление движения лавы и пирокластических потоков. Как правило, генеральное направление распространения пирокластических потоков, селей и лахар определяется общим уклоном местности. Изначальное направление на момент их формирования задаются объемом вовлеченного в

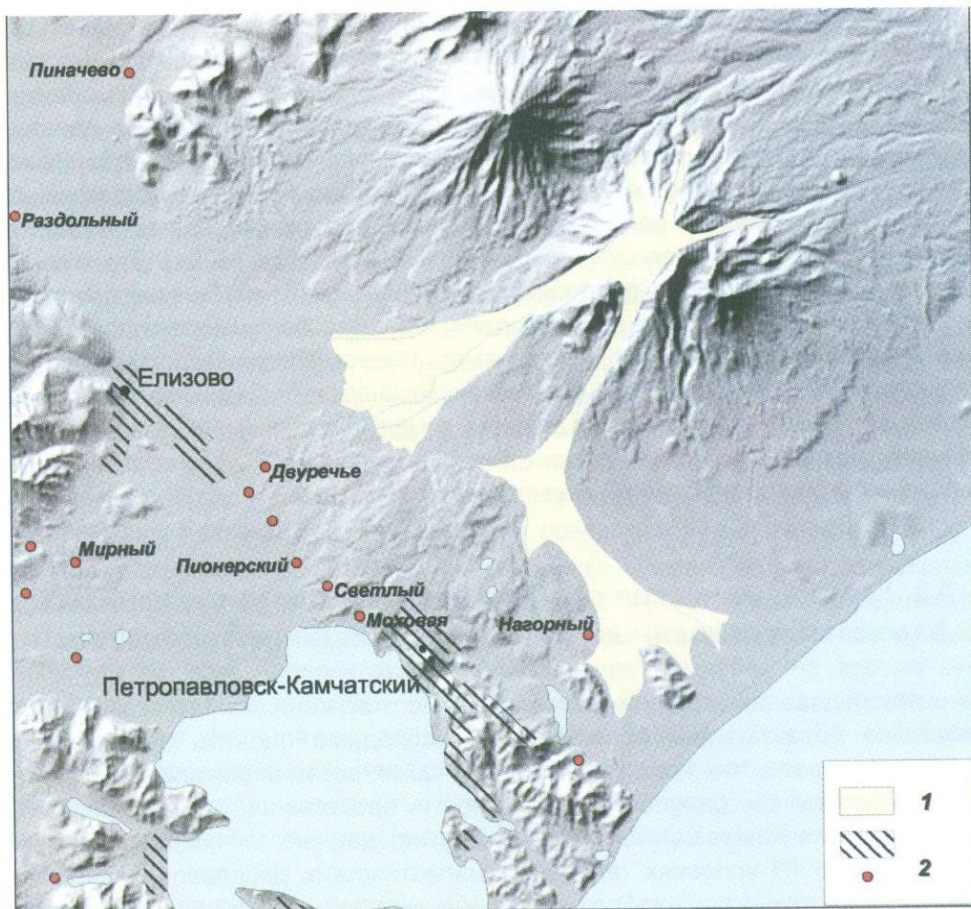


Рис. 7.9. Потенциальная опасность от будущих извержений Авачинского вулкана (пирокластические потоки и лахары) с учетом рельефа цифровой модели

1 – область повышенной опасности от пирокластических потоков, раскаленных лавин и лахар, границы их распространения; 2 – населенные пункты

процесс материала и отрицательными формами рельефа на местах их образования. По мере формирования селей и лахар их объем и скорость увеличиваются, а возникающие на пути как отрицательные, так и положительные формы рельефа уже не влияют на изменение направления их движения. В результате после них морфология окрестностей вулкана нивелируется. На **рис. 7.9** показаны главные направления возможного движения, а также границы наиболее вероятного распространения пирокластических потоков, раскаленных лавин, селей и лахар при возможном извержении Авачинского вулкана (Богатиков и др., 2005).

Одновременно с вулканологическими исследованиями аппаратура дистанционного зондирования, установленная на бортах космических аппаратов и самолетов-лабораторий, способна выполнять измерения теплового потока и изучать распределение термоаномалий. Такие данные будут полезны для оценки состояния активности вулканов, а использование их одновременно с сейсмическим мониторингом, методом сейсмотомографии на действующих вулканах, позволит разработать и получить новые критерии поиска предвестников прогноза извержений (Гонтовая и др., 2004). Это, в свою очередь, позволяет более подробно классифицировать глубинные разломы рифтовой системы, которые ранее выделялись лишь по геоморфологическим данным (в зонах ареального вулканизма). Известным примером являются глубинные разломы в ареальных зонах Ключевской группы вулканов. В настоящее время ведутся исследования с целью построения объективного разреза литосферы с характеристикой ее напряженного состояния и положением очагов и областей магмогенерации.

7.3. Геодинамические особенности молодого вулканизма Камчатки и связанные с ними проблемы петрогенезиса

Исследования геодинамики современного вулканизма Камчатки имеют несколько обязательных аспектов: 1) необходимо оценить особенности состава вулканических пород и главные типы их ассоциаций или формаций, 2) определить тектонические особенности проявления этих формаций, 3) попытаться синтезировать те и другие данные с использованием материалов о РТ-условиях генерации магматических расплавов, новейших данных сейсмотомографии. Этот синтез и может дать основу для разработки геодинамической схемы развития магматических систем.

К молодой или современной вулканической дуге на Камчатке относится комплекс пород, образованных после раннего плиоцена. Основные геологические особенности и размещение вулканических зон хорошо известны. Породы принадлежат в большинстве своем к известково-щелочной серии с заметными вариациями в них калиевой щелочности, от низкокалиевых, до щелочных. При этом первые развиты в основном во фронтальных, приокеанских частях вулканической дуги. В составе пород по объему преобладают базальты и андезито-базальты (до 70-78%).

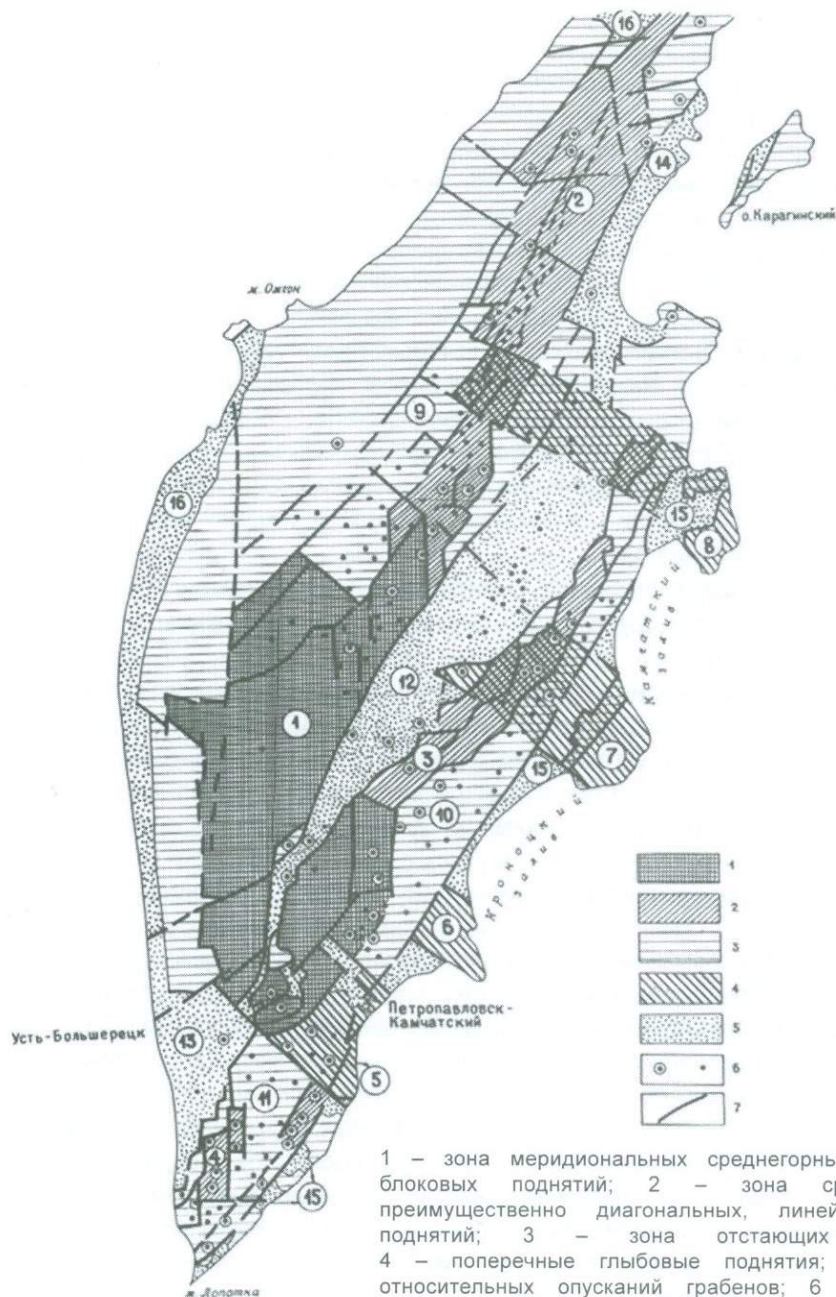
Формационный подход к разделению молодых (четвертичных) вулканических пород Камчатки впервые был использован В.А.Ермаковым (1977). Им были рассмотрены общие вопросы распределения структур и формаций, в частности, приуроченность базальтовой и базальт-андезито-базальтовой формаций к глубинным разломам и структурам растяжения рифтовой системы Курило-Камчатской вулканической дуги (Ермаков, 2002). Позднее, с использованием данных О.Н.Волынца, выделено 10 формаций, различающихся по объемным соотношениям типов пород и содержанию

щелочей, в т.ч. высококальциевые (трахибазальтовая, трахиандезитовая, щелочных базальтоидов, шошонитовая). Самостоятельность трахибазальтовой и трахиандезитовой формаций представляется еще дискуссионной; возможно, что в ряде случаев они являются членами шошонитовой формации, распространенной более широко и встречающейся с двумя указанными. Практически все щелочные формации проявлены на вулканах, расположенных в пределах рифтовых зон. Формации щелочных базальтоидов развиты локально, в том числе и на Восточной Камчатке (в плиоцене), хотя спецификой этой территории являются низкокальциевые базальты. Сохранение тех и других до сих пор остается не разрешенной задачей.

Рассмотрим кратко специфику шошонитовой формации, поскольку, возможно, она является индикатором процессов растяжения в рифтах. Эта ассоциация (шошонит-латитовая) впервые выделена О.Н.Волынцом (1993) на вулкане Уксичан в Срединном хребте по петро- и геохимическим данным и преимущественно для субвулканических образований. От низкокальциевых лав к лавам шошонит-латитовой ассоциации возрастает К-щелочность и P_2O_5 и убывает содержание СаО. Минеральный состав не имел решающего значения в выделении формаций, поскольку парагенезис вкрапленников определяется условиями приповерхностной кристаллизации. Породы этой ассоциации известны во всех главных вулканических зонах Камчатки, но все же они остаются довольно редкими проявлениями. Более широкое толкование шошонитовой ассоциации дает А.А.Цветков (1985). Хотя он выделяет шошонитовую ассоциацию только на Малой Курильской гряде и лишь для палеогеновых пород, шошониты Курил по целому ряду признаков близки к мегаплагиофировым лавам Центральной Камчатской депрессии (Ермаков, 1987).

Мегаплагиофировые лавы обычно приурочены к глубинным разломам зон ареального вулканизма и это их важный диагностический признак. Установлено также совместное или последовательное образование этих лав и магнезиальных базальтов. Именно в ассоциации с этими лавами на юге Центральной Камчатской депрессии нами сделаны первые находки бонинитов. Таким образом, в ассоциации с шошонитами на Камчатке в различных ее районах оказываются латиты, бониниты, магнезиальные базальты или толеиты. Возможно, что формации магнезиальных базальтов и шошонитов являются производными некоторой известково-щелочной исходной магмы, локализованной вдоль зон глубинных разломов. Однако механизмы подобного расщепления исходной магмы пока гипотетичны. Примером может служить дискуссия по поводу одновременно излияния лав магнезиального и глиноземистого составов во время Большого трещинного Толбачинского извержения в 1975-76 гг.

До настоящего времени предложено несколько гипотез, единодушных лишь в том, что кристаллизационная дифференциация не может объяснить все наблюдаемые различия. В образовании шошонитов значительная роль отводится контаминации первичной магмой материала земной коры (Богатиков, Цветков, 1988). Этот вывод основан на анализе вариаций



Цифры в кружках 1-11 — структуры поднятия: 1 — Срединного и Ганальского массивов, 2 — Срединного хребта, 3 — Восточно-Камчатского хребта, 4 — Гольгинских гор, 5 — Начикинского, 6 — Шилунского, 7 — Кроноцкого, 8 — Камчатского Мыса, 9 — Западной Камчатки, 10 — Восточной Камчатки, 11 — Южной Камчатки; 12-16 — структуры опускания: 12 — Центральная Камчатская депрессия, 13 — Большерецкий грабен, 14 — грабен пролива Литке, 15 — Приморский грабен, 16 — прибрежная низменность Западной Камчатки.

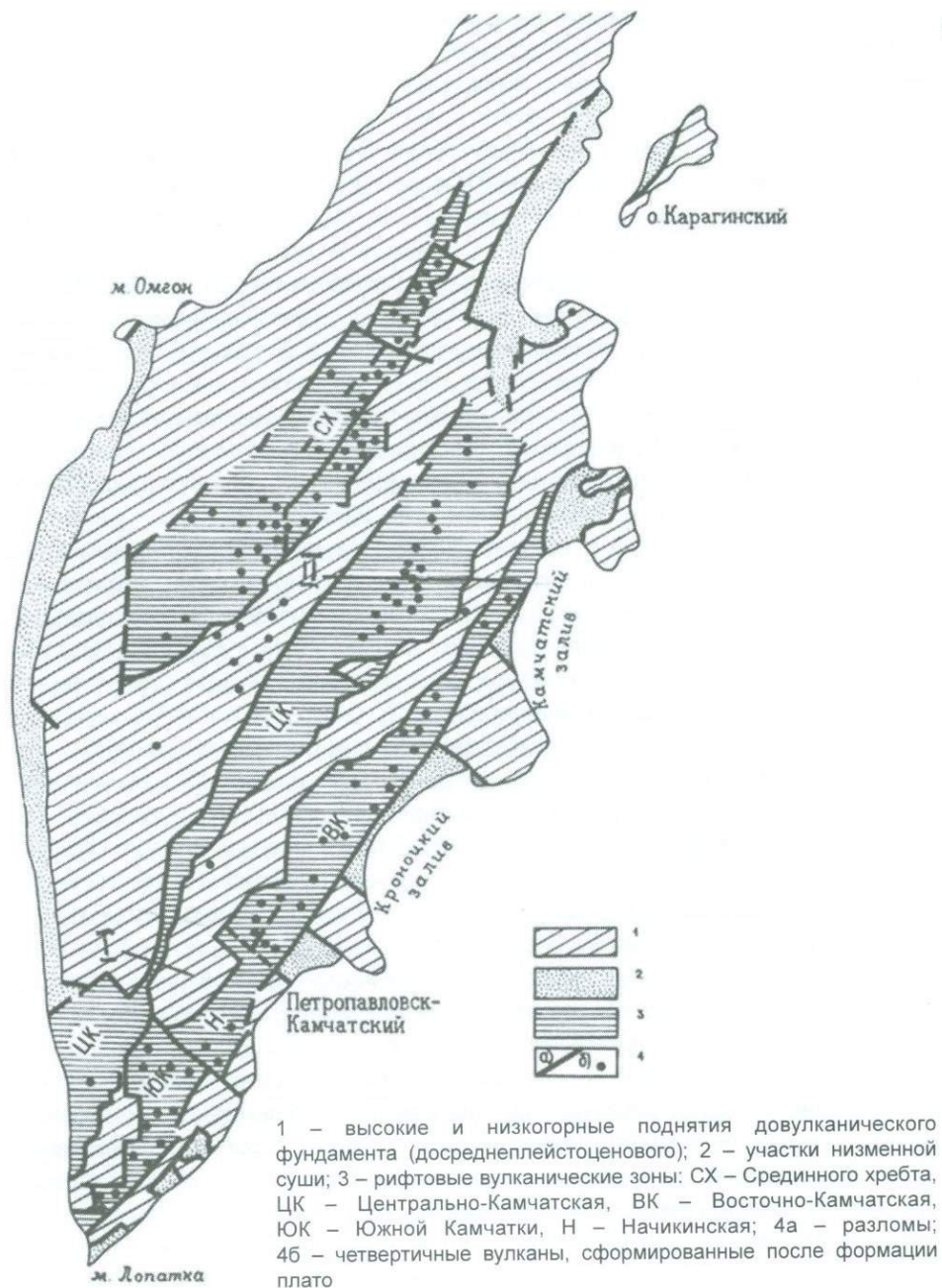


Рис. 7.10. Схемы четвертичной тектоники (а) и вулканических зон Камчатки (б) (по В.А.Ермакову)

изотопных отношений стронция, ниодима и гафния в вулканических породах различных дуг. Магнезиальные породы могут представлять либо фракционаты некоторой гибридной магмы, либо, возможно, что те и другие – самостоятельные магмы.

Тектонические условия проявления вулканических формаций – важная предпосылка понимания связей магматического и тектонического процессов, в конечном счете, понимания физико-химических особенностей магматического процесса.

Расположение вулканических зон приводится на [рис. 7.10](#). На [рис. 7.10а](#) приведена схема четвертичной тектоники с расположением древних плиоценовых и четвертичных вулканов, на [рис. 7.10б](#) показано размещение четвертичных вулканов в рифтовых структурах вулканических зон. Выделены вулканические зоны: Срединного хребта, Центральной Камчатской депрессии, Восточной и Южной Камчатки (с Начикинской поперечной зоной). По сравнению с ранее известными схемами мотивирована новая конфигурация и протяженность зон Восточной Камчатки и ЦКД (Ермаков, 2002).

Как видно на [рис. 7.10](#), рифтовая система Камчатки превалирует на всей территории, за исключением площадей центрального метаморфического массива и его обрамления, относящихся к типично орогенным структурам. Со структурами орогенеза связаны лишь два крупных молодых вулкана центрального типа - Хангар и Ичинский, остальные имеют рифтогенную природу. Это лишь общая закономерность. В рифтовой системе выделено четыре рифтовых зоны в соответствии с традиционно выделяемыми вулканическими зонами, хотя параметры новых рифтовых зон иные. В Центрально-Камчатский рифт включены участки Южной Камчатки ([рис. 7.7](#)), соответствующие параметрам более раннего Голыгинского прогиба, от вулкана Большая Ипелька до вулкана Алаид (Северные Курилы). Рифт Восточной Камчатки протягивается на СВ, от Гамчанской группы вулканов к ареальным образованиям хребта Кумроч и депрессии оз. Нерпичье (в районе Усть-Камчатска). Предлагается выделять в виде самостоятельной рифтовой зоны Начикинскую зону поперечных дислокаций, включающую вулканы на площади от Жупановского до вулканов Мутновского и Горелого.

Особенности тектоники Камчатской рифтовой системы заключаются в ее эпи- или синорогенном развитии, когда происходит смешение двух эндогенных режимов. Рифтогенез часто захватывает структуры орогенных межгорных впадин, реанимирует магматическую деятельность пределах этих впадин, порождая образование контаминированных и смешанных магм, а на поверхности – перемежающихся разнотипных формаций. Подобные процессы характерны для всех зон, но особенно типичны для рифтов Восточной и Южной Камчатки, с чем можно связать широкое развитие в них кальдер, сопровождающихся образованием игнимбритов.

7.4. Комплексная геодинамическая модель

В настоящее время представляется возможным продолжить работы по созданию модели с привлечением новейших данных сейсмотомографии, дающих представление о положении и глубине областей магмообразования, положения гипотетических очагов магмы и областей уплотнения (Гонтовая и др., 2004).

По этим данным в районе Ключевской группы вулканов в коре существует низкоскоростная аномалия под северо-восточным склоном Ключевского вулкана на глубине 0-10 км на расстоянии до 10 км от центра вулканической постройки. Она хорошо согласуется с представлениями о существовании независимого источника магмы в районе Ключевского вулкана. Положительные скоростные аномалии хорошо коррелируются с положительными гравитационными аномалиями в акваториях заливов, с областями интенсивных современных прогибаний, с областями пониженных значений теплового потока. При этом центральные части областей с положительными аномалиями скорости в акваториях заливов асейсмичны, а землетрясения группируются в наиболее высокоградиентных зонах – границах раздела высоких и фоновых значений скорости. Эти данные могут указывать, что в недрах впадин произошли масштабные фазовые переходы, вероятно типа перехода габбро-эклогит, что и привело к уплотнению субстрата и связанному с ним опусканию. Было бы важно в будущем оценить глубины этих преобразований, что дало бы нам возможность понять их связь с сейсмофокальной зоной. Сейсмофокальная зона (СФЗ) по своим свойствам, вероятно, не является источником расплавов, но лишь источником энергии (тепла и возможно флюидов). Магма образуется в континентальном блоке пограничных структур СФЗ. Это процесс происходит на фоне надвигания континентальной коры на океаническую. Парадокс заключается в том, что сдвигание и сжатие в континентальном блоке над СФЗ каким-то образом трансформируются в структуры растяжения в коре или в ее верхних горизонтах. Вероятно, что трансформатором напряженного состояния при этом являются объемы магматического вещества. Привлечение данных по петрологии, типам и составу формаций, определяемых тем или иным тектоническим процессом, позволит сделать эту модель более конкретной, привязанной к определенным геологическим телам в пределах коры и рассмотреть в динамике, связанной с эволюцией и дифференциацией расплавов. Мы надеемся, что в дальнейшем синтез всего материала позволит получить ответ на главный вопрос рассматриваемой проблемы, понять условия генерации и эволюции разных типов магм, сформированных при растяжении континентальной окраины.

Проводимые исследования направлены на разработку фундаментальной проблемы происхождения вулканических пород активной континентальной окраины. В настоящее время известно несколько экспериментальных и теоретических моделей петрогенезиса в переходных зонах континент – океан, различающихся представлениями о глубинах

генерации и составе исходных магм. Многие из современных моделей прямо связывают появление магм с процессами плавления вещества в пододвигающейся плите в зонах субдукции. Подобная детерминированность процессов генерации магм накладывает жесткие ограничения на весь ход исследования и ограничивает число возможных гипотез, объясняющих разнообразие пород. С другой стороны при подобном дедуктивном подходе к решению проблемы неоправданно возрастает роль процессов дифференциации магмы. В будущих исследованиях упор будет делаться на эмпирический, индуктивный подход, связанный с формационным подходом в оценке состава исходных магм.

7.5. Заключение

Использование методов ДЗ в областях современного вулканизма позволило на новом количественном уровне проводить вулканологические исследования. Построены новые цифровые трехмерные модели рельефа вулканов Камчатки, которые служат основой для оценки объемов изверженного материала, распространения лавы и пирокластического материала во время извержения в реальном времени.

Представляется перспективным продолжить комплексные исследования по созданию геодинамической модели Камчатки с привлечением новейших данных сейсмотомографии, дающих представление о положении и глубине областей генерации магмы, размерах и конфигурации гипотетических очагов магмы. По этим данным в районе Ключевской группы вулканов в коре существует две низкоскоростных аномалии - непосредственно под Ключевским вулканом и под северо-восточным его склоном на глубине 0-10 км на расстоянии более 10 км от кратера, но в пределах постройки вулкана. Это хорошо согласуется с фактическим материалом геологических, петрологических и геофизических исследований и теоретическими представлениями о существовании двух независимых источников магмы – глиноземистого состава для Ключевского вулкана центрального типа и магнезиальной, связанной с зоной шлаковых конусов ареального вулканизма.



ЗАКЛЮЧЕНИЕ



Как было показано в работе, характер тектоно-магматических процессов на Земле постоянно и необратимо менялся во времени, поскольку наиболее легкоплавкие компоненты в форме расплавов постоянно удалялись из ее мантии, накапливаясь на поверхности и образуя земную кору. В результате постоянно изменялся состав и физические свойства всех оболочек нашей планеты, приводя и к изменению характера геодинамических процессов. Соответственно менялся и характер связи магматизма и тектоники, из-за чего геохимические аналоги магматических пород фанерозоя в раннем докембрии могли развиваться в другой тектонической обстановке. В результате интерпретация геодинамических обстановок раннего докембрия только на основе геохимических данных сейчас остается ненадежной и требует дополнительных геологических доказательств.

Как было ранее показано, развитие Земли происходило в четыре главных стадии: догеологическая (4.56-4.0 млрд. лет назад), нуклеарная (4.0-2.6 млрд. лет назад), кратонная (2.6-2.0 млрд. лет назад) и континентально-океаническая (с 2.0 млрд. лет назад по настоящее время) (Магматические..., 1987; Bogatkov et al., 2000). Проведенные нами работы подтвердили действенность этой схемы и позволили существенно насытить ее новым современным петролого-геохимическим материалом, полученным как в результате наших работ, так и из опубликованных данных других исследователей.

Догеологическая стадия существовала первые 500 млн. лет истории Земли. Горные породы этой стадии не уцелели и в настоящее время нет единства мнений о составе первичной земной коры: большинство исследователей по традиции, ведущей свое начало от гипотезы геосинклиналей, полагает, что эта кора была мафической, хотя ряд специалистов предполагает ее сиалический состав (Bogatkov et al., 2000). Однако известны единичные зерна детритовых цирконов в протерозойских осадочных породах Австралии, детальное изотопно-геохимическое изучение которых показало, что континентальная кора существовала уже 4.4 млрд. лет назад, т.е. уже 160 млн. лет после аккреции Земли, а температура ее поверхности была достаточно низкой для существования здесь жидкой воды (Peck et al., 2001; Valley et al., 2002). Это следует из высокой величины ^{18}O в цирконах, составляющей 5.6-8 ‰. Изученные цирконы не имеют внеземного происхождения, т.к. отличаются от лунных цирконов с возрастом 4.32 млрд. лет (Snyder et al., 2000) и любых метеоритных цирконов комбинацией высоких ^{18}O с насыщением кремнеземом и высокими P3Э.

Указанная величина ^{18}O является постоянной в течение архея (4.4-2.6 млрд. лет), свидетельствуя о постоянстве условий протекания геологических процессов на всем его протяжении. Аналогия цирконов с возрастом 4.4-4 млрд. лет с цирконами с возрастом 3.8-2.6 млрд. лет свидетельствует о том, что они происходили из гидротермально-измененных пород. Наличие жидкой воды (океана) в архее подтверждается наличием хемогенных осадков с возрастом 3.8-3.6 млрд. лет в Гренландии (Nutman et al., 1997; Whitehouse et al., 1999), а также супракрустальных комплексов с возрастом 3.5 млрд. лет,

которые образованы пиллоу-лавами и осадочными породами со строматолитами. Возможно, что до 4.45 млрд. лет назад гидросфера была в форме пара, но ее состав неизвестен.

На территории России подобные породы пока неизвестны.

Нуклеарная стадия начиналась примерно 4 млрд. лет назад - именно такой возраст имеют древнейшие горные породы, найденные на Канадском щите и в Гренландии, и, по-видимому, продолжалась на протяжении всего архея. Главными геологическими структурами этой стадии являлись крупные гранит-зеленокаменные области (ГЗО) с неправильной сетью зеленокаменных поясов и разделяющие их гранулитовые пояса. ГЗО на 80-90% были образованы гранитоидами тоналит-трондьмит-гранодиоритовой группы, а зеленокаменные пояса - супракрустальными комплексами с преобладанием вулканитов коматиит-базальтовой серии с подчиненным количеством андезитов, дацитов и риолитов, а также осадочных пород. Гранулитовые пояса сложены в основном метаосадками (преимущественно метапелитами) и формировались на месте осадочных бассейнов (Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Bogatikov et al., 2000).

Характер тектонических процессов в архее дискусионен: существуют представления как об отсутствии, так и о широком развитии в то время плейт-тектоники. Большинство исследователей, опираясь главным образом на геохимические и изотопно-геохимические данные, сейчас предполагает именно второй сценарий, хотя для некоторых доменов допускается существование и плюм-тектоники. Эта точка зрения и отражена в данной монографии. Так, согласно А.В.Самсонову и его соавторам, в пределах Восточно-Европейского кратона можно выделить два типа архейских гранит-зеленокаменных областей, развивавшихся по разным схемам.

Для *Среднеприднепровской области* устанавливается синхронность формирования разных по составу комплексов, которая может быть согласована в рамках плюмовой модели. Здесь около 3.2 млрд. лет назад предполагается подъем крупного мантийного плюма, вызвавшего растяжение в сформированной ранее мощной базальтовой коре. Вдоль возникших зон растяжения происходил подъем коматиитовых расплавов и формирование зеленокаменных поясов. Разогрев нижних частей этой коры приводил к частичному плавлению и генерации дацитовых расплавов, наращивающих разрезы этих поясов. Всплытие гнейс-мигматитовых куполов сопровождалось их эрозией и отложением осадков в смежных межкупольных впадинах, выполненных вулканитами зеленокаменных поясов.

Для *Карельской ГЗО* разновременность и аккреционный характер роста коры описывается в рамках модели конвергентных границ плит. Предполагается, что на начальном этапе, до 3 млрд. лет назад, здесь был сформирован крупный блок континентальной коры. Вероятно, затем возник океан, который служил ареной зарождения и аккреции разновозрастных континентальных и внутриокеанических островных дуг. Завершились эти процессы подъемом мантийного диапира (плюма) с появлением пологих зон субдукции, масштабной генерации финальных санукитоидных расплавов и

превращением гранит-зеленокаменной области в блоки стабильной континентальной коры.

Кратонная стадия характеризовалась повсеместной стабилизацией поверхности Земли; она началась по крайней мере около 2.55 млрд. лет назад и завершилась около 2 млрд. лет назад. Как и в архее, здесь устанавливается два главных типа тектонических структур - крупные жесткие кратоны и разделяющие их гранулитовые пояса. Первые представляли собой области подъема и растяжения, а вторые - сжатия и погружения.

Эта стадия, в свою очередь, может быть подразделена на две подстадии, аналогичные по характеру тектонических процессов, но резко различающихся по составу расплавов.

Для первой из них (2.55-2.3 млрд. лет) были типичны мантийно-коровые магмы *кремнеземистой высоко-Mg (бонинитоподобной) серии (KBMS)*. Они рассмотрены на примере крупной изверженной провинции в восточной части Балтийского щита. Образования этой серии представлены вулканитами в рифтогенных структурах, роями габброноритовых даек и крупными расслоенными мафит-ультрамафитовыми интрузивами с ЭПГ-Cu-Ni минерализацией. По своим масштабам эта провинция близка к современным трапповым областям, но резко отличается от них составом расплавов, близким к надсубдукционным магмам фанерозоя. От последних расплавы KBMS отличаются только изотопными характеристиками, свидетельствующим о крупномасштабной ассимиляции высокотемпературными мантийными расплавами пород архейской коры, осуществлявшейся, по-видимому, в процессе их подъема к поверхности. Эти бонинитоподобные породы являются ярким примером того, что геохимия пород в раннем докембрии никак не согласуется с тектоническим положением аналогичных пород в фанерозое.

В интервале 2.3-2.2 млрд. лет назад произошла смена магматических процессов и на месте провинции бонинитоподобных пород, примерно в тех же границах возникла крупная Людиковийская изверженная провинция, где ведущую роль впервые начали играть геохимически-обогащенные Fe-Ti пикриты и базальты. При этом в тектоническом плане ничего не изменилось, излияния лав происходили в тех же рифтогенных структурах, наращивая их разрез. Такое изменение состава лав при отсутствии существенных тектонических преобразований в регионе, очевидно, свидетельствует о том, что суперплюм сохранился на том же месте, но изменился режим его питания.

Кратонной стадией завершился раннедокембрийский этап развития Земли, и она вступила в континентально-океаническую стадию развития, продолжающуюся и в настоящее время. В этой связи представляет интерес эволюция тектономагматических процессов на Луне, которые многими исследователями рассматриваются как пример ранних этапов развития твердых планет.

Эволюция магматических процессов на Луне. Ранее считалось, что планеты земной группы развивались по сходному типу. Однако детальное сравнительное изучение магматизма Земли и Луны показало, что в их развитии имеются принципиальные отличия. Главной особенностью

тектономагматического развития Луны является его близость к палеопротерозойской (кратонной) стадии развития Земли. На Луне полностью отсутствуют как аналоги древнего (архейского) магматизма Земли, где ведущую роль играли гранитоиды тоналитового ряда при подчиненной роли коматиит-базальтового магматизма, так и аналоги фанерозойского магматизма, связанного с активными границами литосферных плит.

Первичная анортозитовая кора *материков* Луны прорывается образованиями древнейшего (4.45 – 4.0 млрд. лет назад) магматизма магнезиальной серии. Эти породы по минеральному составу и геохимии, а также по изотопии близки к породам земного раннепалеопротерозойского магматизма KBMC. Как и на Земле, с ними ассоциируют обогащенные (по лунным меркам) K, P3Э и P магматические породы (т.н. KREEP).

Около 3.9-3.8 млрд. лет назад произошел резкий перелом в развитии Луны, приведший к появлению крупных депрессий лунных *морей* с базальтовым магматизмом, в том числе и высокотитанистым. По своим геохимическим особенностям магматизм лунных *морей* близок к наблюдаемому в трапповых областях и океанских сегментах Земли. Считается, что *морья* образовались в результате падения крупных метеоритов, однако петрологические данные скорее свидетельствуют об их образовании в результате подъема мантийных плюмов. Магматическая активность на Луне прекратилась, по-видимому, около 3 млрд. лет назад.

Таким образом, проведенные исследования впервые показали, что Луна по сравнению с Землей развивалась быстрее и по сокращенному сценарию, но в рамках одних и тех же закономерностей. Как на Земле, на Луне наблюдается резкий перелом в развитии тектоно-магматических процессов, приведший к смене раннего, преимущественно деплетированного мантийного магматизма на более поздний, геохимически-обогащенный. Различия в характере эволюции Земли и Луны, по-видимому, связаны со значительно меньшими энергетическими запасами последней - диаметр Луны составляет только 27 % от земного, а масса - всего около 1.5% от массы Земли.

Континентально-океаническая стадия началась на Земле около 2 млрд. лет назад. Тогда же в пределах нынешней центральной части Балтийского щита раскрылся *Свекофеннский океан*, фрагменты литосферы которого сохранились в форме офиолитов Йорума и Оутокумпу, а на его месте затем образовался ороген фанерозойского типа, близкий по строению к современной Альпийской области с ее вулканическими дугами, задуговыми морями, коллизионными структурами и т.д. Формирование орогена завершилось около 1.82 млрд. лет назад, после чего регион Балтийского щита, равно как и весь Восточно-Европейский кратон (ВЕК), стал развиваться в платформенном режиме. С этого времени магматизм проявлялся в связи с процессами рифтогенеза и кимберлитообразования. Границы кратона оформились в связи с палеозойскими и кайнозойскими процессами коллизии. Нами был изучен только позднекайнозойский коллизионный магматизм Большого Кавказа - восточного фрагмента Альпийской складчатой области, ограничивающего ВЕК с юга.

Внутриплитный магматизм рифея (1.8-1.5 млрд. лет назад, эпоха становления древних платформ). Конец палеопротерозоя и начало мезопротерозоя ознаменовалось стабилизацией земной коры на всех докембрийских щитах, положив начало формированию древних платформ. Спецификой этого времени было развитие огромных внутриплитных поясов кислого вулканизма, с которыми ассоциируют *анортозит-рапакивигранитные комплексы (АРГК).*

Наши исследования показали, что АРГК Восточно-Европейского кратона формировались только в пределах Свекофеннского домена с аномально мощной корой (до 50-60 км в настоящее время). Они являлись верхними частями крупных транскоровых магматических систем, сформировавшихся над головными частями локальных мантийных плюмов. Происхождение таких систем связывается с внедрением силлообразных тел Fe-Ti базальтов в толщу сиалической коры, что инициировало крупномасштабное плавление гранитоидного материала. В итоге на поверхности вместо базальтовых плато развивались преимущественно огромные пояса и ареалы кислого магматизма, реже - рои базальтовых даек. В условиях же архейской коры нормальной мощности (35-40 км) восточной части кратона, в Волго-Уральской области в это время развивался обычный для внутриплитных обстановок базальтовый магматизм.

В дальнейшем устанавливается еще два эпизода внутриплитной активности. Среднерифейский (1350-1230 млн. лет назад), по-видимому, был связан с расколом Балтии и Лаврентии, а позднерифейско-вендский (700-550 млн. лет назад) - с заключительным этапом распада суперконтинента Родиния. При этом также устанавливаются существенные различия в особенностях базальтового магматизма в северной - Фенноскандинавской, и южной-Сарматской частями кратона. Для первой характерны низкотитанистые базальты, а для второй - высокотитанистые и субщелочные.

Кимберлитовый и лампроитовый магматизм Восточно-Европейского кратона. С открытием в начале 1980-х годов первой кимберлитовой трубки в районе Архангельска стало очевидным, что Восточно-Европейский кратон, как и большинство других древних кратонов, является алмазоносным. К настоящему времени кимберлиты и лампроиты установлены в пределах северной и южной окраин кратона. Их систематическое петролого-геохимическое исследование проводилось под руководством О.А. Богатикова и В.А. Кононовой. В результате впервые в районе Архангельска *выделен новый тип алмазоносных кимберлитов - низкотитанистые, близкие к лампроитам.* Позже подобные кимберлиты были найдены Н.В. Соболевым и его сотрудниками в Якутии и на Канадском щите. Такие кимберлиты встречены только на северных материках, что, возможно, отражает глобальную неоднородность мантии Земли.

На примере Якутской провинции *разработаны новые способы оценки алмазоносности кимберлитовых трубок* с применением многоэлементного статистического анализа, отличающегося от традиционного способа

значительно меньшими финансовыми затратами и отсутствием неблагоприятных экологических последствий.

Позднемиоценовый-голоценовый магматизм и геодинамика Большого Кавказа. Большой Кавказ представляет собой часть огромного Альпийско-Гималайского коллизионного пояса, протягивающегося через всю Евразию. Коллизионная структура Кавказа осложняется Транскавказским поперечным поднятием, где и были сосредоточены работы, проводившиеся под руководством О.А.Богатикова и А.Г.Гурбанова. Это поднятие, по-видимому, является северным окончанием Восточно-Африканско-Аравийского рифтового пояса и под ним на глубине 97-110 км располагается мантийный плюм. Развитые здесь неоген-четвертичные вулканы, согласно полученным изотопно-геохимическим данным, формировались в результате смешения коровых и мантийных расплавов.

В истории позднемиоцен-голоценового магматизма выделено три этапа: 1 - позднемиоценовый - лакколиты Кавказских Минеральных Вод, образовавшиеся за счет латитовых расплавов; их поздние фазы представлены редкометалльными Li-F гранитами; 2) позднеплиоценовый - Эльджуртинский, Сангутидонский и др. гранитоидные массивы и 3) неоплейстоцен-голоценовый (Эльбрусский, Казбекский и др. вулканические центры).

Рудно-магматические системы, связанные с новейшим вулканизмом, относятся к медно-молибденпорфировому типу, вскрытому эрозией на разных уровнях. В пределах Эльбрусского центра выявлена четвертичная эпитермальная рудная минерализация, связанная с разрывной тектоникой и зонами площадной аргиллизации.

Анализ имеющихся геологических и геофизических данных (сейсмозондирование, высокоточные гравиметрические и аудиомагнито-теллурические исследования) а также результатов дистанционного зондирования (тепловая съемка со спутников) свидетельствуют о *наличии под Эльбрусским и Казбекским вулканическими центрами близповерхностных периферических магматических камер на глубинах 3-8 км и глубинных магматических очагов на глубинах 20-45 км.* Эти данные, а также сведения об извержениях за последние 7 тыс. лет позволяют отнести вулканы Эльбрус и Казбек к категории действующих, но «спящих» в настоящее время.

Собственно действующие вулканы охарактеризованы в книге на примере Курило-Камчатской островной дуги. А.П.Хреновым на основе проведенных исследований современного вулканизма с применением методов дистанционного зондирования и новых данных сейсмотомографии обсуждены тектонические условия формирования вулканических фаций Камчатки и разработана комплексная геодинамическая модель Ключевской группы вулканов.

Таким образом, в работе суммированы материалы по геологии и вещественному составу магматических пород на протяжении всей геологической истории Земли на примере Восточно-Европейского кратона и его окружения. Такая систематизация позволила выявить характерные особенности магматизма на разных этапах эволюции нашей планеты и

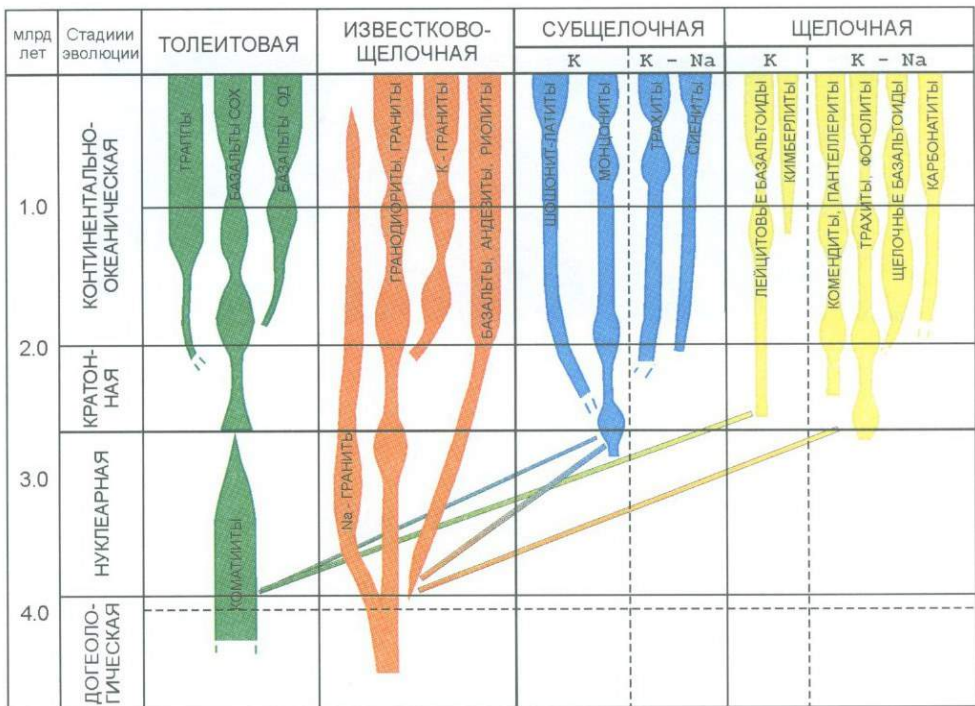


Рис. 1. Эволюция магматических серий в истории Земли

конкретизировать представления об их происхождении, повторяемости и закономерностях связи с различными тектоническими обстановками как недавнего, так и далекого прошлого. Главным итогом работы является установление необратимости и направленности эволюции магматических процессов, выраженных в первую очередь в увеличении многообразия магматических пород (рис. 1). Показано, что аналогичные тенденции в эволюции магматизма характерны и для Луны, где эта эволюция происходила по сокращенному сценарию и значительно быстрее.



ЛИТЕРАТУРА



1. Аксаментова Н.В., Найденов И.В. Геологическая карта кристаллического фундамента Белоруссии и прилегающих территорий. Масштаб 1:1 000000. Объяснительная записка. Киев, 1991.
2. Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.
3. Алексеев А.А., Алексеева Г.В. Расслоенные диабаз-пикритовые интрузии рифея Южного Предуралья / Ежегодник – 1996. Инф. Мат-лы ИГ УНЦ РАН. Уфа, 1998. С. 149-156.
4. Алферьева Я.О., Сазонова Л.В., Бубнов С.Н. Неравновесные ассоциации вкрапленников как индикаторы гибридного происхождения андезитовых серий консолидированных областей (на примере новейших лав вулкана Казбек, Большой Кавказ) // Вулканизм и геодинамика / Мат. II симп. по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2003. С. 345-347.
5. Арзамасцев А.А., Беляцкий Б.В., Травин А.В., Арзамасцева Л.В., Царев С.Е. Дайковые породы в Хибинском массиве: связь с плутоническими сериями, возраст, характеристика мантийных источников // Петрология, 2005. Т. 13. № 3. С. 295-318.
6. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, МАИК Наука/Интерпериодика, 2000. 363 с.
7. Артеменко Г.В. Изотопная геохронология раннедокембрийских комплексов Украинского щита и Воронежского кристаллического массива // Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Киев, 1999. 256 с.
8. Балуев А.С., Северная пассивная окраина Восточно-Европейского кратона в рифее и проблема ее нефтегазоносности // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 26-29.
9. Бантова М.А., Левковский Р.З., Шарков Е.В. Геология, вещественный состав и возраст пород Салминского комплекса гранитов рапакиви и габбро-анортозитов // Сов. геология, 1975. № 7. С. 74-86.
10. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. Автореф. диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Апатиты, 2002.

11. Белянкин Д.С. К изучению новейших изверженных горных пород Казбека и его окрестностей // Известия СПб Политех. Ин-та, 1914. Т. XXI. С. 73-105.
12. Беляцкий Б.В., Никитина Л.П., Савва Е.В. и др. Изотопные характеристики лампроитовых даек восточной части Балтийского щита // Геохимия, 1997. № 6. С. 658-662.
13. Берковский А.Н., Семенов В.С., Корнеев С.И., Яковлева О.А., Беляцкий Б.В., Гриневиц Н.Г. Строение Бураковско-Аганозерского расслоенного комплекса, петрологические выводы // Петрология, 2000. Т. 8. № 6. С. 650-672.
14. Бибилова Е.В., Богданова С.В., Горбачев Р., Клаэссон С., Кирнозова Т.И. Изотопный возраст, природа и структура докембрийской коры в Беларуси // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1995. Т. 3. № 3. С. 68-78.
15. Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Лазарев Ю.И., Макаров В.А., Николаев А.А. U-Pb изотопный возраст вепся Карелии // Докл. АН СССР, 1990. Т. 310. № 1. С. 189-191.
16. Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Петрова А.Ю., Самсонов А.В. Геохронология архея Западной Карелии // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005. Т. 13. № 5. С. 3-20.
17. Бибилова Е. В., Самсонов А. В., Щипанский А. А. и др. Хизоваарская структура Северо-Карельского зеленокаменного пояса как аккрецированная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные // Петрология, 2003. Т. 11. № 3. С. 289-320.
18. Биндеман И.Н., Дэвис А.М. Конвекция и перераспределение щелочей и микроэлементов при смешении базальтовых и гранитных расплавов // Петрология, 1999. Т. 7. № 1. С. 99-110.
19. Богатиков О.А. Анортозиты. М.: Наука, 1979. 232 с.
20. Богатиков О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А. и др. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия). М.: Изд-во МГУ, 1999. 524 с.
21. Богатиков О.А., Горшков А.И., Мохов А.В., Ашихмина Н.А., Сивцов А.В. Кадмийсодержащий вюртцит и эсколаит - новые рудные минералы в реголите АС «Луна-24» // Доклады АН, 2001, Т. 379. № 4. С. 524-527.

22. Богатиков О.А., Гурбанов А.Г. Комплексное исследование Эльбрусского и Казбекского вулканических центров: мониторинг и прогноз // Вестн. Владикавказского научн. центра РАН, 2003. Т. 3. № 2. С. 15-28.
23. Богатиков О.А., Гурбанов А.Г., Коваленко В.И. и др. Верхнечегемский кальдерный комплекс на Северном Кавказе // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1992. № 1. С. 5-21.
24. Богатиков О.А., Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Зинчук Н.Н., Илупин И.П., Ротман А.Я., Левский Л.К., Овчинникова Г.В., Кондрашов И.А. Петрогеохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины // Геохимия, 2004. № 9. С. 915-939.
25. Богатиков О.А., Кононова В.А., Первов В.А., Журавлев Д.З. Источники, геодинамическая обстановка образования и перспективы алмазности кимберлитов северной окраины Русской плиты (Sr-Nd изотопия и ICP-MS геохимия) // Петрология, 2001₂. № 3. С. 227-241.
26. Богатиков О.А., Лексин А.Б., Маханова Т.М., Хренов А.П. Применение трехмерных цифровых моделей рельефа в вулканологии (по материалам радарных интерферометрических измерений // Вулканология и сейсмология, 2005. № 5. С. 3-12.
27. Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. и др. Лампроиты. М.: Наука, 1991. 302 с.
28. Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 249 с.
29. Богданов Ю.Б., Левченков О.А., Кормаров А.Н., Яковлева С.З., Макеев А.Ф. О новом типе разреза нижнего рифея на Балтийском щите // ДАН РАН, 1999. Т. 336. № 1. С. 76-78.
30. Богданов Ю.Б., Саватенков В.В., Иванников В.В., Франк-Каменецкий Д.А. Изотопный возраст вулканитов салминской свиты рифея // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Мат. II Росс.конф. по изотоп. Геохронол. 25-27 ноября 2003 г., СПб. СПб: Центр информ. культуры, 2003. С. 71-72.
31. Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 300 с.
32. Бримхол Дж. Рудные флюиды от магматических до гипергенных. Термодинамическое моделирование в геологии. М.: Мир, 1992. С. 247-354.

33. Бубнов С.Н. Хронология извержений и источники расплавов новейших вулканических центров Большого Кавказа // Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М., 2003. 27 с.
34. Бубнов С.Н., Красивская И.С., Симон А.К. и др. Новейший вулканизм Транскавказского поперечного поднятия в связи с его геодинамикой // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма / XXXII Тектоническое совещание. М., 1999. Т. 1. С. 106-108.
35. Бубнов С.Н., Чернышев И.В., Лебедев В.А. и др. К-Аг геохронология новейших вулканических центров Большого Кавказа // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Сб. тез. докл. М.: ГЕОС, 2000. С. 76-78.
36. Булдаков И.В., Котова И.К. Роговообманковые базиты и ультрабазитов Южной Якутии. Л.: Изд. ЛГУ, 1991. 159 с.
37. Бурчуладзе А.А., Джанелидзе Ч.Г., Тогонидзе Г.И. Применение радиоуглеродного метода для решения некоторых вопросов палеогеографии плейстоцена и голоцена Грузии // Актуальные вопросы современной геохронологии. М.: Наука, 1976. С. 238-243.
38. Валовник Б.Т., Власов Б.И. Геологические особенности и петрохимическая характеристика Вольно-Подольской трапповой формации // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. 2. М.: Недра, 1976. С. 132-136.
39. Васильева Т.И., Франк-Каменецкий Д.А., Зайончек А.В. Дайковые комплексы как индикаторы обстановок позднепротерозойского рифтогенеза в районе Сортавалы (Северное Приладожье) // 7-я Межд. конф. по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна. Москва. 30-31 октября 2001 г. «Общие вопросы тектоники». М.: ГЕОС, 2001. С. 222-224.
41. Великославинский Д.А., Биркис А.П., Богатиков О.А. и др. Анортозит-рапакивигранитная формация. Л.: Наука, 1978. 296 с.
42. Веселовская М.М., Иванова З.П., Клевцова А.А. О погребенной диабазовой формации Волго-Уральского региона. Изв. АН СССР, сер. геол., 1960. № 8. С. 37-57.
43. Ветрин В.Р., Деленицын А.А. Протерозойские процессы мантийно-корового взаимодействия в архейском фундаменте Печенгского палеорифта // Докл. РАН, 2003. Т. 390. № 5. С. 663-667.

44. Воловник Б.Т., Власов Б.И. В Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. 2. М.: Недра, 1976. С. 132-136.
45. Волынец О.Н. Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы. Дисс. на соискание уч.ст. доктора геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1993. 67 с.
46. Высоцкий С.В. Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 195 с.
47. Высоцкий С.В., Пуцин И.К., Таскаев В.И., Кирюхина М.И. Первая находка оливинового бонинита в желобе Тонга // Докл. АН СССР, 1983. Т. 271. № 1. С. 169-173.
48. Газеев В.М. Петрология и потенциальная рудоносность Эльбрусского вулканического центра (Северный Кавказ) // Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М., 2003. 26 с.
49. Газеев В.М., Носова А.А., Сазонова Л.В., и др. Петрогенетическая интерпретация ассоциаций минералов-вкрапленников плейстоценовых-голоценовых вулканитов Эльбруса (Северный Кавказ) // Вулканология и сейсмология, 2004. № 1. С. 1-22.
50. Галимов Э.М. Проблема происхождения Луны // Основные направления геохимии. К 100-летию со дня рождения академика А.П.Виноградова. М.: Наука, 1995. С. 8-43.
51. Гаретовская И.В., Краснопевцева Г.В., Сизов А.В. и др. Изучение глубинного строения Северо-Кавказской сейсмической зоны с помощью сейсмических и гравитационных методов (Кавказские Минеральные Воды и Приэльбрусье) // Основные проблемы сейсмотектоники. М.: Наука, 1986. С. 108–119.
52. Гаррис М.А. Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Предуралья. М.: Наука, 1977. 295 с.
53. Гейко Ю.В., Орлова М.П., Филоненко В.И. Псевдолейцитовые лампроиты Украины // Записки Минерал. о-ва, 1991. Ч. 120. № 5. С. 52-55.
54. Геодинамика, сейсмотектоника и вулканизм Северного Кавказа / Под ред. акад. Н.П. Лаверова. М.: РООУППГ, 2001. 338 с.
55. Геология Беларуси / Под ред. А.С.Махнача, Р.Г.Гарецкого, А.В.Матвеева и др. Минск.: ИГН НАН Беларуси, 2001. 815 с.

56. Геология Карелии / Под ред. В.А.Соколова. Л.: Наука, 1987. 231 с.
57. Глевасский Е. Б., Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинского щита // Минералогический журнал. Киев, 2000. Т. 22. № 2/3. С. 77-91.
58. Гликсон А. И. Значение раннеархейских основных-ультраосновных ксенолитов // Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 285-309.
59. Голубев А.И., Светов А.П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1983. 191 с.
60. Гонгальский Н.А., Криволицкая Б.И. Чинейский расслоенный плутон. Н.: Наука, 1993. 183 с.
61. Гонтовая Л.И., Хренов А.П., Степанова М.Ю., Сенюков С.Л. Глубинная модель литосферы в районе Ключевской группы вулканов (Камчатка) // Вулканология и сейсмология, 2004. № 3. С. 3-11.
62. Гоньшакова В.И. Базит-гипербазитовый магматизм и минерогения юга Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1973. 294 с.
63. Горожанин В.М. Новые геохронологические данные по верхнему докембрию Татарии (скв. 2005 Карачевская) // Стратиграфия и литология верхнего докембрия и палеозоя Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1983. С. 48-51.
64. Грачев А.Ф., Николаев В.Г., Сеславинский К.Б. Эволюция структуры, осадконакопления и магматизма Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии и палеозое. // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М.: Геоинвекс, 1994. С. 3-36.
65. Греков И.И., Компаниец М.А., Литовко Г.В. и др. Геолого-геофизическая модель Эльбрусской вулканической области (Центральный Кавказ) // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 1. Новосибирск: СО РАН, филиал «Гео», 2004. С. 124-127.
66. Греков И.И., Пруцкий Н.И., Энна Н.Л. Очаговые зоны фанерозоя Северного Кавказа // Вулканизм и геодинамика, Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2003. С. 249-253.
67. Гречишников Н.П., Корженева Е.П., Крамар О.А., Щербак Д.Н. О возрасте дайковых пород Субботско-Мошоринской зоны разломов // Геол. журн., 1980. Т. 40. № 5. С. 139-143.

68. Гровс Д. И., Бэтт У. Д. Пространственные и временные вариации архейских металлогенических ассоциаций как отражение эволюции гранитоидно-зеленокаменных областей на примере Западно-Австралийского щита // Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 98-129.
69. Добрецов Н.Л., Шараськин А.Я., Лаврентьев Ю.Г. и др. Вулканогенные породы серии марианит-бонинит // Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. С. 149-179.
70. Докучаев А.Я., Носова А.А. Рудная минерализация в разрезе Тырнаузской глубокой скважины (Северный Кавказ) // Геология рудных месторождений, 1994. Т. 36. № 3. С. 218-229.
71. Докучаев А.Я., Носова А.А., Сазонова Л.В., Грознова Е.О., Газеев В.М., Гурбанов А.Г. Флюидно-эксплозивные процессы в позднемиоценовых субвулканических гранитоидных интрузивах Кавказских Минеральных Вод // Проблемы магматической и метаморфической петрологии: Тез. докл. на XIII науч. чтениях пам. проф. И.Ф.Трусовой, 21-22 апреля 2003 г., М: МГГРУ, 2003. С. 8-9.
72. Дотдугев С.И. Поверхности выравнивания на северном склоне Центрального Кавказа // Уч. зап. Азерб. ун-та. Сер. геол.-географ. наук, 1975. № 5/6. С. 44-56.
73. Евсеева К.А., Красивская И.С., Чистяков А.В. и др. Раннепалеопротерозойские бонинитоподобные вулканиты Ветреного Пояса в восточной части Балтийского щита, Россия // Литосфера, 2004. № 3. С. 110-126.
74. Ермаков В.А. Особенности развития активной континентальной окраины (на примере Курило-Камчатского региона) // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы, 2002. С. 158-189.
75. Ермаков В.А. Особенности развития вулканизма и тектонической структуры Курило-Камчатской островной дуги в новейшее время. Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. С. 165-218.
76. Ермаков В.А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 204 с.
77. Ершов А.В., Никишин А.М. Новейшая геодинамика Кавказско-Аравийско-Восточно-Африканского региона // Геотектоника, 2004. № 2. С. 55-72.
78. Журавлев А.З., Негрей Е.В. Синхронность формирования эльджуртинского гранита и рудоносных метасоматитов Тырнауза (Северный Кавказ) по данным Rb-Sr метода // ДАН РАН, 1993. Т. 332. № 4. С. 483.

79. Журавлев В.А. Костомукшское лампроитовое поле Республики Карелия // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. С. 135-137.
80. Зимин С.С. Формации никеленосных роговообманковых базитов Дальнего Востока. Новосибирск, 1973. 90 с.
81. Кайряк А.И., Хазов Р.А. Йотнийские образования Северо-Восточного Приладожья // Вест. ЛГУ, 1967. № 12. С. 62-67.
82. Калинин М.М., Арзамасцев А.А., Поляков И.В. Кимберлиты и родственные породы Кольского региона // Петрология, 1993. Т. 1. № 2. С. 205-214.
83. Катастрофические процессы и их влияние на природную среду // Том 1. Вулканизм / Под ред. акад. Н.П. Лаверова. М.: Изд. РООУПППГ, 2002. 436 с.
84. Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты. М.: Наука, 1976. 127 с.
85. Коваленко В.И., Царева Г.М., Наумов В.Б. и др. Магма пегматитов Волыни: состав и параметры кристаллизации по данным изучения включений минералообразующих сред // Петрология, 1996. Т. 4. № 3. С. 295-309.
86. Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены // Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2000. 222 с.
87. Козлов В.И., Муслимов Р.Х., Гатиятуллин Н.С. и др. Верхний докембрий восточных районов Татарстана и перспективы его нефтегазоносности. Уфа.: УНЦ РАН, 1995. 218 с.
88. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
89. Конников Э.Г. Дифференцированный гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. Н.: Наука, 1986. 220 с.
90. Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Богатиков О.А., Носова А.А., Левский Л. К., Овчинникова Г.В. Геохимическая (ICP-MS геохимия, изотопия Sr, Nd, Pb) гетерогенность кимберлитов Якутии: вопросы генезиса и алмазоносность // Петрология, 2005. Т. 13. № 3. С. 227-252.
91. Кононова В.А., Левский Л.К., Первов В.А., Овчинникова Г.В., Богатиков О.А. Pb-Sr-Nd изотопные характеристики мантийных источников калиевых ультрабазитов и базитов Севера Восточно-Европейской платформы // Петрология, 2002. Т. 10. № 5. С. 493-509.

92. Конопелько Д.Л., Степанов К.И., Петров С.В. и др. // Вестник СпбГУ, 1999. Сер. 7. Вып. 4. № 2. С. 21-31.
93. Копаев А.В., Гурбанов А.Г. Гравиметрические исследования в Геналдонском ущелье: первые результаты // Вестн. Владикавказского научн. центра РАН, 2004. Т. 4. № 3. С. 9-11.
94. Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника, 1999. № 2. С. 17-35.
95. Краснобаев А.А., Бибикова Е.В., Ронкин Ю.Л., Козлов В.И. Геохронология вулканитов айской свиты и изотопный возраст нижней границы рифея // Изв. АН СССР, сер. геол., 1992. № 6. С. 25-40.
96. Краснобаев А.А., Бибикова Е.В., Степанов А.И. Возраст эффузивов машакской свиты и проблема радиологической границы нижнего рифея. // Изотопное датирование процессов вулканизма и осадконакопления. М.: Наука, 1985. С. 118-124.
97. Краснопевцева Г.Н. и Щукин Ю.К. Строение глубокой коры Восточно-Европейской платформы по данным региональных сейсмических исследований // Региональная геология и металлогения, 2000. № 10. С. 73-84.
98. Красовский С.С. и Оровецкий Ю.П. Глубинная структура коры Украинского щита // Минер. журнал, 2000. № 22. С. 57-76.
99. Куликов В.С. Высокомагнезиальный вулканизм раннего протерозоя (Карелия) // Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита / Под ред. О.А.Богатикова. Л.: Наука, 1988. С. 20-88.
100. Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров Б.С., Писаревский С.А., Пухтель И.С., Соколов С.Я. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск: Изд. КарНЦ РАН, 1999. 96 с.
101. Куликов В.С., Симон А.К., Куликова В.В. и др. Эволюция магматизма Водлозерского блока Карельской гранит-зеленокаменной области в архее // Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 92-100.
102. Лаврушин В.Ю., Маковозов А.О. Температура минеральных вод – отражение магматогенной аномалии в районе вулкана Казбек // Вестн. Владикавказского научн. центра РАН, 2004. Т. 4. № 3. С. 33-40.

103. Ларин А.М., Кутявин Э.П. Возраст иотнийского магматизма Северного Приладожья (Южная карелия) // Стратиграфия, геологическая корреляция, 1993. Т. 1. № 5. С. 15 –19.
104. Левковский Р.З. Рапакиви. Л.: Недра, 1975. 223 с.
105. Левченков О.А., Богданов Ю.Б., Комаров А.Н. и др. Изотопный возраст кварцевых порфиров формации гогланд // Докл. РАН, 1998. Т. 358. № 4. С. 511-513.
106. Личак И.Л. Петрология Коростенского плутона. Киев: Наукова Думка, 1983. 246 с.
107. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Левский Л.К., Коваленко А.В. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника, 2000. № 6. С. 26-42.
108. Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Крылов И. Н. Лампрофиры западной Карелии // Доклады РАН, 2000. Т. 370. № 3. С. 357-359.
109. Ляхович В.В. Связь оруденения с магматизмом (Тырныауз), М.: Наука, 1976. 424 с.
110. Ляхович В.В., Рехарский В.И., Гурбанов А.Г. Геохимия зон постмагматического изменения Эльджуртинского массива // Отечественная геология, 1991. № 11. С. 84-89.
111. Магматизм складчатых и платформенных регионов СССР (Алтае-Саянской и Верхояно-Чукотской складчатых областей и Русской платформы). Л.: Недра, 1981. 215 с.
112. Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы / Под ред. Е.Е. Лазько и Е.В. Шаркова. М.: Наука, 1988. 502 с.
113. Магматические горные породы. Т. 6. Эволюция магматизма в истории Земли / Под ред. В.И.Коваленко. М.:Наука, 1987. 438 с.
114. Мальков Б.А., Холопова Е.Б. Трубки взрыва и алмазоносные россыпи Среднего Тимана. Сыктывкар: Геопринт, 1995.
115. Маслов А.В., Оловянишников В.Г., Ишерская М.В. Рифей восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы западной мегазоны Урала // Литосфера, 2002. № 2. С. 54–95.
116. Масуренков Ю.П. Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области. М.: Изд. АН СССР, 1961. 132 с.

117. Матреничев В.А., Вревский А.Б. Изотопно-геохимическая эволюция верхней мантии Балтийского щита // Геохимия, 2004. № 1. С. 104-110.
118. Махнач А.С., Веретенников Н.В. Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1970. 236 с.
119. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280 с.
120. Милановский Е.Е., Никишин А.М., Фурнэ А.В. Авлакогены Восточно-Европейской платформы: синтез данных // Тектоника платформ: современные данные и идеи. Тез. докл. Москва: МГУ, 1993. С. 28 –31.
121. Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмазов С.У. и др. Новейшая геодинамика Эльбрусско-Минераловодской области Северного Кавказа // Геодинамика Кавказа, М.: Наука, 1989. С. 99-105.
122. Минц М.В. Архейская тектоника миниплит // Геотектоника, 1998. № 6. С. 2-22.
123. Митрофанов Ф.П., Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Древнейшие в мире аноргенный щелочной магматизм в Кейвской структуре Балтийского щита // ДАН, 2000. Т. 374. № 2. С. 238-241.
124. Митрофанов Ф.П., Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Смирнов Ю.П., Левкович Н.В. Интрузивное тело риодацитовых порфиров в разрезе пород раннепротерозойского печенгского комплекса Кольской сверхглубокой скважины // ДАН, 2001. Т. 380. № 3. С. 540-544.
125. Моралев В.М., Самсонов М.Д. Тектоническая интерпретация петрохимических характеристик протерозойских и палеозойских щелочных пород Порьегубского дайкового поля (Кандалакшский залив Белого моря) // Геотектоника, 2004. № 2. С. 30-41.
126. Найденов И.В., Архипова А.А., Пап А.М. Стратиграфия и вещественный состав кристаллического фундамента (архей и нижний протерозой) // Геология Беларуси, Мн.: Ин-т геол.наук НАН Беларуси, 2001. С. 34-75.
127. Никитина Л.П., Левский Л.К., Лохов К.И., Беляцкий Б.В., Журавлев В.А., Лепехина Е.Н., Антонов А.В. Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита // Петрология, 1999. Т. 7. № 3. С. 252-275.
128. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Под ред. А.Ф.Грачева. М.: Пробел, 2000. 487 с.

129. Носова А.А., Веретенников Н.В., Левский Л.К. Природа мантийного источника и особенности коровой контаминации неопротерозойских траппов Волынской провинции (Nd и Sr изотопные и ICP-MS геохимические данные) // ДАН, 2005. Т. 401. № 3. С. 429-433.
130. Носова А.А., Сазонова Л.В., Докучаев А.Я. и др. Неогеновые позднеколлизийные субщелочные гранитоиды района Кавказских Минеральных Вод: T-P-fo₂ условия становления, фракционная и флюидно-магматическая дифференциация // Петрология, 2005. Т. 13. № 2. С. 39-178.
131. Оровецкий Ю.П. Мантийный диапиризм. Киев: Наукова Думка, 1990. 170 с.
132. Панов Б.С., Гриффин В.Л., Панов Ю.Б. Особенности состава хромшпинелидов из кимберлитовых трубок Приазовья // Минералогический журнал, 1999. Т. 21. № 2/3. С. 53-60.
133. Первов В.А., Богомолов Е.С., Ларченко В.А., Левский Л.К., Минченко Г.В., Саблуков С.М., Сергеев С.А., Степанов В.П. Rb-Sr возраст кимберлитов трубки Пионерская (Архангельская алмазоносная провинция) // Докл. АН, 2005₁. Т. 400. № 1. С. 88-92.
134. Первов В.А., Кононова В.А., Илупин И.П. и др. РТ - параметры образования пород из ксенолитов в кимберлитах Среднего Тимана // Докл. АН, 2002. Т. 386. № 4. С. 541-543.
135. Первов В.А., Ларченко В.А., Степанов В.П., Минченко Г.В., Богомолов Е.С., Кряжев С.А. Кимберлитовые силлы по р. Мела (Зимнебережный алмазоносный район): возраст, состав, петрогенезис // Геохимия магматических пород. М.: ГЕОХИ РАН, 2005₂. С. 127-129.
136. Первов В.А., Никитин Е.А., Левский Л.К. Ультраосновные щелочные вулканы Жлобинского поля (Республика Беларусь): источники и эволюция магм // Петрология, 2004. Т. 12. № 3.
137. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука 1987. 331 с.
138. Печерский Д.М., Бураков К.С., Захаров В.С. и Шарков Е.В. Поведение направления геомагнитного поля в течение остывания Мончегорского плутона // Физика Земли, 2004. Т. 3. С. 64-85.
139. Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944-1945 гг. и в прошлом // Тр. Лаб. вулканологии, 1956. Вып. II. 309 с.

140. Польш И.Р., Хесс Ю.С., Кобер Б. и др. Происхождение и петрогенезис миоценовых трахириолитов (А-тип) из северной части Большого Кавказа // Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993. С. 108-125.
141. Поляк Б.Г., Каменский И.Л., Прасолов Э.М. и др. Изотопы гелия в термоминеральных водах Приэльбрусья: ареал новейшего магматизма // XIV симп. по геохимии изотопов, 19-21 октября 1995. М.: ГЕОХИ, 1995. С. 165-166.
142. Попов В.С. Смещение магм при формировании новейших вулканитов Кавказа // Вулканология и сейсмология, 1981. № 1. С. 3-13.
143. Попов М.Г., Сухолетова Г.Н., Морозов С.А. Геология Каменноозерского района // Геология раннего докембрия Карелии. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1979. С. 76-95.
144. Природные процессы на территории Кабардино-Балкарии / Под ред. акад. Н.П. Лаверова. М.: ИГЕМ РАН, 2004. 438 с.
145. Прияткина Л.А., Шарков Е.В. Геология Лапландского глубинного разлома на Балтийском щите. Л.: Наука, 1979. 127 с.
146. Проскуряков В.В., Увадьев Л.И. Лампроиты восточной части Балтийского щита // Изв. АН СССР, сер.геол., 1992. № 8. С. 65-75.
147. Пухтель И.С., Журавлев Д.З. Петрология основных-ультраосновных метавулканитов и связанных с ними пород Олондинского зеленокаменного пояса, Алданский щит // Петрология, 1993. Т. 1. № 3. С. 308-328.
148. Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Куликов В.С. и др. Петрография и Sm-Nd возраст дифференцированного потока коматиитовых базальтов Ветреного Пояса (Балтийский щит) // Геохимия, 1991. Т. 5. С. 625-634.
149. Раевская М.Б., Горьковец В.Я., Светова А.И. и др. Стратиграфия докембрия Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1992. 190 с.
150. Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982, 293 с.
151. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 2001. 188 с.
152. Рои мафических даек как индикаторы эндогенного режима (Кольский полуостров) / Ред. Митрофанов Ф.П. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1989. 114 с.

153. Рыбаков С. И., Куликов В. С. Природа и динамика развития архейских зеленокаменных поясов Балтийского щита // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения / Под ред. В.А.Кузнецова. Новосибирск: Наука, 1985. С. 164-170.
154. Саблукова Л.И., Саблуков С.М. Реконструкция строения мантийного Зимнебережного алмазонасного района по особенностям мантийных ксенолитов и вещественному составу вулканических пород // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. С. 291-294.
155. Саватенков В.М., Сулимов Р.Б., Сергеев А.В. и др. Sm-Nd, Rb-Sr и Pb-Pb изотопные систематики базит-гипербазитов в массиве Гремяха-Вырмес: роль корово-мантийного взаимодействия при метаморфизме и рудообразовании // Зап. ВМО, 1998. № 5. С. 15-25.
156. Сазонова Л.В., Носова А.А., Докучаев А.Я., Гурбанов А.Г. Латитовый тип позднеколлизийных гранитоидов (Северный Кавказ): геохимические и минералогические особенности // Докл. АН, 2003. Т. 393. № 2. С. 1-5.
157. Самсонов А.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г. и др. Процессы формирования раннедокембрийской коры С-3 Карелии, Балтийский щит: Результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение земной коры по профилю 4В (Кемь-Калевала). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2001. С. 109-143.
158. Самсонов А.В., Бибикина Е.В., Ларионова Ю.О. и др. Магнезиальные гранитоиды (санукитоиды) Костомукшского района, западная Карелия: Петрология, геохронология и тектонические условия становления // Петрология, 2004₁. Т. 12. № 5. С. 495-529.
159. Самсонов А. В., Богатиков О. А. Петрогенетические и тектонические условия формирования Среднеприднепровской гнейс-зеленокаменной области, Украинский щит // Проблемы геологии и петрологии / Под ред. О.З.Дудаури. Тбилиси, 1999. С. 26-46.
160. Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Шатагин К.Н. Изотопно-геохимическая гетерогенность архейской литосферной мантии: Sm-Nd данные по санукитоидам Карельского кратона // Тезисы к докладам на XVII Симпозиуме по геохимии изотопов имени А.П. Виноградова. М.: ГЕОХИ РАН, 2004₂. С. 230-231.

161. Самсонов А. В., Пухтель И. С., Журавлев Д. З., Чернышев И. В. Геохронология архейского аульского гнейсового комплекса и проблема фундамента зеленокаменных поясов Украинского щита // Петрология, 1993. Т. 1. № 1. С. 29-49.
162. Светов А.П., Свириденко Л.П. Рифейский вулcano-плутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1995. 211 с.
163. Сиворонов А.А., Сирота М.Г., Бобров А.Б. Тектоническое строение фундамента Среднеприднепровской гранитно-зеленокаменной области // Геологический журнал, 1983. Т. 43. № 6. С. 52-64.
164. Смирнова М.Н. Минераловодская тектоно-магматическая кольцевая структура // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. Т. 2. С. 153-155.
165. Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.
166. Смолькин В.Ф., Баянова Т.Б., Федотов Ж.А. Рудоносные базит-ультрабазиты Печенгско-Аллареченского района, Кольский регион: изотопное датирование // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. М-лы II Российской конференции по изотопной геохронологии. 25-27 ноября 2003 г. СПб: Центр информ. культуры, 2003. С. 467-470.
167. Смолькин В.Ф., Митрофанов Ф.П., Аведисян А.А. и др. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты: КНЦ РАН, 1995. 256 с.
168. Смолькин В.Ф., Федотов Ж.А., Нерадовский Ю.Н. и др. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района. Петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. Часть 1, 177 с. Часть 2, 177 с.
169. Собисевич А.Л., Нечаев Ю.Н., Собисевич Л.Е. и др. Результаты геолого-геофизического мониторинга магматических структур вулкана Эльбрус // Современ. методы геол.-геофизич. мониторинга природных процессов на территории Кабардино-Балкарии. Нальчик, 2003. С. 158-178.
170. Соболев А.В., Портнягин М.В., Дмитриев Л.В., Цамерян О.П., Данюшевский Л.В., Кононкова Н.Н., Шимизу Н., Робинсон П.Т. Петрология ультрамафических лав и связанных с ними пород массива Троодос, Кипр // Петрология, 1993. № 1. С. 331-361.

171. Соболев Н.Д., Лебедев-Зиновьев А.А., Назаров А.С. Неогеновые интрузии и домезозойский фундамент района Кавказских Минеральных Вод // Тр. ВИМС. Нов. сер., 1959. Вып. 3. 211 с.
172. Станкевич Е.К. Новейший магматизм Большого Кавказа. Л: Недра, 1976. 232 с.
173. Станковский А.Ф., Сеницын А.В., Шинкарев Н.Ф. Погребенные траппы Онежского полуострова Белого моря // Вест. ЛГУ, 1972. Вып. 3. № 18. С. 12-20.
174. Стратиграфия докембрия Карельской АССР (архей, нижний протерозой) / Под ред. Соколова В.А. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1984. 115 с.
175. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Под ред. Келлера Б.М. и Чумакова Н.М. М.: Наука, 1983. 184 с.
176. Суханов М.К., Ленников А.М., Журавлев Д.З. Sm-Nd датирование Верхнеундытканского массива автономных анортозитов (Алданский щит) // Докл. АН СССР, 1991. Т. 320. № 1. С. 187-191.
177. Схиртладзе Н.И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси: Изд. АН ГрузССР, 1958. 368 с.
178. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.
179. Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д. Геохимические поля рудно-магматических систем. Новосибирск: Наука. 1989.
180. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 279 с.
181. Тимергазин К.Р. Диабазовая формация платформенной области Башкирии // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа, 1959. Вып. 2. С. 63-91.
182. Токарев П.И. Предвестники вулканических извержений // Вулканология и сейсмология, 1985. № 4. С. 108-119.
183. Увадьев Л.И. Разломы района Кандалакшской губы Белого моря // Геотектоника, 1981. № 4. С. 20-30.

184. Ушакова З.Г. Нижнепалеозойская трапповая формация западной окраины Русской платформы // Тр. Всесоюзн. Научно-исслед. геолог. ин-та. Нов. Сер., 1962. Т. 80. С. 3-108.
185. Ушакова З.Г. В Основные и ультраосновные магматические формации платформ и подвижных поясов. Л., 1962. С. 3-108.
186. Ушков В.В. Кимозерское проявление алмазоносных кимберлитов в Онежской структуре // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2001. Вып. 3. С. 94-98.
187. Фелицын С.Б. Вулканизм, выветривание и вариации цикла фосфора в венде на Восточно-Европейской платформе // Литология и полезные ископаемые, 2004. № 4. С. 375-386.
188. Фокин П.А., Никишин А.М. Тектоническое развитие Восточно-Европейской платформы в девоне и начале карбона // Вестник МГУ, сер. 4, Геология, 1999. № 6. С. 9-20.
189. Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
190. Хренов А.П. Современный базальтовый вулканизм Камчатки (результаты аэрокосмические и петрологические исследований). Автореферат дисс. доктора геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2003. 40 с.
191. Хренов А.П., Двигало В.Н., Кирсанов И.Т., Федотов С.А., Горельчик В.И., Жаринов Н.А. Ключевской вулкан // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 1. С. 106-145.
192. Хренов А.П., Маханова Т.М., Богатиков О.А., Платэ А.Н. Результаты аэрокосмических исследований вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология, 2002. № 2. С. 3-20.
193. Хренов А.П., Пиери Д., Блинков А.Н., Зайцев В.В., Шкарин В.Е. Аэрокосмические исследования действующих вулканов Камчатки в 1993-1996 годах // Исследование Земли из космоса. М.: Наука, 1999. № 6. С. 77-89.
194. Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. Автореферат дисс. доктора геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ АН СССР, 1985. 49 с.
195. Цымбал С.Н., Кривдик С.Г. Ксенолиты глубинных пород из кимберлитов Кировоградского геоблока (Украинский щит) // Минералогический журнал, 1999₁. Т. 21. № 2/3. С. 97-111.

196. Цымбал С.Н., Кривдик С.Г., Кирьянов Н.Н., Макивчук О.Ф. Вещественный состав кимберлитов Кировоградского геоблока (Украинский щит) // Минералогический журнал, 1999₂, Т. 21. № 2/3. С. 22-38.
197. Чащин В.В., Галкин А.С., Озерянский В.В. и др. Сопчеозерское месторождение хромитов и его платиноносность, Мончегорский плутон (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений, 1999. Т. 41. № 6. С. 507-515.
198. Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Левский Л.К. Архейские граниты Карелии как показатели состава и возраста континентальной коры // Геохимия, 1997. № 8. С. 805-816.
199. Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии // М.: Наука, 1964. 123 с.
200. Чернышев И.В., Аракелянц М.М., Лебедев В.А. и др. К-Ar изотопная систематика и возраст новейшего вулканизма Казбекской вулканической области, Большой Кавказ // Доклады РАН, 1999. Т. 367. № 6. С. 810-814.
201. Чернышев И.В., Аракелянц М.М., Лебедев В.А. и др. Масс-спектрометрический комплекс в ИГЕМ для анализа особо малых количеств радиогенного аргона // Тез. докл. XV Симп. по геохимии изотопов, М.: ГЕОХИ РАН, 1998. С. 322-323.
202. Чернышев И.В., Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В. и др. Sr-Nd изотопная систематика новейших лав вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): петрогенетические аспекты // Петрография на рубеже XXI века. 2-е Всероссийское петрографическое совещание. Сыктывкар, 2000. С. 227-229.
203. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. и др. Возраст и периодичность новейших извержений важнейших вулканических центров Большого Кавказа: K-Ar и Rb-Sr изотопные данные // Катастрофические процессы и их влияние на природную среду. Том 1. Вулканизм. М.: РООУПППГ, 2002₁. С. 266-291.
204. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. и др. Изотопная геохронология извержений четвертичных вулканов Большого Кавказа // Геохимия, 2002₂. № 11. С. 1-16.
205. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж: Изд-во Ворон. Ун-т, 2004. 445 с.

206. Чистяков А.В., Богатиков О.А., Гроховская Т.Л., Шарков Е.В., Беляцкий Б.В., Овчинникова Г.В. Бураковский расслоенный плутон (Южная Карелия) как результат пространственного совмещения двух интрузивных тел: петрологические и изотопно-геохимические данные // Доклады РАН, 2000. Т. 372. № 2. С. 228-235.
207. Шарков Е.В. Внутриплитные магматические системы мезопротерозоя на примере анортозит-рапакивигранитных комплексов Балтийского и Украинского щитов // Российский журнал наук о Земле, 1999. Т. 1. № 4, июнь 1999 (Электронная версия в Интернете: <http://eos.wdcb.rssi.ru/rjes/>).
208. Шарков Е.В. Петрология магматических процессов. М.: Недра, 1983. 200 с.
209. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 186 с.
210. Шарков Е.В., Богатиков О.А. Петрологические аспекты механизмов концентрирования платиноидов в магматическом процессе // Платина России. М.: Геоинформмарк, 1999. Т. 4. С. 152-169.
211. Шарков Е.В., Богатиков О.А. Ранние этапы тектономагматического развития Земли и Луны: сходство и различия // Петрология, 2001. Т. 9. № 2. С. 115-138.
212. Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С. Роль мантийных плюмов в тектонике докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника, 2000. № 2. С. 3-25.
213. Шарков Е.В., Красивская И.С., Чистяков А.В. Диспергированный мафит-ультрамафитовый интрузивный магматизм подвижных зон раннего палеопротерозоя Балтийского щита на примере друзитового (коронитового) комплекса Беломорья // Петрология, 2004. Т. 12. № 10. С. 632-655.
214. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология, 1997. Т. 5. № 5. С. 503-522.
215. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Чистяков А.В. и др. Геология и металлогения Мончегорского расслоенного комплекса // Российская Арктика. Геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 485-494.

216. Шарков Е.В., Трубкин Н.В., Красивская И.С., Богатиков О.А. и др. Особенности строения и состава древнейшего вулканического стекла в бонинитоподобных лавах раннего палеопротерозоя Южной Карелии // Петрология, 2004₂. Т. 12. № 3. С. 264-280.
217. Шарков Е.В., Чернышев И.В., Девяткин Е.В. и др. Новые данные по геохронологии позднекайнозойских платобазальтов северо-восточной периферии Красноморской рифтовой области (Северная Сирия) // Докл. РАН, 1998. Т. 358. № 1. С. 19-22.
218. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н. и др // Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. Киев: Наук. Думка, 1989. 144 с.
219. Щербак Н.П., Есипчук К.Е., Берзенин Б.З. и др. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита // Киев: Наукова Думка, 1985. 167 с.
220. Щипанский А.А., Подладчиков Ю.Ю., 1991. "Стадные батолиты" как индикаторы мощной раннеархейской коры океанического типа // ДАН СССР, 1991. Т. 320. № 5. С. 1212-1216.
221. Щипанский А.А., Самсонов А.В., Богина М.М. и др. Высокомagneзиальные, низкотитанистые кварцевые амфиболиты Хизоваарского зеленокаменного пояса Северной Карелии - архейские метаморфизованные аналоги бонинитов? // Доклады РАН, 1999. Т. 365. № 6. С. 817-820.
222. Эльмис Р., Крупенин М.Т., Богатов В.И., Чаплыгина Н.В. Раннесреднерифейский возраст основной генерации диабазовых даек в нижнерифейских породах района Бакала (Южный Урал) // Мат-лы 2 Всерос. Петрогр. Сопещания. Петрография на рубеже XXI века (итоги и перспективы). Кн. 4. Сыктывкар: ИГ КомиНЦ УрО РАН, 2000. С. 228-230.
223. Юткина Е.В., Кононова В.А., Богатиков О.А. и др. Кимберлиты Восточного Приазовья (Украина) и геохимические характеристики их источников // Петрология, 2004. Т. 12. № 2. С. 159-175.
224. Юткина Е.В., Кононова В.А., Цымбал С.Н., Левский Л.К., Кирьянов Н.Н. Изотопно-геохимическая специализация мантийного источника кимберлитов кировоградского комплекса (Украинский щит) // Докл. АН, 2005. Т. 402. № 1. С. 87-91.
225. Ярмолюк В.В., Богатиков О.А., Коваленко В.И. Позднекайнозойские трансконтинентальные структуры и магматизм Евро-Африканского сегмента Земли и геодинамика их формирования // Докл. РАН, 2004. Т. 395. № 1. С. 91-95.

226. Abbott D.H., Burgess L., Longhi J., Smith W.H.F. An empirical thermal history of the earth's upper mantle // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 13835-13850.
227. Ahall K.-I., Connelly J.N. and Brewer T.S. Episodic rapakivi magmatism due to distal orogenesis?: Correlation of 1.69-1.50 Ga orogenic and inboard "anorogenic" events in the Baltic Shield // *Geology*, 2000. V. 28. P. 823-826.
228. Ahall K.-I. and Gower C.F. The Gothian and Labradorian orogenes: variations in accretionary tectonism along a late crustal growth of the Baltic Shield at 1760 Ma // *Precambrian Res.*, 1997. V. 45. P. 45-61.
229. Ahmad T., Mukherjee P.K., Trivedi J.R., Geochemistry of Precambrian mafic magmatic rocks of the Western Himalaya, India: petrologic and tectonic implications // *Chem. Geol.*, 1999. V. 160. P. 103-119.
230. Alibert C., Norman M.D., and McCulloch M.T. An ancient Sm-Nd age for a ferroan anorthosite clast from lunar breccia 67016 // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1994. V. 58. P. 2921-2926.
231. Alviola R., Johanson B., Ramo O.T. and Vaasjoki M. The Proterozoic Ahvenisto granite-massif-type anorthosite complex, southeastern Finland: Petrography and U-Pb chronology // *Precambrian Res.*, 1999. V. 95. P. 85-107.
232. Amantov, A., Laitakari, I., and Poroshin, Ye. Jotnian and Postjotnian: Sandstones and diabases in the surroundings of the Gulf of Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper, 1996. V. 21. P. 99-113.
233. Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // *Precambrian Res.*, 1995. V. 75. P. 31-46.
234. Amelin Yu.A., Heaman L., Verkhogliad V. and Skobelev V. Geochronological constraints on the emplacement history of an anorthosite-rapakivi granite suite: U-Pb zircon and baddeleyite study of the Korosten complex, Ukraine // *Contrib. Miner. Petrol.* 1994. V. 11. P. 411-419.
235. Amelin Yu.A., Larin A.M., and Tucker R.D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi-anorthosite complex, Baltic Shield: Implications for magmatic evolution // *Contrib. Miner. Petrol.* 1997. V. 127. P. 353-368.
236. Andersen D.J., Lindsley D.H. New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer // *Abstr. AGU 1985 Spring Meeting Eos Transactions. American Geophysical Union*, 1985. V. 66 (18). P. 416.

237. Andersson, U.B. The sub-Jotnian Strömsbro granite complex at Gevle, Sweden. *GFF*, 1997. V. 119 (Pt. 2, June). P. 159–167.
238. Arndt N.T., Albarede F., Nisbet E.G. Mafic and Ultramafic Magmatism / M. de Wit. L.D., Ashwal (Eds.) // *Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics*, 1997. V. 35. P. 233-254.
239. Artemieva I.M. and Mooney W.D. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: a global study // *J. Geophys. Res.*, 2001. V. 106, B 8. P. 16387-16414.
240. Ashwal L.D. *Anorthosites*. New York: Springer-Verlag, 1993. 422 p.
241. Aspler L.B., Cousens B.L., and Chiarenzelli J.R. Griffin gabbro sills (2.11 Ga), Hurwitz Basin, Nunavut, Canada: long-distance lateral transport of magmas in western Churchill Province crust // *Precambrian Res.*, 2002. V. 117. P. 269-294.
242. Ayala C., Kimbell G.S., Brown D., Ayarza P., Menshikov Y.P. Magnetic evidence for the geometry and evolution of the eastern margin of the East European Craton in the Southern Urals // *Tectonophysics*, 2000. V. 320. P. 31–44.
243. Ayres L.D., Peloquin A.S. Subaqueous, Paleoproterozoic, metarhyolite dome-flow-cone complex, Flin Flon greenstone belt, Manitoba, Canada // *Precambrian Res.*, 2000. V. 101. P. 211-235.
244. Baldwin D.A., Syme E.C., Zwanzig H.V., Gordon T.M. et al. U-Pb zircon ages from the Lynn Lake and Rusty Lake metavolcanics belt, Manitoba: Two ages of Proterozoic magmatism // *Canad. J. Earth Sciences*, 1987. V. 24. P. 1053-1063.
245. Barley M.E., Pickard A.L. and Sylvester P.J. Emplacement of a large igneous provinces as a possible cause of banded iron formations 2.45 billion years ago // *Nature*, 1997. V. 385. № 6611. P. 55-58.
246. Barry T.L., Saunders A.D., Kempton P.D., Windley B.F., Pringle M.S., Dorjnamjaa D., Saandar S. Petrogenesis of Cenozoic Basalts from Mongolia: Evidence for the Role of Asthenospheric versus Metasomatized Lithospheric Mantle Sources // *J.Petrology*, 2003. V. 44. № 3. P. 55-91.
247. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // *Chemical Geology*, 1985. V. 48. P. 43-55.
248. Beard A.D., Downes H., Hegner E., et al. Mineralogy and geochemistry of Devonian ultramafic minor intrusions of the southern Kola Peninsula, Russia: implications for the petrogenesis of kimberlites and melilitites // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1998. V. 130. P. 288-303.

249. Beccaluva L., Bianchini G., Coltorti M., Perkins W.T., Siena F., Vaccaro C., Wilson M. Multistage evolution of the European lithospheric mantle: new evidence from Sardinian peridotite xenoliths / *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2001. V. 142. P. 248-297.
250. Berman R.G., Easton R.M. and Nadeau L. A new tectonic map of the Canadian Shield: introduction // *Can. Miner.*, 2000. V. 38. P. 277-285.
251. Beziat B., Francois B., Debat P. et al. A Paleoproterozoic ultramafic-mafic assemblage and associated volcanic rocks of the Boromo greenstone belt: fractionates originating from island-arc volcanic activity in the West African craton // *Precambrian Res.*, 2000. V. 101. P. 25-47.
252. Bickford M.E., Collerson K.D., Lewry J.F. et al. Proterozoic collisional tectonism in the Trans-Hudson orogen, Saskatchewan // *Geology*, 1990. V. 18. P. 14-18.
253. Bickle M. J., Nisbet E. G., Martin A. Archean greenstone belts are not oceanic crust // *J. Geology.*, 1994. V. 102. P. 121-138.
254. Bloomer S.H., Hawkins J.W. Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks from the Mariana trench // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1987. V. 97. P. 361-377.
255. Bogatikov O.A., Kovalenko V.I., Sharkov E.V., Yarmolyuk V.V. Magmatism and Geodynamics. Terrestrial Magmatism Throughout the Earth's History. Gordon and Breach Science Publishers, Amsterdam, 2000. 511 p.
256. Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Stephenson RA Eurobridge: Palaeoproterozoic accretion of Fennoscandia and Sarmatia - Selected papers at EUG-9 in Strasbourg (1997) and the 5th Eurobridge workshop in Vilnius, Lithuania on June 12-16, 1997. *Tectonophysics* 339: (1-2) VII-X Sep. 15 2001.
257. Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatshev R., Orlyuk M.I. Riphean rifting and major Paleoproterozoic boundaries in the East European Craton: geology and geophysics. *Tectonophysics*, 1996. V. 286. P. 1-22.
258. Boily M., Ludden J.M. Trace-element and Nd isotopic variations in Early Proterozoic dyke swarms emplacement in the vicinity of the Kapuskasing structural zone: enrichment mantle or assimilation and fractional crystallization (AFC) process? // *Can. J. Earth Sci.*, 1991. V. 28. № 1. P. 26-36.
259. Brizi E, Nazzareni S, Princivalle F, Zanazzi P. F. Clinopyroxenes from mantle-related xenocrysts in alkaline basalts from Hannuoba (China): augite-pigeonite exsolutions and their thermal significance // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2003. V. 145. № 5. P. 578-584.

260. Brunet M.-F., Spakman W., Ershov A.V. et al. Tomographic constraints on the geodynamics of the Caucasus-Caspian area // Peri-Tethys Programme. Final meeting. 23-24 Nov. 2000.- Paris: CNRS, 2000. P. 23-24. Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // *Pacific Geol.*, 1974. V. 8. P. 173–174.
261. Cameron W.E. Petrology and origin of primitive lavas from the Troodos ophiolite, Cyprus // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1985. V. 89. P. 239-255.
262. Chai G. and Eckstrand R. Rare-earth element characteristics and origin of the Sudbury Igneous Complex, Ontario, Canada // *Chem. Geol.*, 1994. V. 113. Is. 3-4. P. 221-244.
263. Chistyakov A.V., Sharkov E.V., Grokhovskaya T.L. et al. Petrology of the Europe-largest Burakovka early Paleoproterozoic layered pluton (Southern Karelia, Russia) // *Russian Journal of Earth Sciences*, 2002. V. 4. № 1.
264. Claesson S., Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Gorbatshev R. Isotopic evidence for Paleoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton // *Tectonophysics*, 2001. V. 339. P. 1-18.
265. Claesson, S. Lundqvist T. Origins and ages of Proterozoic granitoids in the Bothnian Basin, central Sweden; isotopic and geochemical constraints. *Lithos*, 1995. V. 36. № 2. P. 115-140.
266. Claesson, S., Kresten, P., 1997. The anorogenic Noran granite — a Mesoproterozoic rapakivi intrusion in south-central Sweden. *Geol. Foren. Stockholm Forh.* V. 119. P. 115–122.
267. Coffin M.F., Eldholm O. Large igneous provinces: progenitors of some ophiolites? / Ernst R.E., Buchan K.L., (Eds.) // *Mantle Plumes: Their Identification Through Time. GSA Am. Spec. Pap.*, 2001. V. 352. P. 59–70.
268. Compston W., Sambridge M.S., Reinfrank R.F. J. Moczydlowska M., Vidal G., Claesson S. Numerical ages of volcanics and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of East Poland // *Geol. Soc.*, 1995. V. 152. P. 599-611.
269. Condie K. C. Mantle plumes and their record in the Earth history // Cambridge University Press, 2001. 306 p.
270. Connelly J., Ahal K.-I. Intermittent 1.53-1.13Ga magmatism in western Baltica; age constraints and correlations within a postulated supercontinent // *Precambrian Res.*, 1998. V. 92. P. 1-20.
271. Cook F.A., Hall K.W., Roberts B.J. Tectonic delamination and subcrustal imbrication of the Precambrian lithosphere in northwestern Canada mapped by LITHOPROBE // *Geology*, 1998. V. 26. № 9. P. 839-842.

272. Corrigan D., Hanmer S. Anorthosites and related granitoids in the Grenville orogen: A product of convective thinning of the lithosphere? // *Geology*, 1997. V. 25. P. 61-64.
273. Crawford A.J., Fallon T.J., Green D.H. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites // A.J. Crawford (Ed), *Boninites*. Unwin Hyman, London, 1989. P. 2-44.
274. De Paolo, D. J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 1981. V. 291. P. 193-196.
275. De Paolo, D.J. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53. P. 189-202.
276. De Wit M. J. On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict? // *Precambrian Res.*, 1998. V. 91. P. 181-226.
277. Dewey J.F., Hempton M.R., Kidd W.S.F. et al. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia - a young collision zone // *Collision Tectonics*. Geol. Soc. London, 1986. P. 3-36.
278. Donnelly-Nolan J.M., Champion D.E., Miller C.D. et al. Post-11000 year volcanism at Medicine Lake volcano, Cascade Range, Northern California // *J. Geophys. Res.*, 1990. V. 95. № 812. P. 19693-19704.
279. Drummond M. S., Defant M. J., Kepezhinskas P. K. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // *Trans. R Soc Edinb Earth Sci.*, 1996. V. 87. P. 205-215.
280. Ducea, M.N., Saleeby J.B. The age and origin of a thick mafic-ultramafic root from beneath the Sierra Nevada batholith // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1998. V. 133. P. 169-185.
281. Dunworth E.A., Bell K. The Turij massif, Kola Peninsula, Russia: Isotopic and geochemical evidence for multi-source evolution // *J. Petrol.*, 2001. V. 42. №. 2. P. 377-405.
282. Eklund O., Shebanov A.D. The origin of the rapakivi textures by subisothermal decompression // *Precambrian Res.*, 1999. V. 95. P. 129-146.
283. Elliott B.A. Crystallization conditions of the Wiborg rapakivi batholith, SE Finland: an evaluation of amphibole and biotite mineral chemistry // *Miner. Petrol.*, 2001. V. 72. P. 305-324.

284. Elming S.A., Mattsson H. Post Jotnian basic intrusions in the Fennoscandian Shield, and the break up of Baltica from Laurentia: a palaeomagnetic and AMS study // *Precambrian Res.*, 2001. V. 108: (3-4). P. 215-236.
285. Elo S., Korja A. Geophysical interpretation of the crustal and upper-mantle structure in the Wiborg rapakivi granite area, Southeastern Finland // *Precambrian Res.*, 1993. V. 64: (1-4). P. 273-288.
286. Elthon D. Pressure of origin of primary mid-ocean-ridge basalts / A.D. Saunders and M.J. Norry (Eds.) // *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 1989. V. 42. P. 125-136.
287. Emslie R. F. and Hegner E. Reconnaissance isotopic geochemistry of anorthosite- mangerite-charnockite-granite (AMCG) complexes, Grenville Province, Canada // *Chem. Geol.*, 1993. V. 106. P. 279-298.
288. Ernst R.E., Buchan K. L., Campbell I. H. Frontiers in Large Igneous Province research // *Lithos*, 2005. V. 79. P. 271-297.
289. Ernst R.E., Buchan K.L. Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: evidence from large igneous provinces // *Journal of Geodynamics*, 2002. V. 34. № 2. P. 309-342.
290. Escola P. The Precambrian of Finland // *The Precambrian*. London: Willeys, 1963. P. 145-263.
291. Esipchuk K.Ye., Skobelev V.M., Shcherbakov I.V., Kryvdik S.G., Artemenko G.V., Stepanyuk L.M. Magmatism of the Ukrainian Shield // *Mineral. J.*, 2000. V. 22. № 5/6. P. 82-94.
292. Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K., 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites // *Geochim et Cosmochim. Acta*. V. 42. P. 1199-1212.
293. Fallon T.J., Crawford A.J. The petrogenesis of high-calcium boninite lavas dredged from the northern Tonga ridge // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991. V. 102. P. 375-394.
294. Fletcher I.R., Libby W.G. and Rosman K.J.R. Sm-Nd dating of the 2411 Ma Jimberlana dyke, Yilgarn Block, Western Australia // *Austr. J. Earth Sci.*, 1987. V. 34. P. 523-5.
295. Fraser K.J., Hawkesworth C.J. The petrogenesis of group 2 ultrapotassic kimberlites from finsch Mine, South Africa. // *Lithos*, 1992. V. 28. № 3/6. P. 327-345.

296. Fraser K.J., Hawkesworth C.J., Erlank A.J. et al. Sr, Nd, and Pb isotope and minor element geochemistry of lamproites and kimberlites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1985. V. 76. P. 57-70.
297. Frost B.R., Barnes G.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // *Journ. Petrology*, 2001. V. 42, N 11. P. 2033–2048.
298. Gaal G. and Gorbatshev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic shield // *Precambrian Res.*, 1987. V. 3. P. 15-72.
299. Garland F., Turner S., Hawkesworth C. Shifts in the source of the Parana basalts through time // *Lithos*, 1996. V. 37. P. 223-243.
300. Gaziz C.A., Lanphere M., Taylor H.P., Gurbanov A. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ studies of the Chegem ash-flow caldera and the Eldjurtja Granite: Cooling of two late Pliocene igneous bodies in the Greater Caucasus Mountains, Russia // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1995. V. 134. P. 377-391.
301. Glebovitsky V.A. *The Early Precambrian of Russia*. Amsterdam: Harwood, 1997. 261 p.
302. Gorbatshev R. Bogdanova S. *Frontiers in the Baltic Shield* // *Precambrian Res.*, 1993. V. 64. P. 3-21.
303. Gower C.F., Rivers T., Ryan A.B. Middle Proterozoic mafic magmatism in Labrador, eastern Canada / Gower C.F., Rivers T., Ryan B. (Eds.) // *Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica / Geol. Assoc. Can. Spec.Pap.*, 1990. V. 38. P. 485-506.
304. Gradstein F. M., Ogg J. G., Smith A. G. et al. A new geological time scale, with special reference to Precambrian and Neogene // *Episodes*, 2004. V. 27. № 2. P. 83-100.
305. Gregoire M., Bell D.R., Le Roex A.P. Garnet Iherzolites from the Kaapvaal Craton (South Africa): trace element evidence for a metasomatic history // *J. Petrology*, 2003. V. 44. № 4. P. 629-657.
306. Griffin T.J., Page R.W., Sheppard S. et al. Tectonic implications of Palaeoproterozoic post-collisional, high-K felsic igneous rocks from Kimberley region of northeastern Australia // *Precambrian Res.*, 2000. V. 101. P. 1-23.
307. Hale C.J. Paleomagnetic data suggest link between the Archaean-Proterozoic boundary and inner-core nucleation // *Nature*, 1987. V. 329. № 6136. P. 233-236.

308. Halls H.C., Fahrig W.F. Mafic Dyke Swarms. Geol. Ass. of Canada, Spec. Paper 34, 1987. 503 p.
309. Halls R.P., Hughes D.J. Noritic dykes of Southern West Greenland: early Proterozoic boninitic magmatism. // *Contrib. Miner. Petrol.*, 1990. V. 97. № 2. P. 169-182.
310. Hamilton W. B. Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics // *Precambrian Res.*, 1998. V. 91. P. 143-179.
311. Hanski E.J., Huhma H., Smolkin V.F. et al. The age of the ferropicritic volcanics and comagmatic Ni-bearing intrusions at Pechenga, Kola peninsula, USSR // *Bull. Geol. Surv. Finland*, 1990. V. 62. P. 123-133.
312. Harrison T.N., Brown P.E., Dempster T.J. et al. Magmatism, metamorphism and extensional tectonics in the mid-proterozoic rapakivi suite of southern Greenland // *Spec. Pap. Geol. Surv. Finl.*, 1989. № 8. 66 p.
313. Hawkesworth C.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A., Blake S., Naldrett A.J., Doherty W., Gorbachev N.S. Magma differentiation and mineralisation in the Siberian continental flood basalts // *Lithos*, 1996. V. 34. P. 61-88.
314. Heaman L.M. Global mafic magmatism at 2.45 Ga: Remnants of an ancient large igneous province? // *Geology*, 1997. V. 25. № 4. P. 299-302.
315. Heaman L.M., Tarney J. U-Pb baddeleyite ages for the Scourie dyke swarm, Scotland: evidence for two distinct intrusion events // *Nature*, 1989. V. 340. № 6236. P. 705-708.
316. Hegner E., Kyser T.K. and Hulbert L. Nd, Sr and O isotopic constraints on the petrogenesis of mafic intrusions in the Proterozoic Trans-Hudson Orogen of central Canada // *Can. J. Earth Sci.*, 1989. V. 26. № 5. P. 1027-1035.
317. Helmstaedt H.H., Gurney J.J. Geotectonic controls of primary diamond deposits: implications for area selection // *J. Geochem. Explor.*, 1995. V. 53. P. 125-144.
318. Herzberg C., O'Hara M.J. Phase equilibrium on the origin of basalts, picrites, and komatiites // *Earth-Sci. Rev.*, 1998. V. 44. P. 39-79.
319. Hess J.C., Lippolt H.J., Gurbanov A.G., Michalski I. The cooling history of the late Pliocene Eldzhurtinskiy granite (Caucasus, Russia) and the thermochronological potential of grain-size / age relationships // *Earth and Planetary Science Letters*, 1993. № 117. P. 393-406.

320. Hirdes W., Davies D.W., Ludtke G., Konan G. Two generations of Birinian (Paleoproterozoic) volcanic belts in northern Cote d'Ivoire (West Africa): consequences for the Birinian controversy // *Precambrian Res.*, 1996. V. 80. P. 173-191.
321. Hoffman P.F. United plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic Assembly and growth of Laurentia / Wetherill G.W., Albee A.L. & Stehly F.G. (Eds.) // *Annual review of Earth and planetary sciences*, 1988. V. 16. P. 542-603.
322. Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 90. P. 297-314.
323. Huppert H.E. and Sparks R.S.J. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust // *J. Petrology*, 1988. V. 29. P. 599-624.
324. Jackson E. D. Primary textures and mineral associations in the Ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana. US Geol. Surv. Prof. Paper 358, 1961. 106 p.
325. Jensen S.M., Hansen H., Secher K., Steenfelt A. Schjoth F. Rasmussen T.M. Kimberlites and other ultramafic alkaline rocks in the Sisimiut-Kangerlussuaq region, southern West Greenland // *Geology of Greenland Survey Bulletin*, 2002. V. 191. P. 57-66.
326. Jolly W.T. Lithophile elements in Huronian low-Ti continental tholeiites from Canada and evolution of the Precambrian mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1987. V. 85. № 4. P. 401-415.
327. Kepezinskas K. Evolution of the magmatic rocks in the Southeastern Baltic region. Vilnius, 1999. 154 p.
328. Kerr A.C. Oceanic Plateaus / H. Holland, K. Turekian (Eds.) // *Treatise on Geochemistry*. V. 3. Elsevier: Amsterdam, 2003. P. 537-565.
329. Kogiso T., Hirose K., Takahashi E. Melting experiments on homogeneous mixtures of peridotite and basalt: application to the genesis of ocean island basalts // *Earth and Planetary Science Letters*, 1998. V. 162. 1-4. P. 45-61.
330. Kogiso T., Hirschmann M.M., Frost D.J. High-pressure partial melting of garnet pyroxenite: possible mafic lithologies in the source of ocean island basalts // *Earth and Planetary Science Letters*, 2003. V. 216. 4. P. 603-617.

331. Kononova V.A., Pervov V.A., Bogatikov O.A. et al. Potassic mafic rocks with megacrysts from the northwestern Ladoga lake area (Karelia, Russia): a diversity of mantle sources of potassic rocks in the east of the Fennoscandian Shield // *Geochem. Int.*, 2000. V. 38. Suppl. 1. P. 539-558.
332. Konopliv A.S., Binder A.B., Hood L.L., Kucinskas A.B., Sjogren W.L., Williams J.G. Improved gravity field of the Moon from Lunar Prospector // *Science*, 1998. V. 281. № 5282. P. 1476-1480.
333. Kontinen A. An Early Proterozoic ophiolite - the Jormua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland // *Precambrian Res.*, 1987. V. 35. P. 313-341.
334. Korja A., Korja T., Luosto U., Heikkinen P. Seismic and geoelectric evidence for collisional and extensional events in the Fennoscandian Shield: implications for Precambrian crustal evolution // *Tectonophysics*, 1993. V. 219. P. 129-152.
335. Korsman K., Korja T., Pajunen M. et al. The GGT/SVEKA Transect: Structure and Evolution of the continental crust in the Paleoproterozoic Svecofennian orogen in Finland // *Intern. Geology Review*, 1999. V. 41. P. 287-333.
336. Kral J., Gurbanov A.G. Apatite fission track data from the Great Caucasus pre-alpine basement // *Chem. Erde*, 1996. V. 56. P. 177-192.
337. Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Vartiainen H. The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380-360 Ma age range for all magmatism // *Lithos*, 1993. V. 30. P. 33-44.
338. Kravtsova E.I., Constraints of feldspar miscibility changes on formation of rapakivi granite complexes / 29th IGC, Kyoto, Japan, Abstracts, 1992. V. 2. P. 565.
339. Kuehner, S. M. Petrology and geochemistry of early Proterozoic high-Mg dykes from the Vestfold Hills, Antarctica // *Boninites and Related Rocks* / Ed. Crawford A. R. London: Unwin Hyman, 1989. P. 208-231.
340. Kusky T. M. Collapse of Archaean orogens and the generation of late- to postkinematic granitoids // *Geology*, 1993. V. 21. P. 925-928.
341. Kusky T. M., Polat A. Growth of granite-greenstone terranes at convergent margins, and stabilization of Archean cratons // *Tectonophysics*, 1999. V. 305. P. 43-73.
342. Kuszniir N.J., Stovba S.M., Stephenson R.A., Poplavskii K.N. The formation of the northwestern Dniepr-Donets Basin: 2-D forward and reverse syn-rift and post-rift modeling // *Tectonophysics*, 1996. V. 268. P. 237-255.

343. Laitakari I., Ramo T., Suominen V., Niin M., Stepanov K., Amantov A., Subjotnian: Rapakivi granites and related rocks in the surroundings of the Gulf of Finland. In: Koistinen T. (Ed.), Explanation to the Map of Precambrian Basement of the Gulf of Finland and Surrounding Area 1 : 1 mill. Geol. Surv. Finl. Spec. Pap. 21, 1996. P. 59–97.
344. Leshner C.E. Kinetics of Sr and Nd exchange in silicate liquids: Theory, experiments, and applications to uphill diffusion, isotopic equilibration, and irreversible mixing of magmas // *Journ. Geophys. Res.*, 1994. V. 99. P. 9585-9604.
345. Lewry J.F., Collerson K.D. The Trans-Hudson orogen: extent, subdivisions and problems / Lewry J.F., Stauffer M.R. (Eds.) // *The early Proterozoic Trans-Hudson orogen of North America. Geol. Assoc. Canada. Spec. Publ.*, 1990. V. 37. P. 1–14.
346. Lipman P.W., Bogatikov O.A., Tsvetkov A.A. et al. 2.8 Ma ash-flow caldera at Chegem River in the northern Caucasus Mountains (Russia), cotemporaneous granites, and associated ore deposits // *J. Volcanol. Geother. Res.*, 1993. № 57. P. 85-124.
347. Lucas S.B., St-Onge M.R., Parrish R.R. & Dunphy J.M. Long-lived continental-ocean interaction in the Early Proterozoic Ungava orogen, Northern Quebec, Canada // *Geology*, 1992. V. 20. № 2. P. 113-116.
348. Luosto U. Structure of the Earth's Crust in Fennoscandia as Revealed from Refraction and Wide-Angle Reflection Studies // *Geophysica*, 1997. V. 33. № 1. P. 3-16.
349. Markl G., Hohndorf A. Isotopic constraints on the origin of AMCG-suite rocks on the Lofoten Islands, N Norway // *Mineralogy and Petrology*, 2003. V. 78: P. 149–171.
350. Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos*, 1999. V. 46. P. 411-429.
351. Maslov A.V., Erdtmann, B.-D., Ivanov, K.S., Ivanov, S.N., and Krupenin, M.T., The main tectonic events, depositional history, and the paleogeography of the southern Urals during the Riphean–early Palaeozoic: *Tectonophysics*, 1997. V. 276. P. 313–335.
352. McCallum I.S. The Stillwater Complex / Ed. Cawthorn R.G. // *Layered Intrusions*. Amsterdam: Elsevier, 1996. P. 441-483.
353. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995. V. 120. P. 223-253.

354. McKenzie D., Bickle M.J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere // *J. Petrol.*, 1988. V. 29. P. 625-679.
355. Meert, J.G., Paleomagnetic evidence for a Paleo-Mesoproterozoic supercontinent Columbia. *Gondwana Res.*, 2002. V. 5. P. 207–216.
356. Meert J.G., Torsvik T.H. The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited // *Tectonophysics*, 2003. V. 375. P. 261–288.
357. Meffre S., Aitchison J.C., Crawford A. J. Geochemical evolution and tectonic significance of boninites and tholeiites from the Koh ophiolite, New Caledonia // *Tectonics*, 1996. V. 15. P. 67-83.
358. Meijer A. Primitive arc volcanism and a boninite series: examples from Western Pacific island arc / D.E. Hayes (Ed) // *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Sea and Islands. Geoph. Monograph AGU*, 1980. V. 23. P. 269-282.
359. Mitchell R.H., Scott Smith B.H., Larsen L.M. Mineralogy of ultramafic dikes from the Sarfartoq, Sisimiut and Maniitsoq areas, West Greenland // in "Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference", Cape Town: Red Roof Design, 1999. V. 2. P. 574-583.
360. Mucke A. Magnetite, ilmenite and ulvite in rocks and ore deposits: petrography, microprobe analyses and genetic implications // *Mineralogy and Petrology*, 2003. V. 77. P. 215-234.
361. Mukasa S.B., Wilson A.H., Carlson R.W. A multielement geochronologic study of the Great Dyke, Zimbabwe: significance of the robust and reset ages // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998. V. 164. № 1-2. P. 353-369.
362. Murphy D.T., Collerson K.D., Kamber B.S. Lamproites from Gaussberg, Antarctica: Possible transition zone melts of Archaean subducted sediments // *J. Petrol.*, 2002. V. 43. №. 6. P. 981-1001.
363. Nazzareni S, Molin G, Peccerillo A, Zanazzi P. F. Volcanological implications of crystal-chemical variations in clinopyroxenes from the Aeolian Arc, Southern Tyrrhenian Sea (Italy) *Bulletin of Volcanology*, 2001. V. 63. № 1. P. 73-82.
364. Nelson D.R. Isotope characteristics and petrogenesis of the lamproites and kimberlites of central west Greenland // *Lithos*, 1989. V. 22. P. 265-274.
365. Nelson D.R. Isotopic characteristics of potassic rocks: evidence for the involvement of subducted sediments in magma genesis // *Lithos*, 1992. V. 28. P. 403-420.

366. Neymark L.A., Amelin J.V. and Larin A.M. Pb-Nd-Sr isotopic and chemical constraints on the origin of the 1.54-1.56 Ga Salmi rapakivi-anorthosite batholith (Karelia, Russia) // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1992. V. 50. P. 173-193.
367. Nikishin, A.M., Ziegler, P.A., Stephenson, R.A., Cloetingh, S.A.P.L., Furne, A.V., Fokin, P.A., Ershov, A.V., Bolotov, S.N., Korotaev, M.V., Alekseev, A.S., Gorbachev, V.I., Shippilov, E.V., Lankreijer, A., Bembinova, E.Y., and Shalimov, I.V. Late Precambrian to Triassic history of the eastern European craton: Dynamics of sedimentary basin evolution: Tectonophysics. 1996. V. 268. P. 23-63.
368. Nimis P A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling. *Contrib Mineral Petrol* 1995. V. 121. P. 115-125.
369. Nimis P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1999. V. 135. 1. P. 62-74.
370. Nimis, P., Ulmer, P., Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks: Part 1. An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems. *Contrib. Mineral. Petrol*, 1998. V. 133. P. 122-135.
371. Nironen M., Elliot B.A., Ramo T. 1.88-1.87 Ga post-kinematic intrusions of the Central Finland Granitoid Complex: a shift from C-type to A-type magmatism during lithospheric convergence // *Lithos*, 2000. V. 53. P. 37-57.
372. Nironen M., The Svecofennian Orogen: a tectonic model // *Precambrian Res.*, 1997. V. 86. P. 21-44.
373. Nutman A.P., Mojzsis S.J., Friend C.R.L. Recognition of >3850 Ma water-lain sediments in West Greenland and their significance for the early Archean Earth // *Gechim. Cosmochim. Acta*, 1997. V. 61. P. 2475-2484.
374. Oberholzer J.D., Eriksson P.G. Subaerial volcanism in the Paleoproterozoic Hekpoort Formation (Transvaal Supergroup), Kaapvaal craton // *Precambrian Res.*, 2000. V. 101. P. 183-210.
375. O'Brien H., Lehtonen M., Spencer R., Birnie A. Lithospheric mantle in Eastern Finland: a 250 km 3D Transect // 8th International Kimberlite Conference Long Abstract, 2003. P. 1-4.
376. O'Brien H.E., Tuni M. Mineralogy and geochemistry of kimberlites and related rocks from Finland // In: *Proc. 7th Int. Kimberlite Conf.*, 1999. V. 2. P. 625-636.
377. Ohlander B., Mellqvist C., Skiold T. // *Precambrian Res.*, 1999. V. 93. P. 105-117.

378. Ohnenstetter D., Brown W.L. Boninites: a Review // Petrology and Geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crusts, Ed. by D. Demaiffe.- Brussels: Universite Libre de Bruxelles, 1996₁. P. 307-321.
379. Ohnenstetter D., Brown W.L. Compositional variation and primary water contents of differentiated interstitial and included glasses in boninites // Contrib. Miner. Petrol., 1996₂. V. 123. P. 117-137.
380. Ohtani E. Majorite fractionation and genesis of komatiites in the deep mantle // Precambrian Res., 1990. V. 48. P. 195-202.
381. Papike J.J., Ryder G., Schearer C.K. Lunar samples// in: Reviews in Mineralogy. V. 36. Planetary Materials, 1998. P. 5-1-234.
382. Pearce J.A., Bender J.F., De Long S.E. et al. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey // J. Volcanol. Geotherm. Res., 1990. V. 44. P. 189-229.
383. Pearce J.A., Harris N.B.W. & Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. // J. Petrology, 1984. V. 25. P. 956-983.
384. Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites / B.P. Kokelaar and M.F. Howells (Eds.) // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 1984. V. 16. P. 77-94.
385. Pearce J.A., Van Der Laan S.R., Arculus R.J. et al. Boninite and harzburgite from LEG 125 (Bonin-Mariana Forearc): A case study of magma genesis during the initial stages of subduction // Proc. Ocean Drill. Progr., Scient. Res., 1992. V. 125. P. 623-659.
386. Peck W.H., Valley J.W., Wilde S.A. and Graham C.M. Oxygen isotope ratios and rare earth elements in 3.3 to 4.4 Ga zircons: ion microprobe evidence for high ¹⁸O continental crust in the early Archean // Geochim. Cosmochim. Acta, 2001. V. 65. P. 4215-4229.
387. Peltonen P., Kontinen A. and Huhma H. Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua ophiolite, Northeastern Finland // J. Petrology, 1996. V. 37. P. 1359-1383.
388. Persson A.I. Absolute (U-Pb) and relative age determinations of intrusive rocks in the Ragunda rapakivi complex, central Sweden // Precambrian Res., 1999. V. 95. P. 109-127.

389. Pesonen L.J., Elming S.-A., Mertanen S., Pisarevsky S., D'Agrella-Filho M.S., Meert J.G., Schmidt P.W., Abrahamsen N., Bylund G. Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // *Tectonophysics*, 2003. V. 375. P. 289-324.
390. Peterson T.D., Esperanca S., LeCheminant A.N. Geochemistry and origin of the Proterozoic ultrapotassic rocks of the Churchill Province, Canada. *Contrib. Miner.Petrol.*, 1994. V. 51. P. 251-276.
391. Phinney W.C. Halls H.C. Petrogenesis of the Early Proterozoic Matachewan dyke swarm, Canada, and implications for magma emplacement and subsequent deformation // *Can. J. Earth Sci.*, 2001. V. 38. P. 1541-1563.
392. Pik R., Deniel C., Coulon C., Yirgu G., Marty B. Isotopic and trace element signatures of Ethiopian flood basalts: Evidence for plume–lithosphere interactions // *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1999. V. 63. P. 2263–2279.
393. Piper, J.D.A., The Neoproterozoic supercontinent: Rodinia or Palaeopangaea? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000. V. 176. P. 131–146.
394. Prouteau G., Scaillet B., Pi chavant M., Maury R.C., 1999. Fluid-present melting of ocean crust in subduction zones // *Geology*. V. 27. P. 1111-1114.
395. Puchtel I. S., Brugmann G. E., Hofmann A. W. 187Os-enriched domain in an Archaean mantle plume: evidence from 2.8 Ga komatiites of the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // *Earth and Planetary Science Letters*, 2001. V. 186. P. 513-526.
396. Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofmann A.W. Precise Re-Os mineral isochron and Pb-Nd-Os isotope systematics of a mafic-ultramafic sill in the 2.0 Ga Omega plateau (Baltic Shield) // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1999. V. 170. P. 447-461.
397. Puchtel, I.S., Brugmann, G.E., Hofmann, A.W., Kulikov, V.S., and Kulikova, V.V. Os-isotope systematics of komatiitic basalts from the Vetreny belt, Baltic Shield: Evidence for a chondritic source of the 2.45 Ga plume // *Contrib. Mineral.Petrol.*, 2001. V. 140. P. 588-599.
398. Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbeschönberg C.-D., Nemchin A.A. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: Evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere. // *Geochim.Cosmochim Acta*, 1997. V. 61. № 6. P. 1205-1222.

399. Puchtel I. S., Hofmann A. W., Amelin Yu. V. et al. Combined mantle plume - island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: isotope and trace element constraints // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1999. V. 63. P. 3579-3595.
400. Puchtel I. S., Hofmann A. W., Mezger K. et al. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: a case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998. V. 155. P. 57-74.
401. Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger K., et al. Petrology of a 2.41 Ga remarkably fresh komatiitic basalt lava lake in Lion Hills, central Vetryny Belt, Baltic Shield // *Contrib. Miner. Petrol.*, 1996. V. 124. P. 273-290.
402. Puffer J.H. A Late Neoproterozoic Eastern Laurentian Superplume: location, size, chemical composition, and environmental impact // *Amer. J. Science*, 2002. V. 302. P. 1-27.
403. Puffer J.H. Contrasting HFSE contents of plume sourced and reactivated arc-sourced continental flood basalts: *Geology*, 2001. V. 29. P. 675-678.
404. Ramo O.T. Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites and basic rocks of Southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints // *Geol. Surv. Finland Bull.*, 1991. № 355. 161 p.
405. Ramo O.T. and Haapala I. Rapakivi granite magmatism: a global review with emphasis on petrogenesis / in: *Petrology and Geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crust*, edited by D.Demaiffe. ULB, Bruxelles, 1996. P. 177-200.
406. Ramo O.T., Huhma H., Kirs J. Radiogenic isotopes of the Estonian and Latvian rapakivi granite suites: new data from the concealed Precambrian of the East European Craton // *Precambrian Res.*, 1996. V. 79. P. 209-226.
407. Ramo O.T., Kohonen J., Upton B.G.J., Vaasjoki M., Manttari I., Sviridenko L.P. Mesoproterozoic CFB magmatism in the central Fennoscandian shield: source variation and tectonic significance // *EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Abstracts from the meeting held in Nice, France, 6 - 11 April 2003. Abstract № 8132.*
408. Ramo O. T., Manttari, I., Vaasjoki, M., Upton, B. G. J., and Sviridenko, L. (2001) Age and significance of Mesoproterozoic CFB magmatism, Lake Ladoga region, NW Russia. In: *Boston 2001 : a geo-odyssey, November 1-10, 2001: GSA Annual Meeting and Exposition abstracts. Geological Society of America, Abstracts with Programs 33 (6), A-139.*

409. Rancorn S.K. Lunar magnetism // *Nature*, 1983. V. 304, N 5927. P. 589-596.
410. Rapp R. P., Watson E. B. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbars: Implications for continental growth and crust-mantle recycling // *J. Petrology*, 1995. V. 36. P. 891-931.
411. Riganti A., Wilson A.H. Geochemistry of the mafic/ultramafic volcanic associations of the Nondweni greenstone belt, South Africa, and constraints on their petrogenesis // *Lithos*, 1995. V. 34. P. 235-252.
412. Rogers, J.J.W., Santosh, M., Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Res.*, 2002. V. 5. P. 5-22.
413. Samsonov A.V., Bibikova E.V., Bogina M.M., Petrova A.Yu., Shchipansky A.A. The relationship between adakitic and calc-alkaline volcanic rocks and TTGs in the Karelian greenstone belts // *Lithos*, 2005. V. 79. P. 83–106.
414. Samsonov A. V., Chernyshev I. V., Nutman A. P., Compston W., Evolution of the Archaean Aulian Gneiss Complex, Ukraine: SHRIMP U-Pb zircon evidence // *Precambrian Res.*, 1996. V. 78. P. 65-78.
415. Samsonov A. V., Zhuravlev D. Z., Bibikova E. V. Geochronology and petrogenesis of an Archaean acid volcano-plutonic suite of the Verchovtsevo greenstone belt, Ukrainian Shield // *Inter. Geol. Review*, 1993. V. 35. P. 1166-1181.
416. Sandeman H.A., Cousens B.L., Hemmingway C.J. Continental tholeiitic mafic rocks of the Paleoproterozoic Hurwitz Group, Central Hearne sub-domain, Nunavut: insight into the evolution of the Hearne sub-continental lithosphere // *Can. J. Earth Sci.*, 2003. V. 40. P. 1219–1237.
417. Scott D. J., Helmstaedt H., and Bickle M. J. Purtuniqu ophiolite, Cape Smith belt, northern Quebec, Canada: A reconstructed section of Early Proterozoic oceanic crust // *Geology*, 1992. V. 20. P. 173–176.
418. Seitz H.-M., Keays R.D. Platinum-group element segregations and mineralization in noritic ring complex from Proterozoic siliceous high magnesian basalt magmas in Vestfold Hills, Antarctica // *J. Petrol.*, 1997. V. 38. № 6. P. 703-725.
419. Sensarma S., Palme H. and Mukhopadhyay D. Crust–mantle interaction in the genesis of siliceous high magnesian basalts: evidence from the Early Proterozoic Dongargarh Supergroup, India // *Chem. Geol.*, 2002. V. 187. № 1-2. P. 21-37.
- 420 . Sharaskin A.Ya., Dobretsov N.L., Sobolev N.V. Marianites: the clinoenstatite-bearing pillow-lavas associated with the ophiolite assemblage of Marian trench // *Ophiolite Symp. Nicosia*, 1980. P. 473-479.

421. Sharkov E.V. and Smolkin V.F. The early Proterozoic Pechenga-Varzuga Belt: A case of Precambrian back-arc spreading // *Precambrian Res.*, 1997. V. 82. P. 133-151.
422. Shcherbak N.P., Ponomarenko A.N., Belevtsev A.R. Geochronological boundaries of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield and their correlation with the International scale of geochronological time of Precambrian // *Минералогический журнал*, 2000. № 5/6. С. 5-10.
423. Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Bibikova E.V., Babarina I.I., Krylov K.A., Konilov A.N., Slabunov A.I. Bogina M.M. 2.8 Ga boninite-hosting partial supra-subduction zone ophiolite sequences from the North Karelian greenstone belt, NE Baltic Shield, Russia // *Precambrian ophiolites and related rocks* / T. Kusky (Ed) . Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 424-486.
424. Sheppard S. Hybridization of shoshonitic lamprophyre and calc-alkaline granite magma in the Early Proterozoic Mt Bundey igneous suite, Northern Territory // *Austr. J. Earth Sciences*, 1995. V. 42. № 2. P. 173-185.
425. Shimoda G., Tatsumi Y., Nohda S. et al. Setouchi high-Mg andesites revisited: Geochemical evidence for melting of subducting sediments // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998. V. 160. P. 479-492.
426. Shumlyansky L., Ellam R., Derevska K., First Rb-Sr and Sm-Nd isotope data on Vendian Continental Flood Basalts of the Western Part of the East-European Craton // *Metallogeny of Precambrian Shields*, 2002. Abstracts.
427. Smith C.B. Lead, strontium, and neodymium isotopic evidence for sources of African Cretaceous kimberlites // *Nature*, 1983. V. 304. №. 7. P. 51-54.
428. Smithies R.H. Archaean boninite-like rocks in an intracratonic setting / *Earth and Planetary Science Letters*, 2002. V. 197. P. 19-34.
429. Smithies R.H. The Archaean tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite // *Earth and Planetary Science Letters*, 2000. V. 182. P. 115-125.
430. Smithies R.H., Champion D. C. The Archaean high-Mg diorite suite: Links to tonalite-trondjemite-granodiorite magmatism and implications for early Archaean crustal growth // *J. Petrology.*, 2000. V. 41. P. 1653-1671.
431. Snyder G.A., Neal C.R., Taylor L.A. and Halliday A.N. Processes involved in the formation of magnesian-suite plutonic rocks from the highlands of the Earth's Moon // *J. Geophys. Res.*, 1995. V. 100. № E5. P. 9365-9388.

432. Sobolev A.V., Danyushevsky L.V. Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // *Jour. Petrol.*, 1994. V. 35. P. 1183-1211.
433. Spudis P.D. The once and future Moon. Smithsonian Institution Press., Washington and London, 1996. 308 p.
434. Stern R.A., Syme E.C., Lucas S.B. Geochemistry of 1.9 Ga MORB- and OIB-like basalts from the Amisk collage, Flin Flon Belt, Canada: Evidence for an intra-oceanic origin // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995. V. 59. № 15. P. 3131-3154.
435. Stevenson D.J., Spohn T. and Schubert G. *Icarus*, 1983. V. 54. P. 466-489.
436. Stevenson R., Henry P., Garipey C. Assimilation-fractional crystallization origin of Archean Sanukitoid suites: Western Superior province, Canada // *Precambrian Res.*, 1999. V. 96. P. 83-99.
437. Stone M. S., Stone W. E. A crustally contaminated komatiitic dyke-sill-lava complex, Abitibi greenstone belt, Ontario // *Precambrian Res.*, 2000. V. 102. P. 21-46.
438. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes / A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds.) // *Magmatism in the Ocean Basins*. Oxford: Blackwell, 1989. P. 313-345.
439. Suominen diabaasit ja muut mafiset jounikilajit / Aro K., Laitakari I. (Eds.). *Geol. Surv. Finland, Rp. 76*, Espoo, 1987. 254 p.
440. Suominen V. The chronostratigraphy of Southwestern Finland with special reference to postjotnian and Subjotnian diabases // *Bulletin Geol. Surv of Finland*, 1991. V. 356.
441. Taran Y.A., Hedenqist J.W., Korzhinsky M.A. et al. Geochemistry of magmatic gases from Kudryavy Volcano, Iturup, Kuril Island // *Gechim. Cosmochim. Acta*, 1995. № 9. P. 1749-1761.
442. Tolstikhin I.N., Dokuchaeva V.S., Kamensky I.L. et al. Juvenile helium in ancient rocks: 11. U-He, K-Ar, Sm-Nd and Rb-Sr systematics in the Monche pluton. $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios frozen in uranium-free ultramafic rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1992. V. 56. P. 987-999.

443. Tompkins L.A., Haggerty S.E. The Koidu kimberlite complex, Sierra Leone: Geological setting, petrology, and mineral chemistry // In *Kimberlite I: Kimberlite and Related rocks*. J. Kornprobst. Ed., Elsevier, 1984. P. 83-105.
444. Tsuru A., Walker R.J., Kontinen A., Peltonen P., Hanski E. Re-Os isotopic systematics of the 1.95 Ga Jormua Ophiolite Complex, northeastern Finland // *Chem. Geol.*, 2000. V. 164. P. 123-141.
445. Tuni M. Diamond prospecting in Finland - a review // in *Mineral deposits: research and exploration, where do they meet?* Rotterdam: Balkema, 1997. P. 789-791.
446. Valley J.W., Peck W.H., King E.M., Wilde S.A. A cool early Earth // *Geology*, 2002. V. 30. № 4. P. 351-354.
447. Van der Laan S.R., Arculus J. A., Pearce J.A. et al. Petrography, mineral chemistry and phase relations of the basement boninite series of site Izu-Bonin fore-arc // Fryer P. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 125: College Station, TX, 1992. P. 171-201.
448. Van der Laan S.R., Wyllie P.J. Constraints on archaean trondhjemite genesis from hydrous crystallization experiments on Nuk Gneisses at 10-17 kbar // *J. of Geology*, 1992. V. 100. P. 57-68.
449. Venturelli G., Capedri S., Barbieri M., Toscani L., Salvioli Mariani E., Zerbi M. The Jumilla lamproite revised: a petrological oddity // *Eur. J. Mineral.*, 1991. V. 3. P. 123-145.
450. Vogel D.C., Vuollo J.I., Alapieti T., James R.S. Tectonic, stratigraphic and geochemical comparison between 2500-2440 Ma mafic igneous events in the Canadian and Fennoscandian shields // *Precambrian Res.*, 1998. V. 92. N 2. P. 89-116.
451. Vuollo J.I., Nykanen V.M., Liipo J.P. and Piirainen T.A. Palaeoproterozoic mafic dyke swarms in the Eastern Finnoscandian Shield, Finland: A review / G. Baer and A. Heimann (Eds.) // *Physics and Chemistry of Dykes*. Rotterdam: Balkema, 1995. P. 179-192.
452. Vuollo J., Piirainen T. and Huhma H. Two Early Proterozoic tholeiitic dyke swarms in the Koli-Kaltimo area, eastern Finland - their geological significance // *Geol. Surv. Finland Bull.*, 1992. № 363. 32 p.
453. Walker R.J., Morgan J.W. Hanski E.J. Re-Os systematics of Early Proterozoic ferropicrites, Pechenga Complex, northwestern Russia: evidence for ancient ¹⁸⁷Os-enriched plumes // *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1997. V. 61. P. 3145-3160.

454. Walraven F., Armstrong R.A., Kruger F.J. A chronostratigraphic framework for the north-central Kaapvaal Craton, the Bushveld Igneous Complex and redefont structure // *Tectonophysics*, 1990. V. 171. P. 23-48.
455. Wardle R.J., van Kranendonk M.J. The Southeastern Chertill Province: toward synthesis / Wardle R.J., Hall J. (Eds.) // *Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore (ECSOOT) Transect Meeting*, 1998. The Univ. British Columbia, LITHOPROBE Secr., 1998. Rep. 68. P. 224-244.
456. White D.J., Zwanzig H.V., Hajnal Z. Crustal suture preserved in Paleoproterozoic Trans-Hudson orogen, Canada // *Geology*, 2000. V. 28. № 6. P. 527-530.
457. Whitehouse M.J., Kamber B.S., and Moorbath S. Age determination of U-Th-Pb zircon data from early Archean rocks of west Greenland. A reassessment based on combined ion-microprobe and imaging studies // *Chem. Geology*, 1999. V. 160. P. 211-224.
458. Willner A.P., Ermolaeva T., Stroink L, Glasmacher U.A., Giese U., Puchkov V.N, Kozlov V.I., Walter R. Contrasting provenance signals in Riphean and Vendian sandstones in the SW Urals (Russia): constraints for a change from passive to active continental margin conditions in the Neoproterozoic // *Precambrian Res.*, 2001. V. 110. № 1-4. P. 215 - 239.
459. Wilson, M. *Igneous Petrology—a Global Tectonic Approach*. London: Chapman & Hall, 1989. 466 p.
460. Wiszniewska J., Claesson S., Stein H, Vander Auwera J., Duchesne J-C. // The north-eastern Polish anorthosite massifs: petrological, geochemical and isotopic evidence for a crustal derivation *Terra Nova*, 2002. V. 14. P. 451–460.
451. Wood B.J. and Strens R.G. The orthopyroxene geobarometer // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1971. V. 11. P. 1-6.
462. Wyllie P. J., Huang W.-L., Stern C. R., Maaloe S. Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents, and crystallization sequences // *Can. J. Earth Sci.*, 1976. V. 13. P. 1007-1019.
463. Zegers T. E., van Keken P. E. Middle Archean continent formation by crustal delamination // *Geology*, 2001. V. 29. P. 1083-1086.
464. Zindler, A., Hart S. R., *Chemical geodynamics*, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1986. V. 14. P. 493-571.
465. Zwanzig H.V., Syme E.C., and Gilbert H.P. Updated trace element geochemistry of ca. 1.9 Ga metavolcanic rocks on the Paleoproterozoic Lynn Lake Belt / Manitoba Industry, Trade and Mines, Geological Services Open File OF99-13, 1999. Map, diskette. 48 p.

Научное издание

Богатиков О.А., Богина М.М., Бубнов С.Н., Газеев В.М., Гурбанов А.Г.,
Докучаев А.Я., Евсеева К.А., Кондрашов И.Н., Кононова В.А.,
Красивская И.С., Ларионова Ю.О., Лексин А.Б., Носова А.А., Первов В.А.,
Самсонов А.В., Хренов А.П., Чистяков А.В., Шарков Е.В., Юткина Е.В.

Типы магм и их источники в истории Земли

Часть 1. Магматизм и геодинамика - главные факторы эволюции Земли

Утверждено к печати
Ученым Советом ИГЕМ РАН
12.10.2005



Издательская группа
Центра инновационных проектов ИГЕМ РАН
Ответственный редактор И.А.Чижова
Компьютерная подготовка оригинал-макета: Н.П.Салтыкова
Художественное оформление: Е.В.Фомина

Подписано к печати 19.10.2005.
Формат 70x100/16. Бумага офсетная.
Печать офсетная. Уч. изд. л. 25.
Тираж 300 экз. Заказ № 1896

ГУП ППП Типография "Наука" АИЦ РАН,
121099, Москва, Шубинский пер., д. 6.

5644