

УДК 55:551.311:551.71:550.93 (470.21)

## ВУЛКАНИТЫ ОСНОВАНИЯ РАЗРЕЗА ПЕЧЕНГСКОГО КОМПЛЕКСА (НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ) НА ПОВЕРХНОСТИ И В ГЛУБИННЫХ УСЛОВИЯХ (В РАЗРЕЗЕ СГ-3)

*П.К. Скуфьин*

Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты

Поступила в редакцию 04.06.13

Исследованы вулканиды сариолия и нижнего ятулия печенгского комплекса (I и II вулканогенные свиты) на поверхности и в керне Кольской сверхглубокой скважины СГ-3. Показано сходство разрезов сравниваемых объектов. Вулканиды I вулканогенной свиты из разреза СГ-3 имеют значительное сходство химических составов с поверхностными аналогами, что указывает на изохимичность метаморфических процессов в широких интервалах фаций метаморфизма. Глубинные породы II вулканогенной свиты, по сравнению с поверхностными образцами имеют радикальные отличия составов. В этих породах происходит усреднение, гомогенизация состава с превращением вулканидов в аповулканиды-метасоматиты. Происходит обеднение пород II ВС, особенно ее верхней подсвиты, железом и обогащение щелочами и магнием. Эти изменения связаны с дислокационным метаморфизмом и метасоматозом в зоне влияния глубинного Лучломпольского разлома на границе II вулканогенной свиты и вышележащей III вулканогенной свиты.

*Ключевые слова:* вулканиды, петрология, геохимия, метаморфизм, Кольская сверхглубокая скважина, нижний протерозой, Кольский п-ов.

### Введение

В течение 1970–2008 гг. в СССР и в России велись работы по программе Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3), в ходе которых в 1990 г. СГ-3 достигла рекордной для кристаллических монолитных пород глубины — 12 262 м. На поверхность было поднято 4024 м керна, выполнено более 400 тыс. км каротажных геофизических работ 25 методами. В процессе изучения геолого-геохимических особенностей пород керна СГ-3 и, в частности, сравнительно слабо метаморфизованных вулканидов протерозойской части разреза СГ-3, встал вопрос о том, насколько глубинные образцы керна пород печенгского комплекса соответствуют своим поверхностным стратиграфическим аналогам, в чем их сходство, и в чем проявляются черты их различия, обусловленные воздействием на глубинные породы высоких давлений и температур. Проект МПГК-408 ЮНЕСКО предусматривал детальное изучение пород протерозойской части разреза СГ-3 и их поверхностных аналогов с целью определения особенностей и различий поверхностного и глубинного режимов породо-, рудо- и минерагенеза. Для решения поставленных задач были выбраны вулканиды I и II вулканогенных свит, обладающие достаточно дифференцированным составом, что облегчало выделение и сопоставление сравниваемых объектов (Скуфьин, Яковлев, 2007; Skuf'in, 2002b).

Для проведения исследований в распоряжении автора был большой фактический материал, полученный в результате более чем сорокалетних работ на Печенгской структуре (Скуфьин, 1993, 1998; Marakushev et al.,

1986; Skuf'in, 2002a). В результате этих работ было выполнено более 1600 полных химических анализов вулканидов, а также около 5000 определений редких и рассеянных элементов, получено 211 спектров РЗЭ.

Изучение петрографии и петрогеохимии образцов керна протерозойской части разреза СГ-3 автор проводил с 1993 г. и до закрытия проекта «Кольская сверхглубокая» в 2008 г. (Скуфьин и др., 1999; Скуфьин, Яковлев, 2007; Skuf'in, 2002b).

### Геологическое описание

СГ-3 пробурена в северо-восточной части раннепротерозойской Печенгской структуры. Морфологически это синклинорий, северная часть которого заполнена породами печенгского комплекса (возраст 2550–1940 млн лет) мощностью до 11 км (рис. 1). Юго-западная часть синклинория срезана Пороярвинским шовным прогибом, сформированным породами южнопеченгского комплекса (1940–1700 млн лет). Печенгский комплекс сложен четырьмя вулканогенными свитами (ВС), в основании которых залегают маломощные осадочные свиты: маярвинская (I ВС), пиртиярвинская (II ВС), заполярнинская (III ВС) и матерская (IV ВС) (Скуфьин, 1998). СГ-3 вскрыла породы всех ВС печенгского комплекса в инт. 0–6842,0 м.

Разрезы I и II ВС вскрыты также структурными скважинами IX (II ВС) и X (подошва II ВС и почти весь разрез I ВС), которые расположены по восстанию свит и горизонтов разреза СГ-3. Скважины IX (гл. 1300 м) и X (гл. 1100 м) расположены соответственно в 8,5 и в 9,5 км к северо-северо-западу от

СГ-3 (рис. 1). Эти скважины обеспечивают возможность сопоставления пород разреза СГ-3 с поверхностными и приповерхностными стратиграфическими аналогами.

### Геолого-геохимические особенности разноглубинных пород I и II ВС

**Маярвинская вулканогенная (I ВС) свита.** Вулканиды I ВС слагают дугообразную полосу шириной в плане от 1 до 2–2,5 км. Падение пород центрикулярное,

в южных румбах, под углами 20–30°. На поверхности вулканиды представлены массивными актинолитизированными и хлоритизированными породами с широко развитыми миндалекаменными текстурами. В целом для пород характерна зеленосланцевая фация метаморфизма. Детальные картировочные работы, а также анализ керна структурной буровой скважины С-Х позволили выделить в ее нижней части пласты туфогенных пород и покровы низкотитанистых магнезиальных базальтов, а также ферробазальтов, габбро-долеритов и пироксенитов, основную часть разреза

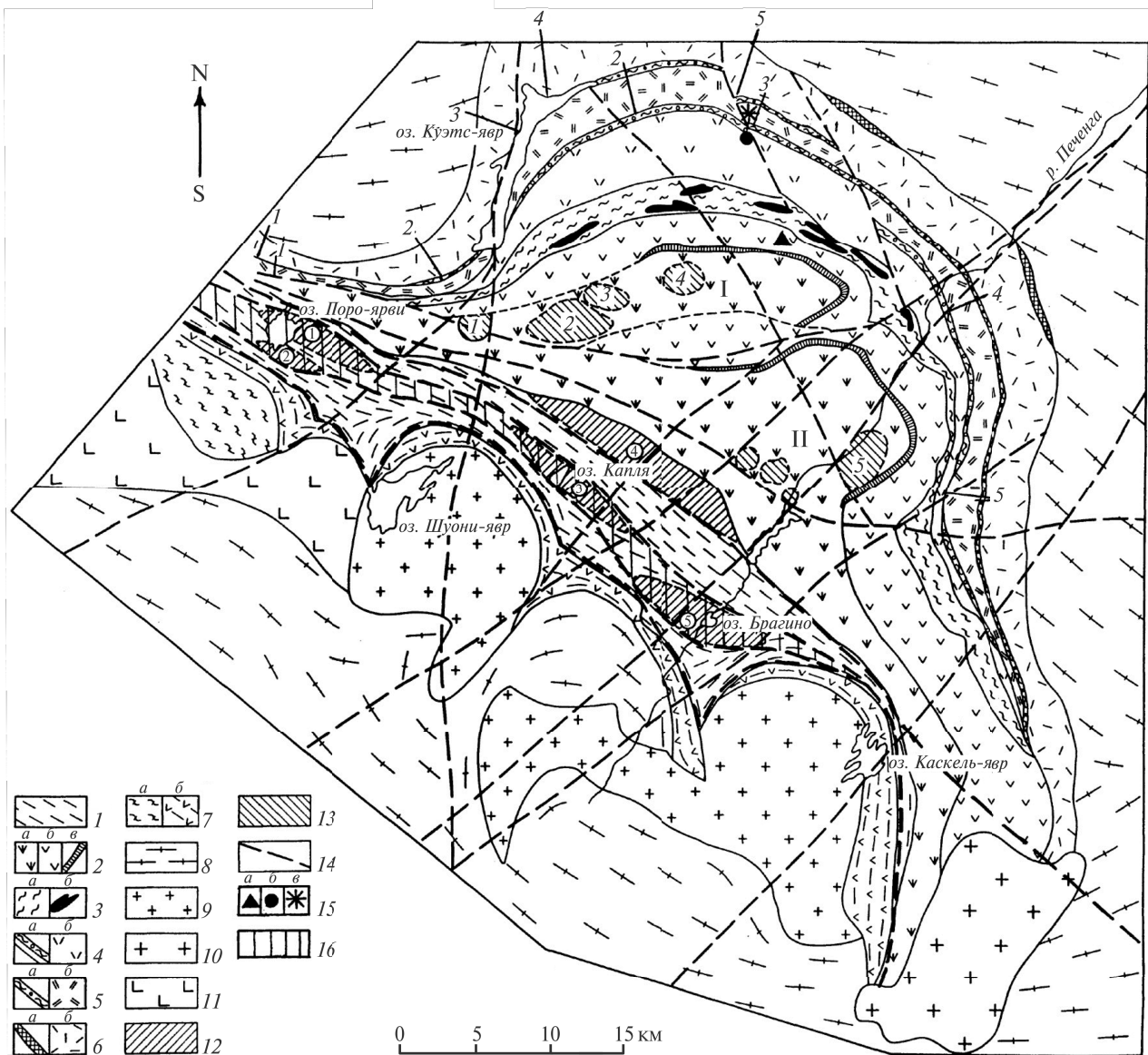


Рис. 1. Схема геологического строения Печенгской структуры:

1 — южнопеченгский комплекс; 2–6: печенгский комплекс: 2 — породы IV ВС: а — базальты верхней подсвиты, б — базальты нижней подсвиты, в — риолиты; 3 — IV ОС (осадочная свита): а — метаморфизованные осадки, б — рудоносные габбро-верлиты; 4 — породы III ОС и III ВС: а — осадки, б — базальты; 5 — породы II ОС и II ВС: а — осадки, б — щелочные базальты и трахиандезиты; 6 — породы I ОС и I ВС: а — осадки, б — андезитобазальты и андезиты; 7 — породы неясного стратиграфического положения: а — гнейсосланцы, б — амфиболиты; 8 — гнейсограниты архейского фундамента; 9 — граниты Южно-Печенгской структурно-формационной зоны (1940 млн лет); 10 — микроклиновые граниты (1762 млн лет); 11 — габбро; 12 — вулканические центры в Южно-Печенгской зоне; 13 — вулканические центры в Северо-Печенгской зоне; 14 — разломы; 15 — положение структурных буровых скважин соответственно СГ-3 (а), IX (б) и X (в); 16 — положение Пороярвинского приразломного трогового прогиба, контролировавшего локализацию автономных вулканочентров в Южно-Печенгской зоне. Крупные мульдообразные структуры в Северо-Печенгской зоне: I — Северная мульда, II — Южная мульда. Для маярвинской и пирттиярвинской свит показано положение петрогеохимических разрезов (№ 1–5)

вулканитов слагают покровы андезибазальтов, реже андезитов и андезидацитов. Мощности индивидуальных покровов колеблются от долей метра до 25–30 м; в нижних частях разреза они сложены массивными разновидностями вулканитов; в строении верхних покровов наблюдаются приконтактные зоны миндалекаменных пород. Вулканические ассоциации пород в различных структурно-формационных зонах имеют разный состав, объем и фациальные характеристики.

Таблица 1

Соотношение вулканитов различного состава (объем, %) в разрезах пород I BC

Номер разреза	Базальты	Андезибазальты	Андезиты и дациты
1	20	15	65
2	30	45	25
3	30	20	50
4	30	40	30
5	20	65	15
5A	25	65	10

*Примечание.* Разрез 1 занимает самое западное положение в структуре, разрез 5 — самое восточное; остальные разрезы занимают промежуточное положение (рис. 1). Разрез 5A составлен по измененным вулканитам СГ-3.

Это дало возможность составить латеральный ряд вулканических ассоциаций и уточнить их содержание. Так, на западе структуры I BC сложена в основном базальтами, андезитами и дацитами, в центральной части — базальтами, андезибазальтами и андезитами, а на востоке — базальтами и андезибазальтами (табл. 1).

Минеральный состав наиболее распространенных в разрезе андезибазальтов и андезитов (объем. %): актинолит (20–35), биотит (0–5), хлорит (2–12), эпидот (3–9), сфен с лейкоксомом (1–3), магнетит (0–2), ильменит (0–2), кварц (0–5), плагиоклаз-An (20–45), стекло девитрифицированное (0–25). Породы обладают реликтовыми признаками магматических структур — интерсертальной, микрофитовой, микролитовой, витрофино-микролитовой.

СГ-3 вскрывает разрез свиты в инт. 5717,0–6835,0 м. По данным НПЦ «Кольская сверхглубокая» (Кольская..., 1984), разрез I BC в СГ-3 включает в себя три пачки пород, сложенных в основном апобазитовыми амфибол-плагиоклазовыми и биотит-амфибол-плагиоклазовыми сланцами. Мощность свиты с глубиной не изменяется, но в отличие от поверхностных пород вулканиты на глубине интенсивно рассланцованы и метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации, участками перекристаллизованы и микроклинизированы. Тем не менее в глубинных вулканитах сохранились реликтовые текстуры первичных пород. В зонах катаклаза породы изменены процессами диа-

фтореза, с образованием минеральных ассоциаций зеленосланцевой фации.

Проведенные исследования (Скуфьин, Яковлев, 2007) показали, что разрез I BC в СГ-3 представляет собой переслаивание покровов измененных базальтов и андезибазальтов, реже андезитов с sillами дифференцированных габбро-долеритов. В разрезе скв. X вулканиты также имеют идентичный состав. В целом разрезы свиты в СГ-3 и скв. X сходны, но не идентичны. В разрезе СГ-3 гораздо большую роль играют силлоподобные тела габбро-долеритов.

Из табл. 2 видно, что вулканиты I BC как глубинного, так и поверхностного уровня представлены в основном магнезиальными базальтами, субщелочными базальтами, ферробазальтами, андезибазальтами и андезитами. Базитовые вулканиты свиты относятся в основном к кварц-нормативным гиперстеновым, реже оливин-нормативным разновидностям, в то время как андезиитоиды — к кварц-нормативным гиперстен-авгитовым породам. Среднекислые вулканиты свиты относятся к магнезиально-железистым и низкоглиноземистым разновидностям. Существенных различий в химическом составе разноглубинных пород нет, что в известной степени подтверждает представления (Предовский и др., 1974) об изохимичности состава вулканитов Печенгской структуры, метаморфизованных в интервале от пренит-пумпеллитовой до амфиболитовой фаций метаморфизма. Глубинные образцы лишь несколько обеднены окисным железом. В целом вулканиты представлены породами нормальной щелочности и относятся к дифференцированному, непрерывному по кремнекислотности формационному типу. Вулканиты свиты формируют протяженную Mg-базальт — базальт — андезибазальт — андезитовую формацию. Породы этой формации идентифицируют низкую проницаемость коры в период заложения сариолийско-ятулийского прогиба; лишь в основании разреза свиты установлены покровы подщелоченных Mg-базальтов с содержанием MgO 14–15% и с суммарным содержанием щелочей 1–3% (содержание K<sub>2</sub>O до 1,6%). Этот горизонт субщелочных пород характеризует редуцированную рифтогенную стадию субщелочного глубинного магматизма; субщелочные породы сменились вверх по разрезу низкотитанистыми и высококремнеземистыми производными примитивной магмы, обогащенными некогерентными элементами и относящимися к продуктам дифференцированной коматиитовой серии.

В табл. 3 приведено содержание главных рассеянных и редкоземельных элементов в единичных анализах вулканитов I BC СГ-3, а также поверхностного и приповерхностного (скв. X) уровней. Налицо обеднение глубинных образцов Li (до 10–12 г/т в сравнении с 30–40 г/т у поверхностных пород), Rb (до 5–40 г/т в сравнении с 55–100 г/т), Sr (на порядок) и Ba (в 2–3 раза), а также Zr (до 30–55 г/т в сравнении с 120–210 г/т) и Nb (до 0,6–3,0 г/т в сравнении с 9–18 г/т).

Таблица 2

## Средний состав (мас. %) разноглубинных вулканитов I BC

Компо- ненты	Mg-базальт		Базальт субщелочной		Ферробазальт		Андезибазальт		Андезит	
	СГ-3 (n = 7)	Поверх. (n = 3)	СГ-3 (n = 3)	Поверх. (n = 12)	СГ-3 (n = 12)	Поверх. (n = 2)	СГ-3 (n = 46)	Поверх. (n = 40)	СГ-3 (n = 11)	Поверх. (n = 21)
SiO <sub>2</sub>	52,60	53,07	51,53	51,27	48,23	47,64	55,55	55,24	58,36	58,88
TiO <sub>2</sub>	0,97	0,87	0,98	1,09	1,66	2,22	0,95	1,00	1,20	1,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,22	11,96	14,32	14,24	13,41	11,99	14,70	14,06	13,11	13,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,35	0,49	2,34	2,38	2,35	7,32	1,48	2,79	2,10	2,90
FeO	10,01	10,37	9,71	9,67	13,67	9,82	8,13	7,96	9,26	7,33
MnO	0,16	0,16	0,17	0,19	0,26	0,18	0,16	0,16	0,14	0,18
MgO	8,58	8,74	6,00	6,11	6,28	7,85	5,64	4,63	3,38	3,19
CaO	9,09	8,86	8,22	8,14	8,55	7,58	7,65	7,43	6,41	6,47
Na <sub>2</sub> O	2,34	2,00	3,48	3,29	2,63	2,68	3,19	3,35	3,13	3,23
K <sub>2</sub> O	1,37	1,63	1,47	1,03	0,84	0,81	1,55	1,49	1,48	1,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,14	0,12	0,17	0,18	0,20	0,17	0,17	0,17	0,22
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,11	0,24	0,14	0,16	0,10	0,25	0,13	0,26	0,08	0,28
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,85	1,29	1,64	1,94	1,74	1,70	1,29	1,52	1,42	1,45
CO <sub>2</sub>	0,18	0,20	0,08	0,07	0,05	0,11	0,10	0,16	0,02	0,23
Сумма	100,00	100,02	100,20	99,66	99,95	100,35	100,71	100,20	100,26	100,29

*Примечание.* Результаты анализов глубинных пород, по данным (Скуфын, Яковлев, 2007). Анализы поверхностных и приповерхностных пород выполнены в химической лаборатории ГИ КНЦ РАН, аналитики Ю.Н. Новикова, Л.В. Малышева, Н.П. Калугина, Т.В. Иволина, Е.А. Апанасевич.

Таблица 3

## Содержание главных рассеянных и редкоземельных элементов (мас.%, г/т) в единичных анализах вулканитов I BC разреза СГ-3, а также приповерхностного (скв. X) и поверхностного уровней

Компо- ненты	СГ-3			Поверхностные обнажения и скв. X				
	базальт (СГ-6666,4)	андезибазальт (СГ-6638,0)	андезит (СГ-6274,0)	базальт (X-663,0)	андезибазальт (X-412,6)	андезит (X-453,4)	андезидацит (H-91/10)	дацит (H-91/14)
SiO <sub>2</sub>	53,40	54,04	58,37	53,36	54,66	58,52	62,28	66,58
TiO <sub>2</sub>	0,92	0,86	0,95	0,68	0,77	1,05	0,61	1,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,16	14,01	13,41	14,89	13,91	12,42	11,88	12,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,75	1,15	2,70	2,90	4,86	2,85	2,11	2,80
FeO	9,65	8,05	7,34	6,10	5,74	7,93	6,12	5,41
MnO	0,19	0,15	0,11	0,17	0,15	0,17	0,13	0,09
MgO	6,09	5,72	4,75	5,85	4,90	3,06	3,53	1,12
CaO	8,49	9,23	5,82	6,35	6,66	4,41	6,95	4,05
Na <sub>2</sub> O	3,22	3,52	2,72	4,00	3,61	4,05	3,91	2,60
K <sub>2</sub> O	1,30	1,27	1,38	2,30	2,01	1,96	0,43	2,47
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	0,12	0,14	0,24	0,16	0,22	0,17	0,10



Окончание табл. 3

Компоненты	СГ-3			Поверхностные обнажения и скв. X				
	базальт (СГ-6666,4)	андезибазальт (СГ-6638,0)	андезит (СГ-6274,0)	базальт (X-663,0)	андезибазальт (X-412,6)	андезит (X-453,4)	андезидацит (Н-91/10)	дацит (Н-91/14)
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,74	1,60	1,94	2,29	1,84	2,07	0,98	1,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,14	0,21	0,15	0,11	0,22	0,14	0,22
CO <sub>2</sub>	0,10	0,36	0,35	0,17	0,30	0,61	0,78	0,10
Сумма	100,23	100,22	100,19	99,45	99,68	99,54	100,02	100,11
Li	12	12	10	33	40	40	не. опр.	не. опр.
Rb	33	20	24	61	69	67	65	57
Sr	26	29	31	236	414	218	296	181
Ba	100	280	154	418	470	418	130	107
U	1,1	0,9	1,1	0,93	0,87	1,06	не. опр.	не. опр.
Th	3,0	4,1	5,5	4,09	4,09	5,45	не. опр.	не. опр.
Zr	33	47	52	121	125	155	100	209
Nb	2,8	1,8	2,4	9	11	11	10	18
Cu	93	126	151	760	120	240	79	74
V	196	236	238	210	220	230	160	88
Cr	420	116	39	200	57	12	50	18
Co	81	39	30	41	39	36	15	8
Ni	140	52	19	56	48	24	40	15
La	14	16	24	15	17	25	не. опр.	не. опр.
Ce	42	40	54	38	40	54	не. опр.	не. опр.
Nd	17	18	23	15	18	23	не. опр.	не. опр.
Sm	3,2	3,62	4,70	3,60	3,62	4,70	не. опр.	не. опр.
Eu	1,10	0,97	1,06	0,95	0,97	1,06	не. опр.	не. опр.
Tb	0,7	0,42	0,62	0,40	0,42	0,62	не. опр.	не. опр.
Yb	1,8	1,56	1,96	1,52	1,56	1,96	не. опр.	не. опр.
Lu	0,5	0,24	0,31	0,24	0,24	0,31	не. опр.	не. опр.

*Примечание.* Анализы глубинных пород, по данным (Скуфьин, Яковлев, 2007). Анализы поверхностных и приповерхностных гомологов выполнены в химической лаборатории ГИ КНЦ РАН, аналитики Ю.Н. Новикова, Л.В. Малышева, Н.П. Калугина, Т.В. Иволина, Е.А. Апанасевич; рудные элементы определены в лаборатории физических методов исследования ГИ КНЦ РАН, аналитики В.А. Победоносцев, М.Ф. Лялина, Е.Э. Савченко. REE определены Г. Бругманном в Аналитическом центре университета г. Торонто. В номерах образцов из разреза СГ-3 и скв. X указана их глубинность.

На спайдеграмме микроэлементов, нормализованных по N-MORB (рис. 2, А) для андезитоидов I BC, видно, что в сравнении с примитивными океаническими базальтами эти породы обогащены легкими крупноионными литофильными элементами (K, Rb, Ba, Th, Sr), имеют небольшой избыток Nb, Ce, P, Zr, Sm, а по содержанию Hf, Ti, Y и Yb они близки N-MORB; характерна отрицательная Ta-аномалия. В целом спайдеграмма андезитоидов близка таковым

для вулканитов активных континентальных окраин и островных дуг (Фролова, Бурикова, 1997) и мало напоминает спайдеграммы современных континентальных рифтов, одна из которых приведена на рисунке. Вулканиты свиты обогащены лантаноидами и характеризуются стабильными спектрами REE и слабо проявленной отрицательной Eu-аномалией. Rb–Sr изохронный возраст андезитоидов свиты — 2324±28 млн лет; IR = 0,7042.

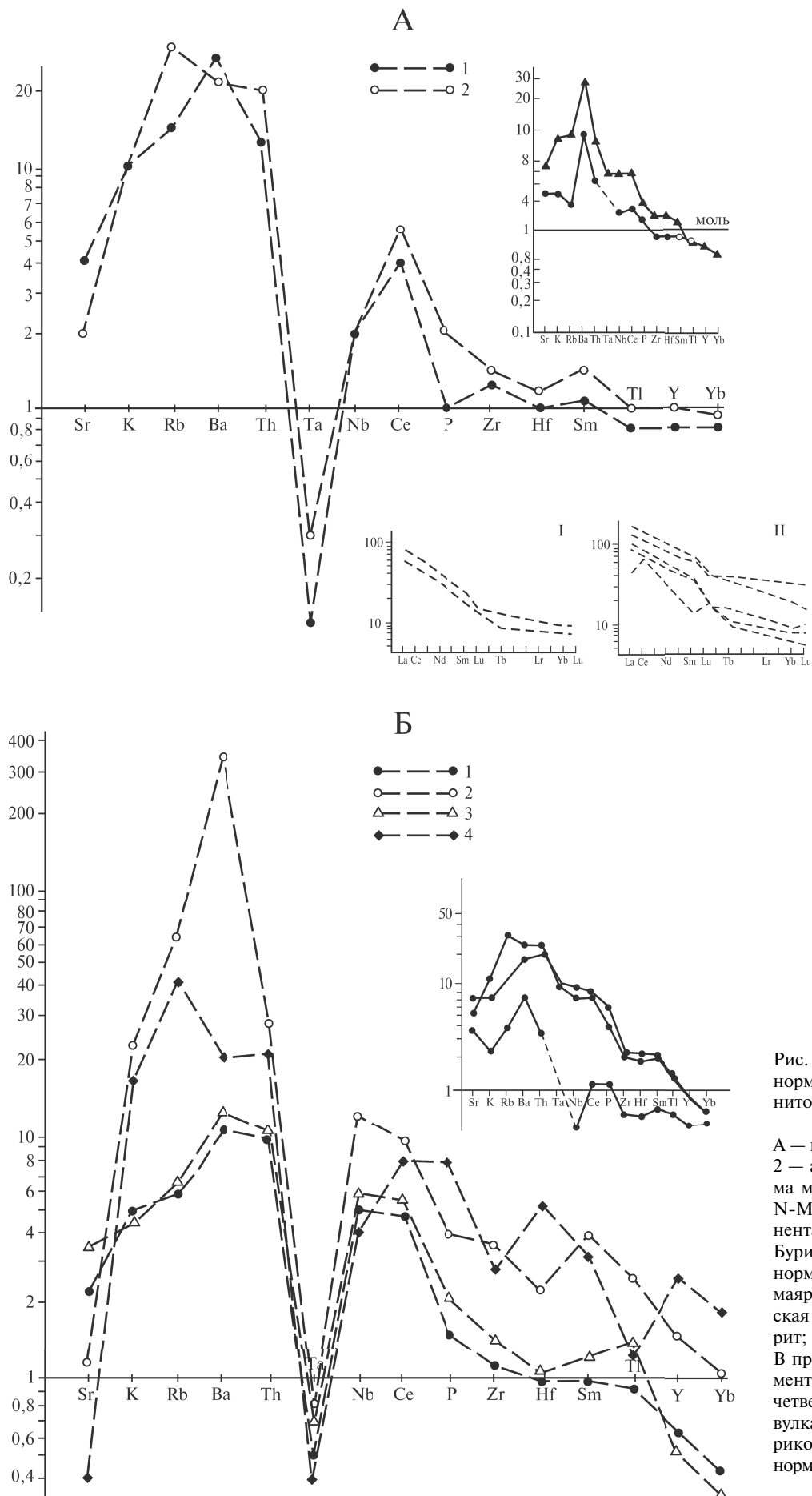


Рис. 2. Спайдеграммы микроэлементов, нормализованных по N-MORB, для вулканитов маяринской и пирттиярвинской свит:

А — маяринская свита: 1 — андезибазальт; 2 — андезит. В правом углу — спайдеграмма микроэлементов, нормализованных по N-MORB, для пород современного континентального рифта Рио-Гранде (Фролова, Бурикова, 1997). В центре — спектры РЗЭ, нормированных по хондриту, для пород маяринской свиты (I). Б — пирттиярвинская свита: 1 — пикробазальт; 2 — муджиерит; 3 — трахиандезит; 4 — трахидацит. В правом углу — спайдеграмма микроэлементов, нормализованных по N-MORB, для четвертичных базальтов и андезибазальтов вулканического пояса Анд (Фролова, Бурикова, 1997). В центре — спектры РЗЭ, нормированных по хондриту, для пород пирттиярвинской свиты (II)

В целом вулканиты I BC в СГ-3 и на поверхности аналогичны. Однако породы разреза СГ-3 характеризуются большей степенью метаморфизма и тектонического преобразования. Породы приобретают типичные структуры метаморфических пород — нематогранобластовую, гранобластовую и др. (рис. 3).

Актинолит преобразуется в роговую обманку. Содержание плагиоклаза снижается, но количество кварца возрастает. В ряде шлифов отмечен вторичный микроклин.

На диаграмме AFM (рис. 4, А) часть фигуративных точек пород I BC расположена в поле известково-щелочной серии (55%), другая — толеит-базальтовой (45%). Характерно, что фигуративные точки образцов из разреза СГ-3 располагаются на диаграмме совместно с точками поверхностных образцов, что подтверждает данные об их изохимичности. На диаграмме Пирса (рис. 4Б) фиксируется более дифференцированное расположение фигуративных точек для пород I BC поверхностного уровня; характерно наличие трех разнонаправленных трендов.

Для андезибазальтов нижней части разреза типично увеличение относительного содержания MgO (тренд I), андезибазальтам из средней части присуща противоположная тенденция (тренд II), а для базальтовых по-

род из верхней части характерно изменение соотношения FeO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> при стабильности MgO (тренд III). Аналогичные тенденции присущи и вулканитам СГ-3.

**Пирттиярвинская вулканогенная (II BC) свита** наибольшей мощности (порядка 2000 м) достигает в центральной части структуры. Разрез свиты здесь представлен двумя приблизительно равными по мощности подсвитами, разделенными горизонтом туфосланцев. Сравнительно неширокой полосой протяженностью до 70 км породы свиты, отличающиеся большой пестротой и разнообразием состава, протягиваются в северной и северо-восточной частях Печенгской структуры (рис. 1). В самых разнообразных соотношениях отмечены покровы и субвулканические тела ферропикритов, магнезиальных базальтов, ферробазальтов, базальтов, субщелочных базальтов, железистых трахибазальтов (муджиеритов), калиевых муджиеритов, ферроандезибазальтов, ферроандезитов, железистых трахиандезитов, а также железистых трахитов, железистых трахидацитов и дацитов; средние химические составы этих пород приведены в табл. 5 и 6.

С помощью картирования составлен латеральный ряд вулканических ассоциаций для пород нижней и верхней подсвит (рис. 1, табл. 4). На западе Печенгской структуры (разрез 1) вулканиты этого уровня

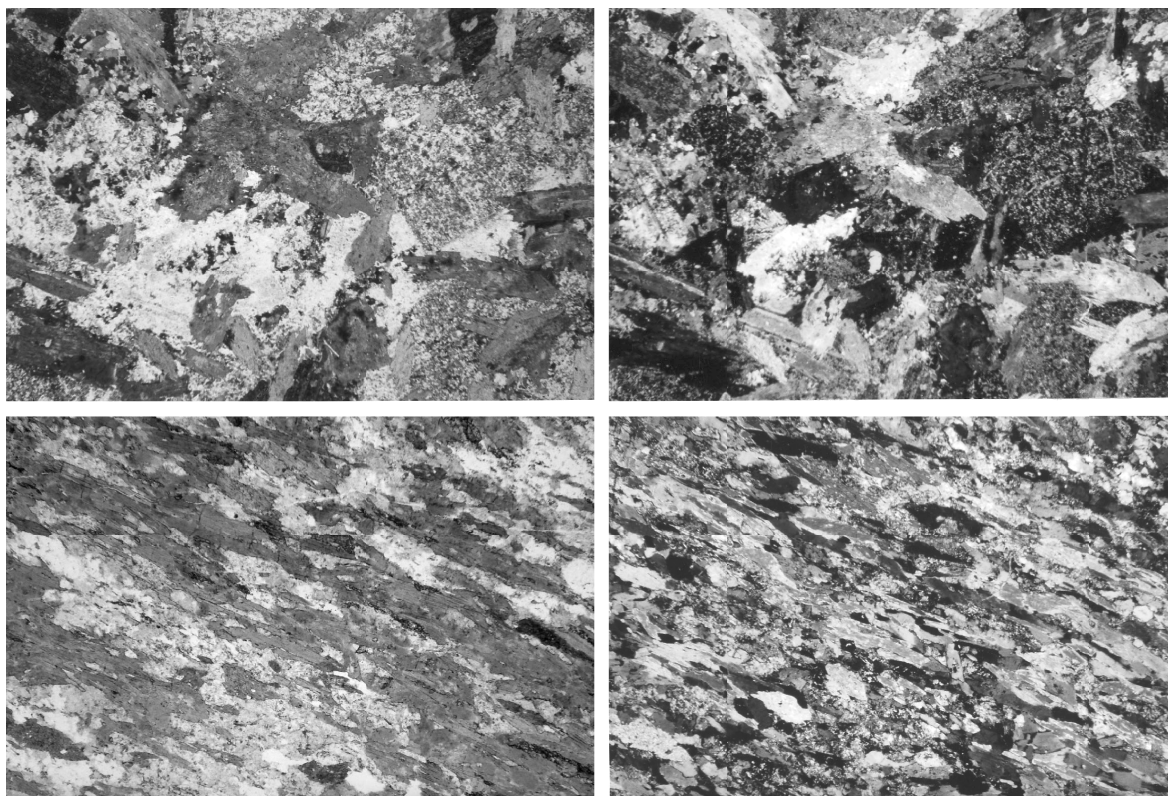


Рис. 3. Фотоснимки шлифов метабазальтов I BC из:

а — поверхностного уровня (верх фототаблицы). Обр. Д-1, ширина фотоснимка 4 мм. Структура микрогабровая. Видны зерна синезеленой роговой обманки и плагиоклаза двух генераций — измененного андезина (замутненные зерна) и чистого альбита; б — глубинный уровень — из керна СГ-3 (низ фототаблицы). Обр. СГ-6488,0 (кern с гл. 6488,0 м), ширина фотоснимка 3 мм. Структура нематогранобластовая, сформирована лейстами синезеленой роговой обманки и плагиоклаза. На левых снимках николи параллельны, на правых — скрещены

Таблица 4

## Соотношение вулканитов (об. %) в петрогеохимических разрезах II ВС

Номер разреза	Нижняя подсвита				Верхняя подсвита			
	Ферробазальты и пикробазальты	Муджиериты	Трахиандезиты	Трахидациты	Ферробазальты	Щелочные базальты	Муджиериты	Трахиты
1	10	0	90	0	0	0	0	0
2	35	45	5	15	55	30	10	5
3	5	70	20	5	60	20	15	5
3А	10	85	5	0	20	10	65	5
4	25	50	15	10	55	20	20	5
5	0	10	45	45	100	0	0	0

*Примечание.* Разрез 1 — самый западный в структуре, разрез 5 — самый восточный; остальные — промежуточные (рис. 1). Разрез 3, А составлен по породам СГ-3 и сложен частично уже не вулканитами, а метасоматитами-аповулканитами.

представлены лишь породами нижней подсвиты, сложенной в основном трахиандезитами, на северо-западе (разрез 3) — породами нижней подсвиты базальт-муджиерит-трахиандезитового состава и породами верхней подсвиты существенно базальтового состава. Аналогичные характеристики для нижней подсвиты (но не для верхней) имеет разрез 3, А, составленный по породам из СГ-3. Причины резкого различия в составе глубинных и поверхностных образцов верхней подсвиты будут освещены ниже. На востоке структуры (разрез 5) вулканиты этого уровня представлены породами нижней подсвиты, сложенной в основном трахиандезитами и трахидацитами, и породами верхней подсвиты, на 100% состоящими из ферробазальтов.

СГ-3 вскрывает разрез свиты в инт. 4884,0–5642,0 м. По данным геологов (Кольская..., 1984), состоит из четырех пачек пород, представленных магнетит-плагиоклаз-амфиболовыми сланцами (аподибазами) в верхней и нижней частях разреза, магнетит-амфибол-биотит-плагиоклазовыми сланцами (апоандезитами), а также магнетит-биотит-плагиоклазовыми сланцами (апотрахиандезитами) в средней части разреза. Сланцы различного состава окрашены в черный цвет за счет тонкодисперсной примеси магнетита. Именно этим фактором объясняется высокая для вулканитов напряженность магнитного поля (до 20 А/м). Несмотря на метаморфизм глубинных вулканитов в эпидот-амфиболитовой фации, в них местами сохранились реликты первичных текстур и структур. В отличие от массивных разновидностей, присутствующих на поверхности, породы в СГ-3 интенсивно рассланцованы, местами милонитизированы и подверглись диафто-резу в условиях зеленосланцевой фации. Интенсивная сланцеватость глубинных пород, видимо, обуславливает резкие изменения в них физических свойств, в частности понижение скорости распространения продольных и поперечных упругих волн. Соотношение истинных мощностей, рассчитанных по геологи-

ческим разрезам на поверхности и по скважине, указывает на явную тенденцию к уменьшению мощности свиты по падению к ядерной части Печенгской структуры.

Результаты петрографического и петрохимического изучения вулканитов (Скуфьин, Яковлев, 2007) существенно уточняют эти данные. Разрез верхней подсвиты в СГ-3 (инт. 4884,0–5160,0 м) представлен переслаивающимися покровами аповулканитов, имеющих состав базальтов, ферробазальтов, муджиеритов и трахиандезитов. Верхняя и средняя части разреза нижней подсвиты (инт. 5160,0–5540,0 м) сложены покровами преимущественно среднекислых аповулканитов. Однако основание разреза подсвиты (инт. 5540,0–5642,0 м) составляет горизонт пород, имеющих состав базальтов и муджиеритов. В пределах всего разреза свиты (до гл. 5160,0 м) в рассланцованных породах сохраняются реликтовые признаки первично-магматических структур. Глубже вулканиты интенсивно рассланцованы и приобретают структуры метаморфических пород — липидогранобластовую и нематобластовую. Горизонт туфогенных серицит-углеродистых сланцев, разделяющий породы верхней и нижней подсвиты, не зафиксирован в керне скважины СГ-3. Однако этот горизонт четко фиксируется на диаграмме гамма-спектрального каротажа (Кольская..., 1984).

Разрез нижней подсвиты частично подсечен скв. X. Вся верхняя подсвита, а также верхняя и средняя части разреза нижней подсвиты — скв. IX. Эти приповерхностные породы слабо рассланцованы, особенно в пределах верхней подсвиты. В них преобладают массивные, флюидальные, кластические и миндалекаменные текстуры. Структуры пород — типичные магматогенные: офитовая, микроофитовая, микролитогиа-линовая, полнокристаллическая, фельзитовая и др. Породы нижней подсвиты рассланцованы гораздо интенсивнее. Наряду с первичными реликтовыми магматическими текстурами в них часто наблюдаются сланцеватые текстуры метаморфических пород.

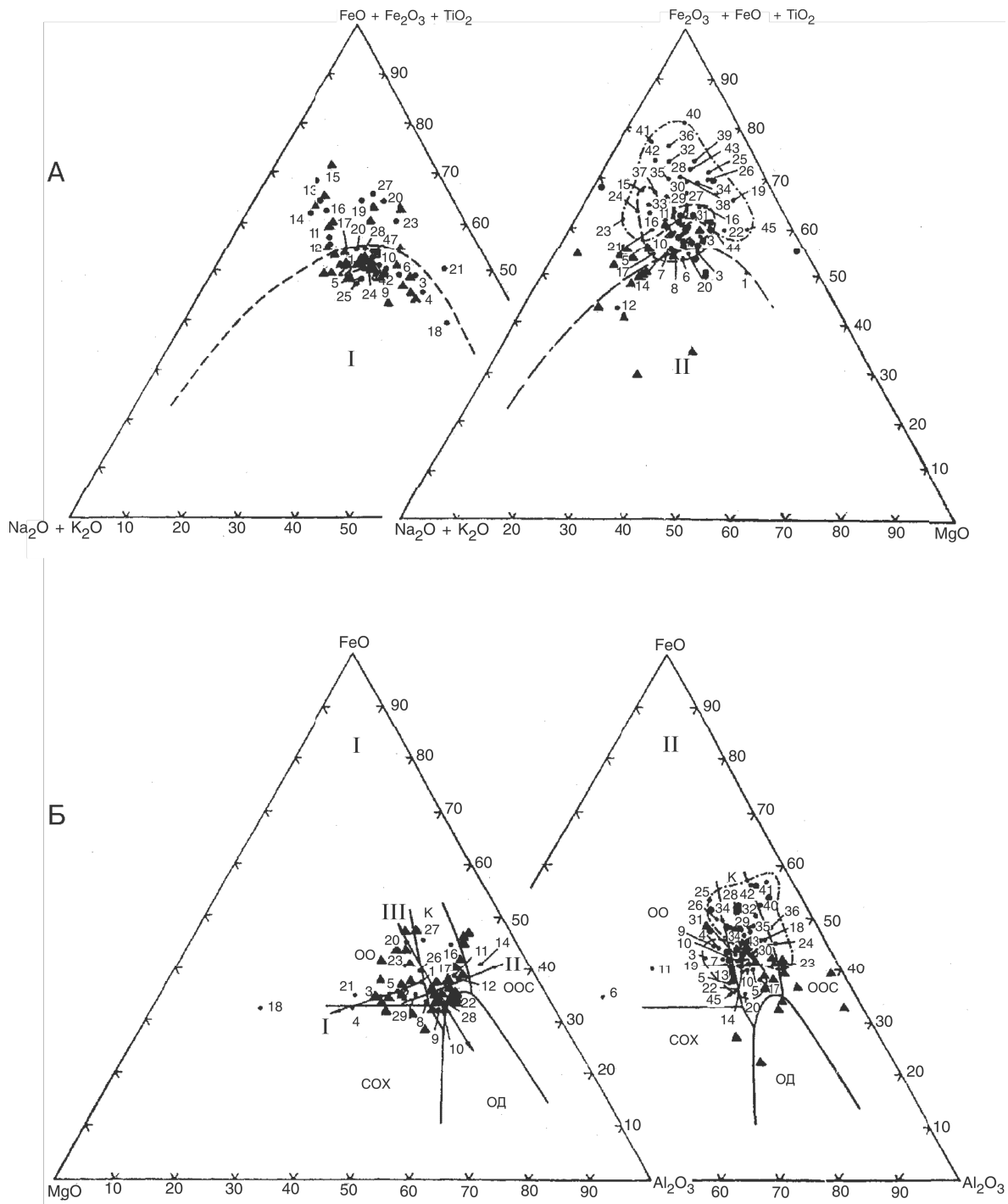


Рис. 4. Диаграммы AFM (А) и Пирса (Б) для пород I и II ВС:

I — I ВС. Черные треугольники — породы разреза СГ-3. Оцифрованы образцы вулканитов поверхностного уровня; II — II ВС. Крупные черные кружки — верхняя часть разреза СГ-3 (верхняя подсвета), черные треугольники — низы разреза СГ-3 (нижняя подсвета). Оцифрованы образцы поверхностного уровня (поле с пунктиром — породы низов разреза; поле со штрих-пунктиром — породы верхов разреза свиты). На диаграмме Пирса — поля базальтов: внутриконтинентальных областей (К); океанических островов (ОО); срединно-океанических хребтов (СОХ); островных дуг (ОД) и островов океанических зон спрединга (ООС). Номера точек на всех диаграммах возрастают от подошвы к кровле разрезов

В породах верхней подсветы в разрезе СГ-3 отмечены лишь реликтовые признаки офитовой, призматически-зернистой и других первичных структур вулканических пород. Глубинные породы нижней подсветы имеют уже типичные структуры метаморфических пород — гранобластовую, нематогранобластовую, липидогранобластовую и др.

В глубинных породах полностью исчезает вулканическое стекло, замещаемое вторичными минералами — хлоритом, эпидотом, карбонатом и др. Снижается содержание плагиоклаза, мусковита, эпидота и карбоната, но возрастает количество кварца. Актинолит преобразуется в роговую обманку, сфен замещается лейкоксенном.

Таблица 5

## Средний состав (мас. %) разноглубинных пород нижней подсвиты II ВС разреза

Компоненты	Породы разреза СГ-3 и поверхностного уровня											
	СГ-3 (n = 4)	Поверх. (n = 5)	СГ-3 (n = 13)	Поверх. (n = 10)	СГ-3 (n = 17)	Поверх. (n = 24)	СГ-3 (n = 7)	Поверх. (n = 8)	СГ-3 (n = 2)	Поверх. (n = 30)	СГ-3 (n = 1)	Поверх. (n = 20)
	Аповулканит. Состав — ферропикрит	Ферропикрит	Аповулканит. Состав — щел. базальт	Щел. базальт	Аповулканит. Состав — муджирит	Муджирит	Аповулканит. Состав — трахиандезит- базальт	Трахиандезитбазальт	Аповулканит. Состав — трахиандезит	Трахиандезит	Аповулканит. Состав — трахидацит	Трахидацит
SiO <sub>2</sub>	44,44	43,93	49,66	51,37	48,27	49,91	54,07	54,99	58,32	57,75	68,98	65,64
TiO <sub>2</sub>	3,12	3,55	1,73	1,58	2,27	1,94	2,13	1,78	2,03	1,48	0,36	0,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,52	8,50	13,93	12,71	14,46	13,76	16,02	13,68	15,11	14,47	9,97	13,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,80	5,58	6,25	6,53	5,94	8,30	6,93	9,08	6,54	6,23	1,91	4,34
FeO	10,42	10,64	8,81	6,19	9,85	7,16	5,27	5,28	4,19	4,91	1,85	2,96
MnO	0,21	0,23	0,25	0,18	0,23	0,17	0,10	0,16	0,11	0,12	0,09	0,07
MgO	12,23	12,83	5,44	5,07	5,97	4,82	3,34	3,56	3,86	2,38	3,64	0,77
CaO	9,08	8,57	5,84	6,17	4,83	4,46	2,71	3,93	1,85	2,33	5,09	1,30
Na <sub>2</sub> O	0,20	0,24	5,26	4,82	4,09	4,23	5,03	4,84	5,26	5,41	0,78	5,08
K <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,47	1,02	1,63	1,72	2,75	1,82	1,32	2,30	4,48	3,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26	0,24	0,28	0,26	0,22	0,30	0,26	0,31	0,18	0,30	0,18	0,20
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,24	0,28	0,09	0,09	0,12	0,12	0,18	0,18	0,26	0,13	0,22	0,32
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,75	4,93	1,72	1,59	2,03	1,55	1,03	1,67	0,73	1,84	1,23	1,10
CO <sub>2</sub>	0,20	0,13	0,43	1,47	0,18	0,30	0,46	0,42	0,50	0,42	0,62	0,31
Сумма	99,48	99,67	100,16	99,04	100,09	99,74	100,28	99,69	100,26	100,07	99,40	100,08

*Примечание.* Результаты анализов глубинных пород, по данным (Скуфьин, Яковлев, 2007). Анализы поверхностных и приповерхностных пород выполнены в химической лаборатории ГИ КНЦ РАН, аналитики Ю.Н. Новикова, Л.В. Малышева, Н.П. Калугина, Т.В. Ивонина, Е.А. Апанасевич.

По химизму породы II ВС относятся к субщелочной серии, что определяет своеобразие их эволюции, приводящей на ранних этапах формирования разреза свиты к появлению титанисто-железистых трахибазальтов (муджиритов) и железистых трахиандезитов, а затем — к образованию железистых трахитов и железистых трахидацитов.

Породы поверхностного уровня в основании разреза свиты относятся к ферропикритам с повышенным содержанием TiO<sub>2</sub> (1,7–3,6%) и с суммарным содержанием железа от 14,2 до 16,3%. При чрезвычайно низком содержании кремнекислоты в некоторых разновидностях этих пород (42–44%), а также с учетом их низкой щелочности (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O = 0,2–0,4%) целесообразно считать эти породы ферропикритами и пикробазальтами, а не исключительно пикробазальтами, как было принято ранее (Предовский и др., 1974).

Чрезвычайно характерными для разреза II ВС являются своеобразные щелочные вулканы — муджириты и железистые трахиандезиты. При содержании кремнекислоты, соответственно равном в среднем 49,91 и 57,75% (табл. 5), эти базальтоиды и андезитоиды обогащены TiO<sub>2</sub> (соответственно 1,94 и 1,48%) и суммарным железом (15,46 и 11,14%), а также щелочами (сумма Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O соответственно равна 5,95 и 7,71%), но обеднены алюминием и щелочными землями.

Однако для разреза верхней подсвиты (табл. 5, 6), помимо субщелочных пород характерны и обычные толеитовые базальты и ферробазальты. Среди базальтоидов этой подсвиты наиболее распространены ферробазальты — высокотитанистые и высокожелезистые кварц- и гиперстен-нормативные породы (содержание железа в некоторых разновидностях составляет около 20%, а титана — 2,3–2,6%).

Таблица 6

Средний состав (мас. %) разноглубинных пород верхней подсвиты II BC

Компоненты	Породы разреза СГ-3 и поверхностного уровня					
	СГ-3	Поверх.	СГ-3	Поверх.	СГ-3	Поверх.
	аповулкани- Состав — ферробазальт (n = 7)	ферробазальт (n = 19)	аповулкани- Состав — ферробазальт шел. (n = 14)	ферробазальт щелочной (n = 4)	аповулкани- Состав — Fe-трахит (n = 1)	Fe-трахит (n = 2)
SiO <sub>2</sub>	47,34	49,32	48,99	48,60	57,02	60,36
TiO <sub>2</sub>	2,27	1,98	2,20	2,45	1,20	1,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,48	13,50	13,91	14,02	14,14	14,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,75	6,80	6,43	10,67	6,31	5,44
FeO	10,98	9,01	9,73	8,57	5,97	4,05
MnO	0,22	0,20	0,22	0,12	0,11	0,07
MgO	5,54	4,96	5,37	2,83	2,54	0,86
CaO	6,02	6,28	4,94	4,00	3,05	1,13
Na <sub>2</sub> O	3,00	3,12	4,32	2,37	8,00	7,01
K <sub>2</sub> O	0,91	0,99	1,35	3,11	0,10	2,66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,20	0,27	0,22	0,18	0,20
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,14	0,14	0,09	0,15	0,16	0,26
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,94	2,71	1,60	2,09	0,83	2,63
CO <sub>2</sub>	0,16	0,51	0,45	0,50	0,42	0,50
Сумма	99,95	99,72	99,87	99,70	100,03	99,51

*Примечание.* Результаты анализов глубинных пород, по данным (Скуфьин, Яковлев, 2007). Анализы поверхностных и приповерхностных пород выполнены в химической лаборатории ГИ КНЦ РАН, аналитики Ю.Н. Новикова, Л.В. Малышева, Н.П. Калугина, Т.В. Иволина, Е.А. Апанасевич.

В целом ятулийские вулканы формируют в Печенгской структуре протяженную пикробазальт–ферробазальт–муджирит–трахиандезит–трахидацитовую формацию (нижняя подсвита II BC) и контрастную ферробазальт–трахитовую формацию (верхняя подсвита II BC).

В табл. 7 приведено содержание главных, рассеянных и редкоземельных элементов в представительных анализах вулканитов поверхностного, приповерхностного и глубинного уровней этих подсвит. Можно отметить некоторое обеднение образцов пород СГ-3 Zr, а также Nb. Породы II BC по сравнению с I BC обогащены LREE и в целом характеризуются стабильными спектрами REE, сходными со спектрами пород I BC. Для этих пород характерна в отдельных случаях хорошо проявленная отрицательная Eu-аномалия (в пикробазальтах — положительная), Eu/Eu\* = 0,75–1,0.

На спайдеграмме микроэлементов, нормализованных по N-MORB (рис. 2, Б), для субщелочных пород II BC поверхностного уровня видно, что они во многом близки андезиитоидам I BC; в сравнении с примитивными океаническими базальтами вулканы свиты, в особенности муджириты, обогащены легкими

крупноионными литофильными элементами (K, Rb, Ba, Th, Sr), заметно обогащены Nb, Ce, P, Zr, Hf, Ti, Sm, а содержание Y и Yb резко колеблется; отрицательная Ta-аномалия слабее проявлена, чем в маярвинских андезиитоидах. В целом спайдеграмма пород свиты близка некоторым вулканикам активных континентальных окраин и островных дуг (Фролова, Бурикова, 1997). Вулканы свиты по сравнению с I BC характеризуются стабильными спектрами REE, сходными со спектрами пород I BC, и слабо проявленной отрицательной Eu-аномалией. Rb-Sr изохрона вулканитов свиты отвечает возрасту 2214±54 млн лет; IR = 0,7035.

На петрохимических диаграммах фигуративные точки средних составов вулканитов нижней подсвиты попадают в поля пикритов, базальтов, гавайитов, муджиритов, андезитов, дацитов и трахиандезитов. При этом характерно, что каждой петрохимической разновидности пород с нормальным содержанием щелочей соответствует примерно равный по кремнекислотности аналог с повышенной щелочностью. Составы базальтоидов верхней подсвиты попадают в поля базальтов, субщелочных базальтов и гавайитов, а составы фельзических пород — в поле трахитов. На диаграмме

Таблица 7

Содержание главных, рассеянных и редкоземельных элементов (мас. %, г/т) в единичных анализах пород нижней и верхней подсвит II ВС из разреза СГ-3, из приповерхностного (скв. X) и поверхностного уровней

Компоненты	Нижняя подсвита										Верхняя подсвита	
	СГ-3				Поверхностный и приповерхностный уровни						СГ-3	Поверхн. уровень
	Аповулканит. Состав — базальт	Аповулканит. Состав — муджиерит	Аповулканит. Состав — андезибазальт	Аповулканит. Состав — андезит	Пикрит	Базальт магнезиальный	Муджиерит	Трахиандезибазальт	Трахиандезит малока- лиевый	Трахиандезит	Аповулканит. Состав — ферробазальт	Ферробазальт
	СГ-5042,8	СГ-5470,0	СГ-5443,0	СГ-5483,0	Н-91/16	Х-267,0	СК-73	Х-238,2	Н-91/17	Н-91/18	СГ-5120,8	Н-91/31
SiO <sub>2</sub>	48,34	48,32	55,24	58,42	39,11	51,33	49,31	54,22	59,60	56,64	49,80	49,74
TiO <sub>2</sub>	1,18	2,75	2,75	1,90	5,26	0,87	2,56	1,58	1,93	1,77	1,90	1,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,43	14,45	14,20	15,52	10,12	8,93	14,35	10,56	16,33	15,37	13,40	13,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,48	10,37	7,04	6,00	4,69	6,41	15,07	6,08	4,95	4,80	4,27	5,80
FeO	8,64	5,04	5,65	3,70	13,50	7,04	2,93	6,17	4,45	5,74	9,77	8,58
MnO	0,23	0,20	0,13	0,14	0,32	0,22	0,06	0,16	0,04	0,17	0,22	0,19
MgO	7,65	4,20	2,74	3,31	15,21	10,31	2,88	5,08	0,55	2,70	6,15	5,31
CaO	7,86	5,17	3,71	2,92	6,54	7,35	2,57	6,36	4,28	3,92	9,50	9,53
Na <sub>2</sub> O	2,56	5,90	4,60	5,22	0,40	2,90	2,05	5,65	6,02	4,39	2,60	2,29
K <sub>2</sub> O	0,25	1,24	2,40	1,32	0,07	0,80	4,47	0,87	0,16	2,35	0,53	0,37
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,09	0,14	0,18	0,26	0,28	0,14	0,15	0,15	0,07	0,10	0,10	0,12
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,45	1,94	0,67	0,73	5,93	3,21	2,67	1,75	0,52	1,54	1,64	1,83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,22	0,26	0,18	0,16	0,20	0,49	0,26	0,53	0,24	0,15	0,12
CO <sub>2</sub>	0,10	0,16	0,46	0,51	0,13	0,15	0,03	0,84	0,26	0,15	0,15	0,20
Сумма	99,46	100,10	100,03	100,13	99,72	99,86	99,69	99,73	99,69	99,88	100,08	99,58
Li	12	10	9	16	не опр.	14	66	22	не опр.	не опр.	9	47
Rb	15	5	14	30	3	14	130	13	9	65	6	17
Sr	75	30	36	47	23	51	123	347	154	395	24	214
Ba	300	25	223	366	20	245	3940	268	90	780	26	320
U	0,2	0,3	4,7	1,7	не опр.	0,13	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0,2	не опр.
Th	1,9	1,9	2,0	5,2	не опр.	3,28	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	1,6	не опр.
Zr	70	40	53	77	86	68	318	140	238	184	42	78
Nb	0,5	1,5	0,62	0,5	12	11	31	27	34	30	1,5	12
Cu	150	410	76	67	15	79	170	59	34	34	380	79
V	95	170	182	147	190	260	330	300	71	170	160	260
Cr	620	30	207	39	770	1402	170	378	8	8	25	40
Co	50	46	43	46	82	65	38	43	8	12	44	54



Окончание табл. 7

Компо- ненты	Нижняя подсвита										Верхняя подсвита	
	СГ-3				Поверхностный и приповерхностный уровни						СГ-3	Поверхн. уровень
	Аповулканит. Состав — базальт	Аповулканит. Состав — муджирит	Аповулканит. Состав — андезибазальт	Аповулканит. Состав — андезит	Пикрит	Базальт магнезиальный	Муджирит	Трахиандезибазальт	Трахиандезит малока- лиевый	Трахиандезит	Аповулканит. Состав — ферробазальт	Ферробазальт
	СГ-5042,8	СГ-5470,0	СГ-5443,0	СГ-5483,0	Н-91/16	Х-267,0	СК-73	Х-238,2	Н-91/17	Н-91/18	СГ-5120,8	Н-91/31
Ni	150	35	83	21	900	234	140	94	11	14	30	55
La	не опр.	12	24	33	не опр.	23	43	26	не опр.	не опр.	13	не опр.
Ce	не опр.	46	51	82	не опр.	49	99	56	не опр.	не опр.	47	не опр.
Nd	не опр.	16	30	42	не опр.	22	49	24	не опр.	не опр.	18	не опр.
Sm	не опр.	2,31	7,72	10,43	не опр.	4,40	12,02	4,23	не опр.	не опр.	2,01	не опр.
Eu	не опр.	1,15	2,12	2,30	не опр.	0,96	2,65	1,25	не опр.	не опр.	1,10	не опр.
Tb	0,65	0,65	1,60	1,58	не опр.	0,35	1,50	0,40	не опр.	не опр.	0,55	не опр.
Yb	1,64	1,64	5,02	5,65	не опр.	1,23	3,22	1,06	не опр.	не опр.	1,30	не опр.
Lu	0,27	0,27	0,68	0,84	не опр.	0,20	0,40	0,15	не опр.	не опр.	0,25	не опр.

*Примечание.* Анализы глубинных пород, по данным (Скуфьин, Яковлев, 2007). Анализы поверхностных и приповерхностных пород выполнены в химической лаборатории ГИ КНЦ РАН, аналитики Ю.Н. Новикова, Л.В. Мальшева, Н.П. Калугина, Т.В. Иволина, Е.А. Апанасевич. Рудные элементы определены в Лаборатории физических методов исследования ГИ КНЦ РАН, аналитики В.А. Победоносцев, М.Ф. Лялина, Е.Э. Савченко. REE определены Г. Бругманном в Аналитическом центре Университета г. Торонто.

АFM 90% вулканических пород этих подсвит попадают в поле вулканитов толеитовой серии и лишь 10% — в область известково-щелочной, причем на диаграммах АFM и Пирса (рис. 4) фигуративные точки составов вулканитов формируют два частично перекрывающихся поля: нижнее — более щелочных пород и верхнее — более железистых. Точки более щелочных базальтов нижней подсвиты попадают в поля базальтов внутриконтинентальных зон и океанических островов, в то время как породы верхней подсвиты — в поля базальтов внутриконтинентальных зон и зон спрединга. Подобная двойственность петрохимических характеристик базальтов верхней и нижней подсвит нижнего ятулия отражает постепенное изменение геодинамической обстановки в связи с наступающим переходом от суборогенного дифференцированного щелочного вулканизма ятулийского времени к рифтогенному базальтовому вулканизму начальных этапов заложения людиковийских прогибов в Кольско-Карельском регионе (толеит-базальтовый вулканизм заполярнинской свиты — III BC).

При сопоставлении составов пород II BC из разреза СГ-3 с поверхностными образцами, в отличие от вулканитов глубже расположенной маярвинской

(I BC) свиты, установлен факт существенных различий состава разноглубинных пород аналогичного стратиграфического уровня, что противоречит ранним представлениям об изохимичности вулканитов Печенгской структуры. Фактически глубинные породы II BC уже не являются собственно вулканитами, а лишь аповулканитами-метасоматитами. В глубинном разрезе II BC происходит усреднение, гомогенизация состава пород. Трахидациты и трахиандезиты, характерные для поверхностных разрезов свиты, преобразуются в аповулканиты-метасоматиты, имеющие состав щелочных базальтов и муджиритов. Доля этих метавулканитов возрастает в разрезе до 95%. В верхней подсвите резко (с 20 до 70%) возрастает доля ошелоченных аповулканитов, возникших за счет значительного обогащения щелочами исходных ферробазальтов, на долю которых в поверхностном разрезе вулканитов подсвиты приходится более 50%.

Процесс гомогенизации состава глубинных пород II BC представлен на петрохимических диаграммах АFM и Пирса (рис. 4). На диаграмме АFM (рис. 4, А) фигуративные точки пород верхней подсвиты из разреза СГ-3 целиком покидают поле поверхностных пород и перемещаются в поле пород нижней подсви-

ты, демонстрируя общее относительное обеднение аповулканитов-метасоматитов железом и обогащение щелочами и магнием. Не столь радикально измененные глубинные породы нижней подсвиты частично сохраняют положение в поле поверхностных пород, но часть фигуративных точек резко смещается в сторону поля  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , демонстрируя значительное обогащение щелочами. На диаграмме Пирса точки пород II BC в результате гомогенизации составов располагаются в пределах локального компактного поля (рис. 4, Б). При этом точки измененных глубинных пород верхней подсвиты частично сохраняют положение в поле поверхностных образцов, но часть точек перемещается в поле пород нижней подсвиты, демонстрируя гомогенизацию состава глубинных пород II BC, а также их относительное обогащение магнием.

Эти радикальные отличия составов глубинных аповулканитов обусловлены широкомасштабными геохимическими процессами, нарушившими характерные для раннего протерозоя изохимические тенденции метаморфических преобразований. Эти процессы связаны с дислокационным метаморфизмом и метасоматозом в зоне влияния крупного Лучломпольского разлома на границе II и III BC. Этот разлом — часть системы сложно переплетающихся глубинных разломов мантийного заложения на северо-западе Кольского геоблока. На составленной В.И. Казанским объемной геологической модели Печенгского рудного района Лучломпольский разлом выделен в качестве одного из главнейших тектонических нарушений (Сейсмогеологическая..., 1997). На глубине ниже 15 км он сливается с Порьяташским и Луотнинским разломами, с которыми совместно формирует мощную магмо- и флюидоподводящую систему разломов юго-западного направления. По разрезу СГ-3 интенсивность деформации и перекристаллизации пород дискретно и скачкообразно меняется сверху вниз (Казанский и др., 1985). Интервал проявления интенсивных деформаций, соответствующий положению зоны влияния Лучломпольского разлома, захватывает целиком породы верхней и частично нижней подсвит пирттиярвинской свиты (II BC), породы лучломпольской осадочной свиты (III OC), перекрывающей II BC, и часть вышележащих пород заполяринской свиты (III BC). Ниже зоны влияния разлома степень рассланцевания вулканитов уменьшается, и породы с реликтовыми текстурами вулканитов вновь преобладают над кристаллически-сланцеватыми разновидностями. По данным В.И. Казанского, до глубины 4430,0 м проявления дислокационного метаморфизма ограничены локальными тектоническими швами, обусловленными различным составом пород. Ниже этой отметки влияние литологии отходит на второй план, и все породы деформируются с проявлением деформационных кристаллобластических структур и закономерной ориентировки минералов.

Детальное изучение метаморфических процессов в протерозойских породах верхов разреза СГ-3 показывает, что палеогеотермический градиент протерозойского времени по разрезу скв. СГ-3 проявлен крайне неоднородно и по характеристикам заметно отличается от градиента латеральной метаморфической зональности (Смульская и др., 2002). В протерозойском разрезе скважины этот градиент составляет в среднем 30–40 °/км, однако в интервале 4400–5300 м отмечено его локальное возрастание до 70–80 °/км.

Именно в породах верхней подсвиты II BC произошли наиболее радикальные процессы гомогенизации состава пород и их интенсивного обогащения щелочами.

Отметим, что этот интервал соответствует апобазальтам нижних частей разреза заполяринской свиты (III BC), аповулканитам всего разреза верхней подсвиты II BC и части разреза нижней подсвиты II BC.

А.И. Смульская с коллегами прямо связывают резкое возрастание палеогеотермического градиента в этом интервале разреза свиты с влиянием Лучломпольского разлома. При этом в зоне влияния разлома минеральные ассоциации хлорит-кальцитовый субфации зеленосланцевой фации замещаются ассоциациями эпидот-амфиболитовой фации.

Ниже по стволу скважины, вне зоны влияния Лучломпольского разлома, температура метаморфизма вновь соответствует уровню зеленосланцевой фации в ее высокотемпературной актинолит-эпидотовой субфации и лишь постепенно возрастает в сторону контакта с археем, вплоть до условий эпидот-амфиболитовой фации. Положение этой весьма значимой границы метаморфической зональности подтверждается также результатами изучения анизотропии пород керна скв. СГ-3 акустополаризационным методом (Горбачевич и др., 1997). По результатам этих исследований на глубине 4430,0 м проходит граница, отделяющая нижележащие «существенно анизотропные породы» от вышележащих «преимущественно изотропных». При этом практически изотропные породы, расположенные выше этой границы, имеют средний показатель анизотропии  $B \approx 0,08$ , в то время как у нижележащих сильно анизотропных кристаллических сланцев значения  $B$  превышают 0,2–0,4. Линейная акустическая анизотропия поглощения пород маярвинской и пирттиярвинской свит обусловлена действиями значительных по величине и градиенту палеонапряжений. Упругоанизотропная модель разреза СГ-3 свидетельствует, что на глубине 4430,0 м происходит «существенная смена палеотектонических режимов с изменением ориентации сил и деформаций».

Таким образом, можно констатировать, что весьма существенные отличия минерального состава, петрогеохимических характеристик и физических свойств глубинных аповулканитов-метасоматитов II BC от их слабоизмененных поверхностных и приповерхностных

аналогов связаны с дислокационным метаморфизмом и метасоматозом в зоне влияния крупного Лучломпольского разлома.

### Выводы

1. Сопоставлены геолого-геохимические особенности вулканитов сариолия и нижнего ятулия (I и II вулканогенные свиты) печенгского комплекса на поверхности, в структурных скв. IX и X и в керне СГ-3 с целью определения особенностей и различий поверхностного и глубинного режимов породо-, рудо- и минерагенеза. Формационный анализ вулканитов I и II ВС позволил выделить в отдельных структурно-формационных зонах латеральные ряды вулканических ассоциаций, имеющие родственные петрохимические особенности, но обладающие также и индивидуальными характеристиками.

2. Морфологически Печенгская структура — синклиниорий, северная часть которого заполнена породами печенгского комплекса (возраст 2550–1940 млн лет) мощностью до 11 км. Юго-западная часть синклинория срезана шовным прогибом, сформированным породами южнопеченгского комплекса (1940–1700 млн лет). Печенгский комплекс сложен четырьмя вулканогенными свитами, в основании которых — маломощные осадочные свиты: маярвинская (I BC), пирттиярвинская (II BC), заполярнинская (III BC) и матертская (IV BC). СГ-3 вскрыла породы всех BC печенгского комплекса в интервале 0–6842,0 м.

3. В сариолийское время (2300–2200 млн лет) произошло заложение собственно Печенгской рифтогенной структуры как западного фрагмента Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса. Мощность вулканитов сариолийской маярвинской I BC достигает 1600 м. Сложена она однородными покровами андезибазальтов, андезитов и дацитов, с признаками субаэральных условий излияния. В сравнении с примитивными океаническими базальтами, эти породы обогащены легкими крупноионными литофильными элементами (K, Rb, Ba, Th, Sr), имеют небольшой избыток Nb, Ce, P, Zr, Sm, а по содержанию Hf, Ti, Y и Yb они близки N-MORB; характерна отрицательная Ta-аномалия. Вулканиты свиты обогащены лантаноидами и характеризуются стабильными спектрами REE и слабо проявленной отрицательной Eu-аномалией. Rb-Sr изохронный возраст андезиитоидов свиты —  $2324 \pm 28$  млн лет;  $IR = 0,7042$ . В целом вулканиты I BC формируют протяженную Mg-базальт — базальт — андезибазальт — андезитовую формацию.

4. В раннем ятулии (2200–2100 млн лет) в Печенгско-Варзугском поясе произошла стабилизация тектонического режима, что привело к заложению устойчивых компенсированных прогибов с их смещением к юго-западу относительно сариолийских прогибов. В ятулии в Печенгской структуре супракрустальные

породы формируют нижнеятулийские кувернерини-окскую осадочную (II OC) и пирттиярвинскую вулканогенную (II BC) свиты. Нижняя подсвита II BC сформирована дифференцированными породами субщелочной базальтовой серии: трахиандезитами, трахидацитами, реже базальтами и муджиеритами. Верхняя подсвита II BC сложена ферробазальтами, относящимися к толеит-базальтовому генетическому типу. В целом ятулийские вулканиты формируют в Печенгской структуре протяженную пикробазальт-ферробазальт-муджиерит-трахиандезит-трахидацитовую формацию (нижняя подсвита II BC) и контрастную ферробазальт-трахитовую формацию (верхняя подсвита II BC). Вулканиты II BC, по сравнению с породами I BC, несколько обогащены LREE и в целом характеризуются стабильными спектрами REE, сходными со спектрами пород I BC. Характерна хорошо проявленная отрицательная Eu-аномалия (в пикробазальтах — положительная),  $Eu/Eu^* = 0,75-1,0$ . Rb-Sr изохрона вулканитов свиты отвечает возрасту  $2214 \pm 54$  млн лет;  $IR = 0,7035$ .

5. СГ-3 вскрывает разрез I BC в интервале 5717,0–6835,0 м, а II BC — в интервале 4884,0–5642,0 м. Вулканиты на глубине интенсивно рассланцованы и метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации, участками перекристаллизованы и микроклинизованы. В то же время, несмотря на рассланцевание и метаморфизм, в глубинных вулканитах сохранились реликтовые текстуры первичных пород. В целом разрезы I и II BC в СГ-3 и на поверхности сходны, но не идентичны. По составу глубинные породы I BC аналогичны поверхностным и приповерхностным породам, что указывает на изохимичность метаморфических процессов в широких интервалах фаций метаморфизма. В то же время изучение нижнеятулийских вулканитов II BC из разреза СГ-3 указывает на радикальные отличия составов глубинных пород этого уровня от поверхностных и приповерхностных образцов, что обусловлено дислокационным метаморфизмом и метасоматозом в зоне влияния Лучломпольского разлома на границе заполярнинской (III BC) и пирттиярвинской (II BC) вулканогенных свит. По сравнению с поверхностными образцами в разрезе СГ-3 происходит усреднение, гомогенизация состава пород. Вместо трахидацитов, дацитов и трахиандезитов, доля которых в поверхностных разрезах вулканитов составляла 20%, разрез глубинных пород на 95% представлен аповулканитами-метасоматитами, имеющими состав базальтов и муджиеритов. В глубинных породах верхней подсвиты II до 70% возрастает доля ощелоченных аповулканитов за счет значительного обогащения щелочами исходных ферробазальтов, на долю которых в вулканитах поверхностного разреза верхней подсвиты приходится более 50%.

## ЛИТЕРАТУРА

- Горбачевич Ф.Ф., Ильченко В.Л., Смирнов Ю.П.* Тектоника Печенгского блока и упруго-анизотропная модель около-скважинного пространства Кольской сверхглубокой // Доклады Северная Евразии. Тр. Межд. совещания. 15–18 апреля 1997 г. СПб.: ИГГД РАН, 1997. С. 26.
- Казанский В.И., Боронихин В.А., Кузнецов Ю.И.* Соотношения между деформациями, метаморфизмом и петрофизическими свойствами пород в Печенгском рудном районе // Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов. М.: Наука, 1985. С. 6–47.
- Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 490 с.
- Предовский А.А., Федотов Ж.А., Ахмедов А.М.* Геохимия Печенгского комплекса. Л.: Наука, 1974. 139 с.
- Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район / Отв. ред. Н.В. Шаров. Апатиты: КНЦ РАН, 1997. 226 с.
- Скуфьин П.К.* Эволюция вулканизма рудоносной Печенгской структуры (Кольский полуостров) // Геол. рудн. месторожд. 1993. Т. 35, № 3. С. 271–283.
- Скуфьин П.К.* Раннепротерозойские вулканогенные формации Печенгско-Варзугского пояса как индикаторы геодинамических режимов (северо-восток Балтийского щита): Автореф. докт. дисс. М., 1998. 66 с.
- Скуфьин П.К., Яковлев Ю.Н.* Геологическое положение и петрогеохимические особенности вулканитов маярвинской, пиртиярвинской и оршоайвинской свит в разрезе СГ-3 и в приповерхностной зоне // Глубинное вещество: структура, свойства и состояние в геопространстве СГ-3. Результаты исследований по проекту МПГК-408 ЮНЕСКО (ч. II). Вестн. Мурманского гос. тех. ун-та. 2007. Т. 10, № 2. С. 173–197.
- Скуфьин П.К., Яковлев Ю.Н., Смирнов Ю.П.* Геохимия, структурные особенности и рудоносность пород и минералов раннепротерозойского разреза СГ-3 и их гомологов из скважин-сателлитов и с поверхности // Породы и минералы на больших глубинах и на земной поверхности: субпроекты. Апатиты: Полиграф, 1999. С. 14–19.
- Смульская А.И., Морозов Ю.А., Шолло В.Н.* Метаморфическая зональность Печенгской структуры как результат взаимодействия тектонического, геодинамического и флюидного факторов // Флюидные потоки в земной коре и мантии. Мат-лы Всеросс. симпоз. 26–28 февраля 2002 г., Москва. М.: ИЭМ РАН, 2002. С. 71–76.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Геосинклиальный вулканизм. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 270 с.
- Marakushev A.A., Bezmen N.I., Skufin P.K.* The petrology of nickel-bearing intrusion and volcanic series in Pechenga (the Kola Peninsula) // Metallogeny of basic and ultrabasic rocks (regional presentations). Theophrastus Publications S.A. Athens, 1986. P. 359–389.
- Skufin P.K.* Pechenga rift belt and related Cu-Ni deposits // Major geological sights of the Kola Peninsula. Apatity, 2002a. P. 74–88.
- Skufin P.K.* Kola Superdeep Borehole // Major geological sights of the Kola Peninsula. Apatity, 2002b. P. 60–73.

**BASAL VOLCANICS OF PECHENGA COMPLEX (LOWER PROTEROZOIC, KOLA PENINSULA)  
ON SURFACE AND IN DEEP CONDITIONS (KOLA SUPERDEEP SG-3 WELL)**

*P.K. Skufin*

The Sariola and Jatuli volcanites of the Pechenga Complex (I and the II volcanic formations) are investigated on a surface and in a core of the Kola superdeep well (SG-3). Similarity of sections of compared objects is shown. The volcanites of I formation from SG-3 section have considerable similarity of chemical compositions to surface analogs that points to an isochemical metamorphism in the wide intervals of metamorphic facies. Deep rocks of the II formation, in comparison with surface samples, have radical differences of chemical compositions. In these rocks there is an averaging compositions homogenization to transformation volcanites in apovolcanites metasomatites. There is a depletion of the II formation rocks, especially its top member by iron and enrichment by alkalis and magnesium. These changes are connected with a dislocation metamorphism and metasomatism in a zone of influence of a deep Luchlompola Fault on a boundary of the II formation and overlying III formation.

*Key words:* volcanites, petrology, geochemistry, metamorphism, Kola superdeep well, Lower Proterozoic, Kola Peninsula.

**Сведения об авторе:** *Скуфьин Петр Константинович* — докт. геол.-минерал. наук, ведущий науч. сотр. Геологического ин-та КНЦ РАН; *e-mail:* skuf@geoksc.apatity.ru