

Протерозойские процессы магматизма и метасоматоза в архейских породах фундамента Печенгского палеорифта

В.Р. Ветрин

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

Аннотация. Фундамент раннепротерозойского Печенгского палеорифта образован породами позднеархейской гранит-зеленокаменной области и на глубинах 6842-12262 м пересечен разрезом Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3). В отличие от аналогичных пород в обрамлении Печенги, породы архейского комплекса скважины были существенно изменены при формировании палеорифта. К числу наиболее интенсивно проявленных протерозойских процессов относятся: внедрение многочисленных тел основного-ультраосновного состава, регрессивный метаморфизм и связанная с ним по времени гранитизация пород, а также внедрение интрузивных тел постскладчатых гранитов. Для большинства протерозойских процессов, проявленных в породах фундамента Печенгского палеорифта, установлена связь с мантийными источниками вещества. В целом количество ювенильного протерозойского вещества, привнесенного в архейские породы основания скважины, вместе с ремобилизованным материалом архейской коры оценивается как $\geq 30\%$ (амфиболиты $\geq 12-15\%$, жильные граниты $\sim 3\%$, гранитизированные породы $\sim 15\%$). Таким образом, проблема выявления гомологов пород архейского комплекса СГ-3 лежит не только в поиске аналогичных пород в обрамлении Печенги, но и в плоскости расшифровки протерозойских процессов, изменивших количественные соотношения и состав пород фундамента палеорифта.

Abstract. The basement of the Early Proterozoic Pechenga palaeorift was penetrated by the Kola Superdeep Borehole (SG-3) at a depth of 6842-12262 m. In contrast to similar rocks framing the Pechenga palaeorift, Archaean rocks of SG-3 were affected by Proterozoic magmatism and metasomatism related to the rift development. The most intense Proterozoic processes were an intrusion of numerous mafic-ultramafic bodies, retrograde metamorphism and synmetamorphic migmatization, and emplacement of postkinematic granites. Most Proterozoic processes were determined to have been related to mantle sources. The overall amounts of Proterozoic material introduced into the Archaean rocks penetrated by the lowermost part of SG-3 coupled with the remobilized material of the Archaean crust is estimated at $\geq 30\%$ ($\geq 12-15\%$ amphibolites, $\sim 3\%$ granite veins, $\sim 15\%$ migmatized rocks). Thus, searching for homologues to the SG-3 Archaean rocks does not lie only in a quest of analogous rocks in the frame of the Pechenga structure, but in the interpretation of the Proterozoic processes that have changed quantitative ratios and composition of the palaeorift basement rocks.

1. Введение

Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3) до глубины 6842 м вскрыла осадочно-вулканогенные породы раннепротерозойской Печенгской рифтогенной структуры, и далее до забоя (12262 м) – архейские породы фундамента палеорифта. Предыдущими исследованиями (*Кольская сверхглубокая...*, 1984; *Кременецкий, Овчинников*, 1986; *Архейский комплекс...*, 1991) было установлено существенное преобразование архейских пород фундамента процессами, связанными с формированием рифтогенной структуры – их ретроградный метаморфизм, гранитизация и базификация, но время проявления и источники вещества при этих процессах не были установлены. Кроме того, изучение процессов преобразования архейских пород разреза СГ-3 было необходимым условием для идентификации аналогичных пород в окружении скважины, что являлось одной из задач проекта МПГК-408.

Исходя из этого, было выполнено геолого-петрологическое и изотопно-геохимическое изучение всех главных типов пород архейского комплекса СГ-3 и близких им по составу и геодинамическим условиям формирования породных ассоциаций гранит-зеленокаменной области северо-западной части Кольско-Норвежского террейна (рис. 1).

2. Геология и корреляция

Печенгская структура, формировавшаяся в интервале 2.3-1.8 млрд лет, является частью раннепротерозойской внутриконтинентальной рифтовой зоны, которая прослеживается в широтном направлении через весь Кольский полуостров и состоит, главным образом, из двух крупных разобленных частей: Имандра-Варзугской и Печенгской. В состав зоны входят также несколько локальных структур – Полмак, Пасвик, Кеулик-Кенирим и Усть-Поной. Образование и эволюция зоны были обусловлены растяжением архейского фундамента при возникновении в нем сводового поднятия, последующей складчатостью, повторным прогибанием и завершающей складчатостью на орогенном этапе (*Загородный и др.*, 1964; *Смолькин и др.*, 1995; *Кольская сверхглубокая...*, 1998).

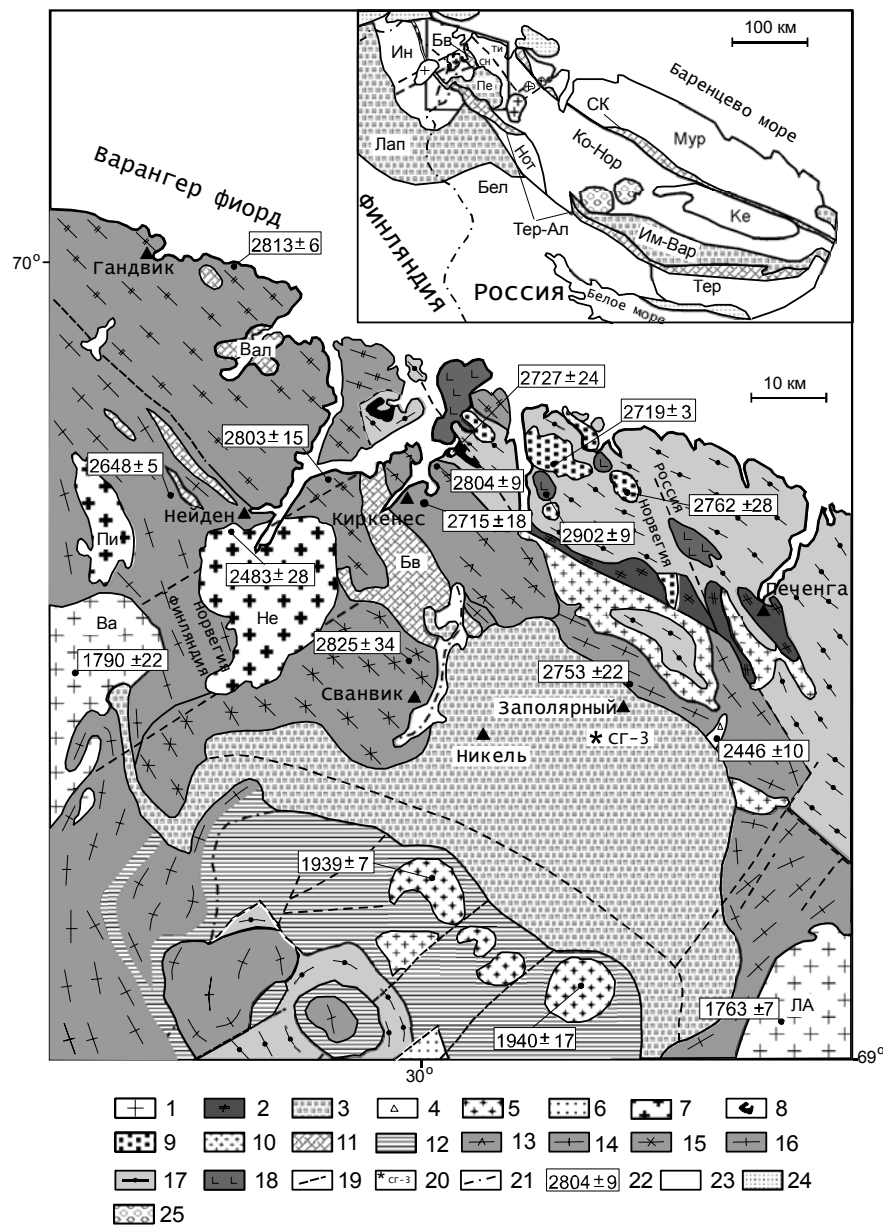


Рис. 1. Схема геологического строения Северной Норвегии и северо-западной части Мурманской области.

1-6 – породы протерозойского возраста:

- 1 – постскладчатые граниты и пегматиты (ЛА – лицо-арагубский комплекс, Ва – массив Вайноспаа),
- 2 – мусковит-микроклиновые граниты и гранитизированные породы,
- 3 – вулканогенно-осадочные породы Печенгско-Имандра-Варзугского пояса,
- 4 – породы основного состава,
- 5 – кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты каскельяврского комплекса,
- 6 – гранулиты,

7-18 – породы позднеархейского возраста:

- 7 – порфировидные граниты (Пи – массив Пириваара, Не – массив Нейден),
- 8 – кварцевые сиениты, сиениты,
- 9 – монцитоны, гранодиориты,
- 10 – плагиомикроклиновые граниты,
- 11 – вулканогенно-осадочные породы зеленокаменных поясов,
- 12 – нерасчлененные породы Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса и фундамента,
- 13-16 – "серые гнейсы" дацит-плагиориодацитового состава различных комплексов: 13 – киркенес, 14 – варангер, 15 – сванвик, 16 – гарсио (+ нерасчлененные комплексы),
- 17 – гнейсы с высокоглиноземистыми минералами,
- 18 – эндербиты,
- 19 – проекции разломов,
- 20 – Кольская сверхглубокая скважина,
- 21 – государственные границы,
- 22 – результаты U-Pb изохронного датирования (млн лет).

Вверху во врезке – схема тектонического районирования Кольской субпровинции Балтийского щита.

- 23 – архейские породы,
- 24 – позднепротерозойские осадочные породы,
- 25 – палеозойские интрузии нефелиновых сиенитов.

Террейны: Мур – Мурманский, Ко-Нор – Кольско-Норвежский (сегменты: Ти – Титовский, СН – Сванвик-Нейденский), Ке – Кейвский, Тер – Терский, Ин – Инари, Нот – Нотозерский, Бел – Беломорский.

Позднеархейские зеленокаменные пояса: СК – Северо-Кольский, Тер-Алл – Терско-Аллареченский, Бн – Бьернватн, Вал – Вален.

Раннепротерозойские складчатые пояса: Пе-Им-Вар – Печенгско-Имандра-Варзугский (Палеорифтогенные структуры: Пе – Печенга, Им-Вар – Имандра – Варзуга), Лап – Лапландский гранулитовый.

Породы архейского фундамента Печенгской структуры вскрыты разрезом СГ-3 и подразделяются на 5 ритмов, каждый из которых состоит из 2 толщ, представленных главным образом мигматизированными биотит-плагиоклазовыми "серыми гнейсами" дацит-плагиориодацитового состава (~45 %) и гнейсами с высокоглиноземистыми минералами (~20 %), относящимися, соответственно, к первично вулканогенным и первично осадочным образованиям. Около 30 % архейского разреза составляют амфиболиты, железистые кварциты, и ~5 % – жильные гранитоиды (рис. 2). Ниже глубины 11708 м выделен амфиболит-тоналит-трондьемитовый комплекс (АТТК), состоящий из преобладающих пород тоналит-трондьемитового состава, включающих многочисленные реликтовые тела полевошпатовых амфиболитов. Глубина эрозионного среза пород архейского комплекса перед формированием Печенгской структуры не превышала, вероятно, 1,0-1,5 км (Ветрин, 1991). Метаморфизм пород архейского комплекса СГ-3 происходил в условиях как амфиболитовой (допеченгской) фации, так и при термодинамических параметрах поздней (печенгской) низкотемпературной амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой, и реже зеленосланцевой фаций (Дук и др., 1989; Кольская сверхглубокая..., 1984).

Методами Sm-Nd и U-Pb датирования возраст протолитов гнейсов оценивается в 2950-2850 млн лет (Архейский комплекс..., 1991; Timmerman, Daly, 1995; Ветрин и др., 2003). Время магматической кристаллизации гранитоидов АТТК и "серых гнейсов" 2 толщи составляет, соответственно, 2835-2832 и 2814±17 млн лет, и наиболее древнее значение возраста (2930±52 млн лет, SHRIMP) определено для циркона из тоналит-трондьемитовых гнейсов 4 толщи. Образование пегматитов происходило около 2740 млн лет назад на заключительных этапах позднеархейского метаморфизма, возраст которого датирован в 2760-2770 млн лет. Время формирования протерозойских мигматитов установлено в 2225 млн лет, и внедрение постскладчатых жил порфирировидных и равномернозернистых гранитов – в 1765 млн лет (Яковлев и др., 2000; Чен и др., 1998; Бибикова и др., 1993; Balashov et al., 1992).

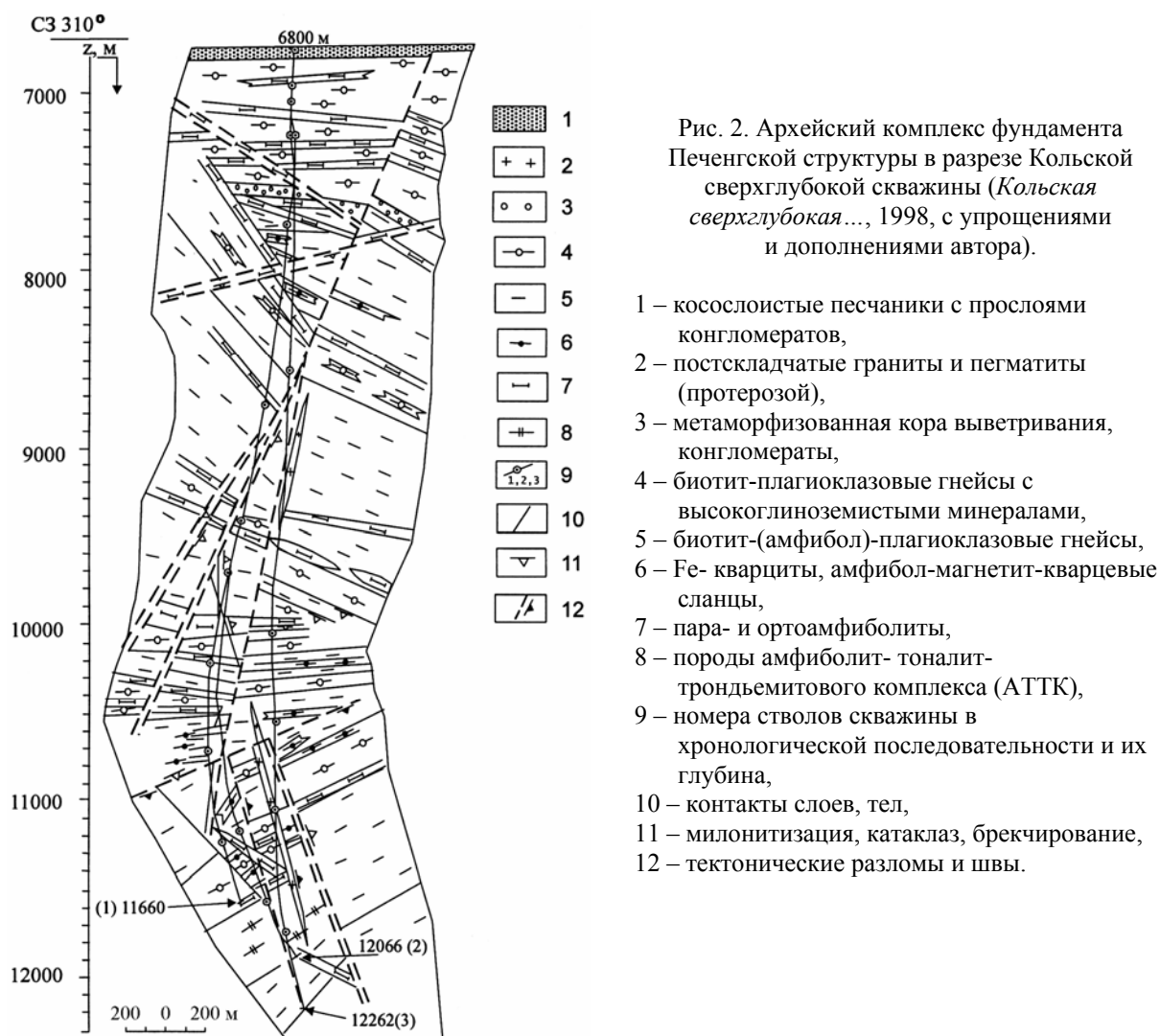


Рис. 2. Архейский комплекс фундамента Печенгской структуры в разрезе Кольской сверхглубокой скважины (Кольская сверхглубокая..., 1998, с упрощениями и дополнениями автора).

Согласно геолого-геофизическим и изотопно-геохимическим данным, наибольшее сходство с породами архейского комплекса СГ-3 имеют гнейсово-амфиболитовые комплексы Сванвик-Нейденского сегмента Кольско-Норвежского террейна, которые включают амфиболиты, железистые кварциты, гнейсы с ВГМ, и образуют с гнейсами тоналит-трондьемитового (дацит-плагиороиодацитового) состава характерную структурно-вещественную ассоциацию пород, свойственную для докембрийских гранит-зеленокаменных областей.

Главным типом пород Сванвик-Нейденского сегмента являются тоналит-трондьемитовые (дацит-плагиороиодацитовые) "серые гнейсы", первые из которых имеют преимущественно интрузивное происхождение (комплексы варангер, сванвик, киркенес), или эффузивный генезис (комплекс гарсио), (Siedlecka et al., 1985; Vetrin et al., 1999; Ветрин и др., 2002а). В современном эрозионном срезе "серые гнейсы" образуют линеаризированные части куполовидных структур, в межкупольных пространствах которых располагаются реликты зеленокаменных структур, сложенных слюдяными гнейсами, сланцами, амфиболитами и железистыми кварцитами. Крупнейшей из них является зеленокаменная структура Бьернватн (Siedlecka et al., 1985), имеющая тектонические контакты с окружающими тоналит-трондьемитовыми комплексами варангер и киркенес и содержащая промышленные месторождения железистых кварцитов.

U-Pb возраст кристаллизации магматических цирконов из "серых гнейсов" определен в 2.8-2.84 млрд лет, и время метаморфизма – в 2.7 млрд лет (Levchenkov et al., 1995). Наиболее древний U-Pb возраст (2932 ± 44 млн лет), близкий возрасту циркона из 4-й толщи СГ-3, определен для циркона из дайки пегматоидного гранита, секущей тоналитовые гнейсы северного обрамления Печенгской структуры с возрастом 2753 ± 22 млн лет. Эти данные, а также морфологические особенности изученных кристаллов, позволяют предполагать реликтовую природу циркона из пегматоидного гранита (Бибикова и др., 1993). Гнейсы пересекаются плутонами порфиоровидных гранитов и гранодиоритов (~2.5 млрд лет), а также дайками гранитов и пегматитов с возрастом 2.7-2.5 млрд лет. Метаморфизм пород не превышал средних ступеней амфиболитовой фации. Аналогичными породными ассоциациями сложена восточная часть блока Инари (Kesola, 1991), и в позднем архее блок Инари и Сванвик-Нейденский сегмент Кольско-Норвежского блока входили, вероятно, в состав единой гранит-зеленокаменной области, разобранной в раннем протерозое при формировании структуры Полмак-Пасвик-Печенга-Имандра-Варзуга. По результатам глубинного сейсмического зондирования, породы северо-западного обрамления Печенги, входящие в состав Сванвик-Нейденского сегмента, прослеживаются далее к юго-востоку, где образуют преобладающую часть фундамента Печенгского палеорифта (Сейсмогеологическая..., 1997), и на глубинах 6842-12262 м пересечены Кольской сверхглубокой скважиной.

В отличие от пород Сванвик-Нейденского сегмента, фундамент Печенги и ее ближайшего окружения интенсивно гранитизирован и базифицирован, что было обусловлено изменением архейских пород СГ-3 процессами магматизма и метаморфизма в палеопротерозое.

3. Процессы протерозойского магматизма, метаморфизма и метасоматоза в породах фундамента Печенги

К числу наиболее интенсивно проявленных протерозойских процессов в породах архейского фундамента Печенгского палеорифта относятся: образование многочисленных тел основного-ультраосновного состава, регрессивный метаморфизм в условиях средне-низкотемпературной амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, связанная с ним гранитизация пород, а также внедрение интрузивных тел постскладчатых гранитов.

При изучении состава пород особое внимание уделялось исследованию геохимии редкоземельных элементов, а также некоторых других главных и второстепенных элементов (Al, Mg, Ti, V, Th, Zr, Hf, Ta, Nb, Y, и др.), наименее мобильных в процессах регионального метаморфизма и метасоматоза. Образцы керна СГ-3 и пород северо-западного обрамления Печенги были проанализированы на главные и редкие элементы методами ICP-MS, ICP, INAA, XRF в Центре петрографических и геохимических исследований (CRPG-CNRS) в г. Нанси, Франция, в Объединенном институте геологии, геофизики, минералогии СО РАН, г. Новосибирск, и в Геологическом институте КНЦ РАН, г. Апатиты. В лаборатории геохронологии Геологического института выполнены также изотопные Sm-Nd анализы пород.

3.1. Породы основного-ультраосновного составов

Амфиболиты архейского комплекса СГ-3 по условиям залегания, структурно-текстурным особенностям и составу подразделены на пара- и ортоамфиболиты (Архейский комплекс..., 1991; Смирнов, Тюремнов, 1998). Среди ортоамфиболитов по химическому составу предполагалось наличие пород архейского и протерозойского возрастов (Кременецкий, Овчинников, 1986; Ветрин и др., 2000; Виноградова, Смирнов, 2000). Присутствие амфиболитов протерозойского возраста среди архейских пород СГ-3 подтверждено и датировкой циркона из амфиболита с глубины 11795 м (1836 млн лет, Бибикова и др., 1993).

Изученные образцы представлены главным образом ортоамфиболитами дайковой и интрузивной фаций. Породы дайковой фации сложены полевошпатовыми амфиболитами, реже встречаются гранат-полевошпатовые амфиболиты. Преобладающие структуры этих пород – нематобластовая, гранонематобластовая, в некоторых образцах присутствуют реликтовые офитовая, пойкилитовая и аллотриоморфнозернистая структуры. К параамфиболитам, согласно имеющейся классификации (Смирнов, Тюремнов, 1998) отнесен обр. 27023, сложенный куммингтонитом, роговой обманкой и плагиоклазом.

Полевошпатовые амфиболиты в окружении СГ-3 в целом имеют более выдержанный состав по сравнению с этими породами из архейского комплекса СГ-3 и состоят из плагиоклаза (40-50 %) и амфибола, местами присутствует биотит ($\leq 10\%$). Акцессорные минералы – титанит, магнетит, апатит, в редких случаях алланит. Структуры нематобластовая, гранонематобластовая. Амфиболиты в тоналитовых гнейсах комплекса сванвик биотитизированы, эпидотизированы и карбонатизированы.

По нормативному составу амфиболиты дайковой фации архейского комплекса СГ-3 соответствуют оливиновым или кварцевым толеитам, и по редкоземельному составу относятся к двум дискретным типам. Для амфиболитов первого типа характерно умеренное фракционирование РЗЭ при повышенном содержании легких лантаноидов ($La/Yb_n = 4.6-6.9$ и $La_n = 70-90$). Амфиболиты второго типа деплетированы относительно легких лантаноидов ($La_n = 12-29$), имеют плоскую конфигурацию кривых распределения ($La/Yb_n = 1.0-1.1$), и относительно амфиболитов первого типа содержат меньше Fe, Ti, P, Th, Nb, Zr при повышенных концентрациях Mg, Ni и Pb (Ветрин и др., 2002а; 2003).

Амфиболиты первого типа по сравнению с архейскими амфиболитами окружения СГ-3 обогащены РЗЭ, высокозарядными элементами, и имеют более фракционированное распределение РЗЭ. Среди метаэффузивов Печенги по содержанию РЗЭ, породообразующих и редких элементов наибольшее сходство с амфиболитами архейского комплекса СГ-3 имеют базальты заполярнинской свиты, формировавшиеся из относительно малоглубинного источника с возрастом около 2.1 млрд лет (Кольская сверхглубокая..., 1998).

В отличие от амфиболитов первого типа, амфиболиты второго типа по составу главных элементов и элементов примесей обнаруживают несомненное сходство с амфиболитами окружения СГ-3 и примитивными толеитовыми базальтами архейских зеленокаменных поясов ТН1 (Конди, 1983). Это сходство подчеркивается близким к горизонтальному наклоном кривых распределения РЗЭ, пониженными концентрациями Ti, P, легких РЗЭ ($La_n = 11.6-11.9$), Zr, Nb, и повышенными – Mg, Cr, Ni.

Сходство метаэффузивных пород раннепротерозойской Печенгской структуры с амфиболитами первого типа из архейского комплекса СГ-3, выявленное при сравнении составов этих пород, подтверждается и при изучении Sm-Nd изотопной систематики (Ветрин, Деленицин, 2003). Модельный возраст рассматриваемых амфиболитов, вычисленный исходя из предположения об деплетированном составе мантии региона ($T_{Nd}(DM)$), составляет 2.16-2.33 млрд лет (табл. 1, рис 3), чем определяется нижний возрастной предел образования их протолитов. Учитывая сходство составов амфиболитов с метабазальтами заполярнинской свиты Печенгской структуры, время образования которых оценивается в 2114 ± 52 млн лет (Смолякин и др., 1995), такой же возраст принимается нами и для проанализированных амфиболитов. Для указанного возраста величина ϵNd в амфиболитах составляет 0.77-2.77, что приближается или ниже значения $\epsilon Nd \sim 3.5$ для деплетированной мантии с возрастом 2.1 млрд лет (DePaolo, 1981). Пониженные значения ϵNd обычно объясняются как следствие обогащенной природы мантийного источника либо контаминации расплавов веществом верхней коры (Фор, 1989). Последнему варианту противоречат пониженные концентрации Rb, Ba, Pb в базальтах заполярнинской свиты. Следовательно, вычисленные значения ϵNd для амфиболитов первой группы отражают, скорее всего, формирование исходных расплавов из деплетированных мантийных источников, в различной степени обогащенных некогерентными элементами.

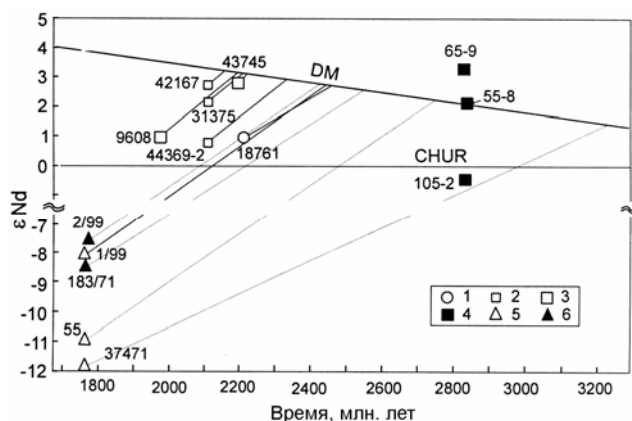


Рис. 3. Диаграмма ϵNd – время для пород основного состава из разреза СГ-3, окружения скважины и гранитоидов лицо-арагубского комплекса (ЛАК).

- 1 – трахибазальт пирттиярвинской свиты,
- 2 – основные породы дайковой фации (тип 1),
- 3 – основные породы интрузивной фации (обр. 9608 – метапироксенит, обр. 43745 – гранат-клинопироксеновое габбро),
- 4 – амфиболиты окружения скважины,
- 5 – жильные граниты ЛАК,
- 6 – порфирированные гранодиориты.

Таблица 1. Sm-Nd изотопные данные пород архейского комплекса СГ-3 и окружения

№ обр.	Комплекс	Порода	[Sm], ppm	[Nd], ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ +/-2 σ	T(DM), млн лет	ϵ Nd(DM)	T, млн лет
44369-2	СГ-3	Амфиболит	4.7	22.56	0.12605	0.511695±4	2334	0.77	2114
42167	То же	То же	5.6	26.9	0.12582	0.511790±9	2160	2.69	"
31375	"	"	5.32	25.37	0.12683	0.511775±3	2212	2.12	"
9608	"	"	6.69	32.92	0.12283	0.511724±4	2200	0.7	1980
43745	"	"	2.67	14.17	0.11407	0.511583±4	2222	2.77	2200
18761	"	"	7.23	30	0.14575	0.511944±4	2460	0.93	2214
27023	"	"	1.121	6.202	0.109295	0.511111±19	2822		
"	"	"	0.87	5.55	0.09513	0.510928±2	2715		
55-8	Гарсио	"	1.66	4.87	0.20591	0.512922±38		2.15	2840
65-9	То же	"	2.04	6.1	0.20272	0.512920±6		3.29	"
105-2	Сванвик	"	2.35	7.14	0.19883	0.512655±16		-0.48	2825
1/99	Портлубол	Жильный гранит	28.44	227.376	0.075597	0.510822±7	2442	-8.10	1762
2/99	То же	Порфириовидный гранодиорит	11.03	87.302	0.076405	0.510849±5	2426	-7.60	1772
183/71	Лицкий	То же	17.40	155.20	0.0679	0.510708±5	2542	-8.5	1763
37471	СГ-3	Жильный гранит	8.10	40.90	0.1191	0.511137±7	3225	-11.8	1762
55	То же	То же	5.50	33.28	0.0998	0.510955±16	2744	-10.96	"

Примечание: измерения выполнены на масс-спектрометре Finnigan-MAT-262, аналитик А.А. Деленицин.

Значение стандартов La Jolla $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ было 0.511833±6 (n = 11) и JNd1 = 0.512078±5, (n = 10).

T, млн лет – значения возраста по данным U-Pb и Rb-Sr методов, принятые при вычислении ϵ Nd(DM).

Амфиболиты, представляющие породы интрузивной фации в архейском комплексе СГ-3, по содержанию и распределению РЗЭ также существенно отличаются от архейских амфиболитов окружения скважины. Среди рассматриваемых пород максимальным содержанием легких РЗЭ и наиболее фракционированным распределением лантаноидов (La/Yb)_n = 12.2) характеризуются метапироксениты, аналогичные пироксенитам нясюкского комплекса, расположенного в северном обрамлении Печенгской структуры и имеющего Sm-Nd изохронный возраст 1956 ± 20 млн лет (Huhma et al., 1996). Максимальная оценка модельного возраста (T_{Nd}(DM)) изученного образца метапироксенита (№ 9608) составляет 2200 млн лет, что не противоречит его отнесению к раннепротерозойским образованиям.

Образец метагаббро (№№ 43745) по концентрациям порообразующих и большинства редких элементов аналогичен метадолеритам и габброноритам из даек северного обрамления Печенги с возрастом в 2200 млн лет. Это сопоставление подтверждается протерозойским модельным возрастом обр. 43745 (2222 млн лет). Образец параамфиболита (27023) характеризуется деплетированным составом относительно легких и особенно средних РЗЭ, обогащен тяжелыми РЗЭ, и по этим характеристикам не имеет аналогов среди ортоамфиболитов архейского комплекса СГ-3. Его модельный возраст (T_{Nd}(DM)) составляет 2822-2715 млн лет и несколько превышает модельные возраста параамфиболитов 2 и 9 толщ архейского комплекса СГ-3 (Bayanova et al., 2001).

Амфиболиты обрамления скважины по нормативному составу соответствуют главным образом оливиновым толеитам, и в меньшем количестве – щелочным базальтам и кварцевым толеитам. Амфиболиты характеризуются пониженными концентрациями легких лантаноидов и пологим распределением РЗЭ (La/Yb)_n = 0.7-2.0) и большинства других редких элементов. По этим признакам они резко отличаются от протерозойских амфиболитов (тип 1) в архейском комплексе СГ-3, но сходны с TN1 – наиболее распространенными базальтами архейских зеленокаменных поясов (Конди, 1983). Исключение составляют амфиболиты комплекса сванвик, обогащенные легкими РЗЭ, Rb, Ba, Pb и Sr, что является, скорее всего, результатом их интенсивной гранитизации (K₂O = 3.2-5.4 %, SiO₂ – до 51.3 %).

При исследовании Sm-Nd изотопной системы в амфиболитах из комплекса гарсио установлен деплетированный или сильно деплетированный (ϵ Nd = 2.15-3.3) состав источника для возраста 2.84 млрд лет (табл. 2). Эти данные согласуются с выводом о существенно деплетированном составе мантии региона в позднем архее (Timmerman, Daly, 1995). Отрицательное значение ϵ Nd (-0.48) для амфиболита из комплекса сванвик было обусловлено, вероятно, нарушением Sm-Nd изотопной системы в процессе гранитизации пород.

Согласно имеющимся данным по редкоземельному составу пород (около 100 анализов), количество амфиболитов архейского возраста в нижней части разреза СГ-3 не превышает, вероятно, 20 %, тогда как преобладающая часть пород основного-ультраосновного составов представлена ортоамфиболитами раннепротерозойского возраста. Этим определяется существенная базификация архейского комплекса СГ-3 в период формирования Печенгского палеорифта.

3.2. Метаморфизм и гранитизация

Раннепротерозойский регрессивный метаморфизм пород фундамента Печенгского палеорифта происходил в условиях низкотемпературной амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой, и реже зеленосланцевой фаций. Г.Г. Дук (Дук и др., 1989) предполагает два этапа проявления метаморфической зональности андалузит-силлиманитового типа. Ее высокотемпературные образования (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации) по времени соответствовали луостаринской серии печенгского комплекса, а более низкотемпературные – никельской серии. Синхронно с процессами метаморфизма амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций происходила гранитизация пород архейского комплекса СГ-3, выраженная в образовании мигматитов различных морфологических типов. Количество гранитизированных пород максимально в тоналит-трондьемитовых гнейсах и увеличивается снизу вверх по разрезу СГ-3.

На поверхности аналогичные мигматиты и гранитоподобные породы образуют в северо-восточном обрамлении Печенгской структуры полосу длиной более 20 км при ширине в 2-6 км, прослеженную далее в северо-западном направлении на территории Норвегии (см. рис. 1). Субстратом для рассматриваемых пород, возраст которых оценивается в 2150 млн лет, служили разнообразные гнейсы, граниты и амфиболиты, превращенные в зонах гранитизации в породы с колебаниями состава от гранитов и граносиенитов до кварцевых монцонитов (Виноградов, 1978). Верхняя возрастная граница для "красных гранитов" геологически определяется появлением их окатанных обломков в гравелитах третьей осадочной толщи печенгского комплекса (Загородный и др., 1964), нижние части которого местами микроклинизируются и биотитизируются.

Морфологически гранитизированные породы представлены тeneвыми, неяснополосчатыми и пятнистыми мигматитами. Главными особенностями изменения их минерального состава по отношению к гнейсам является появление микроклина, мусковита, турмалина, хлорита, увеличение содержания кальцита (до 0.9-1.2 %), апатита (до 0.7-1.1 %), уменьшение количества плагиоклаза (18-22 % An), эпидота и пирита.

По химическому составу мигматиты отличаются от гнейсов повышенным содержанием титана, калия (3.64-5.35 %) при пониженном содержании Al, Mg, Ca и Na, увеличении доли суммарного железа по отношению к сумме железа и магния ($F = 65-68$). По главным петрохимическим параметрам мигматитов – содержанию SiO_2 , сумме щелочей (6.1-8.8 %), соотношению $Na/Na+K$ ($n = 46-53$) и глиноземистости ($Als = 2.6-5.6$) они относятся к гранодиоритам, кварцевым сиенитам, гранитам и субщелочным гранитам K-Na серии. По сравнению с гнейсами в рассматриваемых мигматитах установлен повышенный уровень содержания редких элементов; особенно существенно увеличение содержания Rb, Th, Zr, Nb, PЗЭ, Cr, Ni, Co, V, F, P_2O_5 и CO_2 (табл. 2).

Для преобладающей части полевых шпатов из гранитизированных пород температура кристаллизации не превышала 380-460°C, что существенно ниже температур кристаллизации магматических полевых шпатов при $P = 5-6$ кбар. В одном образце температура полевошпатового равновесия для зерен из участка с аллотриоморфнозернистой структурой достигала 650-660°C и приближалась к значениям температур субсолидусного равновесия магматических полевых шпатов. Приведенные значения температур определяют формирование преобладающего количества полевых шпатов мигматитов в результате относительно низкотемпературного преобразования пород гнейсового субстрата с возникновением локальных очагов плавления и последующим перемещением и кристаллизацией части анатектических расплавов с образованием аплитов.

Возраст мигматитов определен по цирконам из двух образцов в интервале глубин 12188-12207 м и составляет 2225 ± 5 млн лет (Бибикова и др., 1993). Датирование производилось по кристаллам призматического габитуса, бесцветным, прозрачным, со слегка округленными ребрами и концевыми гранями, удлинненностью от 1:2 до 1:4. Рассматриваемый морфотип составляет не менее 60 % от общего количества зерен, остальные представлены округлыми изометрическими зернами "гнейсового" типа, прозрачными или полупрозрачными, с удлинненностью 1.0-1.2.

Для реконструкции процесса образования мигматитов нами были изучены Pb-Pb и U-Pb системы полевых шпатов в мигматитах и вмещающих породах (Ветрин, 2000; Ветрин, Гороховский, 2002).

Значения изотопных отношений Pb полевых шпатов из гранитизированных пород располагаются на прямолинейном тренде (рис. 4, пунктир), который является в общем случае линией смешения. Генетическая интерпретация этой зависимости допускает два варианта: 1) при переработке гнейсов флюидом 2.2 млрд лет назад происходила перекристаллизация полевых шпатов, захвативших свинец, накопившийся в интервале 2.8-2.2 млрд лет, который в разных пропорциях смешался с первичным Pb гнейсов; и 2) помимо Pb из гнейсового субстрата, флюид привносил дополнительное количество Pb другого генезиса. Pb-изотопные данные в терминах модели "плюмботектоника" (Zartman, Doe, 1981) свидетельствуют о том, что фигуративные точки наименее измененных полевых шпатов из гнейсов (обр. 44839-2, 44918-2) располагаются ближе к кривой накопления Pb нижней коры, которая

характеризуется малой величиной U/Pb отношения и высокими значениями Th/U-отношения. Это может свидетельствовать об нижнекоровом происхождении Pb исходных гнейсов. Линия, аппроксимирующая точки Pb-изотопных данных полевых шпатов из гранитизированных гнейсов, пересекает кривую накопления Pb мантии в точках со значениями возраста в 2.2 и 2.8 млрд лет, что находится в хорошем соответствии с результатами определения возраста по цирконам. Тренды для Pb-изотопных отношений мигматитов указывают на смещение древнего Pb (с возрастом 2.8 млрд лет), развивавшегося при низких U/Pb и высоких Th/U отношениях в области нижней коры, с более молодым Pb (2.2 млрд лет), эволюция которого проходила в условиях более высоких значений U/Pb и более низких – Th/U отношений. При этом изотопные отношения Pb полевых шпатов мигматитов находятся на кривой накопления Pb мантии с более высокими U/Pb отношениями, чем породы нижней коры. Эти данные не противоречат предположению, что образование гранитизированных пород происходило при добавлении к древнему свинцу полевых шпатов свинца мантийного генезиса.

По данным изучения минерального и химического состава, процесс образования гранитизированных пород происходил в условиях повышенного потенциала воды, CO₂, P, F, B и сопровождался увеличением в породах субстрата содержания как элементов сидерофильной (Cu, Ni, Co, Cr, V, Ti, Fe), так и литофильной (Rb, Ba, Nb, Zr, PЗЭ, Pb) групп. Сопоставление химического состава мигматитов с производными различных геодинамических режимов показало, что указанные особенности состава пород наиболее характерны для щелочнобазальтовых и щелочных магматических производных, формировавшихся в геодинамических обстановках внутриплитного магматизма и континентальных рифтовых зон (*Геохимия магматизма*, 1982; *Магматические горные...*, 1987). В частности, для щелочных и субщелочных базальтов наряду с высоким содержанием литофильных редких элементов – Rb, Ba, Sr, Zr, Y, TR – характерны повышенные (на уровне океанических базальтов) концентрации Fe, Ti, Cr, Ni, Co в породах калиевой и натровой групп, среди которых существуют взаимопереходы (*Геохимия магматизма*, 1982).

Таблица 2. Химический состав (мас. %) и содержание элементов примесей (г/т) в гнейсах и гранитизированных породах архейского комплекса СГ-3

Компоненты	Тоналитовые гнейсы				Гранитизированные породы 10-й толщи						
	44839-2	12218-1	44918-2	Среднее	44999-2	45005-3	45001-2	44987	44994-3	7/90	Среднее
SiO ₂	68.37	64.96	68.89	67.41	65.16	67.08	67.17	67.89	68.05	70.59	67.66
TiO ₂	0.48	0.78	0.47	0.58	0.89	0.98	0.97	0.71	0.79	0.53	0.81
Al ₂ O ₃	15.91	16.52	15.3	15.91	14.81	14.08	13.82	14.49	14.25	14.43	14.31
Fe ₂ O ₃	1.55	2.34	2.17	2.02	1.82	1.53	2.16	1.28	1.27	0.91	1.49
FeO	1.89	2.58	1.63	2.03	3.61	4.05	3.52	2.29	3.09	1.52	3.01
MnO	0.044	0.085	0.043	0.06	0.06	0.07	0.06	0.029	0.04	0.023	0.05
MgO	1.25	1.51	1.18	1.31	1.6	1.42	1.46	0.94	1.17	0.68	1.21
CaO	3.66	3.8	4.12	3.86	3.35	2.3	2.63	1.71	2.32	1.37	2.28
Na ₂ O	4.28	4.17	3.98	4.14	2.67	2.55	2.5	3.53	2.48	3.49	2.87
K ₂ O	1.49	1.86	1.25	1.53	3.64	3.53	3.56	5.2	4.43	5.35	4.28
ппп	-	-	-	-	1.12	1.47	1.05	0.98	0.86	0.74	1.04
F	0.086	0.069	0.055	0.07	0.26	0.33	0.25	0.18	0.21	0.16	0.23
P ₂ O ₅	0.15	0.25	0.14	0.18	0.29	0.47	0.45	0.3	0.22	0.13	0.31
CO ₂	0.07	0.09	0.09	0.08	0.52	0.1	0.1	0.23	0.4	0.26	0.27
Сумма	99.7	99.52	99.5	99.57	99.8	99.96	99.7	99.76	99.58	100.18	99.83
Rb	113	104	70	95	219	86	254	270	224	255	218
Ba	180	410	590	393	880	860	840	1150	1060	1090	980
Sr	221	254	240	238	357	291	280	208	295	133	260
Nb	18	32	16	22	31	58	38	26	29	17	33
Zr	190	214	177	193	603	698	749	533	607	391	597
Y	6	15	7	9	26	58	38	9	32	5	28
La	<50	<50	<50	<50	80	160	160	80	110	50	107
Ce	<50	<50	80	80	170	410	440	190	280	160	275
Pb	<30	<30	<30	<30	66	86	51	54	74	42	62
Th	<30	<30	<30	<30	60	70	100	69	40	94	72
Cu	<10	<10	<10	<10	72	58	53	29	44	14	45
Ni	10	15	11	12	32	51	21	<10	25	<10	32
Co	<10	<10	<10	<10	9	11	11	<10	12	-	11
Cr	12	13	<10	12	36	48	30	<10	37	<10	38
V	47	63	37	49	120	92	120	40	89	30	82

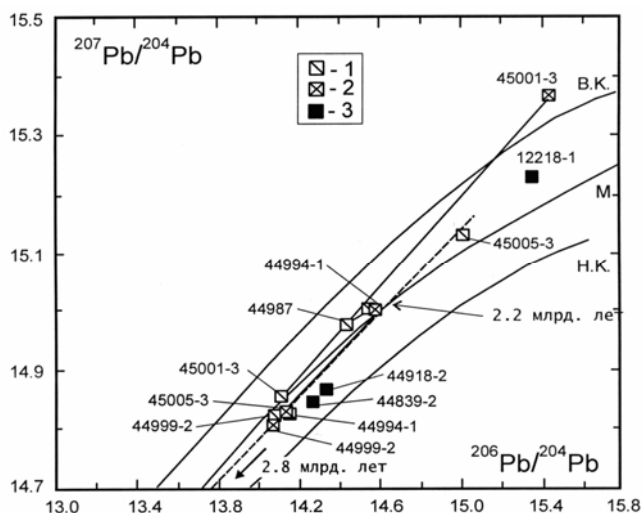


Рис. 4. Rb-изотопные данные для микроклинов (1), плагиоклазов (2) из гранитизированных пород и плагиоклазов из гнейсов (3).

Кривые эволюции свинцов в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ приведены согласно версии 2 по (Zartman, Doe, 1981). М – мантия, В.К. – верхняя кора, Н.К. – нижняя кора. Коннодами соединены точки составов полевых шпатов из одного образца. Пунктирной линией обозначена изохрона для полевых шпатов из гранитизированных пород с верхним пересечением в 2.2 млрд лет, и нижним пересечением – в 2.8 млрд лет (на рисунке нижнее пересечение не показано).

Указанные выше особенности химического состава присущи субщелочным породам трахибазальтовой формации раннеорогенного этапа развития Печенгской структуры, формировавшейся в результате внутриплитного рифтогенеза. Породы субщелочного состава, входящие в состав трахибазальтовой (Магматизм, седиментогенез..., 1995) или муджиерит-трахитовой формации (Скуфьин и др., 1986) пирттиярвинской свиты Северо-Печенгской зоны, представлены, главным образом, трахиандезитами, трахиандезитобазальтами и трахибазальтами (муджиеритами), время образования которых по данным Rb-Sr метода определено в 2214 ± 54 млн лет (Магматизм, седиментогенез..., 1995). По особенностям химического состава породы повышенной основности, входящие в состав трахибазальтовой формации, близки к внутриконтинентальным базальтам, характеризуются относительно низким содержанием Ca, Mg, Si и обогащены Ti, Fe, легкими редкоземельными элементами, бором и свинцом (Предовский и др., 1974; Магматизм, седиментогенез..., 1995; Скуфьин и др., 1986). Рассматриваемые породы имеют высокое содержание щелочей с переходом от натриевого к калиево-натриевому и калиевому членам петрохимической серии и рассматриваются как крайние члены субщелочного ряда (Предовский и др., 1974).

При рассмотрении вопроса об источнике вещества в процессе гранитизации следует учитывать следующие обстоятельства:

- гранитизация была проявлена локально лишь под Печенгской структурой и в ее ближайшем окружении, и по отношению к вмещающим метаморфическим породам представляла собой резко неравновесный и неизохимический процесс, сопровождавшийся выносом Al_2O_3 , CaO, Na_2O , привнесом SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO, K_2O и ряда элементов примесей, характерных для пород повышенной щелочности;

- по возрасту и особенностям химического состава гранитизированные породы близки субщелочным вулканитам раннеятулийского мегацикла северной зоны Печенгской структуры, мантийное происхождение которых подчеркивается низкими значениями первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7035$ (Магматизм, седиментогенез..., 1995);

- глубинный генезис гранитизирующих флюидов предполагается на основании изучения в породах и минералах СГ-3 изотопного состава Pb, представленного смесью свинца из древнего (~2.8 млрд лет) гнейсового субстрата со свинцом мантийного генезиса, привнесенного в породы около 2.2 млрд лет назад.

Нахождение вулканитов пирттиярвинской свиты и гранитизированных пород на разных уровнях разреза единого сегмента земной коры, сходство особенностей их состава и близкий возраст могут свидетельствовать, как представляется, о тесной связи формировавших эти породы процессов мантийного вулканизма и гранитизации.

Имеющиеся данные геолого-петрологического изучения Печенгской структуры (Кольская сверхглубокая..., 1984; 1998; Магматизм, седиментогенез..., 1995) и ее окружения, а также результаты экспериментальных исследований процессов гранитизации (Жариков, 1986; 1996) позволяют наметить следующую генетическую схему.

Согласно модели формирования Печенгской структуры, внедрение субщелочных пород пирттиярвинской свиты происходило 2.3-2.2 млрд лет назад из мантийных очагов в обстановке стабилизации тектонического режима. После излияния базальтов и кристаллизации преобладающего количества расплавов в мантийных камерах остаточные магмы обогащались водно-углекислой флюидной фазой, содержание которой прогрессивно увеличивалось по мере кристаллизации расплавов.

Вследствие инконгруентного растворения основного-ультраосновного вещества находящиеся с ним в равновесии флюиды обогащались кремнеземом, щелочами и элементами-примесями, концентрации которых во флюидной фазе в значительной степени определялись их содержаниями в материнских расплавах. После достижения летучими концентрации насыщения, задаваемой главным образом величиной внешнего давления, отделявшиеся от расплавов летучие формировали потоки флюидов, направленные из магмы в кровлю очага и вызывавшие процессы гранитизации пород верхней коры, обусловленные осаждением из флюидов главных и второстепенных компонентов в результате падения их растворимости при уменьшении температуры и давления.

Согласно экспериментальным данным *Н.С. Горбачева и др.* (1994) коэффициенты распределения Na_2O , K_2O , SiO_2 , CaO , MgO и ряда других элементов (Ti, Al, Fe) между флюидом и базальтовым расплавом при температурах 1100-1300°C при падении давления от 10 до 1 кб уменьшаются для K_2O от 50 до 0.14, для Na_2O от 10 до 0.7 и для SiO_2 от 0.9 до 0.05. Вследствие этого флюид, равновесный с расплавом на глубине, при подъеме вверх и сопутствующем снижении давления способен производить щелочной и кремнекислотный метасоматоз расположенных выше пород кровли, осуществляя их гранитизацию.

Этими же факторами было вызвано, вероятно, уменьшение редкоэлементной специализации гранитизированных пород по направлению к верхним частям разреза коры при сохранении главных тенденций распределения элементов литофильной и сидерофильной групп по сравнению с гранитизированными породами основания разреза СГ-3 и вулканитами пирттиярвинской свиты.

Циркуляция мантийных флюидов была облегчена в более трещиноватых и проницаемых породах верхней части коры и вдоль зон глубинных разломов, чем и было, вероятно, обусловлено увеличение количества гранитизированных пород в верхних частях разреза архейского комплекса СГ-3 и в породах северо-восточного обрамления скважины. Имеющиеся в настоящее время возрастные данные для гранитизированных пород из основания разреза скважины и "красных гранитов" ее северо-восточного обрамления позволяют оценить длительность процесса гранитизации в 50-70 млн лет.

3.3. Постскладчатые граниты

На глубине 9100-11200 м в породах архейского комплекса СГ-3 располагаются многочисленные дайковые тела мелкозернистых гранитов мощностью от первых сантиметров до 10-15 м, по составу аналогичные гранитам четвертой фазы лицо-арагубского комплекса (ЛАК), образующих цепь посторогенных интрузивных тел в восточном обрамлении Печенгской структуры. Время образования порфиридных гранитов главной фазы и жильных лейкократовых гранитов определено в 1765-1770 млн лет (*Ветрин и др.*, 2002б), и U-Pb возраст цирконов из мелкозернистых гранитов с глубин 9100-9700 м составляет 1765 ± 2 млн лет (*Чен и др.*, 1998).

По геолого-геохимическим признакам гранитоиды ЛАК подразделяются на две дискретные ассоциации – "диоритовую" и "гранитовую", между которыми нет взаимопереходов. Первая ассоциация представлена породами первой и пятой фаз, и вторая ассоциация – гранитоидами от второй до четвертой интрузивных фаз. К породам первой фазы относятся монцодиориты, субщелочные габбро, кварцевые диориты, к породам заключительной (пятой) фазы – сиениты, граносиениты, кварцевые монцониты. Породы этих фаз были образованы при дифференциации всплывшего к основанию гранитного слоя мантийного астенолита. Порфиридные гранодиориты и граниты второй (главной) фазы, лейкократовые слабо порфиридные граниты третьей фазы и мелкозернистые граниты четвертой фазы формировались при дифференциации очага вторичной гранодиоритовой магмы, возникшей при палингенезе пород коры в термическом куполе над мантийным астенолитом (*Ветрин и др.*, 1975). Эта петрогенетическая схема подтверждается результатами изучения изотопии Sr (*Эндогенные режимы...*, 1991) и Nd в породах и минералах гранитоидов. Как следует из табл. 1, порфиридные граниты и жильные лейкократовые граниты характеризуются повышенными отрицательными значениями ϵNd (до -11.0), что свидетельствует о существенном вкладе вещества коры (до 90-100 % в жильных гранитах) при формировании исходных расплавов.

С целью изучения возможности использования изотопного состава благородных газов для решения вопросов происхождения флюидной фазы в докембрийских гранитоидах было выполнено определение изотопного состава He и Ar в породах и минералах ЛАК (*Ветрин и др.*, 2002в).

В результате проведенных исследований показано, что геохимия изотопов гелия в гранитоидах лицо-арагубского комплекса существенно различается. Преобладающая часть ^4He имеет радиогенную природу и образована в результате радиоактивного распада U, Th и их дочерних изотопов *in situ*, что затрудняет идентификацию мантийной составляющей в его составе. Модельные оценки соотношения мантийной (м) и коровой (к) составляющей в амфиболе – главном концентраторе гелия – $^4\text{He}_m/^4\text{He}_k \leq 0.3$. Для магнетита подобные подсчеты свидетельствуют о существенно коровом происхождении ^4He . В

отличие от тяжелого изотопа гелия, преобладающая часть ^3He в амфиболе и магнетите имеет ювенильное происхождение. Это установлено как при сопоставлении расчетного содержания ^3He с экспериментально определенными концентрациями этого изотопа, так и при изотопном анализе гелия, выделенного в процессе дробления минералов. Величина первичного отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ в составе гелия, захваченного при кристаллизации амфибола из гранодиоритов главной фазы, оценивается в $\sim(3-5)\cdot 10^5$, что существенно ниже величины $^4\text{He}/^3\text{He}$ в породах континентальной коры ($\sim 1\cdot 10^8$), но превышает отношение $^4\text{He}/^3\text{He}$ в мантийных резервуарах Земли – верхней мантии в целом ($8.9\cdot 10^4$), обогащенной верхней мантии ($6.7\cdot 10^4$), деплетированной мантии ($1.5\cdot 10^5$).

Генетическая интерпретация первичного отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ проведена в рамках предположения о смешивании гелия континентальной коры и мантийного гелия, за источник которого на основании результатов изучения глубинных ксенолитов принята обогащенная мантия региона. Принимая величины отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ в обогащенной мантии и континентальной коре, как $6.7\cdot 10^4$ и $1\cdot 10^8$, соответственно, значение $^4\text{He}/^3\text{He} = (3-5)\cdot 10^5$ при образовании гранодиоритов главной фазы ЛАК могло быть получено при смешении мантийного и корового компонентов в пропорции $\sim 1:(4-7)$. Мантийно-коровая модель происхождения флюида в гранитоидах "гранитовой" ассоциации ЛАК хорошо коррелируется с петрологической моделью происхождения этих пород, основу которой составляет процесс анатектического плавления коры под воздействием расплавов мантийного генезиса.

Выявлено несоответствие между результатами изучения изотопии Sr и He в породах первой и пятой фаз комплекса, образованных, как предполагается, из расплавов мантийного генезиса. Для рассматриваемых пород характерны низкие концентрации ^3He , которые на порядок меньше концентраций легкого изотопа гелия в гранодиоритах главной фазы. Отношение $^4\text{He}/^3\text{He}$ в них не ниже $3\cdot 10^7$ и сопоставимо с величиной этого отношения в типично коровых гранитах третьей и четвертой фаз "гранитовой" ассоциации комплекса. Различие концентраций и изотопного состава гелия в минералах и породах "диоритовой" и "гранитовой" ассоциаций объясняется, исходя из различной степени дегазации материнских расплавов и последующей генерации радиогенного изотопа ^4He .

Среди пород "гранитовой" ассоциации минимальная степень дегазации расплава была свойственна гранодиоритам Лицкого массива, кристаллизовавшихся из больших объемов магмы ($\sim 3000 \text{ км}^3$) в гипабиссальных условиях. В максимальной степени были дегазированы мелкозернистые граниты четвертой фазы и маломощные жильные тела в разрезе архейского комплекса СГ-3, которые характеризуются низкими концентрациями ^3He и высокими значениями отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$, не зависящими от глубины залегания гранитных тел.

В результате проведенных исследований предполагается существенная контаминация аргона, захваченного породами и минералами гранитоидов, атмосферной составляющей. Это ставит под сомнение использование изотопии аргона для изучения вопросов происхождения исходных магм лицко-арагубского комплекса и кристаллизации расплавов.

4. Выводы

Фундамент Печенгской рифтогенной структуры, вскрытый Кольской сверхглубокой скважиной в интервале глубин 6842-12261 м, сложен преобладающими тоналит-грондьемитовыми (дацит-плагиоориодацитовыми) "серыми гнейсами", амфиболитами, железистыми кварцитами и гнейсами с высокоглиноземистыми минералами, которыми на поверхности образован Сванвик-Нейденский сегмент в северо-западной части Кольско-Норвежского блока. Породы архейского комплекса СГ-3 и Сванвик-Нейденского сегмента имеют идентичный возраст и относятся к осадочно-вулканогенным и плутоническим образованиям, характерным для гранит-зеленокаменных областей.

В отличие от приповерхностных ассоциаций, породы архейского комплекса СГ-3 интенсивно изменены процессами протерозойского магматизма и метасоматоза, связанными с формированием Печенгской структуры. К числу наиболее интенсивно проявленных протерозойских процессов в породах фундамента Печенги относятся: внедрение многочисленных тел основного-ультраосновного состава, регрессивный метаморфизм в условиях средне-низкотемпературной амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, гранитизация пород, а также внедрение интрузивных тел постскладчатых гранитов.

Преобладающая часть амфиболитов ($\sim 80\%$) в архейском комплексе СГ-3 представлена породами дайковой фации раннепротерозойского возраста, которыми были образованы, вероятно, подводные каналы для эффузивных пород Печенгской структуры. Их формирование происходило из деплетированного мантийного источника с незначительным вкладом вещества из обогащенного мантийного резервуара. Для части амфиболитов установлена аналогия с протерозойскими дайками и интрузивными телами в породах обрамления, имеющими возраст 2200 и 1950 млн лет. Амфиболиты позднеархейского возраста в разрезе СГ-3 и в составе приповерхностных комплексов по концентрациям главных и второстепенных элементов сходны с базальтами ТН1 архейских зеленокаменных поясов,

имеют существенные отличия от протерозойских амфиболитов и были образованы при дифференциации деплетированного или сильно деплетированного мантийного источника.

Протерозойская гранитизация пород архейского комплекса СГ-3 происходила синхронно с процессами регрессивного метаморфизма амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Она проявлена в образовании тeneвых, пятнистых и неяснополосчатых мигматитов, количество которых возрастает вверх по разрезу скважины. Гранитизация была проявлена локально лишь под Печенгским палеорифтом и в его ближайшем окружении, и по отношению к вмещающим метаморфическим породам представляла собой резко неравновесный и неизохимический процесс, сопровождавшийся выносом Al_2O_3 , CaO, Na_2O и привнесением SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO, K_2O и ряда элементов-примесей (Rb, Ba, Nb, Zr, РЗЭ, Pb, Cu, Cr, Ni, Co, V, F, Pb CO_2), характерных для пород повышенной щелочности. Изучение изотопного состава нерадиоогенного свинца указывает на смешение древнего Pb (с возрастом 2.8 млрд лет), развивавшегося при низких U/Pb и высоких Th/U отношениях в области нижней коры, с более молодым Pb (~2.2 млрд лет), эволюция которого проходила в условиях более высоких U/Pb и более низких Th/U отношениях. Образование гранитизированных пород предполагается при воздействии на гнейсы и амфиболиты верхней коры глубинных флюидов, отделившихся при кристаллизации очагов мантийных расплавов, продуцировавших субщелочные вулканиты пириттиярвинской свиты Печенгского комплекса с возрастом 2.3-2.2 млрд лет. Потоки флюидов, направленные из кристаллизирующейся магмы в кровлю очага, вызывали процессы гранитизации пород верхней коры, обусловленные осаждением из флюидов главных и второстепенных компонентов в результате падения их растворимости при уменьшении температуры и давления. Этими же факторами было обусловлено, вероятно, уменьшение редкоэлементной специализации гранитизированных пород по направлению к верхним частям разреза коры при сохранении главных тенденций распределения элементов литофильной и сидерофильной групп по сравнению с гранитизированными породами основания разреза и вулканитами пириттиярвинской свиты. Возраст гранитизированных пород оценивается как раннепротерозойский (2225-2150 млн лет), и продолжительность процесса гранитизации – в 50-70 млн лет.

Установлено присутствие мантийной составляющей во флюиде постскладчатых гранитоидов лицо-арагубского комплекса, образующих массивы в восточном обрамлении Печенгской структуры и многочисленные дайки в разрезе архейского комплекса СГ-3. Величина первичного отношения $^4He/^3He$ в составе гелия, захваченного при кристаллизации пород оценивается в $\sim(3-5) \cdot 10^5$. Принимая величину отношения $^4He/^3He$ в обогащенной мантии и континентальной коре, соответственно, как $6.7 \cdot 10^4$ и $1 \cdot 10^8$, значение $^4He/^3He = (3-5) \cdot 10^5$ в гранитах могло быть получено при смешивании мантийного и корового компонентов в пропорции $\sim 1:(4-7)$. Эти данные определяют существенно коровую природу захваченного флюида, в котором мантийный компонент составляет $\sim 13-22$ %. Мантийно-коровая модель происхождения флюида в гранитоидах хорошо соотносится с петрологической моделью происхождения этих пород, основу которой составляет процесс анатектического плавления коры под воздействием расплавов мантийного генезиса.

Для большинства протерозойских процессов, проявленных в породах фундамента Печенгского палеорифта, установлена связь с мантийными источниками вещества. В целом количество протерозойского вещества, привнесенного в архейские породы основания скважины, вместе с ремобилизованным материалом архейской коры оценивается как ≥ 30 % (амфиболиты $\geq 12-15$ %, жильные граниты ~ 3 %, гранитизированные породы ~ 15 %).

Благодарности. Автор благодарен Д.М. Губерману, Ю.П. Смирнову, Ю.Н. Яковлеву (НПЦ "Кольская сверхглубокая", г. Заполярный), предоставивших для изучения каменный материал из керна СГ-3, И.Л. Каменскому, С.В. Икорскому, Т.Б. Баяновой, А.А. Деленицину (ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты), Дж. Ладдену (Центр петрографических и геохимических исследований, г. Нанси, Франция), В.А. Боброву (ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск) за полезное обсуждение результатов исследований и предоставленные аналитические материалы. Г.В. Овчинникова, Л.А. Неймарк, Б.М. Гороховский (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург) провели большую работу по изучению изотопного состава свинца в породах и минералах. О. Нордгюлен (Геологическая служба Норвегии, г. Трондхейм) содействовал проведению полевых работ на территории Норвегии в 1999 г. Дискуссии с А.А. Кременецким (ИМГРЭ, г. Москва) и О.М. Туркиной (ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск) способствовали возникновению новых идей при интерпретации полученных материалов. На всех этапах работ всестороннюю помощь и поддержку оказывал академик РАН Ф.П. Митрофанов.

Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ, гранты 99-05-65158, 02-05-64394.

Литература

- Balashov Y.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V.** New geochronological data on Archaean rocks of the Peninsula. Correlation of Precambrian formations of the Kola Karelian region and Finland. *Apatity*, p.13-34, 1992.
- Bayanova T.B., Mitrofanov F.P., Delenitzin A.A., Zhavkov V.A., Yakovlev Yu.N., Guberman D.M., Yakovleva A.K.** The Archaean Sm-Nd model ages of the Kola Superdeep borehole amphibolites. SVEKALAPKO an Europrobe Project. 6th Workshop, *Lammi, Finland, Abstracts*, p.8, 2001.
- DePaolo D.J.** Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, v.291, p.193-196, 1981.
- Huhma H., Smolkin V.F., Hanski E.J., Fedotov Z.A.** Sm-Nd isotope study of the Nyasyukka dyke complex in the northern Pechenga area, Kola Peninsula, Russia. *Program and Abstracts. IGCP Project 336 Symposium in Rovaniemi, University of Turku Publ.*, p.57-58, 1996.
- Kesola R.** Taka-Lapin metavulkaniitit ja niiden geologinen ymparisto. Lapin vulkaniittiprojektin raportti. *Espoo. Geol. Survey of Finland*, v.107, 58 p., 1991.
- Levchenkov O.A., Levsky L.K., Nordgulen O., Dobrzhinetskaya L.F., Vetrin V.R., Cobbing J., Nilsson L.P., Sturt B.A.** U-Pb zircon ages from Sorvaranger, Norway and the western part of the Kola Peninsula, *Russia. Nor. Geol. Unders. Special. Publ.*, v.7, p.29-48, 1995.
- Siedlecka A., Krill A. G., Often M., Sandstad J.S., Solli A., Iversen E., Lieungh B.** Lithostratigraphy and correlation of the Archaean and Early Proterozoic rocks of Finnmarksvidda and the Sorvaranger district. *Nor. Geol. Unders. Bull.*, v.403, p.7-36, 1985.
- 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. *Precambrian Research*, v.72, p.97-107, 1995.
- Vetrin V.R., Turkina O.M., Nordgulen.** Surface analogues of "grey gneiss" among the Archaean rocks in the Kola Superdeep Borehole (experience from petrologic-geochemical modelling of lower crust composition and conditions of formation of tonalite-trondjemite rocks). *Apatity, Kola Science Centre RAS*, 82 p., 1999.
- Vetrin V.R., Turkina O.M., Ludden J.** Petrology and geochemistry of rocks from the basement of the Pechenga paleorift. *Russian Journal of Earth Sciences*, v.4, № 2, p.121-151, 2002.
- Zartman R.E., Doe B.R.** Plumbotectonics – the model. *Tectonophysics*, N 75, p.135-162, 1981.
- Архейский комплекс в разрезе СГ-3. Под ред. Ф.П. Митрофанова. *Апатиты, КНЦ РАН*, 187 с., 1991.
- Бибикова Е.В., Ветрин В.Р., Киризова Т.И., Макаров В.А., Смирнов П.** Геохронология и корреляция пород нижней части разреза Кольской сверхглубокой скважины. *Докл. РАН*, т.332, № 3, с.360-363, 1993.
- Ветрин В.Р.** Гранитоиды. Архейский комплекс в разрезе СГ-3. Под ред. Ф.П. Митрофанова. *Апатиты, КНЦ РАН*, с.12-29, 1991.
- Ветрин В.Р.** Гранитизация пород архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины: время проявления и источники вещества. *Доклады РАН*, т.374, № 5, с.667-669, 2000.
- Ветрин В.Р., Виноградов А.Н., Виноградова Г.В.** Петрология и фациально-формационный анализ лицко-арагубского диорит-гранитного комплекса. Интрузивные чарнокиты и порфириовидные граниты Кольского полуострова. Под ред. И.Д. Батиевой. *Апатиты, изд. КФАН СССР*, с.149-316, 1975.
- Ветрин В.Р., Туркина О.М., Кременецкий А.А., Нордгюлен О.** Корреляция и петрология пород архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины. Результаты изучения глубинного вещества и физических процессов в разрезе Кольской сверхглубокой скважины до глубины 12261 м. Под ред. Ф.П. Митрофанова, Ф.Ф. Горбачевича. *Апатиты, КНЦ РАН*, с.56-62, 2000.
- Ветрин В.Р., Гороховский Б.В.** Гранитизация пород архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины: возраст и источники вещества. *Петрология*, № 2, с.210-224, 2002.
- Ветрин В.Р., Туркина О.М., Ладден Дж., Деленицин А.А.** Корреляция и петрология пород фундамента Печенгского палеорифта. Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. *Апатиты, КНЦ РАН*, т.2, с.208-230, 2002а.
- Ветрин В.Р., Баянова Т.Б., Каменский И.Л., Икорский С.В.** U-Pb возраст и изотопная геохимия гелия в породах и минералах лицко-арагубского диорит-гранитного комплекса. *Доклады РАН*, т.386, № 2, с.85-89, 2002б.
- Ветрин В.Р., Каменский И.Л., Икорский С.В.** Мантийный флюид в протерозойских гранитоидах: изотопы He и Ar в породах и минералах лицко-арагубского диорит-гранитного комплекса (Кольский полуостров). *Петрология*, т.10, № 3, с.270-282, 2002в.
- Ветрин В.Р., Туркина О.М., Ладден Дж., Деленицин А.А.** Геохимия и реконструкция состава протолитов фундамента Печенгского палеорифта. *Петрология*, т.11, № 2, с.196-224, 2003.
- Ветрин В.Р., Деленицин А.А.** Протерозойские процессы мантийно-корового взаимодействия в архейском фундаменте Печенгского палеорифта. *Доклады РАН*, т.390, № 5, с.663-667, 2003.

- Виноградов А.Н.** Приразломные метасоматиты. Гранитоидные формации северо-восточной части Балтийского щита. Под ред. И.В. Белькова. *Л., Наука*, с.80-95, 1978.
- Виноградова Н.П., Смирнов Ю.П.** Раннепротерозойские metabазиты в архейском фундаменте Печенгской рифтогенной структуры (по разрезу Кольской сверхглубокой скважины). Результаты изучения глубинного вещества и физических процессов в разрезе Кольской сверхглубокой скважины до глубины 12261 м. Под ред. Ф.П. Митрофанова, Ф.Ф. Горбачевича. *Апатиты, КНЦ РАН*, с.72-76, 2000.
- Геохимия магматизма. Под ред. Л.Н. Овчинникова, Н.К. Дмитренко. *М., Наука*, 224 с., 1982.
- Горбачев Н.С., Каширцева Г.А., Налдрет А.** Экстрагирующие и транспортирующие свойства флюидов в базальтовых магматических системах при высоких давлениях. Экспериментальные проблемы геологии. *М., Наука*, с.155-180, 1994.
- Дук Г.Г., Кольцова Т.В., Бибилова Е.В., Левченков О.А., Морозова И.М., Яковлева С.З., Богомолов Е.С., Федосеев А.М., Друбецкой Е.Р.** Проблемы глубинного петрогенеза и возраста пород Кольской сверхглубокой скважины. Изотопная геохронология докембрия. Под ред. Л.К. Левского, О.А. Левченкова. *Л., Наука*, с.72-86, 1989.
- Жариков В.А.** Проблемы гранитообразования. *Вестн. Моск. ун-та, Геология*, сер.4, № 6, с.3-14, 1986.
- Жариков В.А.** Некоторые аспекты проблемы гранитообразования. *Вестн. Моск. ун-та, Геология*, сер.4, № 4, с.3-12, 1996.
- Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Сулова С.Н.** Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. *М.-Л., Наука*, 208 с., 1964.
- Загородный В.Г., Предовский А.А., Басаласв А.А.** Имандра-Варзугская зона карелид. *Л., Наука*, 280 с., 1982.
- Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. Под ред. Е.А. Козловского. *М., Недра*, 490 с., 1984.
- Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследования. Под ред. В.П. Орлова и Н.П. Лаверова. *М., МФ "Технонефтегаз"*, 260 с., 1998.
- Конди К.** Архейские зеленокаменные пояса. *М., Мир*, 390 с., 1983.
- Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н.** Геохимия глубинных пород. *М., Наука*, 262 с., 1986.
- Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Под ред. Ф.П. Митрофанова, В.Ф. Смолькина. *Апатиты, КНЦ РАН*, 258 с., 1995.
- Магматические горные породы. Т.4. Кислые и средние породы. Под ред. В.В. Ярмолюка, В.И. Коваленко. *М., Наука*, 374 с., 1987.
- Предовский А.А., Федотов Ж.А., Ахмедов А.М.** Геохимия печенгского комплекса. Под ред. В.Г. Загородного. *Л., Наука*, 140 с., 1974.
- Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район. Под ред. Н.В. Шарова. *Апатиты, КНЦ РАН*, 226 с., 1997.
- Скуфьин П.К., Пушкарев Ю.Д., Кравченко М.П.** Вулканиды муджиерит-трахитовой формации в Печенгской вулканогенно-тектонической палеодепрессии. *Известия АН СССР, сер. геологич.*, № 1, с.18-29, 1986.
- Смирнов Ю.П., Тюремнов В.А.** Новые геолого-петрофизические данные о разрезе Кольской сверхглубокой скважины. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследования. Под ред. В.П. Орлова и Н.П. Лаверова. *М., МФ "Технонефтегаз"*, с.35-58, 1998.
- Смолькин В.Ф., Митрофанов Ф.П., Аведисян А.А.** Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. *Апатиты, КНЦ РАН*, 258 с., 1995.
- Фор Г.** Основы изотопной геологии. *М., Мир*, 590 с., 1989.
- Чен Д., Кроу Т.Е., Ветрин В.Р., Митрофанов Ф.П.** U-Pb геохронология пород архейской части разреза Кольской сверхглубокой скважины. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследования. Под ред. В.П. Орлова, Н.П. Лаверова. *М., МФ "Технонефтегаз"*, с.59-70, 1998.
- Эндогенные режимы и эволюция магматизма в раннем докембрии. Под ред. И.Д. Батиевой, А.Н. Виноградова. *Л., Наука*, 198 с., 1991.
- Яковлев Ю.Н., Баянова Т.Б., Губерман Д.М., Митрофанов Ф.П., Писарницкий А.Д., Яковлева А.К.** Геолого-геохронологическое расчленение архейского комплекса в разрезе Кольской сверхглубокой скважины. *Материалы III Всероссийского совещания "Общие вопросы расчленения докембрия"*, *Апатиты*, с.284-287, 2000.