

УДК 552.231(470.21)

## ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ПОЛИФАЗНЫЙ МАССИВ ГРЕМЯХА-ВЫРМЕС, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ: ПРИМЕР СМЕШЕНИЯ БАЗИТОВЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ МАНТИЙНЫХ РАСПЛАВОВ

© 2006 г. А. А. Арзамасцев\*, Ф. Беа\*\*, Л. В. Арзамасцева\*, П. Монтеро\*\*

\*Геологический институт Кольского научного центра РАН  
184209 Апатиты Мурманская обл., ул. Ферсмана, 14, Россия;

e-mail: arzamas@geoksc.apatity.ru\*\* University of Granada, Dept. of Mineralogy  
and Petrology, Fuentenueva s/n., 18002, Granada, Spain

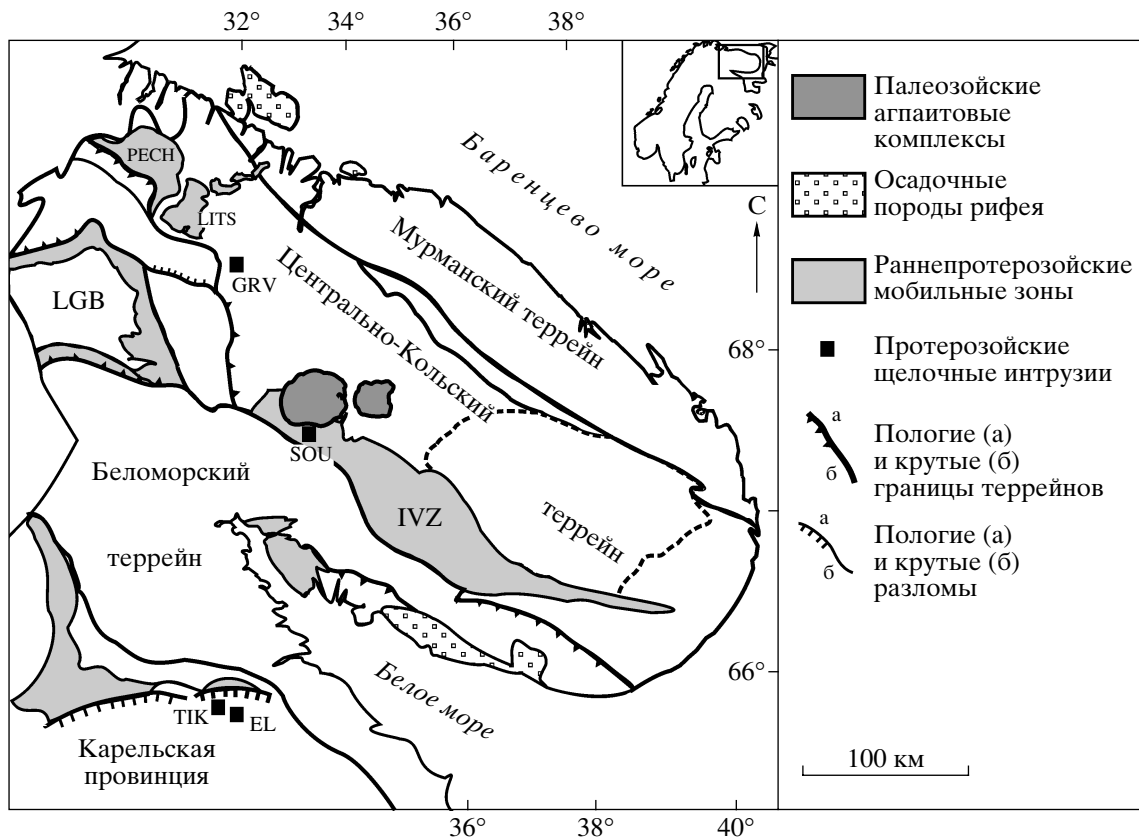
Поступила в редакцию @.05.95 г.

Представлены новые данные о геологическом строении, возрасте и вещественном составе массива Гремяха-Вырмес, сложенного породами ультраосновной, гранитоидной и фойдолитовой серий. Согласно результатам Rb-Sr и Sm-Nd геохронологических исследований и U-Pb датированию по единичным зернам циркона, три серии пород массива сформировались в относительно узком временном интервале  $1885 \pm 20$  млн. лет, что свидетельствует о пространственном и временном совмещении нормальных ультраосновных и щелочных расплавов. Взаимодействие этих магм в условиях коры привело к появлению в составе массива Гремяха-Вырмес сложной серии дифференциатов с признаками смешения разных по составу мантийных расплавов. Проведенные на основе прецизионных геохимических данных модельные расчеты показали, что наиболее вероятными исходными магмами ультраосновной серии массива являлись ферропикритовые расплавы, сформировавшиеся в результате эндогенной активности в Печенгско-Варзугском рифтогенном поясе. Согласно данным моделирования, образование гранитоидов массива произошло в ходе фракционной кристаллизации родственных с габбро-перидотитами расплавов и сопровождалось ассимиляцией материала архейской коры, а также подмешиванием небольших порций щелочно-ультраосновного расплава. По изотопно-геохимическим характеристикам фойдолиты существенно отличаются от остальных пород массива: совместно с карбонатитами они образуют тренд, указывающий на преобладающую роль в их формировании более деплетированного мантийного источника. Сходство Sr-Nd изотопных характеристик фойдолитов массива Гремяха-Вырмес и пород массива Тикшеозеро позволяет предположить, что исходные щелочно-ультраосновные расплавы этих пород имели автономный мантийный источник и в минимальной степени испытали влияние коры. Присутствие в составе массива Гремяха-Вырмес ультраосновных фойдолитов и карбонатитов показывает, что уже на рубеже 1.88 млрд. лет в сублитосферной мантии северо-востока Фенноскандинавского щита сформировались области метасоматизированного мантийного субстрата, обогащенные некогерентными элементами и способные продуцировать щелочные и карбонатитовые расплавы. Вовлечение этих областей в плюм-литосферные процессы 0.4–0.36 млрд. лет назад обусловило появление ультращелочных расплавов, давших начало палеозойской Кольской щелочной провинции.

Одна из характерных особенностей большинства щелочных массивов – полифазность, которая связана с последовательным внедрением разных по составу расплавов, происходящих из одного или нескольких источников. Среди главных факторов, определяющих образование многофазных интрузивных тел, может быть выделен процесс кристаллизационной дифференциации, обуславливающий появление последовательной комагматической серии в составе одного массива. Примером массивов такого типа являются карбонатитовые интрузии, сформированные в ходе последовательного внедрения ультраосновных, щелочных и карбонатитовых расплавов, принадлежащих, согласно петролого-геохимическим

данным, к единой магматической серии. Полифазность может быть также связана с взаимодействием разных по составу и происхождению мантийных и/или коровых источников, продуцирующих разные магматические серии в пределах одного массива. Такие интрузивные тела возникали в перикратонных обстановках, где создавались условия для поступления магм с разных мантийных уровней.

Протерозойский рифтинг в области кратонизированного архейского основания северо-восточной части Фенноскандии привел к образованию Печенгско-Варзугского вулканогенно-осадочного пояса (Mitrofanov et al., 1995; Митрофанов и др., 1998), в пределах которого



**Рис. 1.** Схематическая карта архейских и протерозойских террейнов на северо-востоке Балтийского щита, по (Балаганский и др., 1998) с сокращениями.

Протерозойские щелочные интрузии: GRV – Гремяха-Вырмес, SOU – Соустова, EL – Еletzозеро, ТИК – Тикшеозеро. PECH – Печенгская зона, IVZ – Имандра-Варзугская зона, LGB – Лапландский гранулитовый пояс, LITS – лицко-арагубский комплекс гранитоидов.

проявился интенсивный магматизм, начавшийся 2.45 млрд. лет назад и продолжавшийся на протяжении более 550 млн. лет (Berthelsen, Marker, 1986; Sharkov, Smolkin, 1998). Завершающая фаза эндогенной активности (~1.9 млрд. лет) сопровождалась проявлениями щелочного магматизма в форланде рифтогенной структуры. В это время сформировался крупный щелочной массив Гремяха-Вырмес, располагающийся в 90 км к юго-востоку от Печенгской структуры (рис. 1). Имеющиеся изотопные датировки (1.97–1.87 млрд. лет; Саватенков и др., 1998; Vea et al., 2001) показывают, что его образование следовало непосредственно за магматическими событиями, происшедшими в пределах Печенгской структуры.

Массив Гремяха-Вырмес сложен весьма контрастной группой пород, сформировавшихся в результате магматической кристаллизации, процессов смешения исходных расплавов, а также контактово-реакционного взаимодействия различных порций расплавов. В природе известны примеры совмещения в пределах одного массива фойдолитов, нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов, широко распространена ассоциация ультрабазитов, фойдолитов и карбонатитов (Ебу,

1985; Кривдик, Ткачук, 1990; Kogarko et al., 1995). В массиве Гремяха-Вырмес присутствуют производные трех интрузивных серий – ультраосновной, гранитоидной и фойдолитовой, что выделяет его из ряда многофазных щелочных интрузий.

Цель настоящей работы – определение условий образования и происхождения разных по составу магматических серий, совмещенных в массиве Гремяха-Вырмес. Проведено минералогическое исследование, включавшее определение изотопных характеристик главных типов пород массива. Выделены магматические породы “чистой линии”, не испытавшие процессов смешения и контактово-метасоматического воздействия. Полученные результаты позволили предложить модель формирования массива, отражающую взаимодействие магм – производных разных мантийных источников друг с другом и породами коры. Обсуждается роль протерозойского щелочного магматизма как предвестника формирования в палеозое на северо-востоке Фенноскандии крупнейшей Кольской щелочной провинции.

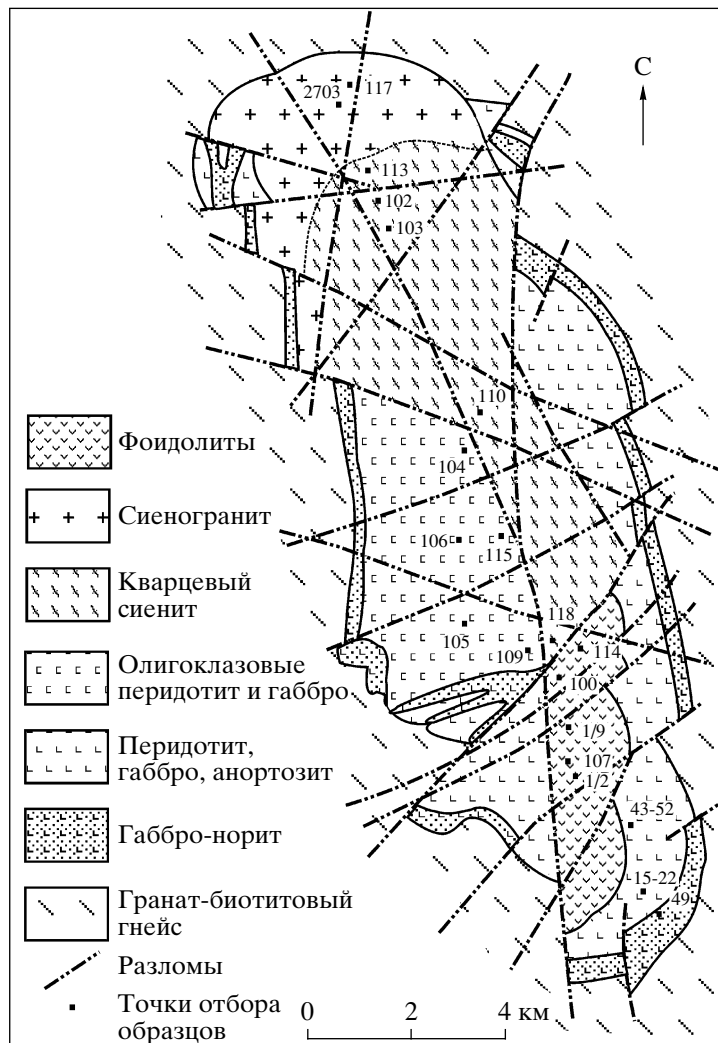


Рис. 2. Карта массива Гремяха-Вырмес, по (Осокин, 1987), с учетом данных (Полканов и др., 1967; Кухаренко и др., 1971; Виноградов и др., 1985; Радченко, Реженовой, 1990).

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ МАССИВА

Массив Гремяха-Вырмес расположен в центральной части Кольского полуострова в пределах Центрально-Кольского террейна (Балаганский и др., 1998) и залегает среди слюдяных и олигоклазовых гранитогнейсов основания, принадлежащих к Кольско-Беломорскому позднеархейскому нестратифицированному комплексу (Mitrofanov et al., 1995). К западу от массива располагается Печенгско-Варзугский рифтогенный пояс, центральная часть которого испытала интенсивные меридиональные смещения во время свекофенских орогенических событий (Berthelsen, Marker, 1986; Mitrofanov et al., 1995) (рис. 1). Массив Гремяха-Вырмес протяженностью 19 км пространственно приурочен к крупной ослабленной зоне меридионального направления, сопряженной с разломами, по которым произошло смещение

раннепротерозойских Печенгской и Имандра-Варзугской структур. В южном крыле этого же пояса располагается интрузия Суостова, сформировавшаяся  $1872 \pm 8$  млн. лет назад в результате взаимодействия флюидизированных щелочных расплавов с породами архейского основания (Veа et al., 2001).

Согласно геологическим данным (Полканов и др., 1967; Кухаренко и др., 1971; Виноградов и др., 1985), на современном эрозионном срезе массив сложен тремя группами пород, каждая из которых представляет собой самостоятельное интрузивное тело (рис. 2). Формирование массива происходило в следующей последовательности: (1) ультраосновная расслоенная серия, (2) щелочно-гранитная серия, (3) фойдолитовая серия. Ультрабазиты и гранитоиды слагают два автономных тела, образующих основной объем массива, а щелочные породы залегают в его центральной

части вдоль субмеридионального разлома (рис. 2). Строение массива в значительной степени осложнено поздними тектоническими нарушениями, что привело к смещению блоков пород каждого из перечисленных комплексов.

### АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

В 40 образцах, представляющих основные разновидности пород массива, были определены содержания главных и 40 микроэлементов, включая полный спектр редкоземельных элементов (REE). В 15 образцах проведены измерения изотопного состава Sr и Nd. Концентрации главных элементов определяли методом рентгеновской флуоресценции (XRF). Измерения проводились в порошке пород, сплавленном с тетраборатом лития. Точность определений не ниже  $\pm 1.5\%$  для концентраций 10%. Zr определен XRF-методом с точностью выше  $\pm 4\%$  для концентраций 100 ppm. Определения микроэлементов выполнены масс-спектрометрическим методом с индукционно-связанной плазмой (ICP-MS) на спектрометре PE SCIEX ELAN-5000 с использованием Rh в качестве внутреннего стандарта. Процедура пробоподготовки включала растворение 100 мг порошков в тefлоновой капсуле в смеси  $\text{HNO}_3 + \text{HF}$  при  $\sim 180^\circ\text{C}$  в течение 30 мин. После выпаривания раствора, полученный порошок растворяли в 100 мл 4-процентной  $\text{HNO}_3$ . Точность составляла не ниже  $\pm 2$  и  $\pm 5\%$  для концентраций 50 и 5 ppm соответственно.

Образцы для Sr- и Nd-изотопных исследований разлагали по описанной выше методике с использованием сверхчистых реагентов и, после хроматографической сепарации с использованием ионообменных смол, анализировали методом TIMS на спектрометре Finnigan MAT 262. Полученные значения нормировали по  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.375209$  и  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Уровень холостого опыта составлял 0.6 и 0.09 нг соответственно для Sr и Nd. Точность ( $2\sigma$ ), оцененная по 10 определениям стандарта WS-E, была выше 0.003% для  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и 0.0015% для  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Значения  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  были получены методом ICP-MS с точностью 1.2 и 0.9% по методу, описанному в (Montero, Vea, 1998). Методика изотопного датирования по единичным зернам циркона описана в работе (Vea et al., 2001).

Микрозондовый анализ минералов выполнен на приборе Camebax SX-50 с использованием синтетических стандартов. Напряжение ускорения составляло 20 кВ, ток зонда 15 мА. Коэффициенты вариации – 1, 2.5, и 5% для

анализируемых концентраций 10, 1 и 0.25 мас. % соответственно.

### ПЕТРОГРАФИЯ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

#### Ультраосновная серия

В составе серии преобладают перидотиты, пироксениты, габбро, монцониты и монцосиениты (табл. 1), которые образуют стратифицированное интрузивное тело, расчлененное более поздними разломами (рис. 2). В восточном контакте обнажены габбро-нориты зоны закалки, имеющие постепенные переходы к породам интрузии. Расслоенность тела образована ритмичным чередованием слоев перидотита, габбро и лейкогаббро. Мощность ритмов составляет 0.5–3.0 м. Выделяются две несколько различающиеся по составу части ультраосновного комплекса: (1) восточная часть, сложенная ритмичным чередованием слоев титаномагнетит- и апатитсодержащих перидотитов и подчиненных слоев плагиоклазсодержащих перидотитов, троктолитов и оливиновых габбро; (2) западная часть, сложенная преимущественно плагиоклазсодержащими перидотитами, пироксенитами, габбро-диоритами, монцонитами и монцосиенитами. Для всех пород серии характерны повышенные содержания ильменита, титаномагнетита и апатита (Осокин, 1987).

Оливин в породах комплекса варьирует по составу от  $Fo_{80-35}$  в перидотитах и пироксенитах до  $Fo_{33-5}$  в габбро и  $Fo_{7-2}$  в монцосиенитах (табл. 2). Ортопироксен состава  $En_{50-55}$  встречается в габбро-норитах зоны закалки, где образует идиоморфные фенокристы в клинопироксен-плагиоклаз-магнетитовом базисе, часто окруженные каймой клинопироксена. В главном теле ультрабазитов ортопироксен встречается только в монцогаббро, где образует каймы вокруг зерен оливина.

Клинопироксен присутствует во всех ультраосновных породах массива за исключением троктолитов. Как правило, распространены идиоморфные или гипидиоморфные зональные выделения клинопироксена, однако в монцонитах этот минерал образует крупные ойкокристы с включениями идиоморфных зерен плагиоклаза. Состав клинопироксена обнаруживает четкую зависимость от состава пород: в перидотитах и пироксенитах распространены диопсиды, в оливинсодержащих габбро – авгиты, в монцонитах и монцосиенитах – геденбергиты (табл. 2, рис. 3).

Амфибол присутствует в качестве второстепенного минерала, обычно в ассоциации с клинопироксеном, частично его замещая. Породы с повышенным содержанием амфибола пространственно тяготеют к зонам поздних тектонических нарушений. Состав амфибола наследует состав

**Таблица 1.** Минеральный состав изученных образцов пород массива Гремяха–Вырмес

Номер образца	Порода	Обозначение	Минеральный состав (%)	Зернистость	Текстура
GV-19, GV-46, GV-49, GV-50, GV-52	Перидотит	PRD	Оливин (45–65), авгит (25–35), титаномагнетит + ильменит (10–25), апатит (5–10), шпинель, керсутит.	Среднезернистый до крупнозернистого	Массивная, с рудными прослоями
GV-20	Плагиоклазсодержащий перидотит	PRDpl	Оливин (45), авгит (25), плагиоклаз (8), титаномагнетит + ильменит (20), апатит (2), шпинель, керсутит, гранат.	Среднезернистый	Массивная
111/275	Плагиоклазсодержащий пироксенит	PRXpl	Авгит (19), гиперстен (24), титаномагнетит + ильменит (12), плагиоклаз (4), оливин (0.2), апатит (6.6), керсутит (27), биотит (6.5), гранат (0.5).	Среднезернистый	Массивная
GV-15, GV-43, GV-45, GV-51, GV-64, 113/279, 101/258	Габбро	GBR	Плагиоклаз (32–46), геденбергит (45–52), титаномагнетит + ильменит (3–11), оливин (0–10), апатит (1–6), керсутит, биотит.	Крупнозернистый	Массивная
GV-22, 51/23	Оливиновое габбро	GBRol	Оливин (15–25), авгит (30), плагиоклаз (10–25), титаномагнетит + ильменит (15), шпинель, апатит (7), керсутит (5), гранат	Крупнозернистый	Массивная
GV-44	Рудное габбро	GBRmt	Плагиоклаз (38), авгит (20), титаномагнетит + ильменит (32), оливин (3), шпинель, апатит (4), керсутит, биотит.	Крупнозернистый	Полосчатая
20/4	Лейкогаббро	GBRA	Плагиоклаз (60), авгит (10), титаномагнетит, ильменит, оливин (1), апатит (4), керсутит, биотит.	Среднезернистый	Массивная
GV-105, GV-106, GV-115	Монцосиенит	GBRS	Олигоклаз-пертит (или плагиоклаз и ортоклаз) (65–75), геденбергит (20–35), оливин (0–5), магнетит + ильменит, апатит, кварц (0–3).	Крупнозернистый	Массивная
GV-104, GV-109, 5/1	Нефелинсодержащий сиенит (пуласкит)	GBRP	К–Na пертит (70–83), эгирин-авгит (5–13), нефелин (1–4), биотит (4–7), оливин, амфибол, апатит.	Среднезернистый	Массивная
GV-111	Нефелинсодержащее габбро (лардалит)	LRD	Плагиоклаз (60), эгирин-авгит (23), нефелин (5), биотит (6), керсутит (4), апатит (1), магнетит, титанит.	Среднезернистый	Массивная
GV-1/9A, GV-100	Фоидолит	FOID	Эгирин-авгит (30–45), нефелин (40–50), содалит (0–5), биотит (7–9), ортоклаз (1–2), керсутит (1–2), апатит (0.5), магнетит (1–2), титанит (1).	Крупнозернистый, пегматоидный	Массивная
GV-1/2, GV-107	Фойяит	FOY	К–Na пертит (55–65), нефелин (20–25), эгирин-авгит (5–10), биотит (3), апатит, магнетит, титанит, пироклор, циркон	Крупнозернистый	Трахитоидная
2703, GV-117, GV-113	Сиеногранит	GRAN	Кварц (30), микроклин (30), альбит (30), эгирин (6), щел. амфибол (2), биотит (1), энigmatит (1), титанит, апатит, циркон	Крупнозернистый	Гнейсовидная
GV-102, GV-103, GV-110, GV-118	Кварцевый сиенит	GRAS	Кварц (17–18), микроклин (27), альбит (40), эгирин (3), щел. амфибол (10), энigmatит (2), биотит, титанит, апатит, циркон	Крупнозернистый	Гнейсовидная

клинопироксена, по которому он развивается: в пироксенитах присутствует Mg-паргасит, в монцонитах и монцосиенитах – ферропаргасит (табл. 3, рис. 3).

Слюда широко распространена в перидотитах и габбро в виде агрегатов, частично или полностью замещающих пироксены и амфиболы. Состав слюды варьирует от флогопита в перидоти-

**Таблица 2.** Химический состав (мас. %) оливина, ортопироксена и клинопироксена

Компо- ненты	Оливин			Ортопироксен		Клинопироксен						
	PRXpl <sup>1)</sup>	GBRol	GBRS	PRXpl	GBRol	PRXpl	GBRol	GBR	GBRS	GRAN	FOID	FOID
	111/275** <sup>2)</sup>	51/23	GV-106	111/275	51/23	111/275	51/23**	101/258	GV-106	2703	166/60	166/61
SiO <sub>2</sub>	36.87	31.69	29.08	54.37	49.49	52.15	50.31	48.94	47.36	50.32	52.53	53.38
TiO <sub>2</sub>	nd	nd	nd	nd	0.02	0.83	0.61	0.22	0.59	0.23	0.25	0.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	nd	nd	nd	0.41	0.73	1.98	2.00	0.51	0.78	0.70	4.65	5.06
FeO*	24.64	52.32	66.25	16.89	28.62	6.72	13.37	21.79	25.16	27.92	15.09	14.67
MnO	0.31	0.96	3.09	0.36	0.83	0.15	0.40	1.01	0.93	0.66	0.46	0.45
MgO	37.49	14.27	0.72	27.33	17.80	15.42	13.11	5.19	3.01	0.76	5.10	4.97
CaO	0.02	0.01	0.02	0.19	0.66	20.40	19.24	20.94	20.07	12.68	13.79	13.84
Na <sub>2</sub> O	na	na	na	0.01	0.01	1.16	0.40	0.66	0.54	5.82	6.26	6.40
Сумма	99.33	99.25	99.18	99.56	98.17	98.81	99.44	99.06	98.46	99.09	98.13	98.97
	Катионы в расчете на 4 (O)			Катионы в расчете на 6 (O)								
Si	0.980	0.981	0.992	1.979	1.951	1.946	1.916	1.970	1.955	2.054	2.031	2.039
Ti	–	–	–	0.000	0.001	0.023	0.017	0.006	0.017	0.007	0.007	0.006
Al	–	–	–	0.018	0.034	0.087	0.092	0.024	0.038	0.034	0.212	0.228
Fe	0.548	1.354	1.889	0.514	0.944	0.210	0.428	0.733	0.869	0.955	0.488	0.468
Mg	1.485	0.658	0.037	1.482	1.046	0.858	0.747	0.314	0.185	0.047	0.294	0.283
Mn	0.007	0.025	0.089	0.011	0.028	0.005	0.013	0.035	0.033	0.023	0.015	0.014
Ca	0.001	0.000	0.001	0.007	0.028	0.816	0.793	0.902	0.888	0.566	0.571	0.566
Na	–	–	–	0.001	0.001	0.083	0.030	0.052	0.043	0.470	0.469	0.474
Mg#	73.1	32.7	1.9	74.2	52.6	80.4	63.6	30.0	17.6	4.7	37.6	37.6
Ca	–	–	–	0.4	1.4	43.3	40.3	46.3	45.7	36.1	43.0	42.2
Mg	–	–	–	74.0	51.8	45.5	38.0	16.1	9.6	3.0	21.5	21.7
Fe	–	–	–	25.7	46.8	11.1	21.7	37.6	44.7	60.9	35.6	36.1
				<i>En</i>	<i>En</i>	<i>Aug</i>	<i>Aug</i>	<i>Hd</i>	<i>Hd</i>	<i>Aug</i>	<i>Aeg-Aug</i>	<i>Aeg-Aug</i>

Примечание. Здесь и в табл. 3–5: nd – не обнаружено, na – не анализировалось. Здесь и в табл. 3 Mg# = Mg/(Mg + Fe<sub>tot</sub>). *En* – энстатит, *Hd* – геденбергит, *Aug* – авгит, *Aeg-Aug* – эгирин-авгит.

\* Здесь и в табл. 3–5, 15: все железо в форме FeO.

\*\* Образцы, использованные для модельных расчетов.

1) Здесь и в табл. 3, 4 порода (аббревиатуры см. в табл. 1).

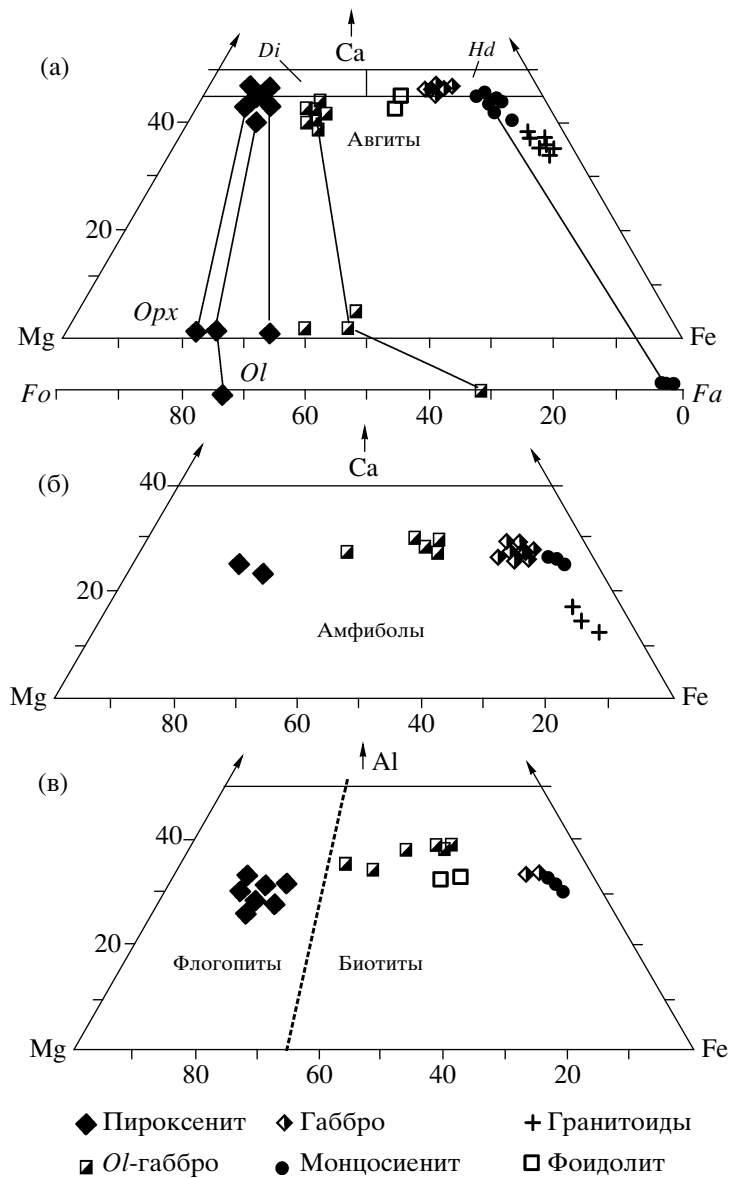
2) Здесь и табл. 3, 4, 8–11 номер образца.

тах до биотита в габбро и монцосиенитах (табл. 3, рис. 3).

Плагиоклаз в породах ультраосновной серии обнаруживает широкие вариации морфологии и состава. В перидотитах и пироксенитах спорадические ксеноморфные микролиты имеют состав  $An_{65-45}$ , в габбро форма выделений плагиоклаза колеблется от гипидиоморфной до ксеноморфной, нередко зональные кристаллы, варьирующие по составу от  $An_{51-35}$  в ядрах до  $An_{26-11}$  в краях (табл. 4). В монцогаббро и монцонитах плагиок-

лаз представлен крупными лейстами состава от  $An_{40-25}$  до  $An_{20-10}$ , с пойкилитовыми включениями клинопироксена. В монцосиенитах зональные кристаллы олигоклаз-альбита ассоциируют с ортоклазом ( $An_2Ab_{38}Or_{60}$ ), образуя сложные структуры взаимного замещения.

Концентрации апатита в отдельных слоях магнетитовых и ильменитовых кумулатов ультраосновной серии могут достигать 20 об.%. Можно выделить две генерации магматического апатита: мелкие идиоморфные кристаллы в перидотитах,



**Рис. 3.** Составы минералов массива Гремяха-Вырмес.

(а) Сосуществующие ортопироксен и клинопироксен на диаграмме Ca–Mg–Fe (ат. %) и оливин в координатах форстерит (Fo) – фаялит (Fa); (б) амфибол на диаграмме Ca–Mg–Fe (ат. %); (в) слюды на диаграмме Mg–Fe–Al (ат. %).

габбро, монцонитах и ксеноморфные выделения в апатит-ильменит-магнетитовых кумулатах. По данным А.С. Осокина (1987), содержание SrO и суммы оксидов редких земель (REE) в апатитах из апатит-магнетитового габбро варьирует в пределах 0.16–0.46 и 0.19–0.45 мас.% соответственно. Помимо апатита, ильменита и магнетита, акцессории представлены цирконом и баритом.

#### Гранитоидная серия

Гранитоиды расположены в северной части массива, где образуют зональное тело овальной формы размером 12 × 6 км, сложенное лейкокра-

товыми сиеногранитами в краевой зоне и кварцевыми сиенитами в центральной части. Породы комплекса обнаруживают слабую гнейсовидность, пространственно связанную с тектоническими нарушениями северо-западного и северо-восточного направлений. К этим нарушениям в гранитоидах приурочены крупнозернистые сегрегации амфибола, кварц-полевошпатовые и кварц-амфиболовые жилы с цирконом и аллани-том.

Среди гранитоидов преобладают щелочно-полевошпатовые граниты, монцограниты и кварцевые сиениты, содержащие, помимо главных фаз,

Таблица 3. Химический состав (мас. %) слюды и амфиболов

Компоненты	Слюды						Амфиболы					
	PRXpl	GBRol	GBR	GBRS	FOID	FOID	PRXpl	GBRol	GBR	GBRS	GRAN	GRAS
	111/275	51/23	101/258	GV-106	166/60	166/61	111/275	51/23	101/258	GV-106	2703	GV-118
SiO <sub>2</sub>	40.85	34.26	31.98	33.26	35.92	35.40	42.97	39.04	40.03	39.31	47.02	46.81
TiO <sub>2</sub>	0.16	4.83	5.22	6.32	2.27	2.46	0.08	1.99	1.63	1.52	0.77	0.94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.55	14.15	13.02	12.65	12.85	12.76	13.33	13.20	9.47	9.42	2.37	2.44
FeO*	9.57	18.53	30.82	32.73	24.74	25.37	9.43	21.53	29.18	31.61	32.94	32.61
MnO	0.08	0.07	0.27	0.17	0.58	0.60	0.08	0.25	0.66	0.48	0.79	0.88
MgO	22.13	11.10	3.25	2.02	8.50	7.91	15.45	6.33	2.47	1.47	1.53	1.51
CaO	0.05	0.02	0.05	0.02	0.05	nd	10.65	10.65	10.56	10.40	5.11	4.64
Na <sub>2</sub> O	0.34	0.10	0.11	0.08	0.17	0.14	3.49	2.12	1.79	1.57	4.51	5.00
K <sub>2</sub> O	8.10	8.95	8.24	8.90	9.52	9.50	0.76	1.37	1.32	1.62	1.64	1.73
F	0.31	0.42	0.25	0.42	na	na	0.22	0.21	0.19	0.36	0.77	0.92
Cl	0.03	0.01	0.17	0.12	na	na	0.04	0.07	0.13	0.21	0.04	0.07
SrO	na	na	na	na	0.11	nd	na	na	na	na	na	na
BaO	na	na	na	na	0.84	0.66	na	na	na	na	na	na
Сумма	94.83	92.02	92.96	96.16	95.55	94.80	96.50	96.76	97.44	97.96	97.49	97.53
	Катионы в расчете на 22 (O)						Катионы в расчете на 23 (O)					
Si	5.894	5.433	5.369	5.434	5.707	5.684	6.339	6.133	6.493	6.445	7.682	7.661
Ti	0.018	0.576	0.659	0.776	0.271	0.297	0.009	0.235	0.199	0.187	0.094	0.116
Al	2.304	2.645	2.575	2.434	2.405	2.415	2.319	2.445	1.810	1.820	0.457	0.471
Fe	1.154	2.457	4.325	4.470	3.286	3.405	1.163	2.829	3.959	4.335	4.501	4.463
Mg	4.756	2.622	0.812	0.492	2.012	1.892	3.397	1.481	0.597	0.359	0.372	0.368
Mn	0.010	0.009	0.038	0.024	0.078	0.082	0.010	0.034	0.091	0.067	0.109	0.122
Ca	0.008	0.004	0.008	0.004	0.009	0.002	1.684	1.792	1.836	1.827	0.895	0.814
Na	0.095	0.031	0.035	0.026	0.052	0.044	0.998	0.645	0.562	0.498	1.429	1.586
K	1.491	1.810	1.764	1.853	1.929	1.945	0.143	0.275	0.273	0.339	0.341	0.360
Ba	–	–	–	–	0.143	0.114	–	–	–	–	–	–
Mg#	80.5	51.6	15.8	9.9	38.0	35.7	74.5	34.4	13.1	7.7	7.6	7.6
	<i>Phl</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Bt</i>	<i>Prg</i>	<i>Fe-Prg</i>	<i>Fe-Prg</i>	<i>Fe-Prg</i>	<i>Fe-Rich</i>	<i>Fe-Rich</i>

Примечание. *Phl* – флогопит, *Bt* – биотит, *Prg* – паргасит, *Fe-Prg* – ферропаргасит, *Fe-Rich* – феррорихтерит.

зональный эгирин-авгит, частично или полностью его замещающий арфведсонит, а также рихтерит и энigmatит. Анализы минералов приведены в табл. 2–4. Полевые шпаты представлены идиоморфными лейстами первичного олигоклаза

( $An_{18}Ab_{81}Or_1$ ) и ортоклаза, местами замещенными вторичным альбитом и микроклином. В числе акцессориев присутствуют апатит, ильменит, энigmatит, титанит, циркон, монацит, барит. Электронно-микроскопическим исследованием выяв-



**Таблица 4.** Химический состав (мас. %) полевых шпатов

Компоненты	PRXpl	GBR	GBRol		GBRS					GRAN			GRAS
	111/275	101/258	51/23		GV-106					2703			2609
	центр	центр	центр*	край	центр	край	центр	центр	центр	центр	край	центр	центр
SiO <sub>2</sub>	63.01	65.42	57.38	57.09	61.94	64.72	65.13	63.76	66.51	67.64	68.22	63.06	62.79
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.01	0.08	0.09	nd	0.04	0.01	0.08	0.01	0.01	nd	0.02	0.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.42	21.49	26.06	26.03	19.21	20.09	20.46	18.91	19.92	19.32	19.32	18.04	22.72
FeO*	0.13	0.04	0.08	0.11	0.21	0.06	0.03	0.08	0.10	0.22	0.05	0.13	0.16
CaO	3.35	2.46	7.93	8.00	4.56	1.11	1.44	0.32	0.70	0.01	nd	nd	3.67
Na <sub>2</sub> O	9.43	10.41	6.94	6.96	10.50	8.96	11.06	4.14	9.55	11.81	11.89	0.34	9.37
K <sub>2</sub> O	0.12	0.14	0.28	0.26	0.07	3.43	0.07	10.20	2.87	0.14	0.07	16.49	0.19
Сумма	98.59	99.96	98.75	98.54	96.49	98.40	98.21	97.49	99.66	99.16	99.54	98.08	99.07
Si	2.820	2.881	2.602	2.596	2.862	2.923	2.914	2.966	2.953	2.986	2.995	2.985	2.802
Ti	0.004	0.000	0.003	0.003	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.006
Al	1.183	1.115	1.393	1.395	1.046	1.070	1.079	1.037	1.043	1.006	1.000	1.006	1.195
Fe	0.004	0.002	0.003	0.004	0.008	0.002	0.001	0.003	0.004	0.008	0.002	0.005	0.006
Ca	0.160	0.116	0.385	0.390	0.226	0.054	0.069	0.016	0.033	0.000	0.000	0.000	0.175
Na	0.818	0.888	0.610	0.614	0.940	0.784	0.960	0.374	0.822	1.011	1.012	0.031	0.811
K	0.007	0.008	0.016	0.015	0.004	0.198	0.004	0.605	0.162	0.008	0.004	0.996	0.011
Ab	83.0	87.7	60.3	60.2	80.3	75.7	92.9	37.5	80.8	99.2	96.6	3.1	81.3
An	16.3	11.5	38.1	38.2	19.3	5.2	6.7	1.6	3.3	0.0	0.0	0.0	17.6
Or	0.7	0.8	1.6	1.6	0.4	19.1	0.4	60.8	16.0	0.8	0.4	96.9	1.1

Примечание. \* Образец, использованный для модельных расчетов.

**Таблица 5.** Представительные анализы (мас. %) минералов фойдолитовой серии

Компоненты	Нефелин		Содалит	Апатит		Титанит		
	166/60	166/61	166/60	166/60	166/61	166/60	166/61	166/62
SiO <sub>2</sub>	42.12	42.65	37.16	0.48	0.38	30.18	30.30	30.28
TiO <sub>2</sub>	nd	0.03	0.14	0.08	0.04	37.85	37.29	37.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33.91	33.62	31.65	na	na	0.60	1.04	1.03
FeO	0.05	0.09	0.07	nd	nd	0.88	1.12	1.00
MnO	na	na	na	0.03	nd	0.03	nd	nd
CaO	0.06	0.05	0.29	52.27	52.41	27.42	27.62	27.65
Na <sub>2</sub> O	16.73	16.42	23.57	nd	0.15	0.22	0.25	0.18
K <sub>2</sub> O	6.19	6.33	nd	nd	0.03	na	na	na
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	na	na	na	40.60	41.44	0.19	0.15	0.16
Cl	na	na	6.97	na	na	na	na	na
SrO	na	na	na	1.69	1.46	0.31	0.22	0.20
ZrO <sub>2</sub>	na	na	na	na	na	1.20	1.07	0.93
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	na	na	na	0.21	0.15	0.12	0.06	0.08
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	na	na	na	0.57	0.36	0.36	0.17	0.28
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	na	na	na	0.27	0.18	0.18	0.17	0.15
Сумма	99.06	99.19	99.85	96.20	96.60	99.54	99.46	98.98

лены также выделения Ti-LREE-Са фазы (предположительно первичного knobita) и вторичного LREE-Са карбоната с повышенным содержанием стронция (ханнешит?).

*Фойдолитовая серия*

Породы серии слагают несколько фрагментов единого тела размером 2 × 5 км в центральной части массива среди ультрабазитов и гранитоидов. Описанные ранее зоны фенитизированных габбро и сиеногранитов (Кухаренко и др., 1971; Виноградов и др., 1985) в районе северного контакта массива, а также небольшие дайки и жилы ийолитов и нефелиновых сиенитов указывают на то, что фойдолитовая серия отвечает завершающей стадии образования массива Гремяха-Вырмес.

В наиболее крупных выходящих на поверхность блоках, в фойдолитах отмечается расслоенность, выраженная в незакономерном чередовании слоев мельтейгитов, ийолитов со слоями ювитов и нефелиновых сиенитов. Фойяиты, варьирующие по составу от апаитовых до миаскитовых, образуют сеть крупных жил, секущих фойдолиты. Клинопироксен, главный темноцветный минерал фойдолитов, варьирует по составу от эгирин-авгита в мельтейгитах и ийолитах до эгирина в ювитах и нефелиновых сиенитах (табл. 2). Особенностью клинопироксена этих пород является повышенное содержание чермакитового компонента (8–11 мол.%). Амфибол (гастингсит) имеет ограниченное распространение, преимущественно образует агрегаты совместно с клинопироксеном. Слюды в фойдолитах и нефелиновых сиенитах представлены биотитом, который раз-

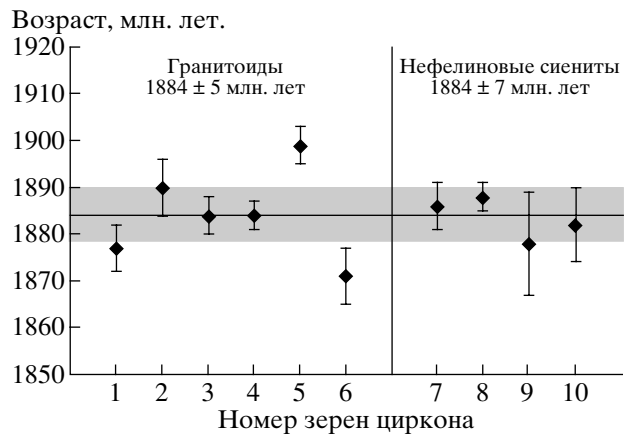


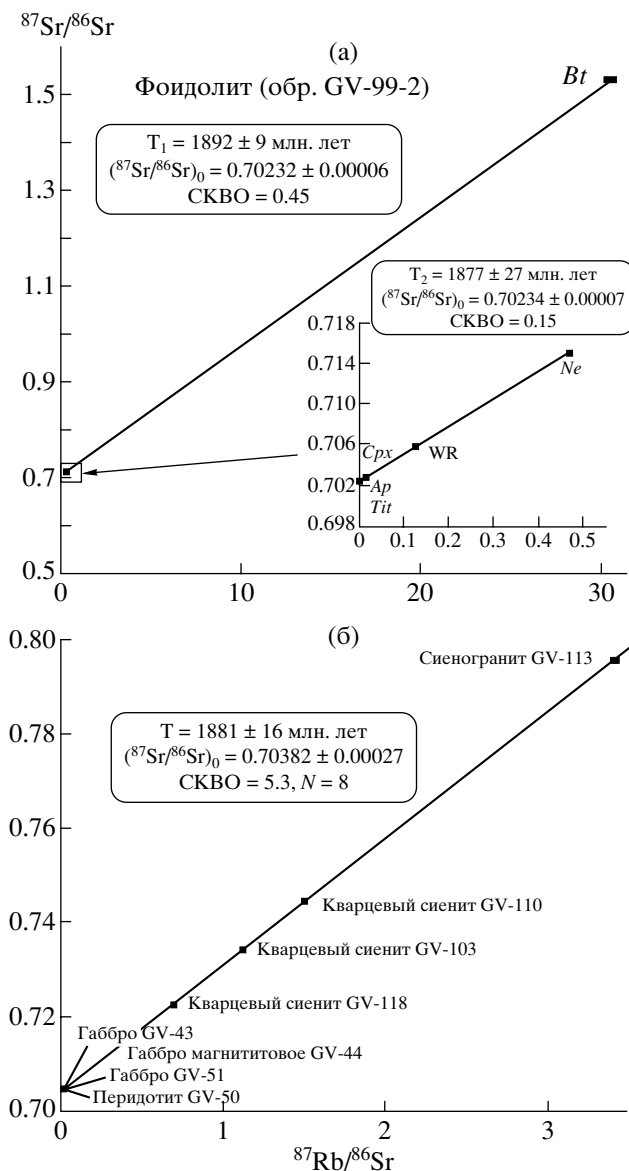
Рис. 4. Данные изотопного датирования единичных зерен циркона из гранитоидов и нефелиновых сиенитов массива Гремяха-Вырмес.

вивается по остальным темноцветным минералам. В числе аксессуаров присутствуют богатый Mn ильменит, титанит, апатит, циркон, бадделит, Ti-Fe-Ва силикат (бенитоит?), барит и целестин. Единственной редкоземельной фазой, установленной с помощью SEM, является метамиктный бедный кальцием алланит. В отличие от аналогов из ультрабазитовой серии массива, апатит и титанит в фойдолитах существенно обогащены SrO and REE (табл. 5).

Наиболее поздняя фаза формирования массива представлена маломощными карбонатными жилами, которые, согласно последним изотопно-геохимическим исследованиям (Саватенков и др., 1999), обнаруживают признаки принадлежности

Таблица 6. Данные определения методом Кобера возраста пород массива по единичным зернам цирконов

Номер зерна	Порода	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (исправл.)	Ошибка (2σ)	Возраст, млн. лет
1	Сиеногранит	0.000643	0.123233	0.114835	0.28	1877 ± 5
2	Сиеногранит	0.000647	0.124358	0.115645	0.34	1890 ± 6
3	Сиеногранит	0.000658	0.124127	0.115269	0.21	1884 ± 4
4	Сиеногранит	0.000658	0.124115	0.11525	0.13	1884 ± 3
5	Сиеногранит	0.000646	0.124908	0.116216	0.22	1899 ± 4
6	Сиеногранит	0.000355	0.118926	0.114416	0.29	1871 ± 6
7	Нефелиновый сиенит	0.000653	0.123944	0.115420	0.29	1886 ± 5
8	Нефелиновый сиенит	0.000242	0.118530	0.116373	0.16	1888 ± 3
9	Нефелиновый сиенит	0.000397	0.119959	0.114885	0.59	1878 ± 11
10	Нефелиновый сиенит	0.000662	0.123763	0.115119	0.41	1882 ± 8



**Рис. 5.** Rb-Sr изохронные диаграммы для фойдолита (а) и для пород ультраосновной и гранитоидной серий (б) массива Гремяха-Вырмес.

На диаграмме (а) приведены результаты расчета возрастов для всей совокупности точек ( $T_1$ ) и без учета биотита ( $T_2$ ). Ошибки по осям  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  составляют соответственно 1.2% и 0.002% ( $2\sigma$ ). Bt – биотит, Ne – нефелин, WR – валовый состав породы, Cpx – клинопироксен, Ap – апатит, Tit – титанит.

к карбонатитам. Ранее подобные породы, приуроченные к зонам вторичных тектонических нарушений, рассматривались как поздние гидротермальные жилы, связанные с регионально-метаморфическими процессами (Полканов и др., 1967).

Помимо описанных выше пород, в составе массива значительный объем занимают нефелин-содержащие сиениты (пуласкиты), монцосиениты (“акериты”), лардалиты, а также гетерогенные породы, имеющие промежуточный состав между сиенитами, монцонитами, фойдолитами и

габбро. Учитывая пространственную приуроченность этих пород к краевым зонам и контактам описанных выше комплексов, их образование, по-видимому, следует связывать с контактово-метасоматическими процессами.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Имеющиеся геохронологические датировки пород массива Гремяха-Вырмес, полученные разными методами для разных комплексов, обнару-

Таблица 7. Rb–Sr изотопные данные для пород и минералов массива Гремяха–Вырмес

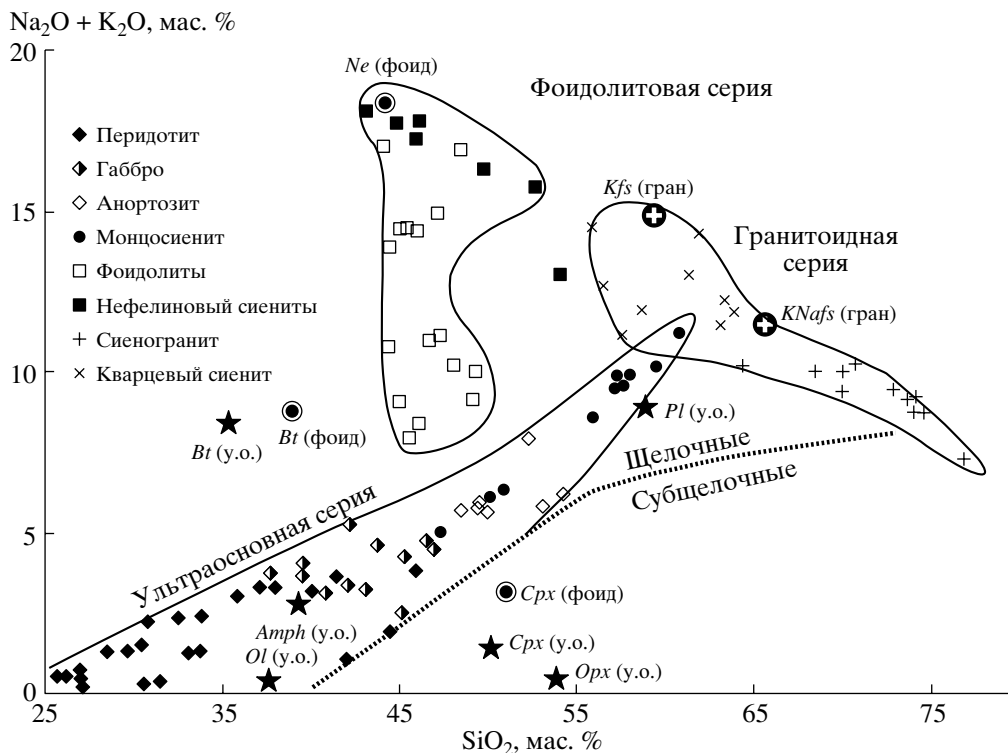
Порода	Номер образца	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(T)}$	$\epsilon_{\text{Sr}}$
Перидотит	GV-50*	4.20	783	0.016	0.704311	0.703878	23.0
Габбро	GV-51*	4.29	841	0.015	0.704345	0.703939	23.9
Габбро	GV-43*	10.4	976	0.031	0.704752	0.703913	23.5
Габбро магнетитовое	GV-44*	0.143	16.1	0.026	0.704558	0.703855	22.7
Монцосиенит	GV-106	23.7	103	0.667	0.723143	0.705097	40.4
Пуласкит	GV-104	79.7	266	0.867	0.725758	0.702301	0.5
Пуласкит	GV-109	116	221	1.518	0.744699	0.703629	19.5
Сиеногранит	GV-113*	76.0	65.3	3.396	0.796050	0.703169	27.2
Кварцевый сиенит	GV-110*	84.9	164	1.504	0.744119	0.703427	16.6
Кварцевый сиенит	GV-118*	59.1	247	0.693	0.722267	0.703518	17.9
Кварцевый сиенит	GV-103*	76.3	198	1.118	0.734294	0.705246	25.4
Ийолит	GV-100	35.2	965	0.105	0.709528	0.706687	63.0
Ийолит	GV-1/9A	49.7	811	0.177	0.707162	0.702373	1.6
Лардалит	GV-111	89.9	1239	0.210	0.708997	0.703315	15.0
Нефелиновый сиенит	GV-1/2	80.9	754	0.311	0.712491	0.704077	25.8
Ийолит, вал	GV-99-2*	45.2	1030	0.1269	0.705776	0.702342	1.1
Ийолит, апатит	GV-99-2*	0.22	7991	0.0001	0.702373	0.702371	–
Ийолит, титанит	GV-99-2*	0.45	1482	0.0009	0.702373	0.702349	–
Ийолит, пироксен	GV-99-2*	1.78	319	0.0161	0.702741	0.702304	–
Ийолит, нефелин	GV-99-2*	54.2	354	0.4438	0.714334	0.702327	–
Ийолит, биотит	GV-99-2*	426	43.8	30.462	1.532823	0.708669	–

Примечание. Расчет значений  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(T)}$  и  $\epsilon_{\text{Sr}}$  произведен для возраста 1880 млн. лет.

\* Данные, использованные для построения изохрон.

живают значительный разброс. Так, для пород ультраосновной серии U–Pb датирование по циркону и титаниту из монцогаббро показало возраст  $1973 \pm 5$  млн. лет (Вурсий и др., 2000), в то время как Pb–Pb изохрона, полученная по апатиту из габбро и перидотита, отвечает возрасту  $1911 \pm 87$  млн. лет (Саватенков и др., 1998). Sm–Nd изохронный возраст базитов  $1926 \pm 74$  млн. лет (Саватенков и др., 1998) соответствует первым приближительным K–Ar оценкам возраста массива (Кухаренко и др., 1971). Наиболее молодые возрасты гипербазитов ( $1865 \pm 100$  млн. лет) получены Pb–Pb методом по апатиту из щелочного габбро (Пушкарев, 1990). Вместе с тем результаты датирования карбонатитовых жил, секущих все

породы массива Гремяха–Вырмес и являющихся заведомо более молодыми образованиями по сравнению с породами ультраосновной серии, показывают возрасты  $1945 \pm 4$  млн. лет (циркон, U–Pb метод) и  $2034 \pm 46$  млн. лет (Sm–Nd метод) (Саватенков и др., 1999). Независимыми методами получен возраст сиенитов исследуемого массива ( $1872 \pm 8$  млн. лет; Vea et al., 2001), совпадающий с возрастом аналогичных пород массива Соустова. Исходя из приведенных данных, можно предположить, что причиной значительных вариаций датировок наиболее древнего комплекса ультрабазитов является неоднократное нарушение изотопных систем, связанное с термическим и химическим воздействием на габбро и перидоти-



**Рис. 6.** Классификационная диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$  для пород массива Гремяха-Вырмес.

На диаграмму нанесены составы минеральных фаз ультраосновной (у.о.), гранитоидной (гран) и фойдолитовой (фойд) серий.

ты кислых и щелочных магм, давших начало гранитоидной и фойдолитовой серий массива Гремяха-Вырмес, а также с последующим преобразованием всех пород в ходе регионального метаморфизма.

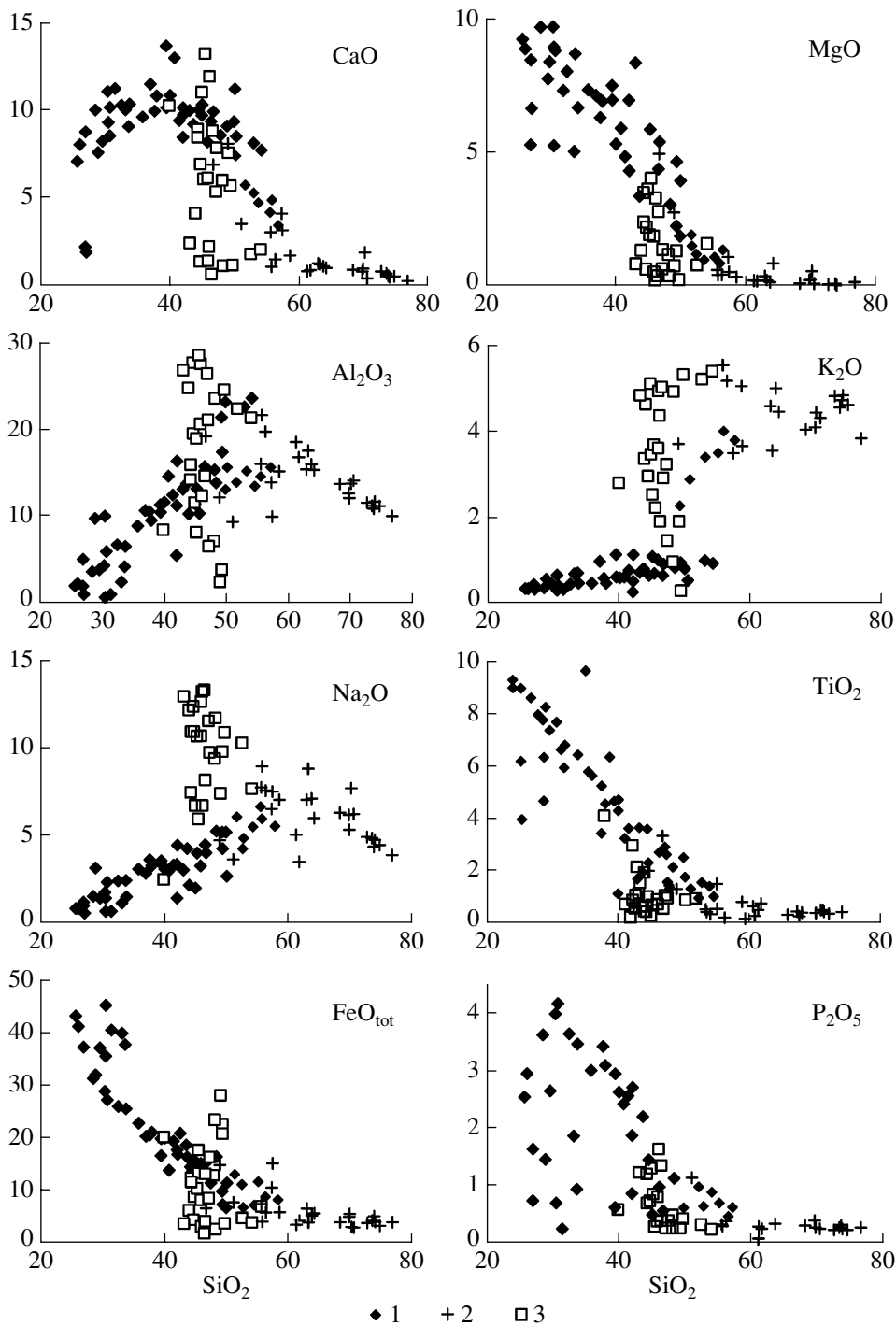
Учитывая приведенные выше данные, задачей наших геохронологических исследований являлось датирование в первую очередь гранитоидов и фойдолитов. Методом ступенчатого испарения свинца по единичным зернам циркона из щелочных гранитоидов (7 зерен) и нефелиновых сиенитов (4 зерна) установлены средние возрасты  $1884 \pm 5$  и  $1884 \pm 7$  млн. лет соответственно (табл. 6, рис. 4). Для фойдолитов получена минеральная изохрона, отвечающая возрасту  $1886 \pm 22$  млн. лет при  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70232$  (рис. 5а), что соответствует приближенной оценке возраста, полученной Кухаренко и др. (1971) с помощью Th-U-Pb метода по пироклору из эгиринита. Для датирования ультрабазитов и гранитоидов нами было рассчитано уравнение регрессии по всей совокупности Rb-Sr определений, выполненных для пород этих двух комплексов (табл. 7), но получить удовлетворительную возрастную оценку не удалось. Принимая во внимание возможность нарушения изотопных систем под воздействием более поздних щелочных расплавов, была построена изохрона без учета затронутых процессами щелочного метасо-

матоза разновидностей габброидов (монцосиенитов и пуласкитов). В результате уравнение регрессии по совокупности Rb-Sr определений пород ультраосновной и гранитоидной серий отвечает возрасту  $1881 \pm 16$  млн. лет при  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70382$  (рис. 5б). Таким образом, полученные данные позволяют полагать, что формирование ультраосновной, гранитоидной и щелочной серий массива происходило в относительно узком временном интервале  $1885 \pm 20$  млн. лет.

## ГЕОХИМИЯ

### Главные элементы

Среди протерозойских пород северо-востока Фенноскандии породные серии массива Гремяха-Вырмес наиболее щелочные. На диаграмме TAS (рис. 6) эти серии располагаются в поле пород повышенной щелочности, где образуют три дискретных петрохимических ряда. На диаграммах Харкера (рис. 7) выявляется различие эволюционных трендов для каждой из серий, свидетельствующее о их возможном происхождении из разных первичных расплавов. Особенностью ультраосновной серии является присутствие в химическом составе слагающих ее пород, включая и наиболее кислые разновидности, нормативного нефелина. Более мафические разновидности ультраосновной серии являются присутствием в химическом составе слагающих ее пород, включая и наиболее кислые разновидности, нормативного нефелина. Более мафические разновидности ультраосновной серии являются присутствием в химическом составе слагающих ее пород, включая и наиболее кислые разновидности, нормативного нефелина.



**Рис. 7.** Диаграммы оксид – SiO<sub>2</sub> (мас. %) для пород массива Гремяха-Вырмес.

1 – ультраосновная серия, 2 – гранитоидная серия, 3 – фойдолитовая серия. Построено с учетом данных (Полканов и др., 1967; Кухаренко и др., 1971; Виноградов и др., 1985).

трабазитов аномально обогащены Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>общ, TiO<sub>2</sub> и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. На диаграммах (рис. 7) породы серии имеют четко выраженный тренд, указывающий на их формирование в ходе последовательной кристаллизации из расплава оливина, орто- и клинопироксена, плагиоклаза, титаномagnetита + ильме-

нита, апатита, причем кристаллизация последних происходила совместно с осадчением оливина и пироксена. Среди лейкократовых разновидностей серии выявляются гибридные разновидности, обогащенные K<sub>2</sub>O. Для всех пород серии наблюдается прямая корреляция содержаний Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O.

**Таблица 8.** Представительные химические анализы (мас. %) пород расслоенной габбро-перидотитовой серии

Компоненты	Перидотит						Ol-габбро	Габбро
	GV-19	GV-20	GV-46	GV-49	GV-50	GV-52	GV-22	GV-15
SiO <sub>2</sub>	33.38	30.47	30.86	28.61	35.90	32.61	38.07	38.07
TiO <sub>2</sub>	6.52	7.55	8.03	8.38	6.26	7.48	5.48	5.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.73	4.54	6.13	3.82	9.09	6.93	9.75	10.68
FeO <sub>3</sub> *	28.11	30.25	29.46	34.11	25.59	29.11	22.65	22.02
MnO	0.33	0.35	0.33	0.37	0.29	0.31	0.27	0.26
MgO	8.66	9.67	8.79	9.66	7.32	8.00	6.89	6.94
CaO	10.47	11.20	10.28	10.13	9.73	10.41	10.95	10.27
Na <sub>2</sub> O	2.08	1.35	1.97	1.11	2.77	2.04	2.97	3.26
K <sub>2</sub> O	0.25	0.11	0.18	0.14	0.25	0.23	0.25	0.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	3.39	3.94	4.13	3.56	2.91	3.58	3.00	2.85
П.п.п.	0.97	0.77	0.55	0.44	0.20	0.28	0.33	0.89
Сумма	100.89	100.20	100.71	100.33	100.31	100.98	100.61	100.74
Компоненты	Габбро					Монцосиенит		
	GV-43**	GV-45	GV-51	GV-64	GV-44***	GV-105	GV-115	GV-106
SiO <sub>2</sub>	45.37	46.65	42.12	37.52	28.99	60.86	59.23	57.53
TiO <sub>2</sub>	3.54	3.49	4.17	5.45	12.72	0.52	1.08	1.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.41	15.95	11.45	10.76	9.97	17.40	16.05	15.62
FeO <sub>3</sub> *	15.61	14.25	19.91	23.08	33.78	5.32	9.85	9.55
MnO	0.20	0.16	0.24	0.27	0.28	0.11	0.24	0.28
MgO	5.84	4.36	6.93	6.28	3.79	0.22	0.45	0.52
CaO	10.41	8.52	10.27	10.08	6.79	2.53	3.21	2.73
Na <sub>2</sub> O	3.73	4.23	3.04	3.32	2.82	6.87	6.13	6.10
K <sub>2</sub> O	0.49	0.44	0.30	0.37	0.35	4.40	3.95	3.88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.20	0.64	1.73	3.35	1.29	0.19	0.27	0.22
П.п.п.	0.19	0.80	0.37	0.47	0.17	0.89	0.11	1.54
Сумма	99.99	99.49	100.53	100.95	100.95	99.31	100.57	98.99

\* Здесь и в табл. 9, 13 все железо в форме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

\*\* Образец, использованный для модельных расчетов.

\*\*\* GV-44 – магнетитсодержащее габбро.

Представительные анализы пород серии приведены в табл. 8.

Признаком высокой щелочности пород гранитоидной серии является присутствие в их составе 1–3% нормативного акмита, а также коэффициент аргайтности  $K_{\text{арг}} = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.02\text{--}1.11$ . На диаграмме (рис. 7) фигуративные точки составов пород серии обнаруживают тренд, связанный с последовательным увеличением в ходе кристаллизации доли щелочей и глинозема. В отличие от ультрабазитов, прямой корреляции со-

держаний Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O в гранитоидах не наблюдается.

Породы фойдолитовой серии характеризуются весьма значительными вариациями большинства петрогенных оксидов на фоне небольших вариаций содержания кремнезема (рис. 7). Содержание нормативного акмита в породах серии превышает 5 мол. %, отношение (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в ийолитах и мельтейгитах составляет 1.01–1.14. Вместе с тем  $K_{\text{арг}}$  в нефелиновых сиенитах массива колеблется в пределах 0.85–1.01, что свидетельствует о

**Таблица 9.** Представительные химические анализы (мас. %) пород гранитоидной и фойдолитовой серий

Компо- ненты	Сиеногранит		Кварцевый сиенит				Пуласкит		Ийолит		Эги- ринит	Нефелино- вый сиенит		Лар- далит	Гнейс ***
	GV-117	GV-113	GV-102	GV-103	GV-110	GV-118	GV-104	GV-109	GV-1/9-A	GV-100	GV-114*	GV-107	GV-1/2**	GV-111	4**
SiO <sub>2</sub>	76.78	70.56	73.89	69.80	63.79	68.35	55.80	56.39	44.39	47.20	49.40	46.15	52.58	55.68	64.22
TiO <sub>2</sub>	0.40	0.37	0.41	0.42	0.48	0.30	0.40	0.32	0.84	0.26	1.02	0.43	0.85	0.50	0.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.24	14.33	11.89	12.86	16.22	13.96	21.90	19.98	16.17	21.34	4.05	28.03	22.75	16.24	20.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.66	3.47	4.68	5.06	6.05	4.61	3.98	5.68	13.13	9.69	22.38	3.70	5.50	7.39	2.24
MnO	0.08	0.09	0.09	0.09	0.13	0.10	0.10	0.14	0.23	0.25	0.42	0.04	0.09	0.17	0.02
MgO	0.13	0.08	0.01	0.20	0.13	0.09	0.40	0.41	2.38	0.62	1.30	0.13	0.77	0.59	0.58
CaO	0.31	0.46	0.53	0.86	1.16	0.94	1.12	1.56	8.56	5.45	5.79	2.28	1.87	3.10	3.12
Na <sub>2</sub> O	3.60	6.09	4.52	6.02	7.03	6.16	8.97	7.51	11.07	11.72	9.87	13.50	10.39	7.70	7.82
K <sub>2</sub> O	3.76	4.25	4.80	4.03	4.97	3.97	5.53	5.15	2.84	3.13	0.07	4.31	5.19	5.54	1.49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.03	0.03	0.18	0.12	0.09	0.08	0.11	0.50	0.04	0.04	1.48	0.11	0.11	0.08
П.п.п.	0.07	0.09	0.08	0.46	0.17	0.54	1.35	1.95	0.20	0.87	0.65	0.45	0.32	2.56	–
Сумма	100.08	99.82	100.93	99.98	100.25	99.11	99.63	99.20	100.31	100.57	94.99	100.50	100.42	99.58	100.00

\* GV-114 – пироклорсодержащий эгиринит.

\*\* Образцы, использованные для модельных расчетов.

\*\*\* Состав архейского плагиогнейса по данным (Vetrin et al., 1999).

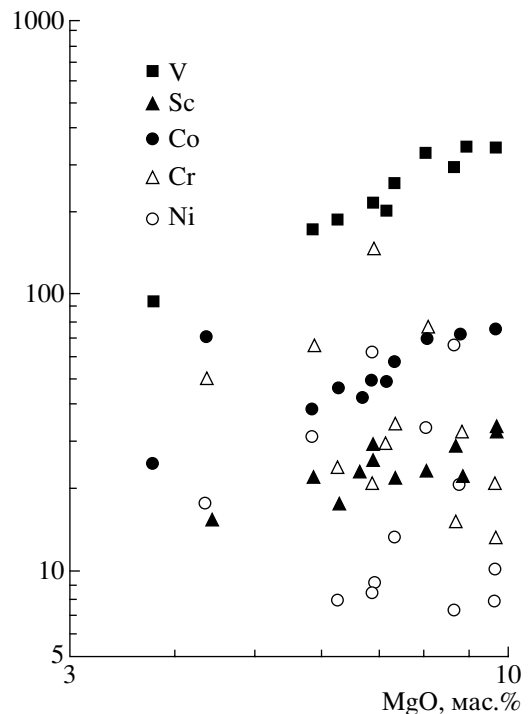
принадлежности этих пород преимущественно к миаскитовому ряду. Представительные анализы пород гранитоидной и фойдолитовой серий приведены в табл. 9.

*Редкие элементы*

Концентрации редких элементов, полученные для представительных образцов пород массива, приведены в табл. 10 и 11.

В породах ультраосновной серии концентрации Ni более низкие, чем средние для ультрабазитов, включая и ультраосновные породы Печенгской серии (Смолькин, 1992). Наблюдается положительная корреляция Co, Sc, V с MgO в породах серии, что свидетельствует об оливиновом, клинопироксеновом и титаномагнетитовом контроле в ходе эволюции ультраосновного расплава (рис. 8). Судя по отсутствию отчетливой корреляции Ni–MgO, никельсодержащий высокомагнезиальный оливин играл определяющую роль только на ранних стадиях эволюции расплава, а в условиях магматической камеры происходила кристаллизация преимущественно фаялита. На диаграмме (рис. 9) графики распределения микроэлементов в перидотитах, габбро и измененных породах серии – монцосиенитах – обнаруживают сходство. Для всех базитов тмечаются повышенные концентрации Ba, LREE, P и Ti на фоне значительных отрицательных аномалий K, Sr, Zr и Hf. Распределение REE (рис. 10) в породах серии

характеризуется высокими концентрациями легких REE, в 150 раз превышающими хондритовые, а также низким коэффициентом их разделения



**Рис. 8.** Зависимость концентраций микроэлементов от содержания MgO в породах ультраосновной серии.



Таблица 10. Содержания микроэлементов (ppm) в породах расслоенной габбро-перидотитовой серии

Элементы	Перидотит				Ol-габбро	Габбро						Монцосиенит		
	GV-19	GV-20	GV-50	GV-52	GV-22	GV-15	GV-43	GV-45	GV-51	GV-64	GV-44	GV-105	GV-115	GV-106
Li	5.00	3.44	3.10	5.17	3.24	6.71	6.74	3.72	5.44	3.31	0.75	3.19	4.91	7.07
Rb	6.51	3.03	3.91	5.51	3.41	12.5	11.5	6.67	4.70	8.33	1.29	14.81	16.51	23.17
Cs	0.26	0.16	0.17	0.59	0.14	0.57	0.59	0.35	0.22	0.44	0.01	0.25	0.20	0.45
Sr	616	437	783	606	838	912	976	724	841	971	16.1	129	114	107
Ba	307	178	439	280	441	514	497	381	474	550	6.63	11960	6899	6871
Sc	28.9	34.1	22.1	23.2	28.6	24.3	22.1	16.2	25.1	17.8	3.43	10.0	14.3	10.0
V	285	332	252	320	210	189	171	712	213	183	94.2	0.5	0.7	1.8
Cr	15.5	13.6	34.2	77.5	20.9	29.8	67.2	50.7	148	23.7	2213	9.9	10.4	7.1
Co	64.7	74.2	57.0	67.7	48.8	45.6	38.1	70.4	46.1	46.2	85.5	1.1	2.4	3.1
Ni	7.2	7.7	13.2	33.2	8.2	9.2	30.8	17.5	60.7	7.8	2206	4.8	6.2	6.4
Cu	42.5	48.1	38.4	57.4	36.3	35.7	34.6	62.4	33.2	36.1	13.3	5.8	8.2	13.3
Zn	168	260	149	174	133	125	87.4	205	127	142	180	211	201	246
Y	27.1	29.0	22.9	27.2	23.6	24.0	13.5	11.5	16.6	28.7	0.5	4.7	5.8	7.2
Nb	19.6	13.1	13.5	17.7	10.9	14.8	9.4	23.1	9.5	17.1	0.8	4.7	4.5	9.3
Ta	1.6	1.2	1.3	1.5	1.0	1.3	0.8	2.1	0.8	1.4	0.1	0.3	0.3	1.1
Zr	62.4	45.7	32.9	31.6	38.6	59.1	34.8	21.6	31.7	27.2	6.6	41.1	21.9	58.4
Hf	1.8	1.8	1.4	1.4	1.5	1.8	1.3	1.1	1.3	1.2	0.1	1.1	0.7	1.6
Sn	6.4	6.7	3.5	3.1	3.4	4.1	1.1	1.9	2.2	3.6	0.1	0.6	0.4	0.1
Pb	22.2	22.8	12.4	11.2	13.3	17.4	9.2	4.9	8.9	14.6	0.6	2.3	2.8	3.0
U	0.45	0.19	0.21	0.43	0.49	0.49	0.74	0.20	0.18	0.25	0.09	0.14	0.12	2.20
Th	1.57	0.55	0.70	0.85	0.59	1.23	1.87	0.62	0.48	0.77	0.14	0.45	0.33	1.55
La	33.4	36.0	30.4	34.3	30.2	34.3	17.2	15.4	19.6	38.8	1.52	6.12	8.81	10.6
Ce	87.4	95.8	77.6	88.6	79.7	85.5	41.6	38.7	50.4	99.9	2.62	15.6	22.3	25.4
Pr	12.9	14.5	11.5	13.1	12.0	12.4	6.0	5.6	7.5	14.4	0.31	2.32	3.23	3.44
Nd	66.7	75.3	58.6	67.6	61.9	60.9	29.7	28.1	37.6	73.1	0.92	11.1	15.2	15.6
Sm	15.2	17.4	13.2	15.2	13.8	13.6	6.71	6.32	8.63	16.5	0.22	2.63	3.23	3.42
Eu	6.24	6.96	5.84	6.17	6.25	6.00	3.51	2.88	4.22	6.74	0.05	4.62	6.14	5.65
Gd	13.3	15.0	11.3	13.3	11.8	11.8	5.97	5.28	7.77	14.2	0.11	2.03	2.70	2.75
Tb	1.53	1.73	1.32	1.57	1.41	1.35	0.73	0.64	0.90	1.65	0.02	0.27	0.32	0.36
Dy	6.76	7.64	5.84	6.95	6.15	5.99	3.32	2.94	4.20	7.28	0.10	1.20	1.46	1.70
Ho	1.10	1.22	0.99	1.17	1.04	0.95	0.57	0.47	0.72	1.22	0.02	0.21	0.23	0.30
Er	2.25	2.43	1.89	2.29	2.01	1.94	1.18	1.02	1.43	2.38	0.05	0.44	0.53	0.71
Tm	0.26	0.27	0.22	0.24	0.22	0.23	0.14	0.12	0.17	0.27	0.01	0.06	0.07	0.10
Yb	1.35	1.43	1.12	1.37	1.11	1.18	0.77	0.65	0.91	1.41	0.03	0.34	0.43	0.53
Lu	0.19	0.19	0.16	0.19	0.16	0.16	0.11	0.10	0.13	0.20	0.00	0.06	0.07	0.09

**Таблица 11.** Содержания микроэлементов (ppm) в породах гранитоидной и фойдолитовой серий

Элементы	Сиеногранит			Кварцевый сиенит				Пуласкит		Ийолит		Эгири-нит	Нефелин-сиенит		Лардалит
	GV-117	2703/3	GV-113	GV-102	GV-103	GV-110	GV-118	GV-104	GV-109	GV-1/9-A	GV-100	GV-114	GV-107	GV-1/2	GV-111
Li	14.1	4.80	15.8	9.42	32.0	12.7	10.2	15.4	20.4	2.05	34.1	6.52	3.31	4.03	4.10
Rb	87.3	141	102	63.8	76.2	92.3	59.1	105	116	48.9	61.0	3.55	76.4	111	105
Cs	0.93	1.53	1.20	0.66	0.67	0.49	0.71	0.62	1.29	0.07	2.69	0.04	0.20	0.31	0.95
Sr	27.4	16.9	64.8	20.8	197	163	246	369	221	814	1152	961	931	885	1240
Ba	134	64.9	969	181	637	434	815	578	223	282	325	220	577	2059	1586
Sc	0.2	0.0	3.2	0.4	1.8	2.1	1.6	1.5	1.9	12.0	5.2	3.0	2.1	2.4	3.6
V	2.9	1.4	2.9	0.4	3.4	1.2	1.8	1.4	1.2	86.7	11.1	32.6	9.5	23.2	16.6
Cr	91.1	10.3	36.0	32.2	27.6	23.2	24.2	12.3	3.2	58.8	26.8	67.8	14.8	23.1	37.2
Co	2.0	0.0	1.4	0.6	1.8	1.9	1.4	3.6	4.0	16.4	4.5	8.5	3.2	7.4	4.6
Ni	13.5	0.8	7.4	7.4	7.9	5.5	6.7	2.7	4.8	29.9	7.1	39.6	13.1	10.0	8.0
Cu	23.8	2.6	10.0	9.2	12.3	8.9	12.3	8.7	10.1	9.4	8.8	10.3	16.7	13.1	10.7
Zn	158	0.0	73.1	41.7	130	87.7	83.4	56.8	69.7	83.4	87.7	139	47.2	107	120
Y	50.6	28.4	17.0	9.3	13.0	19.0	13.6	7.8	9.7	14.2	13.2	30.5	13.9	5.0	8.3
Nb	124	92.9	39.9	15.2	25.8	54.9	22.4	47.4	95.3	25.3	86.8	5040	15.8	32.3	367
Ta	10.2	7.1	3.1	1.1	1.6	2.6	1.0	1.7	3.4	1.2	3.7	83.2	1.2	2.7	15.3
Zr	824	234	90.6	177	240	322	153	33.8	81.2	896	1569	3127	24.0	106	542
Hf	22.9	12.1	3.2	5.0	6.5	7.7	4.0	1.4	2.8	23.8	40.2	90.6	0.5	3.5	15.4
Sn	1.4	0.0	2.3	1.2	1.9	0.9	1.4	0.0	0.4	2.9	15.2	89.1	0.1	0.3	8.7
Pb	438	9.2	8.4	2.6	4.0	3.6	8.3	5.8	4.3	2.6	3.4	307	1.5	2.3	7.0
U	712	2.18	1.12	0.56	0.96	0.88	0.67	1.74	1.19	0.17	1.78	682	0.27	0.34	12.3
Th	12.4	17.3	5.59	1.73	2.38	3.76	1.68	1.99	1.70	0.72	3.47	188	0.53	0.90	2.66
La	68.2	39.6	5.2	7.4	20.7	31.1	27.5	28.0	33.5	25.1	13.1	119	45.7	13.3	15.0
Ce	148	107	27.2	18.0	63.6	81.2	62.1	61.9	76.9	71.5	32.6	337	115	29.8	38.3
Pr	17.7	11.1	2.41	2.41	6.62	9.93	8.72	7.42	9.61	10.3	4.64	40.6	15.9	3.94	4.83
Nd	74.0	44.2	11.1	10.9	27.4	41.1	35.6	27.6	36.1	45.1	19.4	152	66.6	15.8	19.1
Sm	16.3	8.72	3.62	2.61	5.51	8.62	7.22	4.83	6.53	9.64	4.84	27.9	12.7	3.13	3.72
Eu	2.96	1.33	1.28	0.72	1.59	2.29	2.25	1.38	1.41	3.04	1.65	8.91	3.77	1.14	1.34
Gd	14.21	7.56	3.50	2.43	4.17	6.53	5.34	3.40	4.56	7.58	4.07	16.5	9.18	2.43	2.88
Tb	1.99	1.22	0.60	0.37	0.56	0.89	0.72	0.42	0.54	0.94	0.56	2.10	1.08	0.31	0.41
Dy	10.74	7.07	3.71	2.00	2.93	4.50	3.40	1.99	2.62	4.00	2.99	9.84	4.48	1.35	1.98
Ho	2.07	1.38	0.72	0.39	0.56	0.80	0.60	0.34	0.44	0.61	0.58	1.50	0.66	0.22	0.37
Er	4.70	3.50	1.85	0.92	1.37	1.91	1.42	0.75	0.92	1.46	1.84	3.47	1.20	0.52	0.85
Tm	0.63	0.48	0.29	0.13	0.21	0.25	0.19	0.09	0.12	0.24	0.41	0.49	0.14	0.07	0.14
Yb	3.30	3.00	1.77	0.76	1.24	1.62	1.20	0.53	0.76	1.88	3.63	3.97	0.63	0.49	0.90
Lu	0.46	0.43	0.27	0.13	0.20	0.26	0.17	0.08	0.11	0.38	0.81	0.84	0.08	0.08	0.16

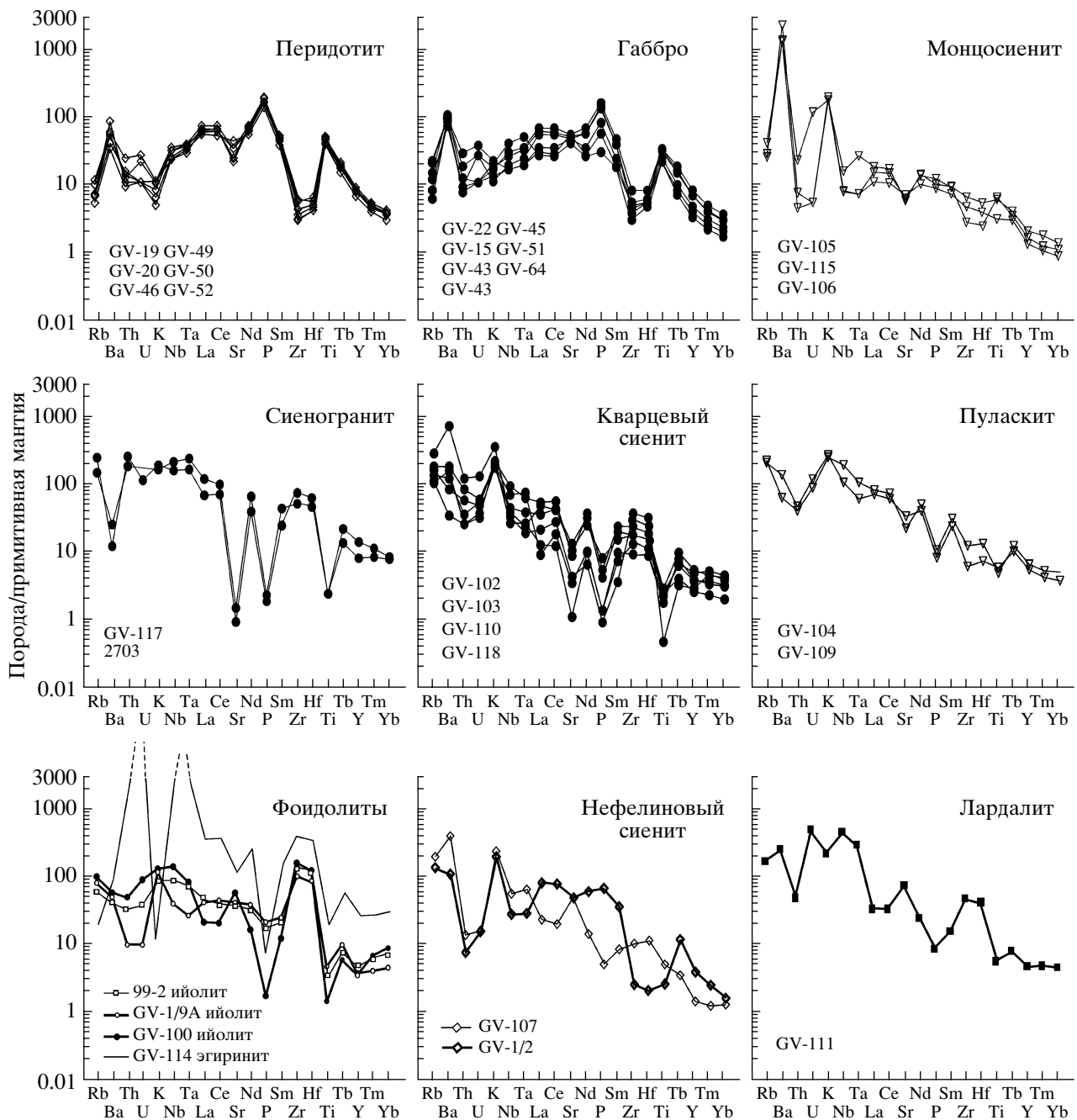
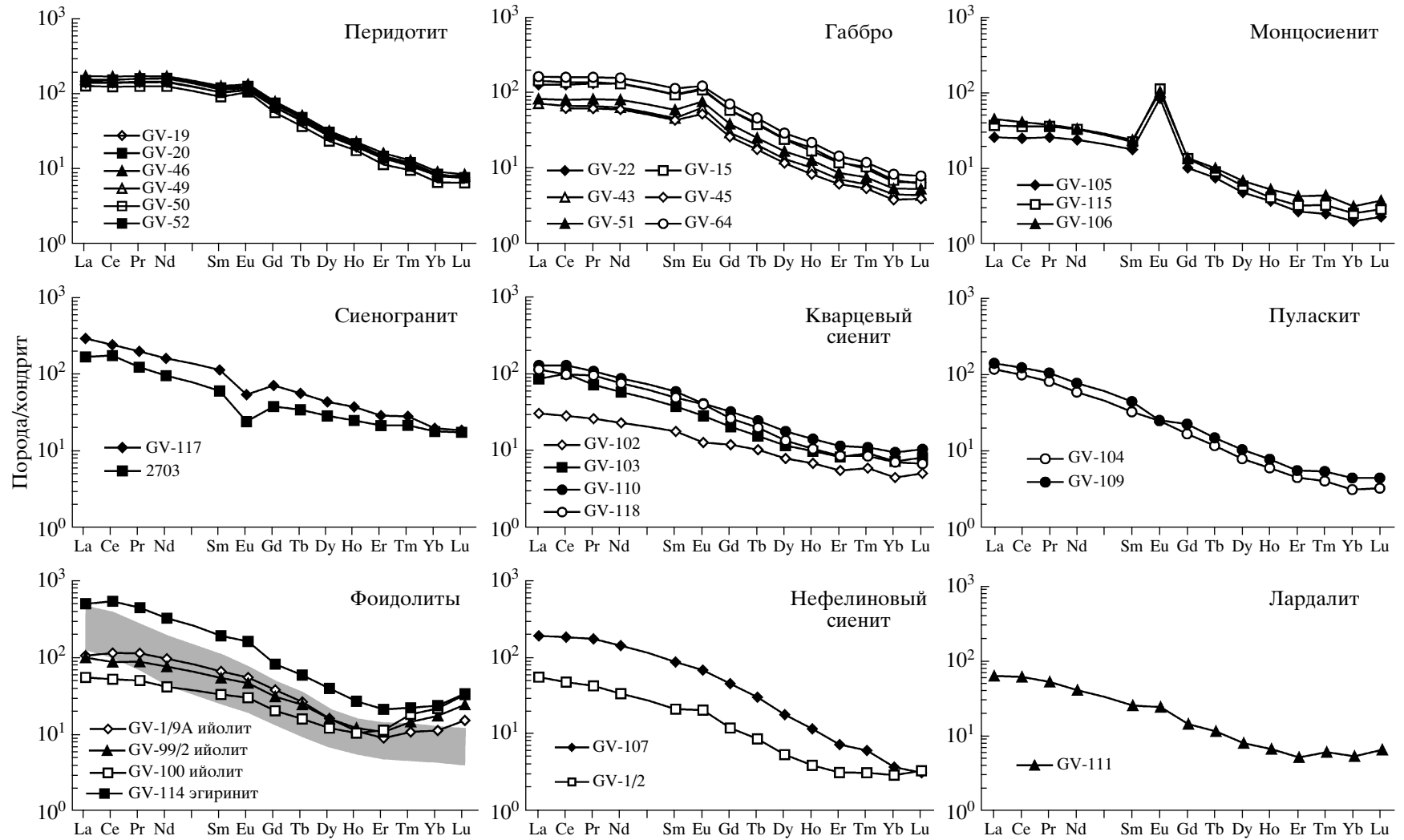


Рис. 9. Распределение нормализованных к примитивной мантии (McDonough et al., 1991) содержаний микроэлементов в породах массива Гремяха-Вырмес.

$[(La/Sm)_N = 1.26-1.57]$ . В области средних и тяжелых REE концентрации постепенно снижаются до значений, в 10 раз превышающих хондритовые для Yb и Lu. Положительная европиевая аномалия ( $Eu/Eu^*$ ), четко проявленная в породах комплекса, постепенно увеличивается от 1.32–1.48 в перидотитах до 1.47–1.72 в габбро и достигает максимальных значений  $\approx 6.4$  в монцосиенитах.

Породы гранитоидной серии характеризуются признаками, указывающими на их комплементарность с породами ультраосновной серии. На

графиках распределения микроэлементов (рис. 9) сиенограниты и кварцевые сиениты имеют отчетливо выраженные отрицательные аномалии Sr, P и Ti, а также Ba (в сиеногранитах), соответствующие положительным аномалиям этих элементов в перидотитах и габбро. Пуласкиты, представляющие собой фактически краевую фацию гранитоидной серии, примыкающую к фоидолитам, обнаруживают черты сходства как с нефели-



**Рис. 10.** Диаграммы распределения хондрит-нормализованных (Anders, Grevesse, 1989) содержаний редких земель в породах массива Гремяха-Вырмес. На диаграмме для фоидолитов показано распределение REE в палеозойских ийолитах щелочно-ультраосновных массивов провинции по данным (Арзамасцев и др., 2002).

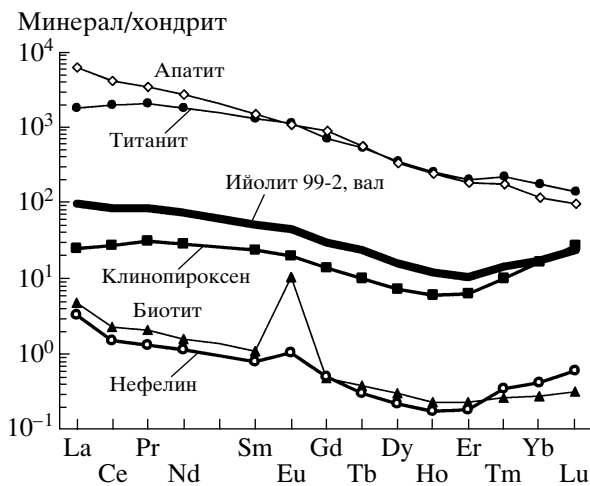


Рис. 11. Диаграммы распределения хондрит-нормализованных (Anders, Grevesse, 1989) редких земель в ийолите (обр. 99-2) и слагающих его минеральных фазах.

новыми, так и с кварцевыми сиенитами. Сиенограниты являются единственными породами массива, в которых наблюдается отрицательная европиевая аномалия ( $Eu/Eu^* = 0.51-0.60$ ).

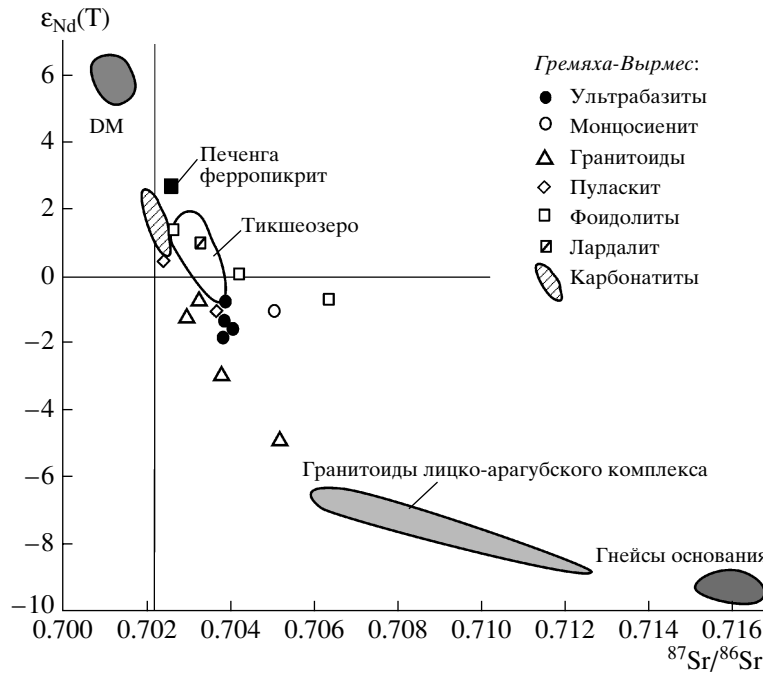
Породы фойдолитовой серии не обнаруживают признаков геохимического сходства с описанными выше породами и характеризуются предельно высокими вариациями большого количества микроэлементов. Это объясняется присутствием в этих породах редких аксессуарных-концентраторов Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta и др. В частности, эгиринит (табл. 10, обр. GV-114) из района Эгиринового наволока содержит значительное количество пирохлора и циркона. Представленные на рис. 10 графики распределения REE в фойдолитах имеют характерный S-образный изгиб и обнаруживают признаки сходства со спектрами распределения REE в щелоченных приконтактных разновидностях габбровой серии – лардалитах. Фойдолиты близки к аналогичным породам палеозойских щелочных интрузий провинции по концентрациям большинства микроэлементов, за исключением более высоких содержаний LREE в палеозойских разновидностях. Концентрации микроэлементов в типичном образце фойдолита Гремяха-Вырмес и слагающих его минеральных фазах представлены на рис. 11. Можно видеть, что распределение REE в ийолите контролируется преимущественно клинопироксеном и в меньшей степени апатитом и титанитом, в то время как роль нефелина и биотита весьма незначительна.

Таблица 12. Sm–Nd изотопные данные для пород массива Гремяха–Вырмес

Порода	Образец	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{T}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}$	T(DM)*	T(DM)**
Перидотит	GV-50	58.61	13.06	0.1348	0.511797	0.510129	-1.5	2.601	2.485
Габбро	GV-51	37.60	8.59	0.1382	0.511837	0.510127	-1.5	2.638	2.488
Габбро	GV-43	29.72	6.77	0.1377	0.511862	0.510158	-0.9	2.571	2.438
Габбро магнетитовое	GV-44	0.94	0.21	0.1361	0.511788	0.510104	-2.0	2.662	2.525
Монцосиенит	GV-106	15.30	3.34	0.1319	0.511783	0.510151	-1.0	2.535	2.450
Пуласкит	GV-104	17.15	3.05	0.1075	0.511558	0.510228	0.5	2.276	2.326
Пуласкит	GV-109	36.11	6.49	0.1086	0.511483	0.510139	-1.3	2.407	2.469
Сиеногранит	GV-113	7.60	2.32	0.1844	0.51233	0.510049	-3.1	4.230	2.614
Кварцевый сиенит	GV-110	41.09	8.60	0.1265	0.511709	0.510144	-1.2	2.507	2.461
Кварцевый сиенит	GV-118	35.65	7.04	0.1194	0.511635	0.510158	-0.9	2.438	2.439
Кварцевый сиенит	GV-103	27.42	5.51	0.1215	0.511430	0.509927	-5.4	2.828	2.809
Ийолит	GV-100	15.68	4.01	0.1547	0.512045	0.510131	-1.4	2.839	2.482
Ийолит	GV-1/9A	45.89	9.62	0.1268	0.511841	0.510272	1.3	2.287	2.255
Лардалит	GV-111	19.08	3.70	0.1173	0.511712	0.510261	1.1	2.364	2.273
Нефелиновый сиенит	GV-1/2	10.83	2.21	0.1235	0.511745	0.510217	0.2	2.265	2.344

\* Параметры деплетированной мантии для расчета модельного возраста T(DM) из работы (DePaolo et al., 1991).

\*\* Модельные возрасты T(DM) рассчитаны по процедуре (Liew, Hofmann, 1988):  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.513149$ ,  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.2136$ ,  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CC}} = 0.12$ .



**Рис. 12.** Диаграмма  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - \epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  для протерозойских пород Кольского полуострова. Приведены данные по массиву Тикшеозеро (Беляцкий и др., 2000), карбонатитам массива Гремяха-Вырмес (Саватенков и др., 1999), ферропикритами Печенги (Hanski, Smolkin, 1995), гранитоидам лицко-арагубского комплекса (Пушкарев, 1990; Timmerman, Daly, 1995), породам фундамента (Саватенков и др., 1998; Timmerman, Daly, 1995). Характеристики деплетированной мантии (DM) по (DePaolo et al., 1991). Все данные пересчитаны на возраст 1885 млн. лет.

*Изотопная систематика Sr и Nd*

Изотопные составы Sr для образцов из всех серий массива сходны и варьируют в пределах  $0.70390 \pm 0.00004$ ,  $0.70421 \pm 0.00105$  и  $0.70384 \pm 0.00005$  соответственно для ультрабазитов, гранитоидов и фойдолитов. Поскольку отношение  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{T}=1880 \text{ млн. лет}}$  во вмещающих гнейсах по данным (Саватенков и др., 1998) составляет 0.7166, можно полагать, что участие корового материала в образовании пород массива было минимальным. Расчет моделей изотопного смешения показывает, что доля корового материала в породах гранитоидной серии не превышает 10%. Отдельные разновидности пород массива, имеющие локальное распространение, такие как монцосиениты, пуласкиты и лардалиты, а также пегматоидные разновидности фойдолитов (обр. GV-100), обнаруживают широкий разброс значений изотопных отношений Sr и Nd, что может указывать на гибридное происхождение этих пород. Изотопный состав Nd в породах варьирует в широких пределах и позволяет выявить значимые различия в составе комплексов (табл. 12). На диаграмме  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - \epsilon_{\text{Nd}}$  (рис. 12) наиболее высокие значения  $\epsilon_{\text{Nd}}$  имеют фойдолиты; габбро, перидотиты, пуласкиты и гранитоиды образуют тренд, на продолжении которого располагаются фигуративные точки составов гранитоидов лицко-арагубского комплекса и вмещающих гнейсов основа-

ния. Модельные возрасты, вычисленные по отношению к деплетированной мантии, обнаруживают значительные вариации и существенно превышают изотопные датировки пород массива полученные разными методами (табл. 12). Для минимизации вклада корового компонента модельные возрасты T(DM) были рассчитаны по процедуре (Liew, Hofmann, 1988). Получены близкие значения возраста для пород ультраосновной серии и гранитоидов ( $2470 \pm 145$  млн. лет) и более низкие для фойдолитов ( $2340 \pm 110$  млн. лет).

**ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАССИВА**

*Первичные магмы*

Согласно полученным изотопным датировкам, массив Гремяха-Вырмес образовался в заключительную стадию формирования Печенгско-Варзугского рифтогенного пояса. Это позволило предположить, что первичные магмы массива генерировались в ходе эндогенной активности, обусловившей появление ультраосновных расплавов Печенгской структуры (Sharkov, Smolkin, 1998).

*Ультраосновная серия.* Средневзвешенный состав серии, рассчитанный с учетом объемов всех разновидностей пород, оказался близок составу габбро (обр. GV-43). Поскольку основные

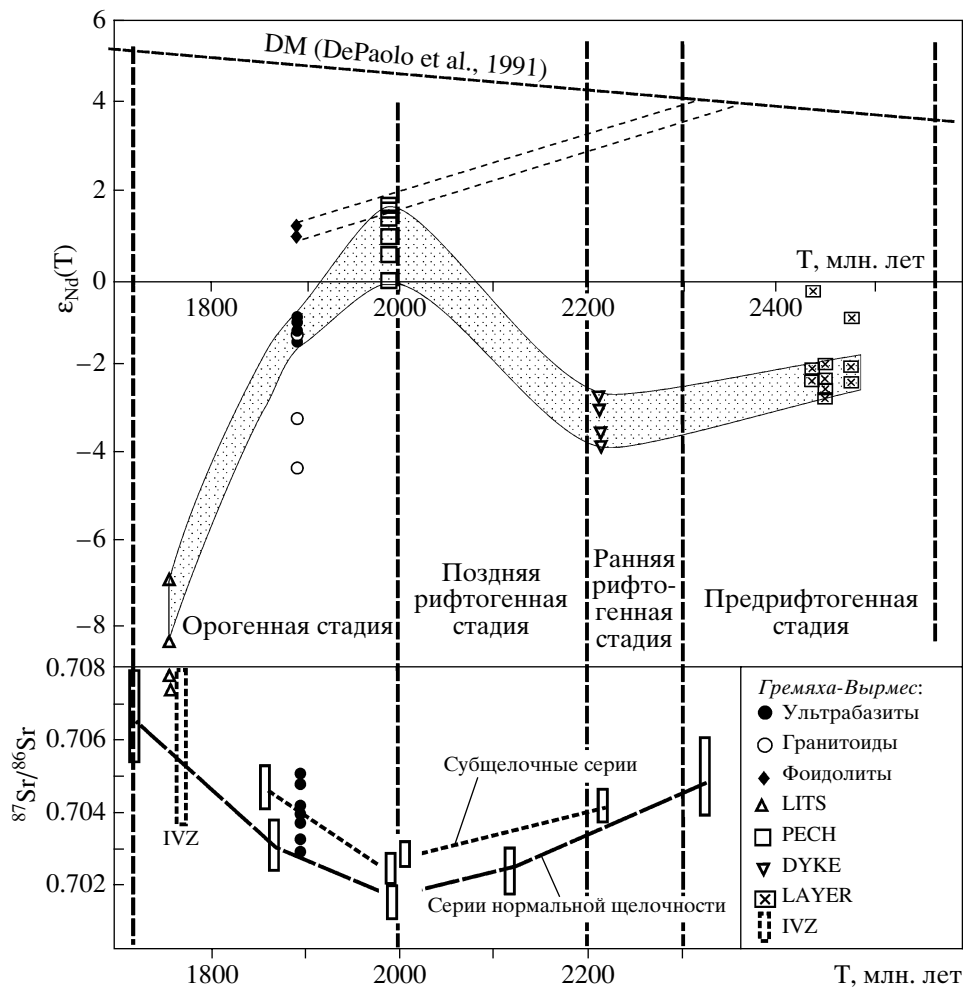
**Таблица 13.** Содержания петрогенных элементов (мас. %) и микроэлементов (ppm) в образцах ферропикритов Печенгского пояса

Оксиды	3077/313	3077/350	2728/773
SiO <sub>2</sub>	44.07	40.89	39.50
TiO <sub>2</sub>	2.02	2.10	2.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.40	7.60	5.79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.39	3.65	4.91
FeO	9.73	10.16	10.42
MnO	0.17	0.17	0.19
MgO	12.10	12.77	12.55
CaO	11.26	11.28	12.82
Na <sub>2</sub> O	0.08	0.13	0.12
K <sub>2</sub> O	0.04	0.04	0.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.20	0.27
CO <sub>2</sub>	4.28	4.09	4.43
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5.94	6.91	6.25
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.12	0.04	0.07
Сумма	99.78	100.03	99.75
Li	7.95	10.3	13.5
Rb	1.77	9.60	15.2
Sr	157	96.3	193
Ba	8.11	138	46.6
Sc	25.7	32.1	25.5
V	229	274	249
Cr	1215	924	1023
Co	98.9	60.9	82.9
Ni	1225	525	841
Cu	324	179	138
Zn	210	88.6	109
Ga	7.39	9.81	7.49
Y	16.9	21.4	15.6
Nb	14.2	18.2	17.3
Ta	0.93	1.15	1.14
La	43.6	14.5	8.34
Ce	76.0	36.7	23.0
Pr	8.10	5.21	3.56
Nd	29.4	22.2	17.6
Sm	5.87	5.73	5.18
Eu	1.71	1.98	1.57
Gd	5.28	5.63	4.38
Tb	0.72	0.87	0.67
Dy	3.66	4.64	3.53
Ho	0.71	0.89	0.66
Er	1.73	2.18	1.56
Tm	0.25	0.31	0.22
Yb	1.40	1.77	1.23
Lu	0.21	0.25	0.18
Pb	26.5	1.36	1.64

Примечание. Ферропикриты верхов (обр. 3077/313 и 3077/350) и низов (обр. 2728/773.2) разреза массивных лав матертской подсыты IV вулканогенной толщ.

излияния ферропикритовых расплавов в Печенгской структуре произошли на рубеже 1990 ± 40 млн. лет (Смолякин, 1992) и продолжались вплоть до закрытия рифтогенной структуры в период 1.85–1.75 млрд. лет, первичными магмами ультраосновной серии массива Гремяха-Вырмес могли быть наиболее примитивные ультраосновные вулканы четвертой печенгской вулканогенно-осадочной толщ (табл. 13). Сравнение показало, что печенгские вулканы и габброиды массива Гремяха-Вырмес характеризуются повышенными содержаниями Fe и Ti и обнаруживают сходные распределения микроэлементов. Согласно данным (Hanski, Smolkin, 1995) геохимические и изотопные характеристики пикритов указывают на участие в их происхождении деплетированного мантийного источника (DM). Принимая во внимание данные геодинамических реконструкций, внедрение печенгских ферропикритов происходило в условиях максимального раскрытия протерозойской рифтогенной структуры, что обеспечило поступление ультраосновных расплавов, с мантийными изотопными характеристиками. На диаграмме изменения  $\epsilon_{Nd-87Sr/86Sr}$  во времени (рис. 13) печенгские ферропикриты имеют наиболее высокие значения  $\epsilon_{Nd}$  и наиболее низкие значения  $87Sr/86Sr$ , что указывает на минимальное участие корового материала в их образовании. С другой стороны, фигуративные точки составов пород массива Гремяха-Вырмес заполняют разрыв между породами позднерифтогенной стадии и породами заключительных фаз магматизма (лицко-арагубские гранодиориты). Модельные возрасты, рассчитанные для массива Гремяха-Вырмес, совпадают с таковыми пикритовых вулкаников Печенги и близки к значению 2450 млн. лет – времени заложения всей Печенгско-Варзугской рифтогенной структуры. Можно предположить, что полученные значения  $T_{Nd}$  (DM) фиксируют время отделения ферропикритовых расплавов от мантийного источника на предрифтогенной стадии развития структуры. Дальнейшая эволюция ферропикритовых расплавов, родоначальных для ультраосновной и гранитоидной серий массива Гремяха-Вырмес, связана с их нахождением в условиях коры.

*Гранитоидная серия.* Геохимические характеристики свидетельствуют о принадлежности гранитоидов массива к субщелочным и щелочным разновидностям А-типа (Eby, 1990; Barbarin, 1999). Могут быть рассмотрены две альтернативные гипотезы происхождения гранитоидов: (1) гранитоиды генетически не связаны с остальными породами массива; (2) гранитоиды являются дифференциатами единой с ультраосновными породами массива первичной магмы (Полканов и др., 1967). Первая гипотеза, выдвинутая Кухаренко с соавторами (1971), отрицала принадлежность гранитоидов к массиву Гремяха-Вырмес и пред-



**Рис. 13.** Диаграмма изменения  $\epsilon_{Nd}(T)$  и  $^{87}Sr/^{86}Sr$  протерозойских магматических пород северо-восточной Фенноскандии во времени.

Построено на основе диаграммы (Балашов, 1996; Смолькин, 1997) с использованием данных (Timmerman, Daly, 1995; Федотов, Амелин, 1998; Баянова, 2004). LITS – гранитоиды лицо-арагубского комплекса, PECH – вулканогенные ферропикриты и габбро-верлиты Печенгской структуры, LAYER – расслоенные базитовые интрузии, DYKE – долериты роя даек северного обрамления Печенгской структуры. IVZ – вулканиты имандра-варзугской свиты. Стадии рифтогенеза по данным (Смолькин, 1997). Тонкими пунктирными линиями показаны модельные возрасты фойдолитов массива Гремяха-Вырмес.

полагала существование самостоятельной гранитной интрузии. Тем не менее близость полученных изотопных датировок, а также присутствие гибридных разновидностей пород, промежуточных по составу между гранитоидами и фойдолитами, гранитоидами и ультрабазитами, не позволяет выделять указанные породы в отдельную автономную интрузию. Единственный геологический объект в северо-восточной части Балтийского щита, с которым могут быть сопоставлены гранитоиды массива Гремяха-Вырмес – близлежащий лицо-арагубский комплекс. Но породы этого комплекса имеют более молодой возраст ( $1765 \pm 7$  млн. лет, Баянова, 2004) и изотопные характеристики, указывающие на значительное участие в их образовании материала коры (рис.

12):  $\epsilon_{Sr}$  от 47.3 до 165.1;  $\epsilon_{Nd}$  от -6.3 до -7.8 (Пушкарёв, 1990; Timmerman, Daly, 1995). Кроме того, лицо-арагубский комплекс относится к гранодиорит-гранитной серии, породы которой не обнаруживают щелочного тренда дифференциации (Батиева, Виноградов, 1991). Таким образом, породы гранитоидной серии массива Гремяха-Вырмес не имеют аналогов среди протерозойских гранитоидов северо-востока Фенноскандии. С другой стороны, геохимические характеристики гранитоидов указывают на их комплементарность с ультраосновными породами массива (наличие в сиеногранитах отрицательных аномалий Ba, P, Ti и положительных аномалий K, Zr, Hf, которым отвечают противоположные по знаку аномалии этих элементов в габбро и перидотитах).



**Таблица 14.** Составы пород (ppm) и коэффициенты распределения минерал/расплав ( $D$ ), использованные для модельных расчетов фракционной кристаллизации и ассимиляции

Элементы	Ферропикрит	Архейский гнейс	$D_{Ol}$	$D_{Cpx}$	$D_{Pl}$	$D_{Pl}$	$D_{Ap}$	$D_{Mag}$	$D_{Ilm}$
La	8.34	33.0	0.00001	0.049	0.1477	0.3	5.16	0.2	0.006
Ce	23.0	61.0	0.00002	0.07	0.0815	0.24	6.34	0.2	0.006
Pr	3.56	–	0.00005	0.12*	0.048*	0.2*	6.45	0.2*	0.007*
Nd	17.6	16.8	0.0001*	0.178	0.0551	0.17	6.6	0.2	0.008
Sm	5.18	2.20	0.0005	0.293	0.0394	0.13	6.3	0.2	0.010
Eu	1.57	0.91	0.001*	0.31*	1.125	2.11	3.77	0.06	0.013*
Gd	4.38	2.10	0.002*	0.34*	0.031	0.09	6	0.12*	0.015
Tb	0.67	0.27	0.003	0.36*	0.038*	0.088*	5.79	0.2	0.017*
Dy	3.53	–	0.01*	0.38	0.0228	0.086	5	0.2*	0.02
Ho	0.66	–	0.01	0.387*	0.035*	0.085*	4.5	0.2*	0.025*
Er	1.56	0.66	0.018*	0.391*	0.0202	0.084	4	0.2	0.03
Tm	0.22	–	0.027*	0.395*	0.033*	0.08*	3.9	0.2	0.04*
Yb	1.23	0.43	0.037	0.4	0.0232	0.077	3.24	0.2	0.05
Lu	0.18	0.062	0.05	0.449	0.0187	0.062	3.4	0.645	0.06
Литературный источник	–	[1]	[2]	[3]	[4]	[5]	[5]	[6]	[4]

Примечание. В качестве родоначального ферропикритового расплава принят средний состав ферропикрита 2728/773 мартерской подсвиты IV вулканогенной толщи Печенгской структуры. В качестве ассимилированного материала коры принят состав архейского плагиоклазового гнейса из низов Кольской сверхглубокой скважины. Ссылки: [1] – (Vetrin et al., 1999); [2] – (Beattie, 1994); [3] – (Johnson, 1998); [4] – (Fujimaki, Tatsumoto, 1984); [5] – (Caroff et al., 1993); [6] – (Nash, Crecraft, 1985).

\* Коэффициент распределения получен путем интерполяции значений соседних редкоземельных элементов.

Это позволяет рассмотреть модель образования гранитоидов массива в результате эволюции магм, являвшихся первичными для ультраосновной серии массива Гремяха-Вырмес.

**Фоидолитовая серия.** Находки в пределах массива карбонатных жил с мантийными характеристиками (Саватенков и др., 1999) указывают на присутствие в его составе полной щелочно-ультраосновной серии мельтейгитов, ийолитов, нефелиновых сиенитов и карбонатитов. По изотопно-геохимическим характеристикам фоидолиты существенно отличаются от остальных пород массива; совместно с карбонатитами они образуют тренд, указывающий на преобладающую роль в их формировании иного, более деплетированного мантийного источника (рис. 12). Сходство Sr-Nd изотопных характеристик фоидолитов массива Гремяха-Вырмес и пород массива Тикше-озеро позволяет предположить, что родоначальные щелочно-ультраосновные расплавы этих пород имели автономный мантийный источник и в минимальной степени испытали влияние коры.

#### Модели эволюции расплавов

Исходя из представлений об образовании массива Гремяха-Вырмес из двух независимых родоначальных мантийных расплавов (ферропикритового и щелочно-ультраосновного), могут быть рассмотрены следующие модели их эволюции и взаимодействия. Масс-балансовые расчеты для главных породообразующих оксидов и полного спектра редкоземельных элементов проведены на основе стандартных формул фракционной кристаллизации, сопровождающейся контаминацией. Кроме того, для контроля результатов использована программа Pele (Boudreau, 1999), представляющая собой адаптированный для Windows вариант программного пакета термодинамических расчетов MELTS (Ghiorso et al., 1994). Исходные параметры для расчета (составы исходных расплавов, контаминанта, фракционирующих фаз и коэффициенты распределения) приведены в табл. 14, а также в табл. 2, 4, 8–11.

Первый этап включал расчет модели фракционирования родоначального ферропикритового расплава. Было принято, что он отвечал по составу

**Таблица 15.** Составы (мас. %) исходных (исх.) расплавов и их продуктов (прод.) и параметры модельных расчетов фракционной кристаллизации пород массива Гремяха–Вырмес

Компоненты	Этап 1				Этап 2а				Этап 2б			
	исх.	прод.			исх.	прод.			исх.	пород.		
	Fe-пикрит	габбро GV-43	набл. – – вычисл.	рестит	габбро GV-43	сиеногранит GV-117	набл. – – вычисл.	рестит	габбро GV-43	кварцевый сиенит GV-110	набл. – – вычисл.	рестит
SiO <sub>2</sub>	45.89	46.21	–0.06	45.89	46.21	76.77	–0.35	43.40	46.21	63.73	–0.23	39.92
TiO <sub>2</sub>	1.50	3.61	0.03	0.76	3.61	0.40	0.04	3.94	3.61	0.48	0.16	5.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.30	13.66	0.09	2.44	13.66	10.24	0.55	13.49	13.66	16.21	0.95	10.26
FeO	16.95	14.26	–0.01	17.86	14.26	4.66	–0.06	15.46	14.26	6.05	0.10	18.18
MnO	0.25	0.20	–0.07	0.36	0.20	0.08	0.03	0.18	0.20	0.13	0.01	0.24
MgO	14.45	5.95	0.06	17.21	5.95	0.13	0.39	6.19	5.95	0.13	0.52	5.27
CaO	13.71	10.60	0.11	14.63	10.60	0.31	0.64	11.08	10.60	1.16	0.79	14.91
Na <sub>2</sub> O	1.38	3.80	0.05	0.52	3.80	3.60	0.18	3.63	3.80	7.02	–0.54	2.58
K <sub>2</sub> O	0.15	0.50	0.02	0.01	0.50	3.76	–0.10	0.25	0.50	4.97	–0.95	0.1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.42	1.22	–0.13	0.32	1.22	0.05	–0.93	2.39	1.22	0.12	–0.81	3.24
$\Sigma r^2$			0.05				1.90				3.75	
Соотношение дериватов, %		24.9		75.1		10.1		81.9		14.0		67.0
Доля контаминанта, %						8.0 (гнейс)				19.0 (гнейс 8% + фonoлит 11%)		
Модальный состав рестита, %												
<i>Ol</i> (111/275)				20.4				8.0				8.0
<i>Cpx</i> (GV-51/23)				71.9				21.1				35.3
<i>Pl</i> (GV-51/23)				3.3				40.9				32.1
<i>Ap</i>				0.8				5.9				7.3
<i>Mag</i>				3.6				10.9				9.6
<i>Ilm</i>								4.3				7.6

Примечание. *Ol* – оливин, *Cpx* – клинопироксен, *Pl* – плагиоклаз, *Ap* – апатит, *Mag* – титаномagnetит, *Ilm* – ильменит. Набл. – вычисл. – разности содержаний оксидов исходных и вычисленных модельных составах. В скобках указаны номера химических анализов минералов в табл. 2–5.

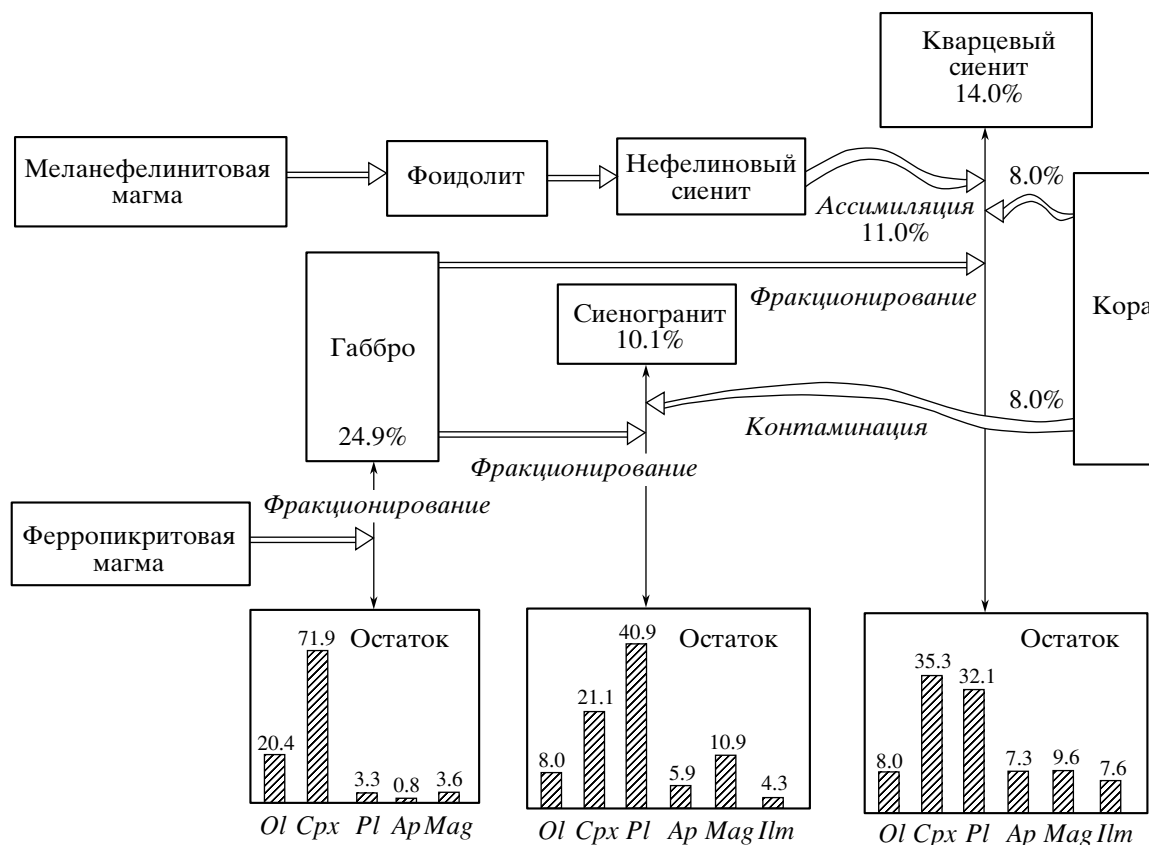


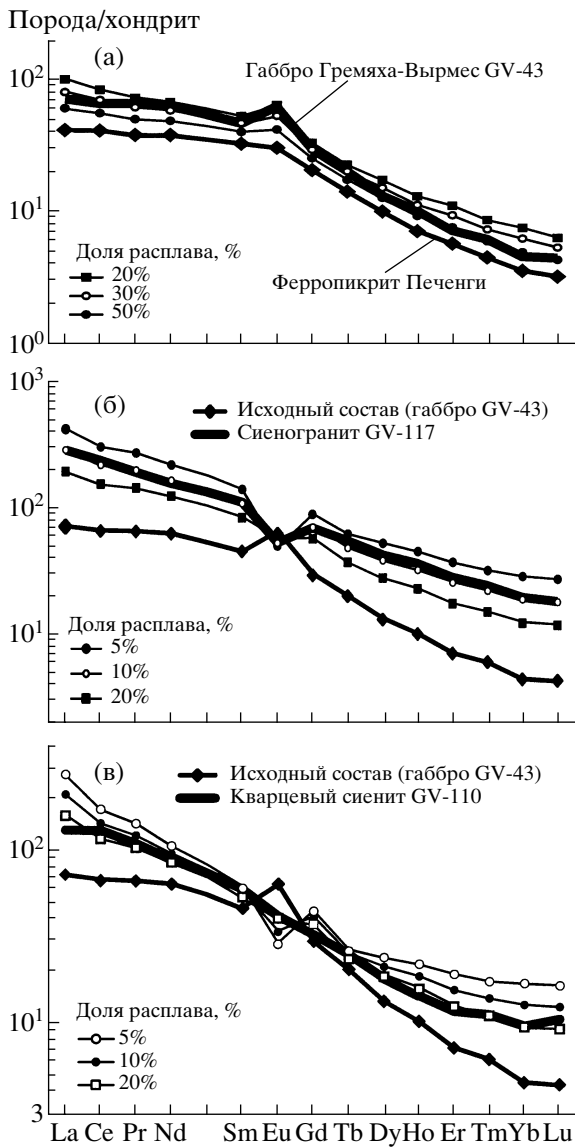
Рис. 14. Диаграмма эволюции первичных расплавов массива Гремяха-Вырмес (пояснения см. в тексте).

ву вулканитам Печенги (обр. 2728/773) и производил магму, соответствующую среднему составу ультраосновной серии массива Гремяха-Вырмес (обр. GV-43). Приведенные в табл. 15 и на рис. 14 данные показывают, что 24.9% габброидного расплава может быть получено в результате фракционирования 20.4% оливина, 71.9% клинопироксена и небольших количеств плагиоклаза, апатита и титаномагнетита, причем этот состав респита в целом отвечает составу реальных перидотитовых кумулатов ультраосновной серии массива. Был проведен расчет распределения REE с учетом указанных пропорций фракционирующих фаз и показано, что удовлетворительная сходимость расчетных и наблюдаемых в конкретном образце габбро GV-43 концентраций редких земель может быть получена при 30–35%-ном фракционировании ферропикритового расплава, что в общем отвечает оценкам по главным элементам (рис. 15а).

На втором этапе тестировалась модель получения гранитоидных расплавов в ходе эволюции базитовой магмы. В качестве родительского принимался расплав, близкий среднему составу пород ультраосновной серии массива (обр. GV-43), а в качестве его продуктов – сиеногранит (обр. GV-117) и кварцевый сиенит (обр. GV-110). Расчеты

показали, что удовлетворительные варианты с обоими продуктами гранитоидных магм могут быть получены только при 8–10%-ной контаминации родительских расплавов коровым материалом (рис. 15б, табл. 15). Кроме того, в образовании щелочной фазы гранитоидов – кварцевых сиенитов важную роль играло подмешивание к базальтовой магме небольших порций фонолитового расплава, близкого по составу нефелиновому сиениту массива (рис. 15в). Учитывая присутствие в составе ультраосновной серии Гремяха-Вырмес, наряду с габброидами нормального ряда, монносиенитов, можно полагать, что процессы смешения ферропикритовых и щелочных расплавов в условиях коры происходили уже на ранних этапах становления массива.

Расчет модели эволюции меланефелинитовых магм показал возможность получения типичного ряда дифференциатов щелочно-ультраосновной серии: от оливиновых и пироксеновых кумулатов до мельтейгитов, ийолитов и нефелиновых сиенитов. Подобный тренд в полном виде представлен в палеозойских щелочно-ультраосновных массивах провинции (Ковдор, Вуориярви, Салмагора и др.). По сравнению с палеозойскими аналогами породы массива имеют более высокое содержание  $\text{SiO}_2$  и пониженное  $\text{CaO}$  и щелочей, что



**Рис. 15.** Распределение нормализованных к хондриту содержаний редкоземельных элементов в исходных расплавах и продуктах их фракционной кристаллизации: (а) в ферропикрите из вулканитов Печенги и габбро массива Гремяха-Вырмес; (б) в исходном габбро и сиенограните при ассимиляции 8% корового материала; (в) в исходном габбро и кварцевом сиените при ассимиляции 8% корового материала и примеси 11% фойолитового расплава. Показаны расчетные концентрации REE в процессе кристаллизации исходного расплава.

обусловило отсутствие в массиве мелилитсодержащих пород.

*Роль щелочных расплавов в эволюции магматизма северо-востока Балтийского щита*

Наряду с ийолит-карбонатитовыми и нефелин-сиенитовыми сериями массивов Тикшеозеро в Северной Карелии и Альмунге в Швеции, фой-

долиты Гремяха-Вырмес – наиболее ранние проявления щелочного и карбонатитового магматизма на Балтийском щите. Появление щелочных расплавов в северной (Гремяха-Вырмес) и центральной (массив Соустова) частях Печенско-Варзугского рифтогенного пояса непосредственно связано с завершающим этапом развития этой крупнейшей структуры протерозоя. Незначительная магматическая активность в течение последующего периода длительностью более 1 млрд. лет свидетельствует о стабильности субкратонной области мантийного кила в условиях плиттктонических процессов. На протяжении этого длительного амагматического периода единственными свидетельствами существования аномально обогащенной мантии являлись незначительные по масштабам проявления щелочного мантийного магматизма: лампроиты района Кухмо-Костомукша (Северная Карелия) с возрастом 1230 млн. лет ( $I_{Sr} = 0.70382$  и  $\epsilon_{Nd} = -9.1$ ; Беляцкий и др., 1997) и кимберлиты района Каави-Куопио в Центральной Финляндии с возрастом около 600 млн. лет (O'Brien et al., 2004). Таким образом, в ходе плюм-литосферного взаимодействия, начиная с рубежа 1.88 млрд. лет, в мантийном киле Балтийского щита сформировались области, обогащенные некогерентными элементами и способные продуцировать щелочные и карбонатитовые расплавы. Можно полагать, что эти сублитосферные области метасоматизированного в протерозое мантийного субстрата были позднее, в палеозойское время, активизированы в ходе эндогенной активности, охватившей северо-восточную часть Фенноскандии и проявившейся в образовании крупнейших щелочных интрузий Хибин, Ловозера и карбонатитовых массивов.

**ВЫВОДЫ**

1. Протерозойский массив Гремяха-Вырмес сложен тремя автономными интрузивными сериями, которые образовались в течение относительно короткого промежутка времени ( $1885 \pm 20$  млн. лет) в следующей последовательности: (1) ультраосновная расслоенная серия; (2) гранитоидная серия; (3) фойдолитовая серия. Присутствие в массиве субщелочных ультрабазитов, а также пород, промежуточных по составу между габброидами и сиеногранитами, габброидами и фойдолитами, свидетельствует не только о контактовом воздействии поздних инъекций магм, но и о смешении щелочных и ультраосновных расплавов.

2. Наиболее вероятными исходными магмами ультраосновной серии массива Гремяха-Вырмес являлись ферропикритовые расплавы, сформировавшиеся в результате эндогенной активности в Печенско-Варзугском рифтогенном поясе. Согласно данным моделирования, образование гра-

нитоидов массива произошло в ходе фракционной кристаллизации родственных с габбро-перидотитами расплавов, сопровождалось ассимиляцией материала архейской коры, а также подмешиванием небольших порций щелочно-ультраосновного расплава.

3. Присутствие в составе массива Гремяха-Вырмес ультраосновных фойдолитов и карбонатитов показывает, что уже на рубеже 1.88 млрд. лет в сублитосферной мантии северо-востока Фенноскандинавского щита сформировались области метасоматизированного мантийного субстрата, обогащенные некогерентными элементами и способные продуцировать щелочные и карбонатитовые расплавы. Вовлечение этих областей в плюм-литосферные процессы 0.4–0.36 млрд. лет назад привело к появлению ультращелочных расплавов, давших начало палеозойской Кольской щелочной провинции.

*Благодарности.* Консультации с А.Н. Виноградовым (КНЦ РАН), предоставившим образцы пород массива Гремяха-Вырмес, были весьма полезны при анализе геологического строения массива и выделении основных групп пород. Авторы признательны П.К. Скуфьину (ГИ КНЦ РАН), предоставившему пробы вулканитов Печенги, и Г.Л. Вурсию (ГИ КНЦ РАН) за экскурсию, проведенную на обнажениях расслоенной серии гипербазитов массива.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 06-05-64130) и гранта НАТО (EST-CLG-978997).*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арзамасцев А.А., Беа Ф., Арзамасцева Л.В., Монтеро П. Редкоземельные элементы в породах и минералах щелочных интрузий Кольского полуострова как индикаторы эволюции щелочных расплавов // Российский журнал наук о Земле. 2002. Т. 4. № 3. С. 3–24.
- Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16–28.
- Балашиов Ю.А. Геохронология раннепротерозойских пород Печенгско-Варзугской структуры Кольского полуострова // Петрология. 1996. Т. 4. № 1. С. 3–25.
- Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
- Беляцкий Б.В., Никитина Л.П., Савва Е.В., Левский Л.К. Изотопные характеристики лампроитовых даек восточной части Балтийского щита // Геохимия. 1997. № 6. С. 658–663.
- Беляцкий Б.В., Тихомирова М., Савва Е.В. Возраст и генезис протерозойского щелочно-ультраосновного Тикшеозерского массива (Северная Карелия): результаты Pb-Sr-Nd изотопных исследований // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тезисы докладов I Российской конференции по изотопной геохронологии. Москва, 15–17 ноября 2000 г. М.: ГЕОС 2000. С. 63–65.
- Виноградов А.Н., Батиева И.Д., Бельков И.В., Виноградова Г.В. Петрохимические типы и последовательность образования интрузивных серий в полиформационном массиве Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове // Петрология и металлогения щелочных, щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1985. С. 3–12.
- Вурсий Г.Л., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Структура и возраст гипербазит-базитов плутона Гремяха-Вырмес // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тезисы докладов I Российской конференции по изотопной геохронологии. Москва, 15–17 ноября 2000 г. М.: ГЕОС, 2000. С. 99–100.
- Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Петрология щелочных пород Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1990. 407 с.
- Кухаренко А.А., Булах А.Г., Ильинский Г.А., Шинкарев Н.Ф., Орлова М.П. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита // Труды Ленинградского общества естествоиспытателей. Л.: Недра, 1971. Т. 72. Вып. 2. 280 с.
- Митрофанов Ф.П., Смолькин В.Ф., Шаров Н.В. Основные черты геологического строения северо-востока Балтийского щита // Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. Ред. В.П. Орлов, Н.П. Лаверов. М.: МФ “ТЕХНОНЕФТЕГАЗ”, 1998. 260 с.
- Осокин А.С. Размещение и вещественный состав апатит-титаномагнетит-ильменитовых руд массива Гремяха-Вырмес. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1987. 90 с.
- Полканов А.А., Елисеев Н.А., Елисеев Э.Н., Кавардин Г.И. Массив Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. М.-Л.: Наука, 1967. 236 с.
- Пушкарёв Ю.Д. Мегациклы в эволюции системы кора-мантия. Л.: Наука, 1990. 216 с.
- Радченко М.К., Реженова С.А. Минеральная эволюция в раннем расслоенном комплексе массива Гремяха-Вырмес // Щелочной магматизм северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1990. С. 56–66.
- Саватенков В.М., Пушкарёв Ю.Д., Сергеев А.В., Сулимов Р.Б. Карбонатиты Гремяхи-Вырмес как индикатор новой рудной специализации массива (Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 5. С. 449–454.
- Саватенков В.М., Сулимов Р.Б., Гончаров Г.Н., Сергеев А.В., Пушкарёв Ю.Д. Sm-Nd, Rb-Sr и Pb-Pb изотопные систематики базит-гипербазитов в массиве Гремяха-Вырмес: роль корово-мантийного взаимодействия при магмогенерации и рудообразовании // Записки ВМО. 1998. № 5. С. 15–25.
- Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.
- Смолькин В.Ф. Магматизм раннепротерозойской (2.5–1.7 млрд. лет) палеорифтогенной системы, северо-за-

- пад Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. № 4. С. 394–411.
- Федотов Ж.А., Амелин Ю.В.* Постсвекофенские дайки долеритов Кольского региона: двойственная природа кратонного магматизма // Вестн. МГТУ. Труды Мурманского гос. техн. университета. 1998. Т. 1. № 3. С. 33–41.
- Эндогенные режимы и эволюция магматизма в раннем докембрии (на примере северо-восточной части Балтийского щита). Ред. Батиева И.Д., Виноградов А.Н. СПб.: Наука, 1991. 198 с.
- Anders E., Grevesse N.* Abundances of the elements: meteoritic and solar // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1989. V. 53. P. 197–214.
- Barbarin B.* A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // *Lithos.* 1999. V. 46. P. 605–626
- Bea F., Arzamastsev A., Montero, P., Arzamastseva L.* Anomalous alkaline rocks of Soustov, Kola: evidence of mantle-derived metasomatic fluids affecting crustal materials // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 140. P. 554–566.
- Beattie P.* Systematics and energetics of trace-element partitioning between olivine and silicate melts: implications for the nature of mineral-melt partitioning // *Chemical Geology.* 1994. V. 117. P. 57–71.
- Berthelsen A., Marker M.* Tectonics of the Kola collision suture and adjacent Archaean and early Proterozoic terrains in the northeastern region of the Baltic Shield // *Tectonophysics.* 1986. V. 126. P. 31–55.
- Boudreau A.E.* PELE: a version of the MELTS software program for the PC platform // *Computers and Geosciences.* 1999. V. 25. P. 21–203.
- Caroff M., Maury R.C., Leterrier J., Joron J.L., Cotten J., Guille G.* Trace element behavior in the alkali basalt – comenditic trachyte series from Mururoa Atoll, French Polynesia // *Lithos.* 1993. V. 30. P. 1–22.
- DePaolo J.D., Linn A.M., Schubert G.* The continental crustal age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the south-western United States // *Geophys. Res.* 1991. V. 90. № B2. P. 2071–2088.
- Eby G.N.* Montereian Hills. II. Petrography, major and trace element geochemistry and strontium isotopic chemistry of the eastern intrusions: mounts Shefford, Brome and Meganitic // *J. Petrology.* 1985. V. 26. № 2. P. 418–448.
- Eby G.N.* The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // *Lithos.* 1990. V. 26. № 1/2. P. 115–134.
- Fujimaki H., Tatsumoto M.* Partition coefficients of Hf, Zr and REE between phenocrysts and groundmass // *Proceedings of the 14th Lunar Planetary Science Conference. Geophys. Res.* 1984. P. 662–672.
- Ghiorso M.S., Hirschmann M., Sack R.O.* MELTS: software for thermodynamic modeling of magmatic systems // *EOS.* 1994. V. 75. P. 571–576.
- Hanski E., Smolkin V.F.* Iron and LREE-enriched mantle source for Early Proterozoic intraplate magmatism as exemplified by Pechenga ferropicrites, Kola Peninsula, Russia // *Lithos.* 1995. V. 34. P. 107–125.
- Johnson K.T.M.* Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressures // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 133. P. 60–68.
- Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., Woolley A.* Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 2. Former USSR. London: Chapman & Hall, 1995. 226 p.
- Liew T.C., Hofmann A.W.* Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of Central Europe: indications from a Nd and Sr study // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 98. P. 129–138.
- McDonough W.F., Sun S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofmann A.W.* K, Rb, and Cs in the earth and moon and the evolution of the Earth's mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1991. Ross Taylor Symposium volume. P. 93–101.
- Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F., Arzamastsev A.A., Yevzerov V.Ya., Lyubtsov V.V., Nikolaeva S.B., Fedotov Zh.A.* Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield). Apatity: Kola Science Centre Publ., 1995. 144 p.
- Montero P., Bea F.* Accurate determination of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios by inductively coupled plasma mass spectrometry in isotope geoscience: an alternative to isotope dilution analysis // *Anal. Chim. Acta.* 1998. V. 358. P. 227–253.
- Nash W.P., Crecraft H.R.* Partition coefficients for trace elements in silicic magmas // *Geochimica and Cosmochimica Acta.* 1985. V. 49. P. 2309–2322.
- O'Brien H., Ramo T., Gehor S.* Carbonatite-kimberlite-alkaline rock field trip to southern and central Finland. June 2–4, 2004. GSF Publ, Espoo, Finland. 26 p.
- Sharkov E.V., Smolkin V.F.* Palaeoproterozoic layered intrusions of the Russian part of the Fennoscandian Shield: a review // *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy. Sect. B: Appl. Earth Sci.* 1998. V. 107. P. B23–B38.
- Timmerman M.J., Daly J.S.* Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland-Kola mobile belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // *Precamb. Res.* 1995. V. 72. P. 97–107.
- Vetrin V.R., Turkina O.M., Nordgulen O.* Surface analogues of “grey gneiss” among the Archaean rocks in the Kola Superdeep Borehole. Apatity: Kola Science Centre RAS publ., 1999. 81 p.