Геология и полезные ископаемые Карелии

13

ПЕТРОЗАВОДСК 2010

KARELIAN RESEARCH CENTRE
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCE
INSTITUTE OF GEOLOGY
RUSSIAN MINERALOGICAL SOCIETY
KARELIAN BRANCH



GEOLOGY AND USEFUL MINERALS OF KARELIA

Issue 13

Executive Editors
A. I. Golubev and O. I. Volodichev

PETROZAVODSK
2010

КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
КАРЕЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
РОССИЙСКОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА



ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ КАРЕЛИИ

Выпуск 13

Ответственные редакторы
А. И. Голубев, О. И. Володичев

ПЕТРОЗАВОДСК
2010

УДК 55 (470.22)+553 (470.22)
ББК 26.3
Г36

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

А. И. Голубев (председатель), ***О. И. Володичев, В. Я. Горьковец,***
В. В. Ковалевский, В. Н. Кожевников, А. И. Слабунов (зампредседателя),
М. М. Филиппов, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов, Н. Б. Лаврова (секретарь)

Р е ц е н з е н т В. И. Робонен

ISBN 978-59274-0433-9

© Карельский научный центр РАН, 2010
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2010

С. А. Светов, А. И. Светова, Т. Н. Назарова

ВЕДЛОЗЕРСКО-СЕГОЗЕРСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ – НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

Гранит-зеленокаменные системы Карельского кратона представляют собой субдукционно-аккреционные комплексы, сформированные тектоническими фрагментами различной геодинамической природы, включающей породные ассоциации островных дуг, задуговых бассейнов, обдуцированных океанических плато, микроконтинентов и ассоциирующих с ними осадочных ансамблей (Кожевников, 2000; Светов, 2005).

В связи с тем что гранит-зеленокаменные пояса представлены разобщенными в пространстве и различающимися по сохранности отдельными фрагментами породных ансамблей, корректная реконструкция последовательности геодинамических событий в подобных комплексах Центральной Карелии требует детальных геохронологических исследований.

В данной работе нами приводятся последние результаты геохронологических исследований, проведенных для вулканических ассоциаций Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, расположенного в юго-восточной части Карельского кратона, на западном обрамлении Водлозерского блока, которые позволяют дополнить существующие ранее представления о литостратиграфической последовательности в пределах хаутаваарской серии, являющейся стратотипом мезоархея (лопия) Центральной Карелии.

Несмотря на то что в последнее время глобальные стратиграфические корреляционные построения как для архейских комплексов (в частности, зеленокаменных поясов), так и для палеопротероя проводятся с большой долей скептицизма, на наш взгляд, детальные литостратиграфические исследования ни в коей мере не утратили своей актуальности. Они необходимы при изучении отдельных стратотектонических ассоциаций (выделяемых ранее в качестве свит) и позволяют корректно проводить корреляционные построения в пределах геодинамически сходных палеогеографических обстановок (приуроченных к различным участкам единой конвергентной системы) и всеобъемлюще характеризовать событийную геологическую историю в пределах крупных территорий (которыми являются, например, зеленокаменные пояса).

Переходя непосредственно к объекту исследования, напомним, что в геологическом строении Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса выделяется набор стратотектонических ассоциаций (СТА), представляющих контрастные геодинамические режимы формирования: островодужный БАДР-адакитовый (3,05–2,95 млрд лет), океанический коматиит-базальтовый (3,05–2,95 млрд лет) и окраинноконтинентальный дацит-риолит-адакитовый (2,90–2,85 млрд лет) комплексы (Светов, 2005, 2009).

Целью данной работы стало уточнение времени формирования не датированных ранее фрагментов выделенных СТА и основных метаморфических событий в регионе.

Исследования авторского коллектива опирались на детальную изученность территории и включали работы по отбору проб из наиболее изученных, но не датированных ранее объектов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. После отбора проб проводились выделение монофракций циркона и генерационный анализ монофракций в лаборатории технологической минералогии Института геологии (ИГ) КарНЦ РАН. После этого изучалась внутренняя структура зерен, их сохранность, наличие магматической зональности и состав минеральных включений на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH (фирмы Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (фирмы Oxford instruments) в ИГ КарНЦ РАН, что позволило отобрать отдельные зерна для последующего детального изучения и датирования.

Локальное датирование зерен циркона из монофракций проводилось на прецизионном вторичноионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ.

В ходе данных работ нами было изучено пять проб из ключевых объектов (описание приводится ниже) Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, для которых и проводилось прецизионное датирование.

Рассмотрим положение изучаемых стратотектонических ассоциаций в порядке от древних к более молодым.

Древнейшим в Ведлозерско-Сегозерском зеленокаменном поясе является островодужный комплекс, представленный реликтами палеовулканических построек, сложенных дифференцированной андезибазальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциацией известково-щелочного ряда. Морфологически парагенез сформирован глыбовыми, агломератовыми, тонкими туфами в переслаивании с крупноподушечными, массивными, миндалекаменными лавами, лавобрекчиями и кластолавами общей мощностью до 2,5 км. Максимальная сохранность разрезов островодужного комплекса отмечается в юго-западной части террейна в пределах Хаутаваарской мегаструктуры (включающей Хаутаваарскую, Игнойльскую, Чалкинскую, Няльмозерскую палеовулканические структуры). Для ассоциации ключевым объектом является адакитовая вулканическая постройка Игнойльской структуры (Светов, 2009), для которой установлены U-Pb возрасты некка – 2995 ± 20 млн лет (Сергеев, 1989), лав постройки – 2945 ± 19 млн лет (Овчинникова и др., 1994) и детритовых цирконов из терригенных граувакк, перекрывающих постройку, – 2947 ± 13 млн (Светов, 2009).

В рамках данного этапа исследований нами проводились детальные работы в Чалкинской структуре, где были отобраны пробы и выделены монофракции циркона из лав андезитов и субвулканического некка андезитов в районе Сарилампи.

Изученная ранее Sm-Nd систематика данного комплекса показала вариации ε_{Nd} +0,8 до +2,0 в БАДР-серии, при модельных возрастах вулканитов – от 2979 до 3071 млн лет. По геологическим данным, комплекс стратиграфически коррелирует с Игнойльским, Хаутаваарским и Няльмозерским андезитовыми ансамблями (Светов, 2005, 2009).

Из лав толеитовых андезитов, находящихся в разрезе БАДР-адакитового комплекса (в переслаивании с туфами адакитового состава и андезитами известково-щелочного ряда), была отобрана проба (№ 111-10) весом около 15 кг, из которой удалось выделить 11 зерен цирконов удлиненного габитуса со сглаженными верхушками и ребрами. По цвету цирконы розовые, желтоватые, прозрачные и полупрозрачные. Размер зерен составляет от 0,15×0,10 мм и менее, зональность присутствует. Th/U отношение в изученных цирконах варьирует от 0,15 до 0,97 (доминирует интервал значений 0,56–0,61). Включения представлены следующими минеральными фазами – апатитом, биотитом, мусковитом, хлоритом. По результатам измерений получены две изохроны – 2804 ± 31 млн лет и для двух зерен – 2971 ± 59 млн лет (рис. 1, а, 2, а; табл.).

Проба Св-05-13 отобрана из некка у оз. Сарилампи, секущего Чалкинскую вулканическую постройку. Объем пробы составил 10 кг, при этом из концентрата выделено 28 зерен циркона. Цирконы удлиненные (коэффициент удлинения от 2 до 4), светло-розовые прозрачные, средней и низкой степени идиоморфизма. Имеют сглаженные верхушки и ребра. Размер зерен 0,20×0,05–0,10×0,05 мм. В зернах слабо выражена зональность, присутствуют включения кварца, биотита, апатита, хлорита. Th/U отношение в цирконах 0,93–1,45 (рис. 1, б; табл.). По результатам измерений нами получена изохрона – 2765 ± 13 млн лет, для одного зерна установлено значение 2811 ± 12 млн лет (табл.; рис. 2, б).

Следует подчеркнуть, что полученные геохронологические значения вступают в серьезные противоречия с геологическими данными, по которым СТА Чалкинской структуры непосредственно коррелирует с Игнойльской палеовулканической постройкой, что позволяет предполагать время формирования комплекса на уровне 3,0–2,9 млрд лет.

Большинство цирконов имеют Th/U отношение >0,5, что может быть аргументом в пользу их магматического происхождения. Возможно предполагать, что интервал 2,80–2,81 млрд лет является временем магматической реактивизации Чалкинской структуры, связанным с более поздним интервалом среднекислого вулканизма в пределах зеленокаменного пояса.

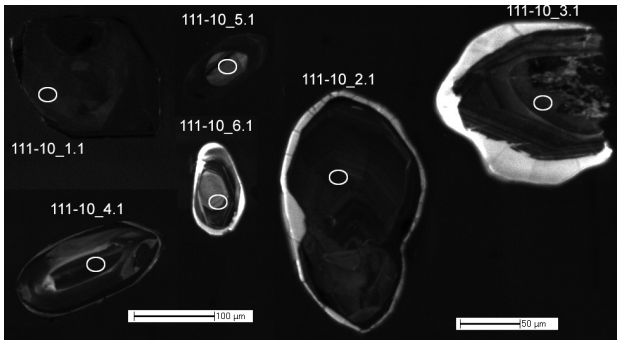
В случае подобной интерпретации цирконы с возрастами 2,971 млрд лет могли бы отражать время инициализации БАДР-адакитового вулканизма, цирконы с возрастами 2,80–2,81 млрд лет – время реактивизации структуры, а датировки в интервал 2,75–2,76 несомненно коррелируют с заключительным этапом развития зеленокаменного пояса на стадии формирования массивов гранодиоритов (санукитоидов).

Древнейший островодужный комплекс в разрезе хаутаваарской серии перекрывается мафитовым аллохтоном, представленным коматиит-базальтовой ассоциацией, наиболее полно сохранившейся в Хаутаваарской, Киндасовской, Койкарской, Паласельгинской, Семченской, Совдозерской, Остерской структурах с реконструированной мощностью разрезов до 2,5–2,8 км (Светов, 2005). Коматиит-базальтовые серии сформированы стратифицированными лавовыми (подушечными, массивными, вариолитовыми, дифференцированными) толщами с прослоями туфового, осадочного материала (туффиты, хемогенные силициты, граувакки).

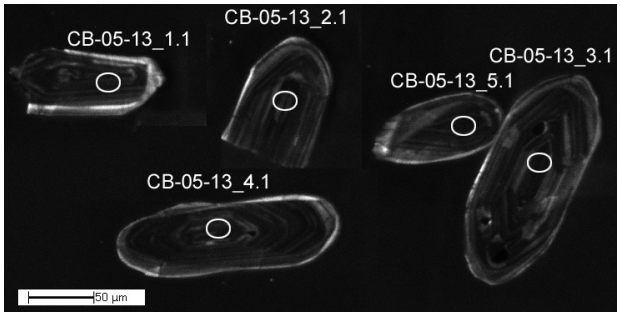
Датирование коматиит-базальтовых ассоциаций на основе Sm-Nd систематики позволило получить возраст 2921 ± 55 млн лет (Svetov et al., 2001), что коррелирует с U-Pb возрастом для секущих мафитовый комплекс даек дацитов, время формирования которых в Койкарской структуре – 2935 ± 15 (Бибикова, Крылов, 1983) и 2860 ± 15 млн лет (Самсонов и др., 1996).

На новом этапе работ основной акцент нами делался на изучение детритовых цирконов из осадочных прослоев (представленных мафитовыми туффитами и хемогенными силицитами) в лавовой пачке перидотитовых коматиитов (нижняя часть коматиитового разреза Хаутаваарской структуры).

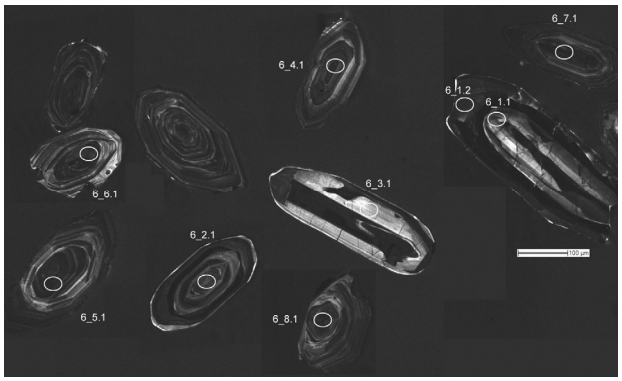
а



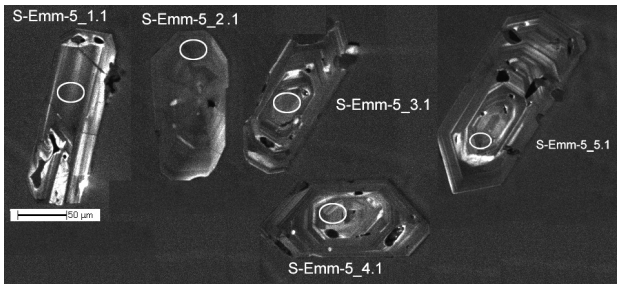
б



в



г



д

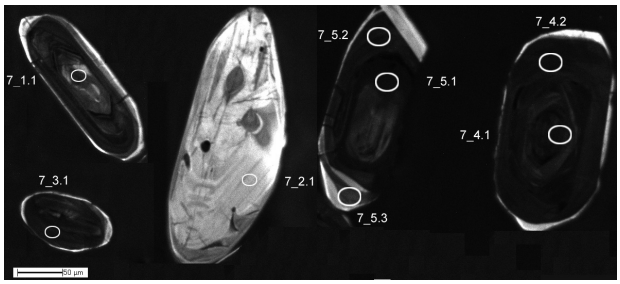


Рис. 1. Морфология зерен цирконов и положение точек датирования на вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ:

а – проба 111-10 из толеитовых андезитов Чалкинской структуры; б – проба СВ-05-13 из некка андезитов оз. Сарилампи, Чалкинская структура; в – проба 6 из мафитовых туффитов в разрезе коматиит-базальтовой ассоциации Хаутаваарской структуры; г – проба S-Emm-5 из лав риолитов Эльмусской палеовулканической постройки; д – проба 7 из лапиллиевых туфов дацитов Масельгской палеовулканической постройки

Из слоя туффита мощностью 1,5 м была отобрана проба (№ 6) весом 10 кг, из которой удалось выделить около 20 зерен циркона. Цирконы присутствуют торпедовидные, копьевидные, гиацинтовые и изометричные (округлые или обломочные) розоватого, желтоватого или сероватого цвета. Размер зерен от 0,35×0,10 до 0,15×0,10 мм. Отдельные зерна выглядят слабо окатанными и корродированными. Микрозондовое изучение показало наличие включений ильменита, апатита, олигоклаза и фрагментарно сохраненное обрастание циркона каймами плагиоклаза (лабрадор-андезин). Для большинства зерен характерна магматическая зональность и хорошая сохранность ядерных частей кристаллов. Несколько зерен циркона имеют расположенные в краевой части кристаллов участки с включениями апатита, альбита, биотита, монацита и при этом однородное строение ядра кристалла, для них характерны значительные вариации Th/U отношения от 0,13 до 0,83 (проба 6, точки 6_1.1, 6_1.2 и 6_2.1) (рис. 1, в, 2, в; табл.).

В результате проведенного датирования цирконов с магматическим обликом и Th/U отношением 0,42–1,32 получена изохрона – 2917,2 ± 8,7 млн лет (рис. 1, в). Это значение может рассматриваться как возможное древнее ограничение времени формирования высокомагнезиальной ассоциации Хаутаваарской структуры и хорошо коррелирует с имеющимися геологическими данными.

Для второго типа цирконов, скорее всего метаморфического генезиса, получена изохрона – 2679 ± 18 млн лет, которая отражает время значительных тектоно-метаморфических процессов в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса на заключительной стадии его развития в интервале 2,74–2,67 млрд лет, проходящих после пика санукитоидного магматизма на западном обрамлении Водлозерского блока в период 2,74–2,71 млрд лет (Bibikova et al., 2005).

U-Th-Pb изотопные данные для цирконов из ключевых комплексов

Проба/Точка	% $^{206}Pb_c$	ppm U	ppm Th	$^{232}Th/^{238}U$	ppm $^{206}Pb^*$	(1) $^{206}Pb/^{238}U$ Age		(1) $^{207}Pb/^{206}Pb$ Age		(1) $^{208}Pb/^{232}Th$ Age		% Discordant
												Лавы андезитов,
111-10_1.1	0,27	90	84	0,97	40,4	2714	±41	2802	±24	2653	±79	3
111-10_2.1	0,09	217	125	0,60	101	2798	±29	2800	±12	2766	±53	0
111-10_3.1	0,00	120	17	0,15	50,8	2573	±36	2752	±19	2395	±110	7
111-10_4.1	0,09	232	126	0,56	106	2748	±32	2959	±13	3690	±110	8
111-10_5.1	0,00	70	41	0,61	26,8	2381	±45	2934	±42	2423	±75	23
111-10_6.1	–0,36	24	5	0,24	10,8	2767	±67	2789	±44	3251	±390	1
												Некк андезитов Сарилампи,
СВ-05-13_1.1	0,00	265	239	0,93	125	2833	±29	2784	±12	2802	±48	–2
СВ-05-13_2.1	0,00	253	228	0,93	118	2793	±32	2757	±12	2797	±49	–1
СВ-05-13_3.1	0,00	378	342	0,93	161	2597	±25	2750	± 9,9	2554	±63	6
СВ-05-13_4.1	0,00	283	384	1,40	115	2500	±32	2811	±12	2569	±51	12
СВ-05-13_5.1	0,00	446	624	1,45	204	2758	±26	2762,3	± 9,3	2760	±44	0
												Мафитовые туффиты,
6_1.1	1,99	80	64	0,83	35,4	2640	±30	2691	±28	1946	±120	2
6_1.2	0,16	268	33	0,13	115	2596	±21	2674	±10	2099	±120	3
6_2.1	0,28	179	92	0,53	78,5	2655	±26	2704	±29	2337	±74	2
6_3.1	–0,09	40	16	0,42	19,7	2907	±40	2905	±20	2920	±110	0
6_4.1	0,08	238	183	0,79	124	3043	±24	2928,9	±9,2	2885	± 83	–4
6_5.1	0,05	388	216	0,57	184	2833	±21	2907	±7,7	2588	±35	3
6_6.1	0,07	141	88	0,65	73,2	3040	±27	2934	±12	2864	±53	–3
6_7.1	0,02	509	651	1,32	251	2924	±21	2917,1	±6,9	2752	±29	0
6_8.1	0,07	260	218	0,87	128	2907	±23	2919,8	±8,9	2722	±46	0
												Риолиты,
S-Emm-5_1.1	0,04	194	146	0,78	92,8	2854	±25	2863	±10	2523	±42	0
S-Emm-5_2.1	0,05	191	114	0,61	90,9	2842	±25	2869	±10	2623	±43	1
S-Emm-5_3.1	0,23	124	74	0,61	58,7	2820	±28	2869	±16	2582	±67	2
S-Emm-5_4.1	–0,05	147	81	0,57	65,7	2695	±25	2856	±12	2433	±45	6
S-Emm-5_5.1	–0,25	117	75	0,66	56,7	2895	±29	2880	±16	2712	±75	0
												Лапиллиевые туфы дацитов,
7_1.1	0,00	113	92	0,85	54,8	2889	±35	2736	±16	3048	±84	–5
7_2.1	0,52	21	13	0,63	8,23	2424	±59	2365	±62	2534	±180	–2
7_3.1	0,03	282	32	0,12	122	2621	±27	2746	±11	3119	±82	5
7_4.1	0,07	403	93	0,24	186	2773	±26	2748	±10	2989	±62	–1
7_4.2	0,00	341	91	0,27	170	2957	±29	2738	±12	3192	±84	–7
7_5.1	0,01	527	16	0,03	229	2640	±25	2682	±17	3911	±280	2
7_5.2	0,09	255	51	0,21	112	2662	±28	2686	±13	2683	±80	1
7_5.3	0,00	91	5	0,06	39,9	2658	±35	2696	±26	3322	±190	1

Формирование следующего уровня андезидацитового вулканизма в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса проходило на уровне 2,9–2,8 млрд лет и связано с формированием дифференцированных андезит-дацит-риолит (АДР)-адакитовых серий. Имеющиеся данные по цирконометрии кислых вулканитов Койкарской (Янишской) палеовулканической постройки показывают возраст для лав – 2860 ± 15 млн лет (Самсонов и др., 1996), в Хаутаваарской структуре время формирования лав дацитов – 2854 ± 14 млн лет (Сергеев, 1989) и дайки дацитов – 2862 ± 45 млн лет (Овчинникова и др., 1994).

Нами проведены работы по датированию фрагмента Эльмусской палеовулканической постройки, представленной породами дифференцированной андезит-дацит-риолитовой (АДР) серии известково-щелочного ряда. Породный ансамбль относится к прижерловым фациям и окружен широким шлейфом тонкой пирокластики и вулканогенно-осадочных пород видимой мощностью до 1,5 км и простиранием 10–15 км. Вулканиты с запада ограничены гранитами, гнейсо-гранитами, а с востока и севера перекрываются сумийскими и сариолийскими отложениями.

Проба (S-Emm-5) нами взята из риолитовых лав вулканической постройки, ее объем составил 12 кг, при этом из пробы удалось выделить более 300 зерен циркона. Циркон характеризируется призматическим, дипирамидально-призматическим обликом с высокой степенью идиоморфизма. Часть зерен представлена обломками. По окраске циркон светло-розовый, желтоватый, полупрозрачный. Размер кристаллов от 0,30×0,05 до 0,1×0,03 мм, кристаллы достаточно однородны, магматическая зональность слабо проявлена. Включения в цирконах представлены биотитом, кварцем, апатитом, альбитом, хлоритом, паризитом (фторокарбонат с высоким содержанием редкоземельных элементов – $Ca(Ce, La)_2\times[CO_3]3F_2$), монацитом. Ядра имеют хорошую сохранность. Th/U отношение в краевых и ядерных частях зерен циркона составляет 0,57–0,78 (табл.; рис. 1, г). По результатам датирования

Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии

Total $^{238}U/^{206}Pb$	±%	Total $^{207}Pb/^{206}Pb$	±%	(1) $^{238}U/^{206}Pb*$	±%	(1) $^{207}Pb*/206Pb*$	±%	(1) $^{207}Pb*/^{235}U$	±%	(1) $^{206}Pb*/^{238}U$	±%	err corr
Чалкинская структура												
1,905	1,8	0,1994	1,3	1,911	1,8	0,197	1,5	14,22	2,3	0,5234	1,8	0,783
1,839	1,3	0,1976	0,73	1,84	1,3	0,1968	0,76	14,75	1,5	0,5434	1,3	0,862
2,038	1,7	0,1912	1,1	2,038	1,7	0,1912	1,1	12,93	2	0,4906	1,7	0,825
1,88	1,4	0,2179	0,78	1,882	1,4	0,2171	0,83	15,91	1,7	0,5315	1,4	0,863
2,238	2,2	0,2137	2,6	2,238	2,2	0,2137	2,6	13,17	3,4	0,447	2,2	0,652
1,872	3	0,1922	2,4	1,865	3	0,1955	2,7	14,45	4	0,536	3	0,741
Чалкинская структура												
1,812	1,3	0,1949	0,72	1,812	1,3	0,1949	0,72	14,82	1,4	0,5518	1,3	0,866
1,844	1,4	0,1917	0,71	1,844	1,4	0,1917	0,71	14,34	1,6	0,5423	1,4	0,895
2,016	1,2	0,1909	0,6	2,016	1,2	0,1909	0,6	13,06	1,3	0,496	1,2	0,891
2,11	1,6	0,1981	0,75	2,11	1,6	0,1981	0,75	12,94	1,7	0,4739	1,6	0,901
1,873	1,2	0,1923	0,56	1,873	1,2	0,1923	0,56	14,16	1,3	0,5339	1,2	0,899
Хаутаваарская структура												
1,937	1,3	0,202	0,9	1,976	1,4	0,1842	1,7	12,85	2,2	0,506	1,4	0,623
2,013	0,96	0,1838	0,55	2,017	0,97	0,1823	0,63	12,47	1,2	0,4959	0,97	0,838
1,956	1,2	0,1882	1,7	1,962	1,2	0,1856	1,7	13,05	2,1	0,5097	1,2	0,570
1,757	1,7	0,2091	1,2	1,755	1,7	0,2099	1,2	16,49	2,1	0,5697	1,7	0,811
1,656	0,98	0,2138	0,53	1,658	0,99	0,2131	0,57	17,72	1,1	0,6033	0,99	0,867
1,811	0,9	0,21061	0,45	1,812	0,9	0,21019	0,48	16	1	0,552	0,9	0,885
1,659	1,1	0,2143	0,69	1,66	1,1	0,2137	0,72	17,75	1,3	0,6024	1,1	0,842
1,742	0,88	0,2117	0,41	1,743	0,88	0,2115	0,42	16,73	0,98	0,5738	0,88	0,901
1,754	1	0,2124	0,53	1,755	1	0,2119	0,55	16,64	1,1	0,5697	1	0,877
Эльмусская структура												
1,795	1,1	0,2049	0,63	1,796	1,1	0,2045	0,64	15,71	1,2	0,5569	1,1	0,858
1,804	1,1	0,2058	0,62	1,805	1,1	0,2054	0,64	15,69	1,3	0,554	1,1	0,861
1,818	1,2	0,2074	0,81	1,823	1,2	0,2053	0,96	15,53	1,5	0,5487	1,2	0,786
1,927	1,2	0,2033	0,71	1,927	1,2	0,2037	0,72	14,58	1,4	0,5191	1,2	0,850
1,769	1,2	0,2045	0,76	1,764	1,2	0,2068	0,96	16,16	1,6	0,5668	1,2	0,788
Масельгская структура												
1,768	1,5	0,1893	0,98	1,768	1,5	0,1893	0,98	14,76	1,8	0,5655	1,5	0,838
2,179	2,9	0,1563	2,6	2,19	2,9	0,1517	3,6	9,55	4,6	0,457	2,9	0,629
1,993	1,2	0,1907	0,68	1,994	1,2	0,1904	0,68	13,17	1,4	0,5016	1,2	0,875
1,859	1,2	0,1913	0,6	1,861	1,2	0,1907	0,61	14,13	1,3	0,5374	1,2	0,885
1,718	1,2	0,1895	0,74	1,718	1,2	0,1895	0,74	15,2	1,4	0,582	1,2	0,859
1,975	1,1	0,1834	1	1,976	1,1	0,1832	1	12,79	1,5	0,5061	1,1	0,752
1,954	1,3	0,1845	0,73	1,956	1,3	0,1837	0,77	12,95	1,5	0,5112	1,3	0,857
1,959	1,6	0,1847	1,6	1,959	1,6	0,1847	1,6	13	2,3	0,5104	1,6	0,723

П р и м е ч а н и е . Проба 111-10 – лавы андезитов, Чалкинская структура; проба СВ-05-13 – некк андезитов оз. Сарилампи, Чалкинская структура; проба 6 – мафитовые туффиты, Хаутаваарская структура; проба S-Emm-5 – риолиты, Эльмусская структура; проба 7 – лапиллиевые туфы дацитов, Масельгская структура. Ошибка составляет 1σ; $^{206}Pb_c$ и $^{206}Pb*$ – показывает общую и радиогенную часть Pb соответственно. Ошибка стандартной калибровки –0,54%. (1) – общий Pb скорректирован по измерению ^{204}Pb.

цирконов получена изохрона – 2866 ± 11 млн лет (рис. 2, г), что хорошо коррелирует с временем формирования АДР-серий в прочих структурах зеленокаменного пояса.

В южной части зеленокаменного пояса в Хаутаваарской мегаструктуре в 2 км западнее деревни Масельга ранее был выявлен реликт Масельгской палеовулканической постройки (Светова, 1988) площадью около 10 км^2, сформированный вулканитами дацит-риолитового состава, относимыми к жерловым и прижерловым фациям. К сожалению, недостаточная обнаженность участка затрудняет проведение комплексных исследований, однако существующие коренные выходы позволили определить зональный характер распространения вулканических фаций, связанный с деятельностью локального эруптивного центра. Экструзивный некк размерами 160×35 м был закартирован в поле агломератовых туфов и лав дацитов, окаймляющих его с юга и востока.

Для геохронологических исследований нами была отобрана проба (№ 7) из лапиллиевых туфов дацитов прижерловой фации вулканической постройки объемом около 8 кг, выделено около 200 зерен циркона. Цирконы представлены удлиненными кристаллами торпедовидной, копьевидной, гиацинтовой формы, размер варьирует от 0,30×0,10 до 0,10×0,10 мм и менее. По цвету наиболее распространены розоватые, желтоватые разности. В отдельных зернах четко проявлена магматическая зональность. Включения – хлорита, альбита, биотита. В изученных зернах Th/U отношение <0,27 (табл.), что более сопоставимо с метаморфическими цирконами, за исключением 2 зерен, в которых оно составляло 0,63–0,85 (табл.), что свойственно магматическим разностям.

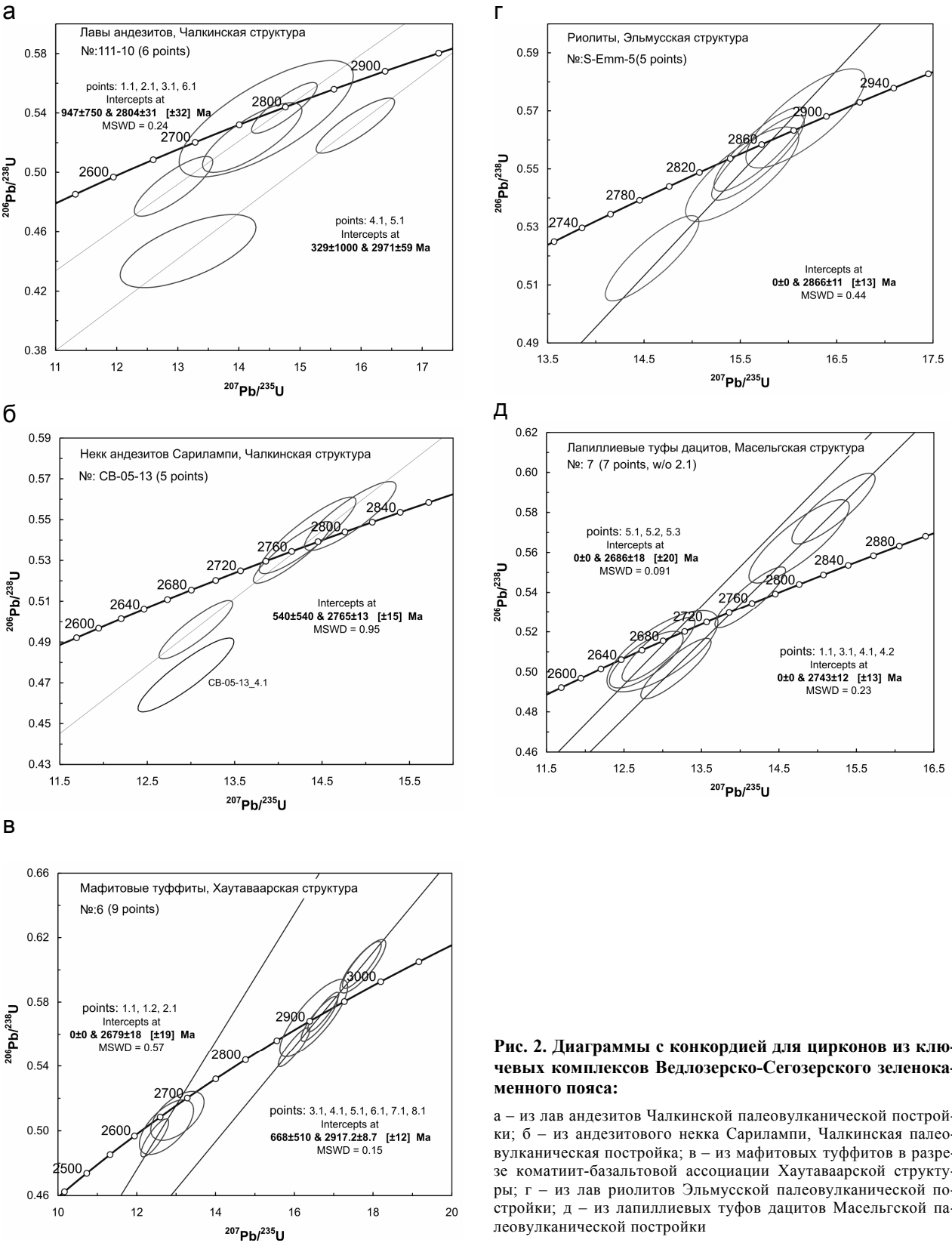


Рис. 2. Диаграммы с конкордией для цирконов из ключевых комплексов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса:

а – из лав андезитов Чалкинской палеовулканической постройки; б – из андезитового некка Сарилампи, Чалкинская палеовулканическая постройка; в – из мафитовых туффитов в разрезе коматиит-базальтовой ассоциации Хаутаваарской структуры; г – из лав риолитов Эльмусской палеовулканической постройки; д – из лапиллиевых туфов дацитов Масельгской палеовулканической постройки

Обработка результатов позволила получить две изохроны – 2743 ± 12 млн лет, что идентично времени формирования близлежащего Чалкинского массива санукитоидов, и 2686 ± 18 млн лет (рис. 1, д, 2, д) (подобные значения уже отмечались ранее в цирконах из высокомагнезиального комплекса Хаутаваарской структуры).

Обе изохроны скорее всего могут отражать время значительных тектоно-метаморфических событий в регионе в интервале 2,74–2,67 млрд лет.

Насколько полученные данные позволяют определить время формирования Масельгского вулкана, ответить затруднительно, ибо они не соответствуют геологическим наблюдениям (Светова, 1988), по которым данный комплекс формировался в интервале 2,90–2,85 млрд лет.

Таким образом, на основании полученных результатов могут быть сделаны следующие выводы:

• Изучение терригенных цирконов из осадочных прослоев коматиит-базальтовых ассоциаций является ключом к установлению времени существования ультраосновного вулканизма. Полученные данные, в сопоставлении с имеющимися датировками (Светов, 2005), показывают дискретный временной характер формирования высокомагнезиальных серий Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса в интервалах 3,05–2,95 и 2,95–2,91 млрд лет.

• Установлено время формирования андезит-дацит-риолитовой дифференцированной серии Эльмусской палеовулканической постройки, которое равно 2866 ± 11 млн лет.

• Значительное присутствие метаморфических цирконов с возрастом 2,74–2,68 млрд лет во всех ассоциациях южной части зеленокаменного пояса отражает время крупных тектоно-метаморфических событий в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса на заключительной стадии его развития. Отмечаемые метаморфические события проходили после пика санукитоидного магматизма (Bibikova et al., 2005) на западном обрамлении Водлозерского блока в интервале 2,74–2,67 млрд лет, что серьезно затрудняет корректные геохронологические исследования большинства мезоархейских комплексов данной территории.

Резюмируя, следует отметить, что полученные результаты позволяют дополнить событийную шкалу геологических процессов на западной оконечности Водлозерского блока (рис. 3), которая существенно скорректирована за последние пять лет (Светов, 2005, 2009). Благодаря данным исследованиям в строении хаутаваарской серии (стратотипической для мезоархея Центральной Карелии)

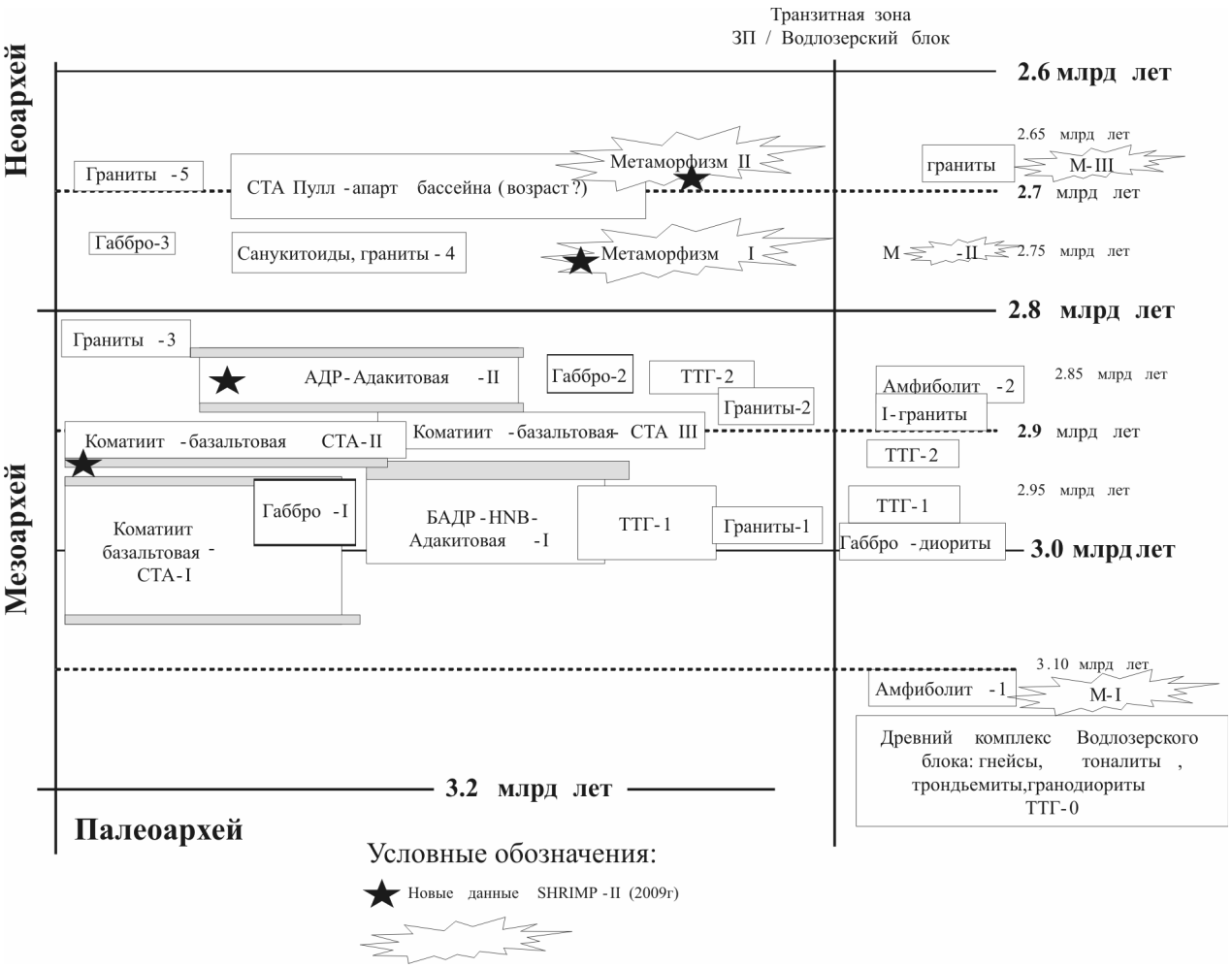


Рис. 3. Уточненная схема соотношения стратотектонических ассоциаций палео-, мезо- и неоархейского возраста в пределах зоны перехода океан – континент (Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс – Водлозерский блок). Геохронологические данные приведены на основе анализа материалов, доступных на 2009 г. (детально рассмотрены в работе: Светов, 2009)

разделены уровни высокомагнезиального вулканизма, откорректированы граничные интервалы андезитового (БАДР, АДР, адакитового) вулканизма, определены этапы основных метаморфических событий.

Кроме этого, выделены новые перспективные объекты для возможного геохронологического изучения коматиит-базальтовых комплексов, а именно: осадочные прослои в разрезах мафитовых ассоциаций – как важнейший поставщик геохронологической информации о времени завершения высокомагнезиального вулканизма.

ЛИТЕРАТУРА

Бибикова Е. В., Крылов И. Н. Изотопный возраст кислых вулканитов Карелии // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 5. С. 1231–1235.

Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000. 223 с.

Овчинникова Г. В., Матреничев В. А., Левченков О. А. и др. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2, № 3. С. 266–281.

Самсонов А. В., Бибикова Е. В., Пухтель И. С. Изотопные и геохимические различия кислых вулканических пород зеленокаменных поясов Карелии и их геотектоническое значение // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии: Тез. докл. 1-й Междунар. конф. (Санкт-Петербург, 8–11 сент. 1996 г.). СПб., 1996. С. 74–75.

Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2005. 230 с.

Светов С. А. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2009. 115 с.

Светова А. И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск, 1988. 148 с.

Сергеев С. А. Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. 1989. 24 с.

Bibikova E. V., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U–Th–Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. 79. P. 129–145.

Svetov S. A., Svetova A. I., Huhma H. Geochemistry of the komatiite-tholeiite rock association in the Vedlozero-Segozero archean greenstone belt, Central Karelia // Geochemistry International. 2001. Vol. 39, Suppl. 1. P. s24–s38.

А. М. Ручьев

ОБРАЗОВАНИЕ КИАНИТОВЫХ ГНЕЙСОВ В ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОМ АСПЕКТЕ (беломорский комплекс пород Балтийского щита)

Введение

Причины и механизм регионального высокобарического метаморфизма кианитового типа, определяющего специфику гнейсов чупинской свиты, до сих пор остаются не вполне раскрытыми, хотя длительное время привлекали внимание исследователей. Не претендуя на полноту обзора, можно указать основные этапы получения новой информации и развития представлений об условиях образования кианитовых гнейсов беломорид.

Связь генезиса кианитовых гнейсов с деформацией, вероятно, первым отметил Н. Г. Судовиков (1939), высказавший предположение, что кианит в гнейсе Небла-Тундры возникает в зонах дробления (скалывания) и параллельное распределение его зерен есть результат дифференциальных движений, одновременных с перекристаллизацией.

После изучения Тэдинского пегматитового поля В. В. Зарубин (1969) аргументировал следующие выводы: присутствие кианита в зонах наиболее интенсивного рассланцевания указывает на образование кианит-гранат-биотитовых гнейсов за счет гранат-биотитовых; зоны повышенного рассланцевания, образующиеся при сколовой деформации, – одни из важнейших проявлений архейской дизъюнктивной тектоники.

В результате исследования Кемско-Беломорской площади О. И. Володичев (1969) установил, что гранат-биотитовые с кианитом и кианит-гранат-биотитовые гнейсы, формированию которых соответствует свой этап деформаций, представляют различные стадии преобразования гранат-биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов. Он сформулировал следующие выводы: «1. Большинство кианитовых гнейсов амфиболитовой фации метаморфизма района центральной части Западного Беломорья образовалось в результате метасоматических преобразований при мигматизации и ультраметаморфизме гранато-биотитовых гнейсов гранулитовой фации. 2. Как и процессы мигматизации и ультраметаморфизма, метасоматическое преобразование глиноземистых пород имеет региональное распространение. 3. Состав преобразованных глиноземистых гнейсов обусловлен, с одной стороны, составом первоначальных пород и, с другой стороны, химизмом и интенсивностью процессов метасоматоза при мигматизации» (там же, с. 57).

Затем были выделены (Володичев, 1975) метаморфические фации дистеновых и дистен-мусковитовых гнейсов. Первая подразделялась на дистен-ортоклазовую и дистен-микроклиновую субфации, рассматривавшиеся как температурные аналоги соответственно гранулитовой и амфиболитовой фаций умеренного давления. К дистен-ортоклазовой субфации были отнесены кианит-гранат-биотитовые (с микроскопическим кианитом и нередко с ортоклазом) гнейсы (T = 650–700 °C, P = 12–14 кбар), а также часть мелкозернистых гранат-биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов; к дистен-микроклиновой субфации – гранат-биотитовые гнейсы с относительно высоким показателем железистости и средне-, крупнозернистые кианит-гранат-биотитовые гнейсы. Геохимическая обстановка и дифференциальная подвижность компонентов при высокобарических метасоматических преобразованиях, пример которых – образование кианитовых гнейсов за счет гранат-биотитовых, характеризовалась общими условиями крайне низкой щелочности, инертным поведением Fe, Mg и Al и, возможно, Na и подвижным поведением K, Ca и Si. Метаморфизм фаций дистеновых и дистен-мусковитовых гнейсов рассматривался как среднетемпературный аналог жадеит-глаукофанового типа метаморфизма. При этом отмечалось: «…высокие давления при метаморфизме пород беломорского комплекса не могут быть объяснены существованием дополнительных тектонических нагрузок, не было также их проявление кратковременным и импульсивным» (Володичев, 1975, с. 160).

К середине 80-х годов были выполнены и другие исследования, приведшие к иным выводам. Например, Ю. В. Нагайцев (1974) ставил под сомнение правомерность отнесения мелкозернистых гранат-биотитовых плагиогнейсов к гранулитовой фации, отмечая несвойственное ей высокое содержание воды в биотите. Мелкозернистый кианит в гнейсах рассматривался в качестве более позднего образования, чем крупнозернистые линзовидно-полосчатые дистен-гранат-биотитовые гнейсы (Гродницкий, Полин, 1975).

Позднее при изучении Лоушского пегматитового поля (Гродницкий и др., 1982, 1985) было еще раз подтверждено, что кианитовые гнейсы с калиевым полевым шпатом и микрозернистым кианитом – наиболее ранний продукт преобразования гранат-биотитовых плагиогнейсов. Констатировалось, что новообразованный агрегат микроскопических кристаллов кианита контролируется плоскостями бластомилонитовой сланцеватости, и именно этот тип его локализации доминирует как по распространенности, так и по суммарному объему минеральной фазы кианита. Происхождение кианитовых бластомилонитов связывалось с деформациями чупинского и лоухского периодов. Отмечались признаки неоднократной сдвиговой деформации, проявленной в форме вязкого сдвигового ламинарного течения горных пород.

Затем было установлено, что формирование кианитовых гнейсов происходило при более экстремальных термодинамических параметрах, чем гранат-биотитовых, однако эти параметры не превышали свойственных амфиболитовой фации (Ручьев, 1994, 1998 и др.). Минеральный парагенезис реликтовых гранат-биотитовых плагиогнейсов образовывался в условиях регрессивного перехода от низкотемпературной области кианит-биотит-ортоклазовой к биотит-мусковитовой и ставролитовой фации, а кианитовый бластомилонит соответствует фации кианит-биотит-ортоклазовых гнейсов*.

Таким образом, главные выявленные особенности позднеархейского кианитообразования в Беломорье сводятся к следующим: самая ранняя метаморфическая разновидность кианитовых гнейсов – продукт аллохимического прогрессивного преобразования древнейших гранат-биотитовых гнейсов; локализация кианита преимущественно контролируется бластомилонитовой сланцеватостью; структурно-текстурные особенности кианитовых гнейсов свидетельствуют о сдвиговой деформации горных пород.

При ознакомлении с опубликованными материалами, касающимися проблемы формирования кианитовых гнейсов, обращает на себя внимание резко неравноценная степень изученности этих пород в петрологическом и тектоноструктурном аспектах. Хотя, по мнению большинства исследователей, деформационные процессы влияли на образование кианитовых гнейсов, их структурные особенности как источник информации о характере напряженного состояния среды петрогенеза при высокобарическом метаморфизме остались явно недостаточно изученными. Цель этой статьи – пополнение сведений о структуре кианитовых гнейсов и специфике ее формирования.

Метод исследования

При структурно-парагенетическом анализе кианитовых гнейсов использован метод идентификации структурных элементов сдвиговых дислокаций и решения обратной тектонофизической задачи подбором адекватного модельного парагенезиса, предназначенный для исследования крупноразмерных фрагментарно обнаженных зон сдвиговых дислокаций, в которых затруднена полевая идентификация нередко близких по ориентировке и макроскопически сходных по минеральному выполнению субплоскостных элементов пространственно совмещенных разновозрастных структурных парагенезисов. Этот метод, основные положения которого опубликованы (Ручьев, 2007, 2008, 2009а, в), позволяет выявлять природные сдвиговые парагенезисы трех и большего числа структурных элементов и идентифицировать их; вычислять угол скалывания горных пород в условиях природной сдвиговой деформации; реконструировать пространственную ориентировку потенциальных структурных элементов сдвигового парагенезиса и осей главных нормальных напряжений.

Фактический материал и его обсуждение

Метаморфические* разновидности гнейсов чупинской свиты – продукты полиэтапного архей-протерозойского (2,9–1,75 млрд лет назад) эндогенного изменения граувакк однородного протолита (Ручьев, 2000), классифицируемые (рис. 1) на основе фундаментальных представлений о минеральном парагенезисе и естественной минеральной фации.

Главный объект обсуждения – кианитовый гнейс-2, составляющий большую часть пород чупинской свиты. Многие особенности его происхождения становятся более очевидными, если гнейс-2 сопоставлять с гранат-биотитовым плагиогнейсом-1, служившим исходным веществом при его образовании. Поэтому далее приводится краткая характеристика обеих разновидностей гнейсов.

Гнейс-1 – макроскопически тонко-, мелкозернистая преимущественно массивная серая с различными оттенками мезократовая порода с гранатом характерного малинового цвета. Иногда она имеет слабо выраженную полосчатость, обусловленную различной зернистостью и (или) неравномерным содержанием темноцветных минералов, которая напоминает осадочную слоистость (рис. 2, а, б). В шлифах характерна гранобластовая или лепидогранобластовая структура и соответственно массивная или слабосланцеватая текстура (рис. 2, в). Гнейс-1 встречается повсеместно в разнообразных по форме, размеру и ориентировке реликтовых блоках, сохранившихся среди более поздних метаморфических разновидностей пород чупинской свиты (рис. 2, а).

Петро-, геохимические особенности гнейса-1 северокарельского ареала пород чупинской свиты детально рассматривались ранее (Ручьев, 2000а и др.).

* Здесь и далее названия метаморфических фаций даются в соответствии с классификационной схемой С. П. Кориковского (1979).

* Термин «метаморфизм» употребляется в широком смысле для обозначения эндогенного преобразования пород в твердом состоянии.

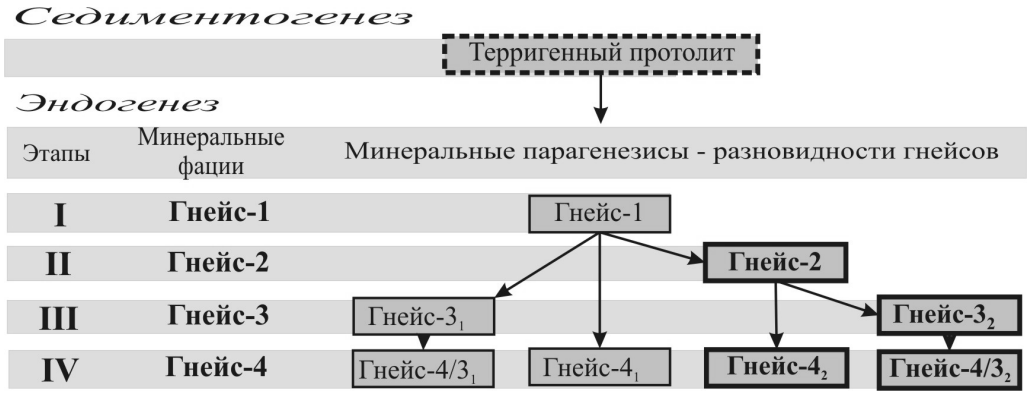


Рис. 1. Схема развития минеральных фаций и минеральных парагенезисов гнейсов чупинской свиты

Доминирующие разновидности выделены жирным шрифтом; минеральные парагенезисы: гнейс-1 – $9{,}96Grt^{26\pm10}_{72\pm10}$ + $20{,}40Bt_{37\pm4}$ + 34,32Pl + 34,32Qtz ± Gr + 0,98 рудный; гнейс-2 – 2,54Ky + $10{,}51Grt^{30\pm9}_{70\pm4}$ + $24{,}02Bt_{38\pm4}$ ± Kfs (Or) + 26,49Pl + 35,82Qtz ± Gr + рудный; гнейс-3$_2$ – 3,41Ky + $7{,}00Grt^{23\pm4}_{75\pm4}$ + $20{,}74Bt_{39\pm4}$ + 35,80Pl + 32,68Qtz ± Gr + рудный; гнейсы-4$_1$, -4$_2$, -4/3$_1$, -4/3$_2$ – ±Ky ± $Grt^{18\pm4}_{80\pm5}$ + Ms + Bt_{46} + Pl + Qtz ± Gr + рудный. Символы минералов: Bt – биотит, Grt – гранат, Qtz – кварц, Ky – кианит, Kfs – калиевый полевой шпат, Or – ортоклаз, Pl – плагиоклаз, Ms – мусковит, Gr – графит; цифры перед символами – среднее содержание, объемные %; индексы после символов: подстрочные – средний коэффициент общей железистости и его стандартное отклонение, надстрочные – средняя доля пиропового минала в гранате и ее стандартное отклонение

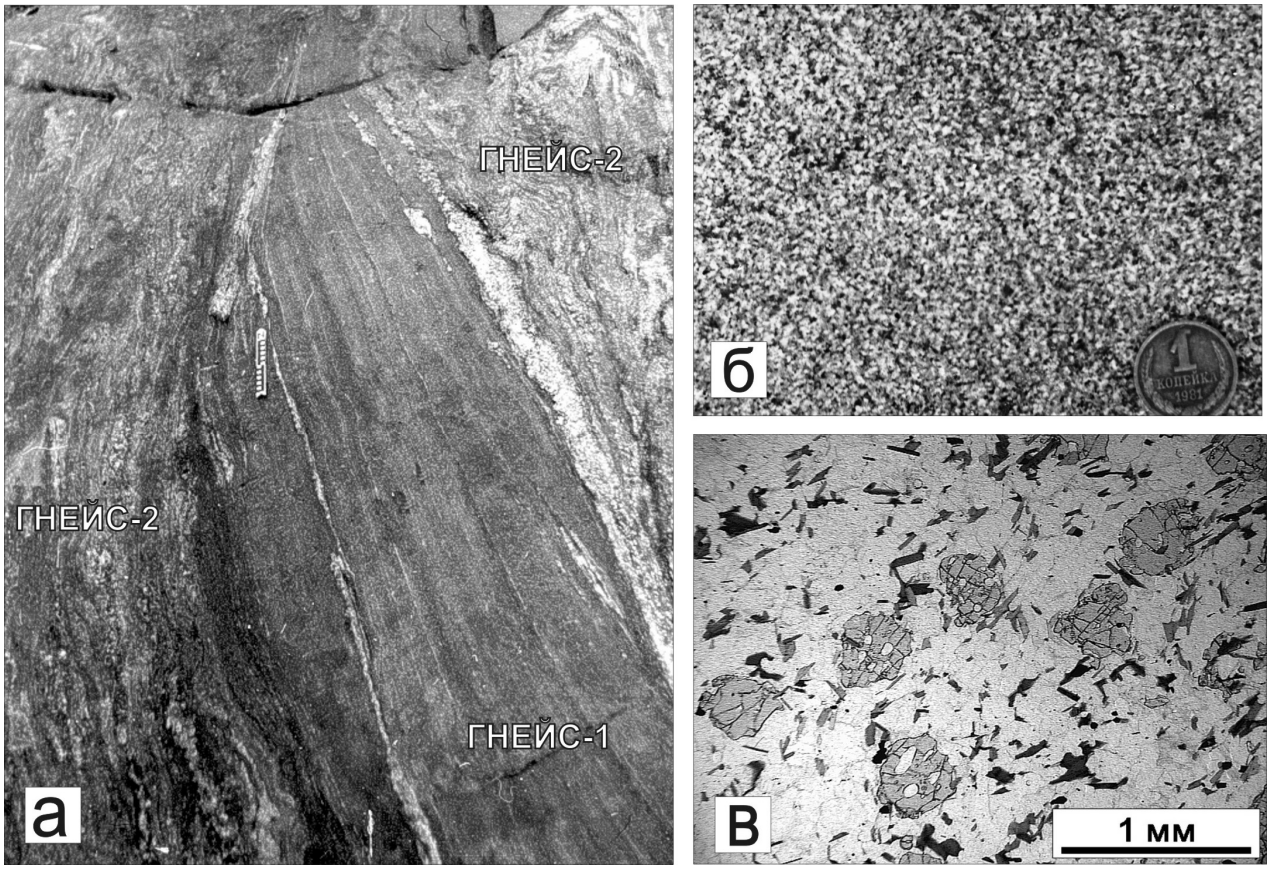


Рис. 2. Реликтовый характер, структура и текстура гнейса-1:

а – крупный реликт гнейса-1 с полосчатой текстурой в гнейсе-2, Слюдоваракка, масштабная линейка ориентирована на север, цена деления – 1 см; б – порода в естественном обнажении, диаметр монеты – 1 см; в – шлиф гранат-биотитового плагиогнейса под микроскопом, анализатор выключен

Минеральный парагенезис гнейса-1 (рис. 1, подпись) формировался при снижении температуры (T_1) от 645 до 480 °С и давления (P_1) от 8,2–8,0 до 7,5 кбар (Ручьев, 1998). Этот диапазон ТР-условий отвечает переходу от низкотемпературной области кианит-биотит-ортоклазовой к кианит-биотит-мусковитовой и ставролитовой метаморфической фации.

Возраст наиболее ранней генерации цирконов гнейса-1, определенный по изотопному отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$, соответствует: для Слюдоваракского участка Тэдинского пегматитового поля (Николаев и др., 1993) – 2760,6 млн лет; для северного побережья оз. Верхнего Пулонгского (Бибикова и др., 2004) – 2832–2720 млн лет (детритовые (?) ядра этих же цирконов – 2960±6 – 2940±6 млн лет); для района губы Поньгомы (Левченков и др., 2001) – 2793,0–2761,3 млн лет. Изохронный возраст цирконов I типа из района губы Поньгомы – 2883 ± 22 млн лет (Левченков и др., 2001) условно может рассматриваться как поздний временной рубеж метаморфизма первого этапа.

В северокарельском ареале пород чупинской свиты еще не удалось обнаружить реликтовые образования, которые можно обоснованно интерпретировать как исходный материал для *массового* развития гнейса-1. Это обстоятельство на достигнутом уровне изученности позволяет считать его самой древней и наиболее близкой по составу к веществу протолита метаморфической разновидностью чупинских гнейсов.

Типоморфные признаки гнейса-1 и специфика наложенных процессов превращения его в другие разновидности пород чупинской свиты проявлены отчетливо и одинаковы, по крайней мере, в районе от Поньгомы на юге-востоке до Неблагоры на северо-западе.

Гнейс-2 – крупно-, среднезернистая часто пойкилобластовая отчетливо сланцеватая порода (рис. 3, а, б) с микроскопически различимой полосчатой текстурой: на лепидогранобластовом фоне выделяются сложенные агрегатом кварца, плагиоклаза, калишпата, биотита и упорядоченно ориентированных кристалликов кианита микрозернистые нематобластовые зоны, сингенетичные сдвиговой по механизму формирования сланцеватости (рис. 3, в, г). В естественных обнажениях и образцах пород можно наблюдать различные стадии и особенности преобразования гнейса-1 в гнейс-2 (рис. 3).

Трансформация гнейса-1 в гнейс-2 имела аллохимический (основной с отчетливо повышенным потенциалом калия) характер. Оценка изменения усредненного химического состава пород с учетом объемных эффектов (Ручьев, 2002) свидетельствует о привносе, мас. % к содержанию компонентов в гнейсе-1: TiO_2 – 6,55; Al_2O_3 – 18,69; FeO – 21,81; MnO – 14,56; MgO – 30,55; K_2O – 42,53; H_2O – 12,74; Li_2O – 53,86; Rb_2O – 63,48; Cs_2O – 215,31; BaO – 43,89; V_2O_5 – 39,07; Cr_2O_3 – 37,49; CoO – 11,52; NiO – 15,30; CuO – 4,68; ZnO – 33,06 и о выносе: SiO_2 – 2,05; Fe_2O_3 – 14,12; CaO – 23,74; Na_2O – 9,82; SrO – 16,87. В рассматриваемой геологической обстановке столь значительные изменения были возможны лишь при флюидном массопереносе.

На восстановленный характер флюида указывают: обогащение гнейса-2 графитом (Ручьев и др., 2007); уменьшение Fe^{3+} при росте содержания Fe^{2+}; возникновение отрицательных европиевых аномалий в спектрах лантаноидов, характеризующих породу в целом (Ручьев, 2001); наличие в гнейсе-2 самородных железа, никеля, цинкистой меди, оловянистого свинца, серебра и других металлов. Специфика преобразований вещества позволяет ставить вопрос об астеносферном (мантийном) источнике флюида.

По региональному характеру проявления и объему переработанного вещества формирование гнейса-2 является, вероятно, наиболее значительным событием в метаморфической истории чупинских гнейсов. Времени завершения второго этапа эндогенеза возможно отвечает изохронный возраст цирконов II типа из гранат-биотитового гнейса района губы Поньгомы – 2788 ± 4 млн лет (Левченков и др., 2001).

Формирование высокотемпературной и высокобарической ассоциации Ky + $Grt^{30\pm9}_{70\pm4}$ + $Bt_{38\pm4}$ ± Kfs (Or) + Pl, судя по результатам минералогической термобарометрии (усредненные значения: T_2 = 705 °C, P_2 = 9,4 кбар), происходило в PT-условиях кианит-биотит-ортоклазовой метаморфической фации. Для пойкилобластов граната гнейса-2 характерна сложная химическая зональность (рис. 4), свидетельствующая о многократном резком изменении термодинамических параметров в период их образования.

В отношении минерального парагенезиса гнейса-2 (рис. 1, подпись) необходимо отметить, что в ближайшее время он будет уточнен и, вероятно, дополнен.

Среди микрокристаллических фаз, маркирующих бластомилонитовую сланцеватость, в пространственной ассоциации с кианитом обнаружены ранее не отмечавшиеся и еще окончательно не определенные различные минералы, относящиеся, что наиболее вероятно, к слоистым силикатам. Часть из них имеет химический состав, свойственный кандитам – минералам группы каолинита: каолиниту, диккиту, накриту; анокситу; аллофану; галлуазиту-10Å и -7Å (метагаллуазиту). Другие минеральные фазы, отличаясь от кандитов содержанием кремния, алюминия, кислорода, содержат натрий, кальций, железо (каждого элемента не более процента) и калий (от долей до 3 мас. %, иногда – до 5,5 мас. %). Химически они близки иллиту, триоктаэдрическому иллиту, гидрослюдам, некоторые из них, возможно, являются смешаннослойными образованиями. Далее эти минералы собирательно и условно именуются «иллитами».

Наличие кандитов и «иллитов» в зонах бластомилонитовой сланцеватости, где кристаллизовался кианит, а также в близких к ним по ориентировке субплоскостных структурных элементах гнейса-2 (рис. 5) указывает на единую деформационную причину пространственной локализации этих минеральных видов.

Слоистые силикаты алюминия, нередко вместе с кианитом, встречаются и во включениях в гранате. В некоторых его пойкилобластах такие включения являются, несомненно, более ранними, чем мономинеральные включения кианита на периферии тех же зерен граната. Это позволяет предполагать чередование образования фаз глинистых минералов и кианита, наличие нескольких их генераций, а также утверждать, что после образования кандитов и «иллитов» продолжалась кристаллизация относительно высокотемпературного граната. Такие особенности минерагенеза наряду со сложной зональностью граната (рис. 4) свидетельствуют о «пульсационном» характере изменчивости параметров метаморфизма второго этапа.

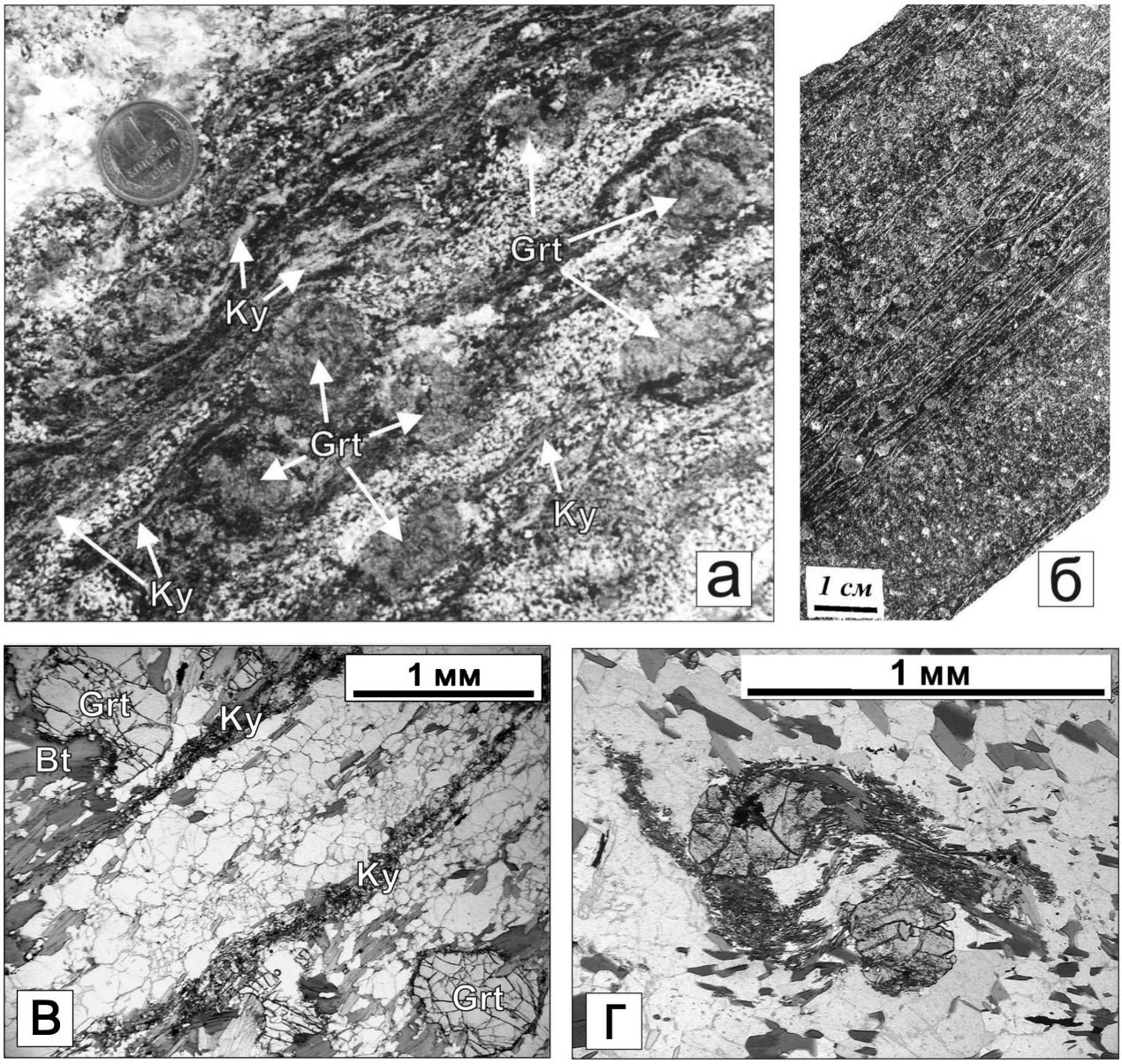


Рис. 3. Гнейс-2:

а, б – начальная стадия формирования гнейса-2, между дискретными субплоскостными зонами бластомилонитовой сланцеватости хорошо различим в различной степени измененный материал гнейса-1; а – естественное обнажение, Лоушское пегматитовое поле, восточный берег Слюдозера, диаметр монеты – 1 см; б – распиленный и полированный буровой керн, Восточнослюдозерский участок, скважина № 6, глубина отбора образца – 117,8 м; в, г – бластомилонитовая сланцеватость под микроскопом (без анализатора): в – поперечное сечение субплоскостных зон кианитообразования, видна гетерогранобластовая структура подвергшегося деформации субстрата; г – структура вращения пойкилобластов граната в зоне левостороннего сдвига, контролирующей локализацию кианита (в гранате – включения кианита)

Гнейс-2 ранее был определен как бластомилонит (Гродницкий и др., 1982, 1985 и др.). Его минеральный парагенезис маркирует систему дискретных субравномерно распределенных в породах чупинской толщи плоскостей и зон сланцеватости, «наложенных» на гнейс-1, а также на интрузивные тела позднеархейских гранитоидов. Подобное объемное развитие деформации реализуется при дифференцированном напряжении в условиях квазипластического поведения пород (Гинтов, Исай, 1988), которое могло быть обусловлено соответствующими фоновым тепловым потоком и (или) литостатическим давлением. Последние, однако, не были определяющими факторами образования кианита, о чем свидетельствуют хорошая сохранность многочисленных реликтов гнейса-1 в гнейсе-2 (рис. 3, а), а также близость палеогеотермических градиентов первого и второго эндогенных этапов (24 и 25 ºС/км соответственно). Факт контроля локализации кианита новообразованными элементами субплоскостной анизотропии пород с морфологическими признаками сдвиговых структур позволяет предположить, что массовое зарождение центров кристаллизации этого минерала происходило непосредственно в местах разрядки девиаторных напряжений, маркируемых сколами сдвигового парагенезиса.

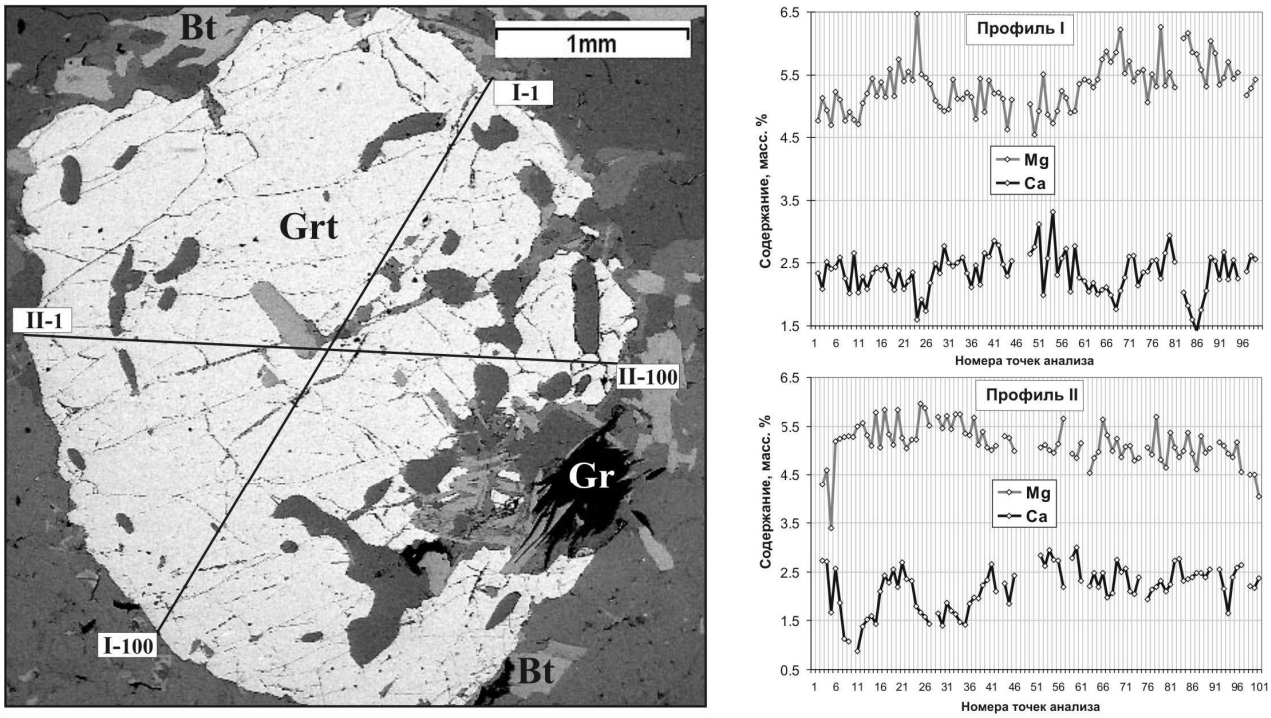


Рис. 4. Гранат гнейса-2 (изображение во вторичных электронах) и его химическая зональность, Слюдоваракка, образец Т-35

Результаты изучения структурной анизотропии гнейса-2 подтверждают ее сдвиговую природу. Выполненный в настоящее время на удаленных друг от друга площадях Тэдинского и Лоушского пегматитовых полей статистический геометрический анализ пространственной ориентировки бластомилонитовой сланцеватости показывает, что в тектонофизическом аспекте ее плоскости являются структурными элементами многочисленных сдвиговых парагенезисов.

Особенности формирования структуры гнейса-2 рассматриваются на примере Слюдозерского участка Лоушского пегматитового поля (рис. 6), геологические особенности которого детально охарактеризованы ранее (Гродницкий и др., 1982, 1985 и др.).

В результате анализа πS-диаграммы (рис. 6, врезка) бластомилонитовой сланцеватости и осевых плоскостей мелких острозамковых складок подобного типа, в которые она, как правило, смята, на закартированной площади Слюдозерского участка выявлено семьдесят пять сдвиговых парагенезисов субплоскостных структурных элементов (рис. 7). Идентифицированные парагенезисы (рис. 7, диаграммы 1–47) представлены следующим набором различных типов: {RR′L} – 40; {RR′PL} – 3; {RR′TL} – 1; {RPTL} – 2 {R′PL} – 1 парагенезис. Двадцать восемь трехэлементных «девяностоградусных» парагенезисов (рис. 7, диаграммы 48–75) на основе имеющихся фактических данных не поддаются однозначной интерпретации ({R′PL}?, {RR′P}?), поэтому идеализированный сдвиговый структурный парагенезис для них не моделировался.

Каждый из выделенных сдвиговых парагенезисов структурных элементов гнейса-2 – продукт самостоятельного эпизода разрядки девиаторных напряжений. Как установлено (Чиков, 1990, 1992 и др.), релаксационные физические и химические эффекты уже сами по себе являются важными факторами минерагенеза, кроме того, при деформации и дезинтеграции горных пород создаются условия для интенсивного функционирования флюидного потока, ведущего к изменению химического состава породы. Таким образом, вышеприведенные материалы геометрического анализа подтверждают основанные на тектоно-морфологических наблюдениях выводы о сдвиговой природе структурно-текстурной анизотропии гнейса-2 и служат новым существенным доказательством того, что прогрессивный метаморфизм пород на втором этапе эндогенеза стимулировался сдвиговой по своему физическому механизму деформацией, обусловившей многократную деструкцию пород, локальное изменение температуры и давления, возможность флюидного энерго- и массопереноса. Совокупность перечисленных процессов с учетом определяющей их причины наиболее точно может быть определена как аллохимический стресс-метаморфизм.

Большое число выявленных структурных парагенезисов свидетельствует о многоактности и, вероятно, длительности формирования метаморфических пород второй минеральной фации. На неоднократность зарождения центров кристаллизации кианита указывает и то, что различно ориентированные изначально субплоскостные структурные элементы, маркируемые сингенетичным минеральным параге-

незисом гнейса-2, деформированы в разномасштабные острозамковые складки подобного типа, компланарно осевым плоскостям которых развивается аналогичная по минеральному выполнению сланцеватость. Подобные соотношения считаются признаком разновозрастности структурных элементов и, следовательно, контролируемого ими минерального выполнения.

Информацию, имеющую отношение к оценке условий стресс-метаморфизма второго этапа эндогенеза, дает анализ величины угла скалывания α_0. Ранее отмечалась (Гинтов, Исай, 1988) выявленная при экспериментальных работах тенденция увеличения угла скалывания при возрастании пластичности деформируемой горной породы. При больших скоростях деформации в условиях пластичности пород величина α_0 изменяется в зависимости от уровня глубинности от 30º до 38º, а в условиях умеренной хрупкости и пластичности – от 25º до 33º (Гинтов, 2005, с. 542). Идентифицированным сдвиговым парагенезисам структурных элементов гнейса-2 (рис. 7, диаграммы 1–47) свойственны углы скалывания, меняющиеся в диапазоне от 35º до 6º, что приводит к заключению о возможности кристаллизации кианита во всем диапазоне изменения реологических свойств гнейсов.

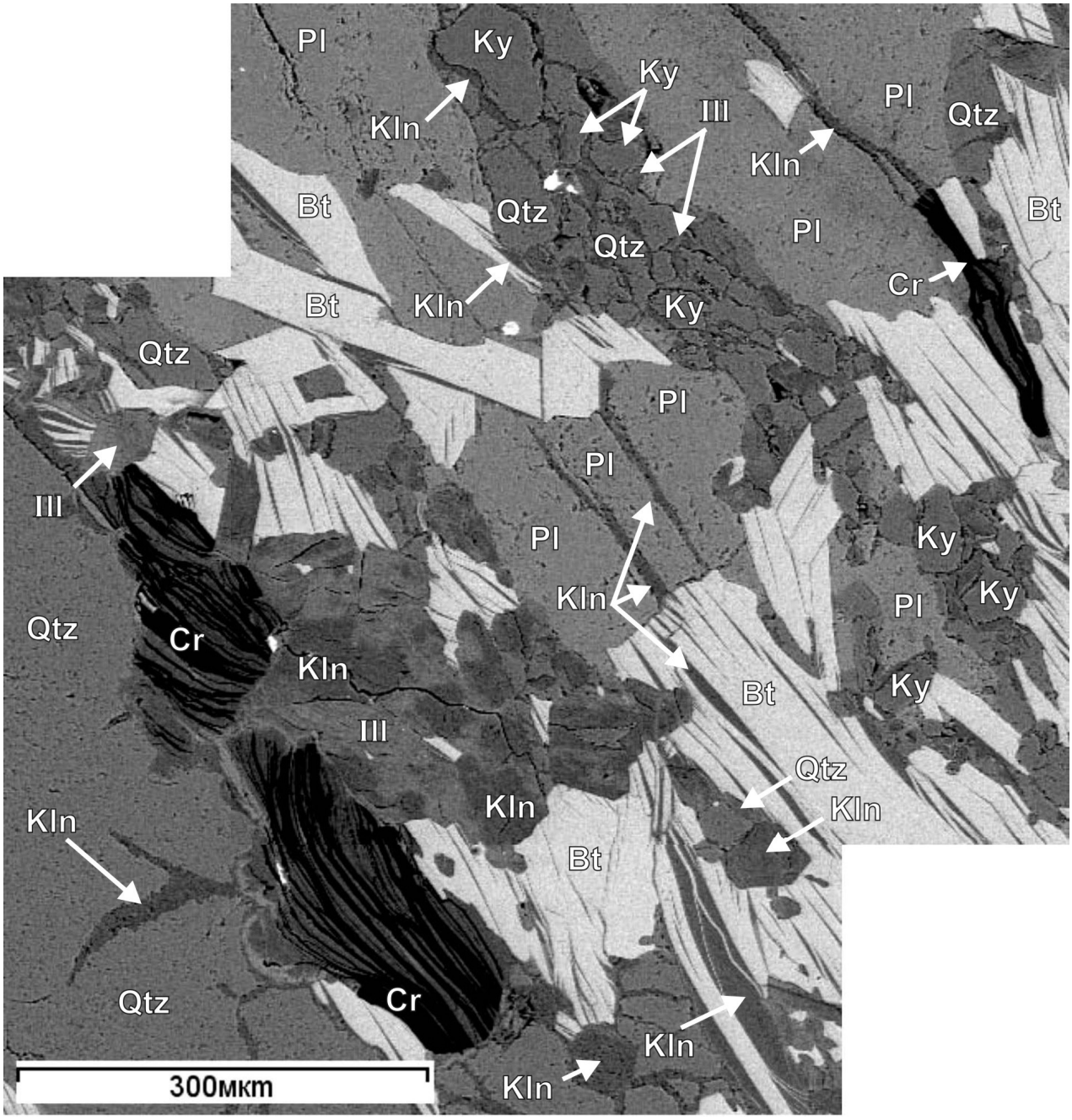


Рис. 5. Кандиты (Kln), «иллиты» (Ill), новообразованный графит в гнейсе-2 (изображение во вторичных электронах), Восточнослюдозерский участок, скважина № 196, глубина отбора образца – 279,4 м

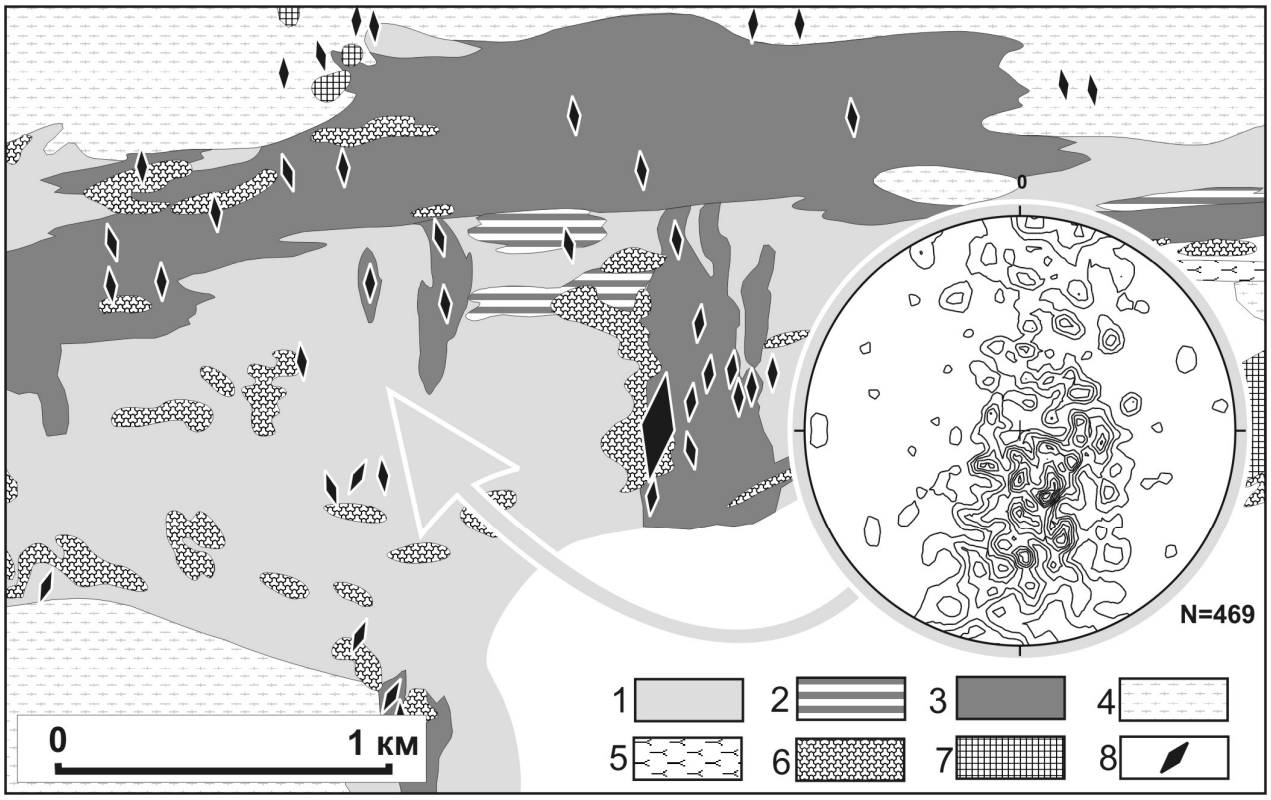


Рис. 6. Геологическая схема Слюдозерского участка Лоушского пегматитового поля:

1 – гнейс-2 с реликтами гнейса-1 (площадь структурных наблюдений); **2** – гнейс-3; **3** – гнейс-4; **4** – аллохтонные блоки гранитоидов ТТГ-серии с реликтами мафических пород; **5** – амфиболиты; **6** – позднеархейские интрузивные гранитоиды; **7** – базиты комплекса лерцолитов-габброноритов; **8** – пегматитовые тела (крупным значком отмечена вскрытая бурением пегматитовая жила № 30); на врезке – πS-диаграмма сланцеватости, маркируемой минеральным парагенезисом гнейса-2, и осевых плоскостей острозамковых складок подобного типа, в которые эта сланцеватость смята, число замеров – N = 469, изолинии значений функции нормального распределения – 0,8–1,6–…–8,8; равноугольная стереографическая проекция, верхняя полусфера

Наличие восьми сдвиговых структурных парагенезисов (рис. 7, диаграммы 1–8), характеризующихся величинами угла скалывания ($30^\circ \le \alpha_0 \le 35^\circ$), свойственными пластичным породам, может служить признаком неоднократного (?) достижения гнейсами чупинской свиты квазипластического состояния. К структурным элементам именно этих парагенезисов относятся статистические плоскости, отвечающие главным максимумам на πS-диаграмме (рис. 6, врезка), например, 270,1°∠42,3°ЮЗ и 69,3°∠23,3°ЮВ (рис. 7, диаграмма 6). Эти главные плоскости соответствуют усредненному положению наиболее часто встречающихся на закартированной площади пространственных ориентировок бластомилонитовой сланцеватости. Следовательно, большая часть кианита сформировалась в условиях квазипластичности гнейсов. Восемь парагенезисов (рис. 7, диаграммы 9–16), в которых $25^\circ \le \alpha_0 \le 29^\circ$, могут рассматриваться как сформированные в хрупко-вязкой среде.

Наличие большого количества парагенезисов с относительно низкой величиной α_0 свидетельствует, что во время соответствующих деформационных эпизодов «фоновые» ТР-параметры среды должны были определять «хрупкость» гнейсов. Так как последовательность эпизодов деформации еще не установлена, судить по величине α_0 о характере изменения во времени реологических особенностей гнейсов пока нельзя. По данным минералогической термобарометрии, «температурный фон» в течение второго этапа эндогенеза оставался приблизительно постоянным, следовательно, не от него зависело изменение реологических особенностей горных пород. Возможно, квазипластическое состояние гнейсов достигалось не столько под влиянием теплового потока и литостатического давления, сколько за счет обусловленного стрессом девиаторного напряжения при его увеличении вплоть до критического значения. В ходе тектонической проработки, ведущей к возрастанию структурно-текстурной анизотропии пород чупинской толщи, изменялись прочностные свойства гнейсов, повышалась вероятность активизации уже существующих разрывов их сплошности, что препятствовало достижению столь же высокого напряжения, как в начальный период преобразований.

Во многих схемах тектоноструктурного развития беломорского комплекса пород события раннего этапа его истории сводятся к образованию структур северо-западного и субширотного простирания, т. е. только двух групп дислокаций, традиционно различаемых по условной генерализованной ориентировке в географических координатах. Идентифицированные сдвиговые структурные парагенезисы гнейса-2

по азимуту простирания плоскости главного сдвигания могут быть разделены на четыре группы: северо-западные (СЗ 293°–337°), субмеридиональные (СЗ 338° – СВ 22°), северо-восточные (СВ 23°–67°) и субширотные (СЗ 270°–292°, СВ 68°–90°). Северо-западные дислокации (рис. 7, диаграммы 1, 2, 7, 9, 14, 31, 34, 35, 37, 40, 46) составляют 23,40% от общего числа, субмеридиональные (рис. 7, диаграммы 11, 20, 24, 27, 28, 36, 42, 43, 47) – 19,15%, северо-восточные (рис. 7, диаграммы 8, 10, 12, 15, 19, 25, 26, 38, 41) – 19,15%, субширотные (рис. 7, диаграммы 3, 4, 5, 6, 13, 16, 17, 18, 21, 22, 23, 29, 30, 32, 33, 39, 44, 45) – 38,30%. Относительное количество сдвиговых парагенезисов в этих группах скорее всего отражает частный случай, т. е. специфику небольшого по площади Слюдозерского участка, расположенного в зоне субширотных разломов, тем не менее факт и сама возможность выделения четырех систем дислокаций представляются важными для понимания и планирования дальнейшего изучения геологического развития беломорского комплекса пород в целом. В связи с проблемой происхождения кианитовых разновидностей пород чупинской свиты следует констатировать, что образование минерального парагенезиса гнейса-2 было сингенетичным формированию структурных элементов дислокаций не только северо-западного (чупинский период деформаций) и (или) субширотного (лоухский период деформаций) простирания, как это предполагалось ранее (Гродницкий и др., 1985), но также северо-восточного и субмеридионального.

Итак, отвечающее второму этапу эндогенеза наиболее яркое проявление высокобарических преобразований в ТР-условиях метаморфической фации кианит-биотит-ортоклазовых гнейсов стимулировалось и контролировалось многочисленными эпизодами сдвиговой деформации, каждому из которых отвечает свой парагенезис структурных элементов. Ранее на примере свекофеннского структурно-метаморфического комплекса была продемонстрирована возможность активизации и взаимодействия в единой флюидопроводящей системе разновозрастных различно ориентированных субплоскостных структурных элементов (Ручьев, 2009в). Феномен активизации несомненно имеет большое значение в процессах метаморфического петрогенеза, и, вероятно, он в полной мере сыграл свою роль при формировании гнейса-2.

Установлено, что применительно к отдельному эпизоду сдвиговой деформации процесс активизации выражается в избирательной регенерации в качестве элементов новообразующегося парагенезиса одного или двух плоскостных элементов ранее сформированной тектонической структуры. Согласно имеющимся данным, значительная часть статистических плоскостей, отвечающих максимумам, выделенным на πS-диаграмме (рис. 6, врезка), многократно функционировала в составе различных сдвиговых парагенезисов (рис. 7, диаграмма 76). Например, плоскость 270,1°∠42,3°ЮЗ, отвечающая одному из главных максимумов предпочтительной ориентировки, играла роль L-сколов в парагенезисах {RR′L} левостороннего сдвига при углах скалывания α_0 = 31° (рис. 7, диаграмма 6) и α_0 = 15° (рис. 7, диаграмма 29), служила плоскостью главного сдвигания в парагенезисе {RR′TL} правого сдвига при α_0 = 11° (рис. 7, диаграмма 32), а также являлась синтетическим сколом Риделя в правосдвиговых парагенезисах {RPTL} при α_0 = 15° (рис. 7, диаграмма 30) и {RR′L} при α_0 = 9° (рис. 7, диаграмма 38). Перечисленные парагенезисы относятся к группе субширотных дислокаций, за исключением последнего, принадлежащего группе структур с северо-восточным простиранием плоскости главного сдвигания. Этот парагенезис (рис. 7, диаграмма 38) демонстрирует возможность активизации структурного элемента, расположенного под большим углом к плоскости главного сдвигания. Плоскость 69,3°∠36,3°ЮВ, соответствующая другому главному максимуму предпочтительной ориентировки, является структурным элементом девяти сдвиговых парагенезисов (рис. 7, диаграммы 5, 6, 8, 17, 26, 43, 49, 59, 60). Судя по идентифицированным диаграммам, эта плоскость была активной при формировании парагенезисов в группах субширотных (рис. 7, диаграммы 5, 6, 17), северо-восточных (рис. 7, диаграммы 8, 26), субмеридиональных (рис. 7, диаграмма 43) дислокаций. Сравнение выделенных структурных парагенезисов (рис. 7) позволяет значительно увеличить количество аналогичных примеров. Все они еще раз подтверждают возможность взаимодействия разновозрастных (уже существующих и новообразующихся) структурных элементов, доказательство которого – принадлежность одних и тех же статистических плоскостей анизотропии гнейсов к нескольким парагенезисам структурных элементов.

Факт многократности активизации плоскостей структурно-текстурной анизотропии гнейса-2 позволяет объяснить наличие нескольких систем предпочтительной ориентировки кианитовых кристаллов, контролируемых одной и той же сдвиговой плоскостью. Он также позволяет высказать предположение о природе пространственной ассоциации кианита с кандитами и «иллитами». Активизация некоторых плоскостей сопровождалась, вероятно, не столь мощными энергетическими диссипативными процессами, которые были связаны с их новообразованием. Поэтому в условиях активизации мог меняться и характер формировавшихся минеральных фаз: вместо кианита возникали иные силикаты алюминия с менее энергоемкой кристаллической решеткой.

Структурные элементы, сформировавшиеся во время второго тектоно-метаморфического этапа, сыграли важную роль в дальнейшей геологической истории. Они неоднократно «подновлялись» в архее, а также были унаследованы в ходе развития протерозойских структур, вероятно, определив в главных чертах их местоположение. В процессах активизаций третьего и четвертого этапов эндогенеза минеральный парагенезис гнейса-2 претерпевал изменения.

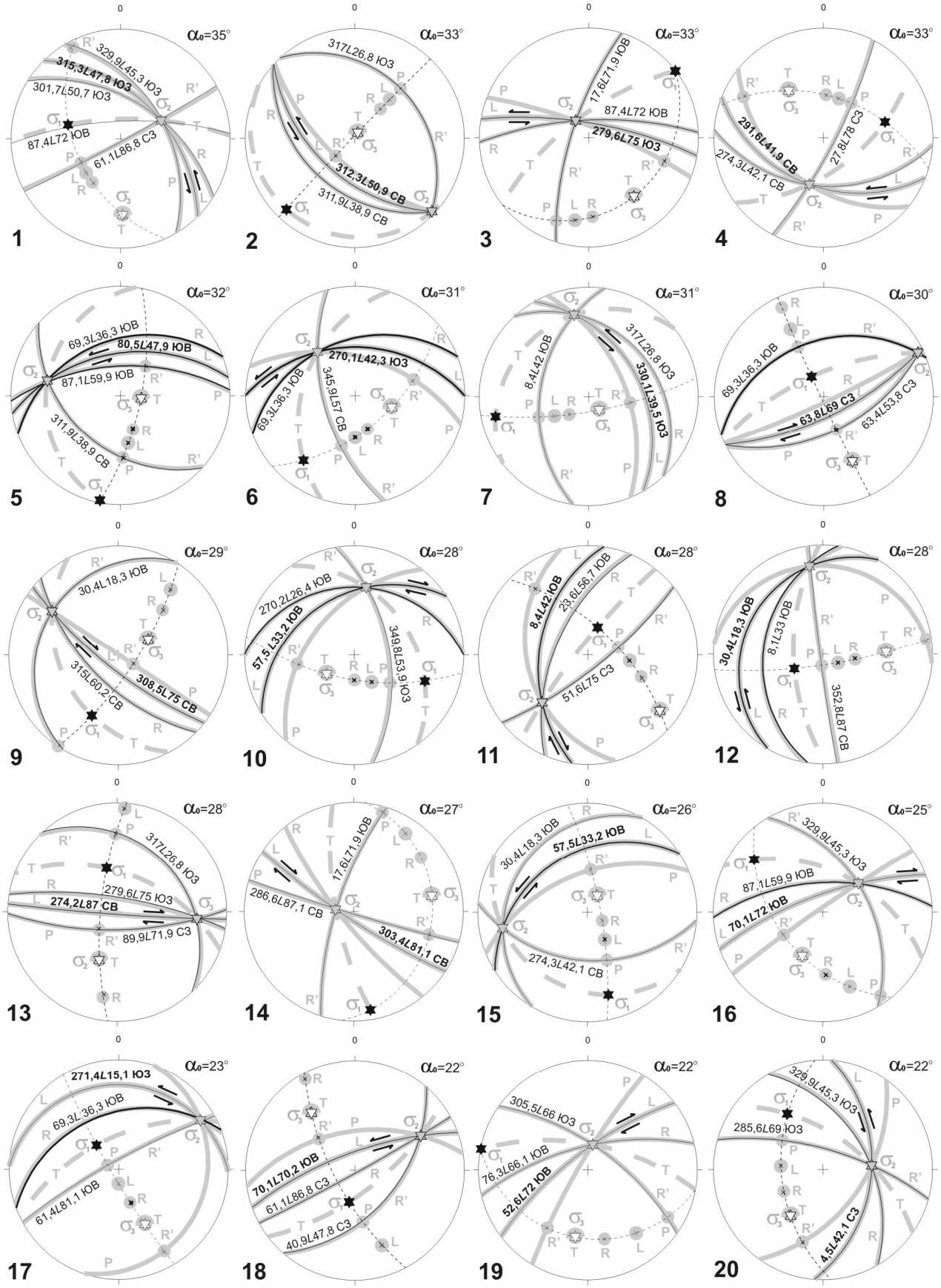
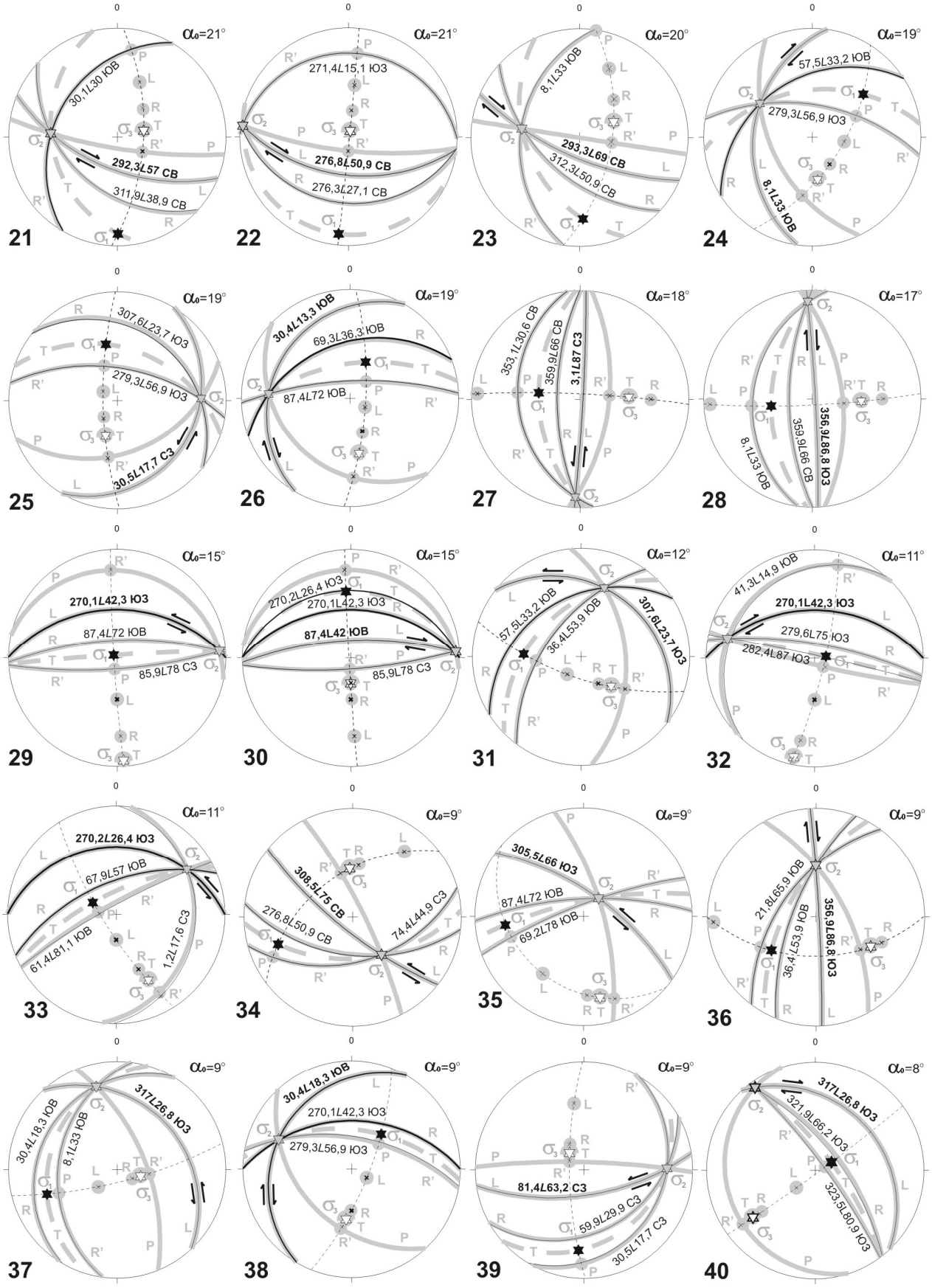
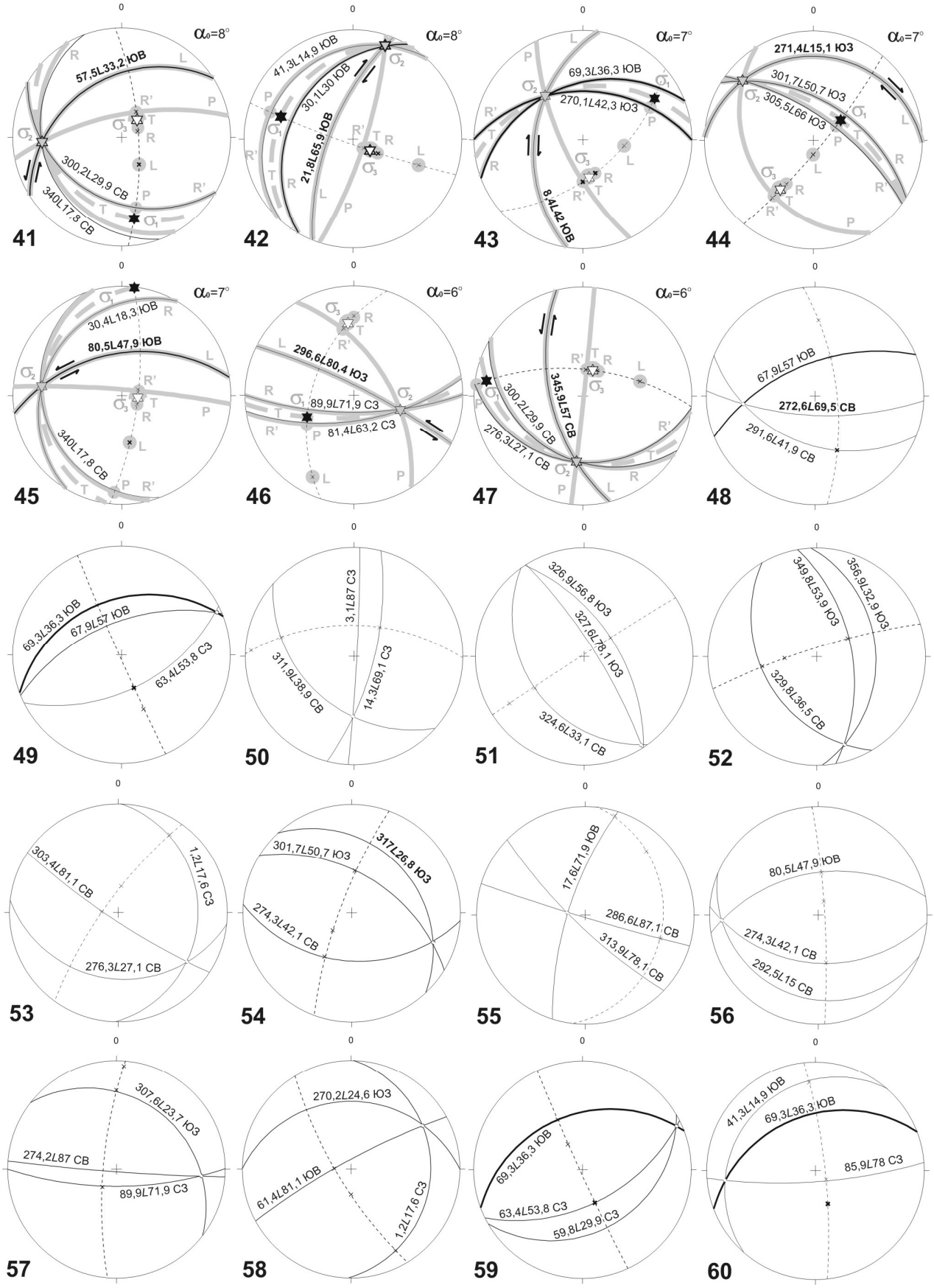

1
α₀=35°
329,9L45,3 ЮЗ
315,3L47,8 ЮЗ
301,7L50,7 ЮЗ
87,4L72 ЮВ
61,1L86,8 СЗ
2
α₀=33°
317L26,8 ЮЗ
312,3L50,9 СВ
311,9L38,9 СВ
3
α₀=33°
17,6L71,9 ЮВ
87,4L72 ЮВ
279,6L75 ЮЗ
4
α₀=33°
291,6L41,9 СВ
274,3L42,1 СВ
27,8L78 СЗ
5
α₀=32°
69,3L36,3 ЮВ
80,5L47,9 ЮВ
87,1L59,9 ЮВ
311,9L38,9 СВ
6
α₀=31°
270,1L42,3 ЮЗ
345,9L57 СВ
69,3L36,3 ЮВ
7
α₀=31°
8,4L42 ЮВ
317L26,8 ЮЗ
330,1L39,5 ЮЗ
8
α₀=30°
69,3L36,3 ЮВ
63,8L69 СЗ
63,4L53,8 СЗ
9
α₀=29°
30,4L18,3 ЮВ
315L60,2 СВ
308,5L75 СВ
10
α₀=28°
270,2L26,4 ЮВ
57,5L33,2 ЮВ
349,8L53,9 ЮЗ
11
α₀=28°
8,4L42 ЮВ
23,6L56,7 ЮВ
51,6L75 СЗ
12
α₀=28°
30,4L18,3 ЮВ
8,1L33 ЮВ
352,8L87 СВ
13
α₀=28°
317L26,8 ЮЗ
279,6L75 ЮЗ
274,2L87 СВ
89,9L71,9 СЗ
14
α₀=27°
17,6L71,9 ЮВ
286,6L87,1 СВ
303,4L81,1 СВ
15
α₀=26°
30,4L18,3 ЮВ
57,5L33,2 ЮВ
274,3L42,1 СВ
16
α₀=25°
329,9L45,3 ЮЗ
87,1L59,9 ЮВ
70,1L72 ЮВ
17
α₀=23°
271,4L15,1 ЮЗ
69,3L36,3 ЮВ
61,4L81,1 ЮВ
18
α₀=22°
70,1L70,2 ЮВ
61,1L86,8 СЗ
40,9L47,8 СЗ
19
α₀=22°
305,5L66 ЮЗ
76,3L66,1 ЮВ
52,6L72 ЮВ
20
α₀=22°
329,9L45,3 ЮЗ
285,6L69 ЮЗ
4,5L42,1 СЗ

Рис. 7


21
α₀=21°
30,1L30 ЮВ
292,3L57 СВ
311,9L38,9 СВ
22
α₀=21°
271,4L15,1 ЮЗ
276,8L50,9 СВ
276,3L27,1 СВ
23
α₀=20°
8,1L33 ЮВ
293,3L69 СВ
312,3L50,9 СВ
24
α₀=19°
57,5L33,2 ЮВ
279,3L56,9 ЮЗ
8,1L33 ЮВ
25
α₀=19°
307,6L23,7 ЮЗ
279,3L56,9 ЮЗ
30,5L17,7 СЗ
26
α₀=19°
30,4L13,3 ЮВ
69,3L36,3 ЮВ
87,4L72 ЮВ
27
α₀=18°
353,1L30,6 СВ
359,9L66 СВ
3,1L87 СЗ
28
α₀=17°
356,9L86,8 ЮЗ
359,9L66 СВ
8,1L33 ЮВ
29
α₀=15°
270,1L42,3 ЮЗ
87,4L72 ЮВ
85,9L78 СЗ
30
α₀=15°
270,2L26,4 ЮЗ
270,1L42,3 ЮЗ
87,4L42 ЮВ
85,9L78 СЗ
31
α₀=12°
57,5L33,2 ЮВ
36,4L53,9 ЮВ
307,6L23,7 ЮЗ
32
α₀=11°
41,3L14,9 ЮВ
270,1L42,3 ЮЗ
279,6L75 ЮЗ
282,4L87 ЮЗ
33
α₀=11°
270,2L26,4 ЮЗ
67,9L57 ЮВ
61,4L81,1 ЮВ
1,2L17,6 СЗ
34
α₀=9°
308,5L75 СВ
276,8L50,9 СВ
74,4L44,9 СЗ
35
α₀=9°
305,5L66 ЮЗ
87,4L72 ЮВ
69,2L78 ЮВ
36
α₀=9°
21,8L65,9 ЮВ
36,4L53,9 ЮВ
356,9L86,8 ЮЗ
37
α₀=9°
30,4L18,3 ЮВ
8,1L33 ЮВ
317L26,8 ЮЗ
38
α₀=9°
30,4L18,3 ЮВ
270,1L42,3 ЮЗ
279,3L56,9 ЮЗ
39
α₀=9°
81,4L63,2 СЗ
59,9L29,9 СЗ
30,5L17,7 СЗ
40
α₀=8°
317L26,8 ЮЗ
321,9L66,2 ЮЗ
323,5L80,9 ЮЗ


41
α₀=8°
57,5L33,2 ЮВ
300,2L29,9 СВ
340L17,8 СВ
42
α₀=8°
41,3L14,9 ЮВ
30,1L30 ЮВ
21,8L65,9 ЮВ
43
α₀=7°
69,3L36,3 ЮВ
270,1L42,3 ЮЗ
8,4L42 ЮВ
44
α₀=7°
271,4L15,1 ЮЗ
301,7L50,7 ЮЗ
305,5L66 ЮЗ
45
α₀=7°
30,4L18,3 ЮВ
80,5L47,9 ЮВ
340L17,8 СВ
46
α₀=6°
296,6L80,4 ЮЗ
89,9L71,9 СЗ
81,4L63,2 СЗ
47
α₀=6°
345,9L57 СВ
300,2L29,9 СВ
276,3L27,1 СВ
48
67,9L57 ЮВ
272,6L69,5 СВ
291,6L41,9 СВ
49
69,3L36,3 ЮВ
67,9L57 ЮВ
63,4L53,8 СЗ
50
3,1L87 СЗ
311,9L38,9 СВ
14,3L69,1 СЗ
51
326,9L56,8 ЮЗ
327,6L78,1 ЮЗ
324,6L33,1 СВ
52
349,8L53,9 ЮЗ
356,9L32,9 ЮЗ
329,8L36,5 СВ
53
303,4L81,1 СВ
1,2L17,6 СЗ
276,3L27,1 СВ
54
301,7L50,7 ЮЗ
317,6L26,8 ЮЗ
274,3L42,1 СВ
55
17,6L71,9 ЮВ
286,6L87,1 СВ
313,9L78,1 СВ
56
80,5L47,9 ЮВ
274,3L42,1 СВ
292,5L15 СВ
57
307,6L23,7 ЮЗ
274,2L87 СВ
89,9L71,9 СЗ
58
270,2L24,6 ЮЗ
61,4L81,1 ЮВ
1,2L17,6 СЗ
59
69,3L36,3 ЮВ
63,4L53,8 СЗ
59,8L29,9 СЗ
60
41,3L14,9 ЮВ
69,3L36,3 ЮВ
85,9L78 СЗ

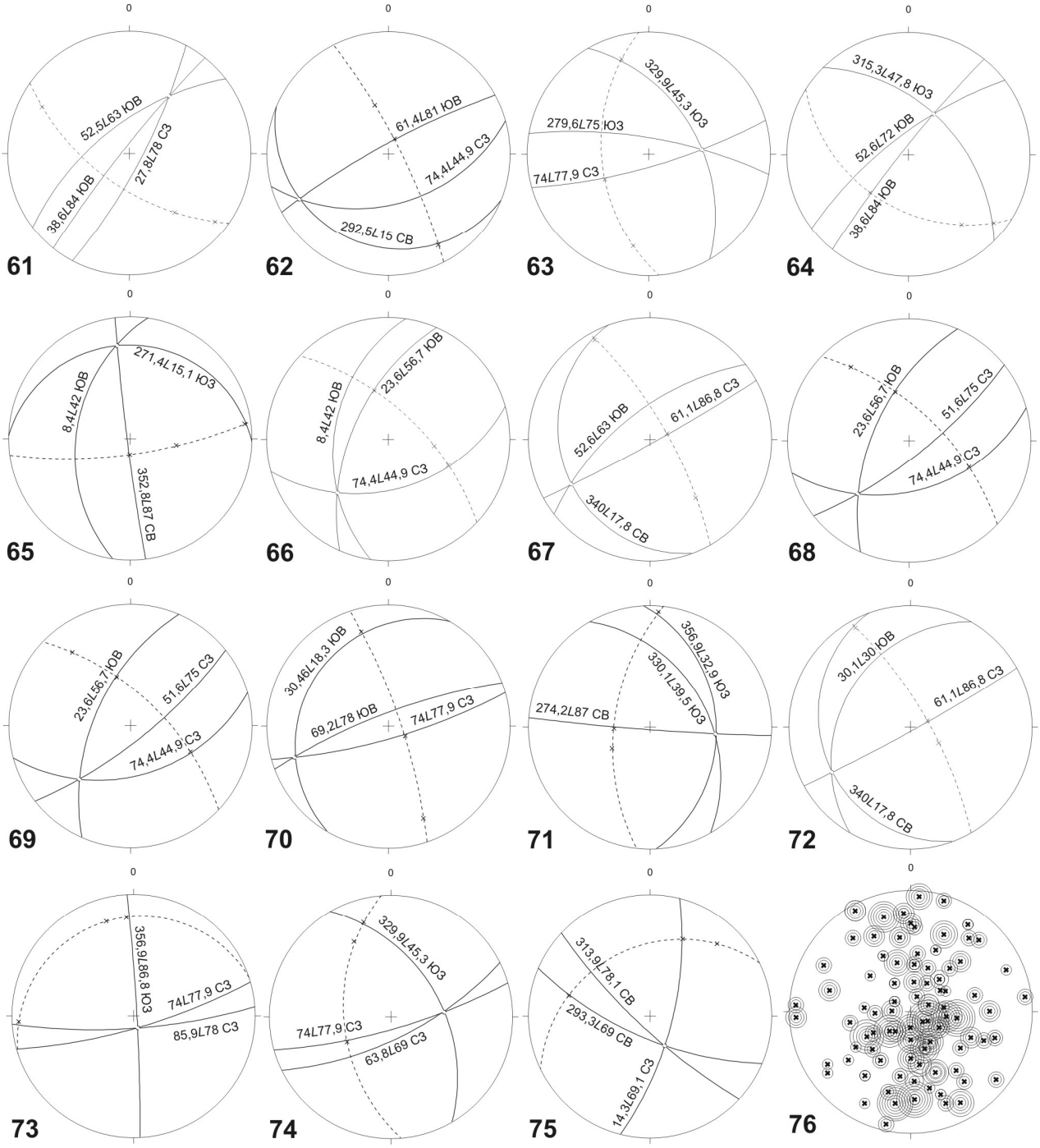


Рис. 7. Материалы анализа πS-диаграммы бластомилонитовой сланцеватости гнейса-2 и осевых плоскостей острозамковых складок подобного типа, в которые она деформирована (рис. 4, врезка):

диаграммы 1–75 – структурные парагенезисы; серым цветом показаны структурные элементы модельного идеализированного сдвигового структурного парагенезиса и их обозначения: *L*, *R*, *R'*, *P* – сколовые плоскости, *T* – плоскость трещин отрыва; σ_1, σ_2, σ_3 – оси главных нормальных напряжений сжатия ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$); α_0 – угол скалывания; диаграмма 76 – статистические максимумы (косые кресты), концентрическими кругами выделены максимумы активизированных структурных элементов (число активизаций на единицу меньше количества кругов); стереографическая равноугольная проекция, верхняя полусфера

Так при образовании Северослюдозерской субширотной зоны диафторитов, сложенной гнейсами и сланцами-4 с реликтами гнейса-3_2 (рис. 6), на третьем этапе сформировалась мощная зона рассланцевания, в границах которой гнейс-2 преобразовывался в гнейс-3_2, а кианит при этом перекристаллизовывался с укрупнением. Унаследованность структурой гнейса-3_2 (Ручьев, 2009, рис. 7) пространственного положения ряда элементов субплоскостной анизотропии гнейса-2 (рис. 7) подтверждается сходством ориентировки ряда статистических плоскостей в гнейсах-2 и -3 соответственно: 270,2°∠26,4°ЮЗ и 276,7°∠27°ЮЗ; 270,1°∠42,3°ЮЗ и

85,3°∠39°ЮВ; 87,1°∠59,9°ЮВ и 87°∠56,9°ЮВ; 279,3°∠56,9°ЮЗ и 281,9°∠59,9°ЮЗ; 272,6°∠69,5°СВ и 272,6°∠68,9°СВ и т. д. Особенности наследования гнейсом-4 структуры гнейса-3 на четвертом, свекофеннском, этапе формирования Северослюдозерской зоны рассмотрены ранее (Ручьев, 2009в). Здесь же несколькими примерами подтверждается близость пространственной ориентировки плоскостных элементов гнейса-2 (рис. 7) и гнейса-4 (Ручьев, 2009, рис. 8) соответственно: 270,1°∠42,3°ЮЗ и 89,8°∠42,1°ЮВ; 271,4°∠15,1°ЮЗ и 82°∠15°ЮВ; 272,6°∠69,5°СВ и 89,9°∠68,9°ЮВ; 270,2°∠26,4°ЮЗ и 277,1°∠24°ЮЗ; 69,2°∠78°ЮВ и 64,9°∠78°ЮВ и т. д. Необходимо подчеркнуть, что сдвиговые парагенезисы, формировавшиеся на разных тектоно-метаморфических этапах и включающие структурные элементы с почти идентичной пространственной ориентировкой, различаются набором других элементов, величиной угла скалывания, а также особенностями сингенетичного минерального выполнения.

Выводы

Высокобарический минеральный парагенезис кианитового гнейса-2, образовавшийся в аллохимических условиях при ТР-параметрах кианит-биотит-ортоклазовой метаморфической фации, контролируется субплоскостными структурными элементами многочисленных сдвиговых парагенезисов, формировавшихся в горных породах в результате разрядки девиаторных напряжений.

Гнейс-2 – продукт аллохимического стресс-метаморфизма – проявления физических и химических эффектов релаксации девиаторных напряжений в горных породах. Именно эти проявления инициировали и во многом определяли саму возможность петрогенеза: они сами по себе могли быть существенными факторами минералообразования, а также создавали условия для флюидного энерго- и массопереноса, сопровождавшегося метасоматическими процессами. Метасоматоз в таких обстоятельствах служил лишь одним из многих действенных механизмов метаморфизма горных пород.

Высокобарический аллохимический стресс-метаморфизм происходил «пульсационно» (импульсно, прерывисто) во времени и рассредоточенно-локализованно в пространстве, при этом «фоновые» ТР-параметры деформируемой среды не превышали величин, критических для минеральной ассоциации реликтового гранат-биотитового плагиогнейса-1, и лишь как максимум достигали низкотемпературной области метаморфической фации кианит-биотит-ортоклазовых гнейсов (большинство сохранившихся в гнейсе-2 реликтов гнейсов-1 отвечает ТР-параметрам мусковит-биотитовой фации).

Намечаются различия минерагенеза при стресс-метаморфизме в новообразующихся и активизированных субплоскостных структурных элементах пород.

Для более полного раскрытия связи деформационных и метаморфических процессов целесообразно дальнейшее детальное изучение гнейсов чупинской свиты именно в этом аспекте. Новую и важную во многих отношениях информацию может дать реконструкция последовательности деформационных эпизодов, основанная на данных структурно-парагенетического анализа разновозрастных дислокаций.

Новые сведения, приведенные в статье, еще раз подтверждают сделанный ранее вывод (Ручьев, 2009б): свойственная беломоридам на всех этапах их эндогенного преобразования реализация тектонической деформации в доминирующей форме сдвиговых дислокаций, а также характер обусловленных ею процессов петрогенеза позволяют говорить об аллохимическом стресс-метаморфизме как о наиболее существенной особенности развития беломорского комплекса пород.

ЛИТЕРАТУРА

Бибикова Е. В., Богданова С. В., Глебовицкий В. А. и др. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконовой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Т. 12, № 3. С. 227–224.

Володичев О. И. Особенности преобразования глиноземистых пород беломорской серии в период ультраметаморфизма (район центральной части Западного Беломорья) // Геология слюдяных месторождений Карелии и Кольского полуострова, методика их разведки и промышленное использование слюды. Петрозаводск, 1969. С. 49–57. (Тр. Ин-та геологии Карельск. фил. АН СССР. Вып. 4.)

Володичев О. И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов (на примере беломорского комплекса). Л., 1975. 170 с.

Гинтов О. Б., Исай В. М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев, 1988. 228 с.

Гродницкий Л. Л., Полин А. К. Пегматиты Северной Карелии и их ореолы (классификация, петрографические и геохимические особенности, условия формирования). Петрозаводск, 1975. 227 с. (Тр. Ин-та геологии Карельск. фил. АН СССР. Вып. 23.)

Гродницкий Л. Л., Ручьев А. М., Крохин А. И., Кузьмин С. А. Особенности метаморфизма глиноземистых гнейсов месторождения Слюдозеро (беломорский комплекс) // Минералогия и геохимия протерозойских образований Карелии. Петрозаводск, 1982. С. 5–29.

Гродницкий Л. Л., Ручьев А. М., Крохин А. И. Лоушское пегматитовое поле (структурное развитие, полиметаморфизм, гранито- и пегматитообразование). Петрозаводск, 1985. С. 176.

Зарубин В. В. Особенности вмещающей среды и закономерности размещения пегматитовых жил месторождения Тэдино (Северная Карелия) // Слюда и пьезооптическое сырье. Л., 1969. С. 58–70. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. Вып. 2, т. 147.)

Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. М., 1979. 263 с.

Левченков О. А., Володичев О. И., Зингер Т. Ф. и др. Возраст метаморфизма глиноземистых гнейсов района губы Поньгома (Беломорский подвижный пояс, Балтийский щит) // Докл. АН. 2001. Т. 377, № 2. С. 235–238.

Нагайцев Ю.В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л., 1974. 160 с.

Николаев А. А., Ручьев А. М., Левченков О. А. К геохронологии гнейсов чупинской свиты беломорского комплекса // Геология и магматизм докембрия Карелии: Операт.-информ. материалы за 1992 г. Петрозаводск, 1993. С. 55–60.

Ручьев А. М. Об условиях метаморфизма гнейсов чупинской свиты (беломорский комплекс) // Минералогия магматических и метаморфических пород докембрия Карелии. Петрозаводск, 1994. С. 135–151.

Ручьев А. М. О температурах образования реликтовых гранат-биотитовых плагиогнейсов чупинской свиты (беломорский комплекс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск, 1998. С. 82–88.

Ручьев А. М. О протолите северокарельских гнейсов чупинской свиты беломорского комплекса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск, 2000. С. 12–25.

Ручьев А. М. Подвижность редкоземельных элементов и возникновение европиевых аномалий при метаморфизме (на примере парагнейсов чупинской свиты, беломорский комплекс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. С. 99–106.

Ручьев А. М. Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск, 2002. С. 47–58.

Ручьев А. М. Структурный анализ сдвиговых дислокаций // Новые идеи в науках о Земле: VIII междунар. конф. Доклады. Т. 1. S-1. М., 2007. С. 298–301.

Ручьев А. М. Новый подход к структурно-парагенетическому анализу рудоконтролирующих зон рассланцевания (опыт исследования благороднометалльных объектов на территории Карелии) // Проблемы рудогенеза докембрийских щитов: Тр. Всерос. науч. конф., посвящ. 90-летнему юбилею чл.-корр. РАН Г. И. Горбунова (Апатиты, 17–18 нояб. 2008 г.). Апатиты, 2008. С. 137–141.

Ручьев А. М. Идентификация структурных элементов сдвиговых дислокаций и решение обратной тектонофизической задачи подбором адекватного модельного парагенезиса // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М. В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Материалы докл. Всерос. конф. В 2-х т. Т. 1. М., 2009а. С. 93–98.

Ручьев А. М. Аллохимический стресс-метаморфизм пород беломорского комплекса Балтийского щита // Там же. 2009б. С. 142–147.

Ручьев А. М. Структурные особенности сдвиговых дислокаций, контролирующих благороднометалльную минерализацию и пегматитогенез в гнейсах чупинской свиты (беломорский комплекс пород Балтийского щита) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск, 2009в. С. 65–87.

Ручьев А. М., Антонова Т. А., Кевлич В. И. и др. Углеродистое вещество гнейсов чупинской свиты беломорид // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии: Материалы юбилейной науч. сессии, посвящ. 45-летию Ин-та геологии Карельского НЦ РАН и 35-летию Карельского отделения РМО. Петрозаводск, 2007. С. 93–96.

Судовиков Н. Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья. Гранитизация пород Беломорья // Тр. Ленингр. геол. управ. Вып. 19а. Л.; М., 1939. 88 с.

Чиков Б. М. Об основах теоретической концепции стресс-метаморфизма (применительно к линеаментным зонам земной коры) // Структура линеаментных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск, 1990. С. 6–31.

Чиков Б. М. Сдвиговое стресс-структурообразование в литосфере: разновидности, механизмы, условия (обзор проблемы) // Геология и геофизика. 1992. № 9. С. 3–38.

Н. Е. Король

ПОРФИРОВИДНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ЧАРНОКИТОИДЫ И ИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ (оз. Нотозеро, Северная Карелия)

Общее представление

Изучая в Индии докембрийские интрузивные породы варьирующего химического состава, общим для которых являлось наличие железистого ромбического пироксена, Т. Холланд впервые ввел термин «чарнокит», по фамилии основателя г. Калькутты – Чарнока (Holland, 1900). Так был назван гиперстеновый гранит, являющийся составной частью комагматической серии пород от ультраосновных до кислых. Главными породообразующими минералами чарнокита, по Холланду, были: микроклин-пертит (54%), кварц (40%), гиперстен (3%), в небольших количествах могли присутствовать биотит, гранат, магнетит и апатит. В дальнейшем этот термин использовался в более широком аспекте для гиперстенсодержащих пород различного химического состава и генезиса (Коржинский, 1962; Маракушев, 1966; Климов, 1972; Washington, 1916; Cooray, 1969), однако чаще всего для кислых образований. По мнению автора статьи, наиболее полноценной и значимой для всех аспектов изучения Нур* гранитоидов является петроминералогическая классификация чарнокитоидов (Шемякин, Шуркин, 1971; Шемякин, 1976), в основу которой положен модальный минеральный состав пород, вне зависимости от суждения об их генезисе. Далее при описании гиперстенсодержащих магматических образований применяется сочетание классификаций – «Магматические горные породы…» (1983), В. М. Шемякин, К. А. Шуркин (1971), В. М. Шемякин (1976). Чарнокиты рассматриваются как Нур гранитоиды калиевого ряда, чарноэндербиты – как гиперстеновые гранодиориты. К эндербитам относятся гиперстенсодержащие кварцевые диориты – тоналиты – плагиограниты, с долей условности – Нур диориты. Образование всех этих пород, независимо от их генезиса (магматического, ультраметагенного, метасоматического), обычно связано с проявлением метаморфизма гранулитовой фации.

Порфировидные чарнокитоиды формируют интрузивные массивы и ряд мелких или дайкообразных тел в гранулит-эндербит-чарнокитовых (ГЭЧ) комплексах: [1] – оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро, [3] – п-ова Вичаны оз. Кереть, оз. Топозеро, [4] – п-ова Поньгомнаволок Белого моря, в Беломорском подвижном поясе (БПП) и на его границе с Карельской структурой (Володичев, 1990; Король, 1990, 2003). Образование данных пород всегда связано с первым гранулитовым этапом метаморфической эволюции ГЭЧ комплексов (Король, 2003). При этом наиболее полно геологическая последовательность развития гранулитовых образований представлена (Король, 2003) в районе оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро. Исследования показали, что самыми ранними в этом ГЭЧ комплексе являются супракрустальные гранулиты основного, среднего и кислого состава и связанные с ними магматические ультрабазиты – основные ультрабазиты – меланократовые габброиды. Далее следуют редкие проявления ранних эндербитовых мигматитовых жилок. Позже формируется магматическая дифференцированная серия пород: габброиды-габбродиориты – гиперстеновые диориты – кварцевые диориты – тоналиты ± плагиограниты и связанные с ними порфировидные чарнокитоиды. Завершают образование ГЭЧ комплекса [1] ультраметагенные и интрузивные эндербиты и чарнокиты (Пажминский массив) периода региональной мигматизации и гранитизации.

В настоящей статье рассматриваются геолого-петрологические и минералогические особенности интрузивных порфировидных чарнокитоидов губы

* Символы минералов по Kretz (1983) с добавлениями: Ab – альбит, Act – актинолит, Adr – андрадит, Amph – амфибол, An – анортит, Anz – андезин, Alm – альмандин, Ath – антофиллит, Aug – авгит, Bt – биотит, Cb – карбонат, Cpx – моноклинный пироксен, Cum – куммингтонит, Di – диопсид, Ed – эденит, En – энстатит, Fe-Act – ферроактинолит, Fe-Ath – ферроантофиллит, Fe-Ed – ферроэденит, Fe-Ged – феррожедрит, Fe-Hbl – железистая роговая обманка, Fe-Hyp – феррогиперстен, Fe-Prg – ферропаргасит, Fe-Ts – феррочермакит, Fs – ферросилит, Ged – жедрит, Grs – гроссуляр, Grt – гранат, Hbl – обыкновенная роговая обманка, Hd – геденбергит, Hs – гастингсит, Hyp – гиперстен, Kfs – калиевый полевой шпат, Mag – магнетит, Mc – микроклин, Mg-Hbl – магнезиальная роговая обманка, Mg-Hs – магнезиогастингсит, Mg-Sdg – магнезиосаданагаит, Olg – олигоклаз, Om – рудный минерал, Opx – ромбический пироксен, Or – ортоклаз, Pgt – пижонит, Pl – плагиоклаз, Prg – паргасит, Prp – пироп, Qtz – кварц, Sal – салит, Scp – скаполит, Sdg – саданагаит, Sps – спессартин, Thn-Mag – титаномагнетит, Tr – тремолит, Ts – чермакит, Uv – уваровит, Wo – волластонит.

Миронова оз. Нотозеро; приводятся данные: по составам минералов, геотермобарометрии пород. Изучены процессы типичных минеральных замещений, определяющие переход порфировидных чарнокитоидов оз. Нотозеро в их диафторированные разновидности, преимущественно в гранат-амфибол-биотитовые гнейсы, при наложенном метаморфизме высоких давлений кианитовой и кианит-мусковитовой фаций (Володичев, 1990) беломорского типа.

Геологические особенности порфировидных чарнокитоидов

Порфировидные чарнокитоиды, преимущественно чарноэндербиты, значительно меньше чарнокиты, в единичных случаях – ортоклазсодержащие эндербиты тоналитового состава (близкие к чарноэндербитам), слагают массив (800 × 600 м) на северном берегу губы Миронова (рис. 1) оз. Нотозеро. Все эти разновидности пород, возможно, представляют собой магматическую дифференциацию интрузивного тела. В интрузии чарнокитоидов губы Миронова оз. Нотозеро наблюдаются мелкие ксенолиты основных гранулитов с резкими четкими контактами и отдельный крупный ксенолит-останец (125 × 30 м) того же состава. В восточной краевой части массива чарнокитоиды обнаруживают интрузивные эруптивные контактовые соотношения с телом гиперстеновых диоритов–тоналитов. Ксенолиты последних наблюдаются в приконтактовой части массива чарноэндербитов. Приведенные факты могут свидетельствовать либо в пользу рассмотрения чарнокитоидов в качестве последней фазы внедрения пород единой магматической серии от гиперстеновых диоритов – тоналитов до чарноэндербитов, либо как самостоятельные чуть более поздние относительно предыдущих пород образования.

Чарноэндербиты – чарнокиты также проявляются и в виде мелких или дайкообразных тел в западной части губы Миронова оз. Нотозеро – восточнее острова Петро, в районе оз. Нерпозеро, в губе Ховре – юго-западнее пролива Тюлле (рис. 1). Жильные тела порфировидных чарнокитоидов губы Миронова интрудируют в гранулиты и ультрабазиты – основные ультрабазиты. Небольшие ксенолиты основных двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев практически всегда встречаются даже в этих незначительных по форме проявления порфировидных чарнокитоидах.

Чарноэндербиты губы Миронова ранее были отнесены О. И. Володичевым (1990) к габбро-эндербит-чарнокитовому комплексу или к единой магматической серии пород от габброидов к гиперстеновым (диоритам – тоналитам – плагиогранитам). Поводом для этого послужили наблюдения на одном из островов губы Мелкой оз. Нотозеро, где в самой непосредственной близости (разрыв составлял 0,5–1,0 м) находились выходы образований ряда габброиды – гиперстеновые кварцевые диориты и чарноэндербиты. Их сонахождение представилось данному автору не случайным, обусловленным, вероятно, единством происхождения. Анализ толеитового тренда изменения состава всех этих пород подтвердил их общность (Володичев, 1990).

При изучении порфировидных чарноэндербитов ГЭЧ комплекса оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро, в полевых условиях, не было обнаружено их соотношений с эндербитами известково-щелочной серии периода региональной мигматизации и гранитизации и чарнокитами Пажминского массива.

Как известно (Король, 1990, 2003, 2009), эндербиты этого типа инициируют гранулитовую амфиболизацию во всех более ранних образованиях в ГЭЧ комплексах Карелии. Порфировидные чарноэндербиты содержат в парагенезисах буровато-зеленый амфибол гранулитовой фации, а значит, подвержены данному процессу и, скорее всего, являются более ранними относительно эндербитов.

По современным представлениям О. И. Володичева (устное сообщение), порфировидные чарнокитоиды могут быть и более поздними образованиями относительно ареально распространенных эндербитов известково-щелочной серии. Последние, вероятно, являются полихронными образованиями, среди которых можно ожидать как находки более древних пород, так и генерации эндербитов моложе пород ферротолеитовой серии. Вопрос этот заслуживает дальнейшего специального изучения.

Порфировидные чарнокитоиды отличаются по химическому составу и внешнему облику от гиперстеновых гранитоидов Пажминского массива (Король, 1983). Последние образования всегда рассматривались как самые молодые интрузивные породы в эволюции ГЭЧ комплекса, которые сформировались на заключительных стадиях периода региональной мигматизации и гранитизации, чуть позже эндербитов (Король, 1983). Об этом свидетельствует и отсутствие гранулитового амфибола в гиперстеновых гранитах этого интрузивного тела.

Таким образом, достоверно устанавливается лишь более позднее формирование чарнокитоидов данной группы относительно супракрустальных гранулитовых образований, пород ряда ультрабазиты – основные ультрабазиты, а также и (или) как последней фазы внедрения магматической серии пород габброиды – гиперстеновые тоналиты. Несмотря на проблематичность этой темы, автор статьи склоняется к точке зрения о том, что порфировидные чарнокитоиды древнее эндербитов периода региональной мигматизации и гранитизации и чарнокитов Пажминского массива.

Петрографические особенности и химизм порфировидных чарнокитоидов

Порфировидные интрузивные чарнокитоиды ГЭЧ комплекса [1] представлены (табл. 1, 2) темновато-серыми чарноэндербитами – двупироксеновыми гранодиоритами, менее – чарнокитами – двупироксеновыми низкощелочными гранитами и гиперстеновыми гранитами. Очень редко среди этих пород фиксируются своеобразные чарноэндербиты с пониженным

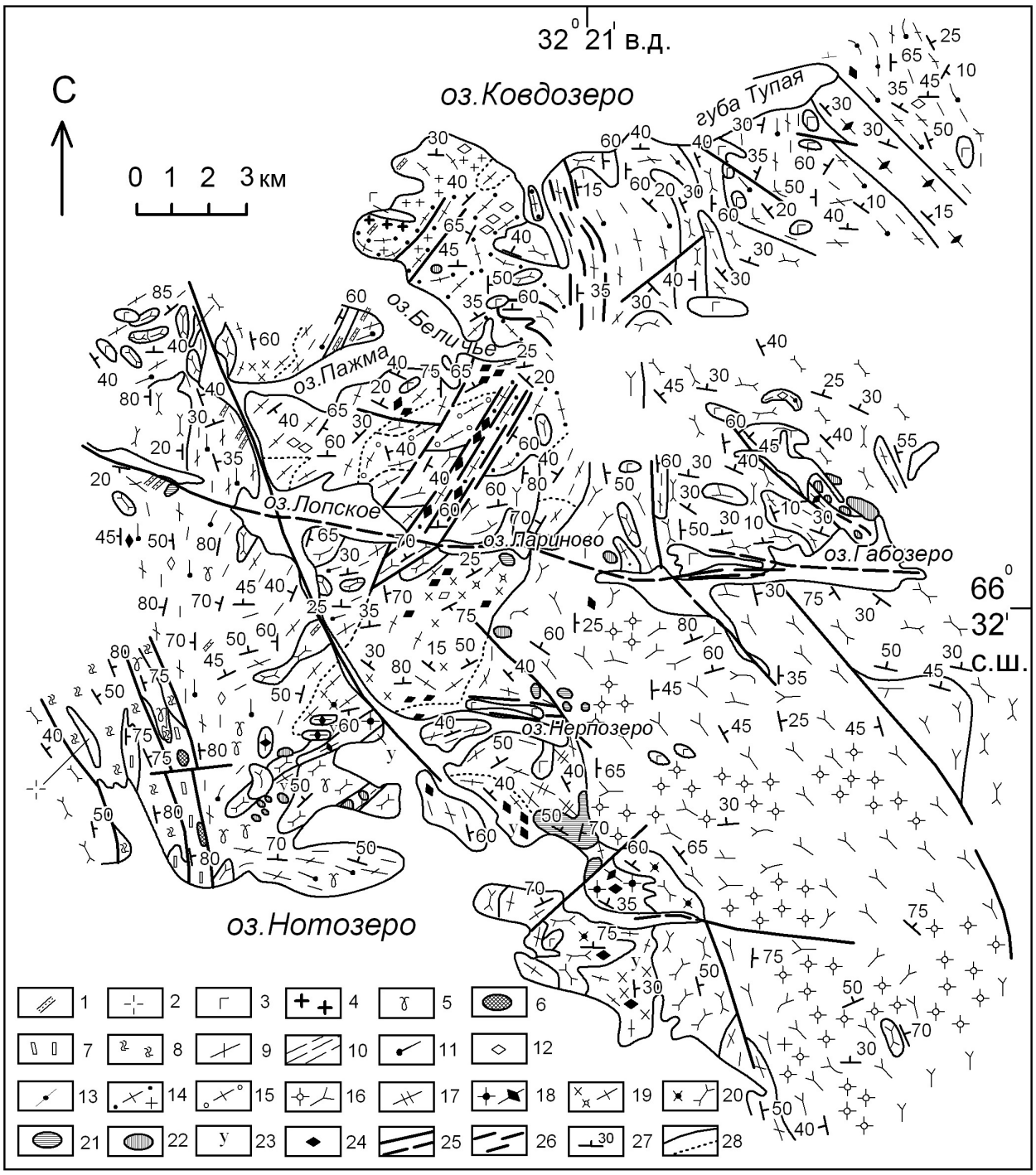


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро. Составили: О. И. Володичев, В. А. Коншин, Н. Е. Король (1985)

1 – щелочные порфириты; 2 – пегматоидные граниты с турмалином; 3 – ультрабазиты и базиты комплекса лерцолитов – габбро-норитов; 4 – гранофировые граниты; 5 – микроклин-плагиоклазовые граниты; 6 – метаперидотиты; 7–8 – супракрустальные породы Мошинской структуры: 7 – амфиболиты, амфиболовые сланцы, 8 – биотитовые, амфиболсодержащие и гранат-биотитовые (с кианитом и ставролитом) гнейсы; 9–13 – гнейсы, гранито-гнейсы, амфиболиты беломорского комплекса – диафторированные эндербиты периода региональной магматизации и гранитизации с ксенолитами субстрата: 9 – микроклиновые биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы, 10 – биотитовые гнейсы, 11 – амфиболовые гнейсы, 12 – амфиболиты, 13 – гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы; 14 – плагиомикроклиновые гнейсо-граниты и гнейсы; 15 – «очковые» катаклазиты; 16 – чарнокитоиды Пажминского массива, порфировидные гнейсо-граниты пажминского типа; 17 – аплитовидные гнейсо-граниты; 18 – порфировидные чарнокитоиды гранодиоритового состава, гнейсо-граниты и гнейсы по ним; 19 – эндербиты, чарнокитоиды, ультраметагенные, гнейсо-граниты по ним; 20 – гиперстеновые (диориты-плагиограниты), гнейсы по ним; 21 – габброиды, габбро-диориты, гиперстеновые диориты, амфиболиты по ним; 22 – габброиды – габбро-анортозиты; 23 – ультрабазиты – основные ультрабазиты: перидотиты, пироксениты, шпинелевые пироксениты, амфиболиты; 24 – двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы; 25 – зоны разломов; 26 – зоны милонитизации, интенсивного разгнейсования, рассланцевания; 27 – гнейсовидность; 28 – границы развития пород, резкие и постепенные

Таблица 1

Химические составы интрузивных порфировидных чарнокитоидов

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	ппп	Сумма	f	F	n
1	65,42	1,01	14,97	2,09	4,42	0,10	1,58	3,93	4,28	1,52	0,16	0,55	100,03	73,67	80,47	2
2	65,82	1,07	14,66	1,63	3,01	0,09	1,40	4,48	4,71	2,40	0,27	0,41	99,95	68,25	76,82	1
3	64,78	0,94	15,67	2,67	3,87	0,10	1,25	4,06	4,10	2,18	0,11	0,65	100,38	75,59	83,95	1
4	65,82	0,91	14,73	2,57	3,45	0,06	1,11	3,78	3,37	4,00	0,09	0,36	100,25	75,66	84,43	1
5	65,02	1,04	14,38	3,47	4,17	0,09	1,16	4,14	3,68	2,43	0,14	0,51	100,23	78,24	86,82	1
6	64,38	1,09	14,36	3,09	3,52	0,06	1,71	4,07	2,83	4,00	0,07	0,49	99,67	67,30	79,45	1
7	65,13	0,97	14,73	2,85	3,56	0,08	1,24	3,91	3,64	3,24	0,22	0,46	100,03	74,17	83,79	7
8	65,06	0,93	15,04	2,59	3,70	0,08	1,23	3,85	3,81	2,99	0,17	0,62	100,07	75,05	83,64	16
9	68,48	0,89	13,57	2,69	3,16	0,06	1,11	3,51	3,34	2,94	0,14	0,23	100,12	74,01	84,05	1
10	69,10	0,73	14,50	1,70	2,44	0,05	0,69	2,10	3,40	4,44	0,13	0,48	99,75	77,96	85,71	1
11	69,60	0,53	14,89	1,32	2,23	0,05	0,90	2,38	3,46	3,87	0,22	0,27	99,73	71,25	79,78	1
12	68,99	0,59	14,67	1,71	2,59	0,05	0,82	2,84	3,55	3,67	0,18	0,31	99,97	75,95	83,98	5
13	68,33	0,73	14,76	1,37	3,09	0,08	1,03	2,87	3,50	3,20	0,14	0,62	99,72	75,00	81,24	1
14	68,88	0,62	14,69	1,65	2,67	0,06	0,86	2,85	3,55	3,59	0,18	0,36	99,96	75,64	83,40	6

Примечание. 1, 7, 8, 12, 14 – средние химические анализы порфировидных чарнокитоидов оз. Нотозеро: 1 – чарноэндербиты с пониженным содержанием K_2O, или ортоклазсодержащие эндербиты тоналитового ряда, 7 – наиболее сохранившиеся чарноэндербиты, 8 – чарноэндербиты и их диафторированные разновидности (гранат-амфибол-биотитовые и микроклин-биотитовые гнейсы); 12 – чарнокиты, 13 – микроклин-биотитовый гнейсо-гранит по чарнокиту, обр. К-890-1, 14 – чарнокиты и их диафториты (микроклин-биотитовые гнейсо-граниты). 2–6, 9–11 – порфировидные чарнокитоиды, в которых исследовались минералы (химический и микрозондовый анализ): 2–6 – чарноэндербиты (двупироксеновые гранодиориты), обр. К-2222-9, К-2222-9-1, В-2131-9, В-2132-2, В-2136-9; 9–11 – чарнокиты (двупироксеновые низкощелочные граниты и гиперстеновые граниты), обр. В-2131-7 и К-890, К-890а.
При составлении таблицы и подсчете средних анализов пород автором использованы следующие материалы: Король, 1990; Володичев, 1990.
Принятые символы: n – количество используемых химических анализов; $F = (FeO + Fe_2O_3)/(FeO + Fe_2O_3 + MgO) \times 100\%$ – общая железистость пород; $f = FeO/(FeO + MgO)$ – коэффициент железистости пород, окислы в весовых процентах.

Таблица 2

Парагенезисы порфировидных чарнокитоидов

№ п/п	Парагенезисы	Породы
1	Fe-Hyp + Cpx + Pl + Or + Qtz	Чарноэндербиты с пониженным содержанием K_2O или ортоклазсодержащие эндербиты тоналитового состава
2	Hyp_{49-50} – $Fe\text{-}Hyp_{50-58}$ + Cpx_{31-48} ± $Amph_{44-57}^{1,59-1,97}$ ± $Bt_{51}^{4,36}$ + Pl_{24-31} + $Or_{0,78}$ + Qtz	Чарноэндербиты – двупироксеновые гранодиориты
3	Hyp_{46} – $Fe\text{-}Hyp_{51-61}$ ± Cpx ± $Amph_{57-58}^{1,76-1,85}$ ± $Bt_{48-55}^{4,43-6,30}$ + Pl_{24-30} + $Or_{0,92-0,87}$ + Qtz	Чарнокиты – двупироксеновые низкощелочные граниты и гиперстеновые граниты

Примечание. 1–3 – губа Миронова оз. Нотозеро. Для составления парагенезисов автором использованы данные химических и микрозондовых анализов, фактический шлифовой материал – собственный и О. И. Володичева; а также рукописные и печатные материалы: Король, 1990, 2003; Володичев, 1990. В статье цифры внизу символов железо-магнезиальных минералов обозначают общую железистость $F = (Fe^{2+} + Fe^{3+})/(Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg) \times 100\%$, у плагиоклазов – содержание анортита, у ортоклазов – X_K-Or; вверху: у биотитов и амфиболов – TiO_2 в весовых процентах, у гранатов – содержание пиропа.

содержанием K_2O или ортоклазсодержащие эндербиты тоналитового состава (табл. 1, 2). Все разновидности чарнокитоидов имеют порфировидные структуры, массивные или гнейсовидные текстуры. Порфировидные вкрапленники, представленные крупными (до 2,0–2,5 см) зернами высокого моноклинного ортоклаза, четко выделяются на фоне среднезернистой основной массы пород, имеющей аллотриоморфнозернистую структуру и состоящей из феррогиперстена (реже гиперстена), моноклинного пироксена, плагиоклаза, ортоклаза, кварца, (±) ярко-коричневого биотита. Кроме ортоклаза в чарнокитоидах встречаются и крупные зерна ромбического, реже моноклинного пироксена и биотита, аналогичные по составу одноименным минералам среднезернистой массы пород. Парагенезисы всех разновидностей порфировидных чарнокитоидов представлены в табл. 2. Ранние, типичные для этих образований, Opx + Cpx ± Bt + Pl + Or + Qtz парагенетические ассоциации (рис. 2) сохраняются редко. Обычно в них в различном количестве наблюдается буровато-зеленый амфибол (рис. 3–7). Данный минерал присутствует в породах в виде кайм (рис. 5, 7) по пироксенам и достигает с ними равновесия (рис. 3–5, 6, а). Фактически парагенетические ассоциации порфировидных чарнокитоидов чаще всего отражают новые Amph-содержащие минеральные парагенезисы, установившиеся в породах под влиянием процессов гранулитовой амфиболизации (Король, 2009). Реликтовые зерна пироксенов и (или) равновесных с ними гранулитовых амфиболов сохраняются (рис. 3, 4, 6–10) и среди развивающихся по ним куммингтонитов, антофиллитов–жедритов, голубовато-зеленых амфиболов, гранатов, коричневых биотитов амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, при наложенных поздних процессах диафтореза.

Средние химические анализы наиболее сохранившихся чарнокитоидов (№ 1, 7, 12) и в совокупности с их диафторированными разновидностями (№ 8, 14) представлены в табл. 1. Здесь же приведены чарноэндербиты (табл. 1, № 2–6) и чарнокиты (табл. 1, № 9–11), в которых были проанализированы (химические и микрозондовые методы) главные минералы пород. Общей закономерностью

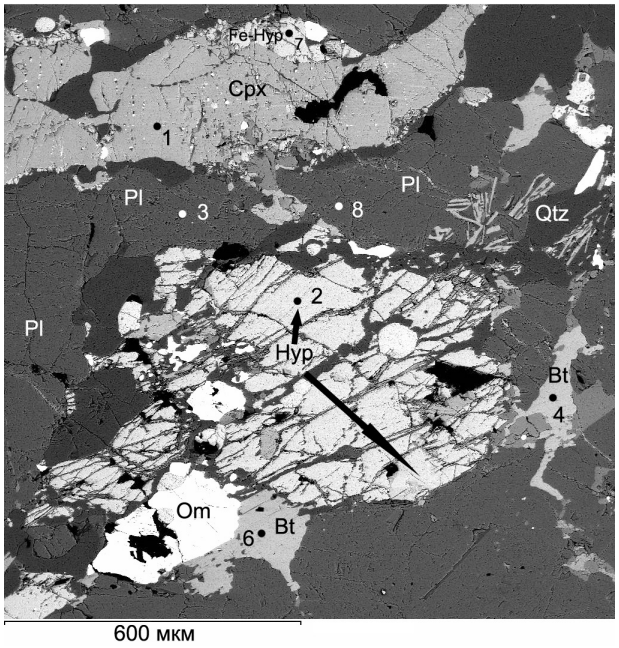


Рис. 2. Ромбический и моноклинный пироксены (точки 2 и 1) из ранних безамфиболовых парагенезисов в чарноэндербитах (двупироксеновых гранодиоритах). Развитие Opx (точка 7) по Cpx – начальная стадия поздней изофациальной перекристаллизации в гранулитовой фации. Здесь и далее, кроме рис. 9, фото в отраженных электронах

Шлиф В-2132-2. Район губы Миронова оз. Нотозеро

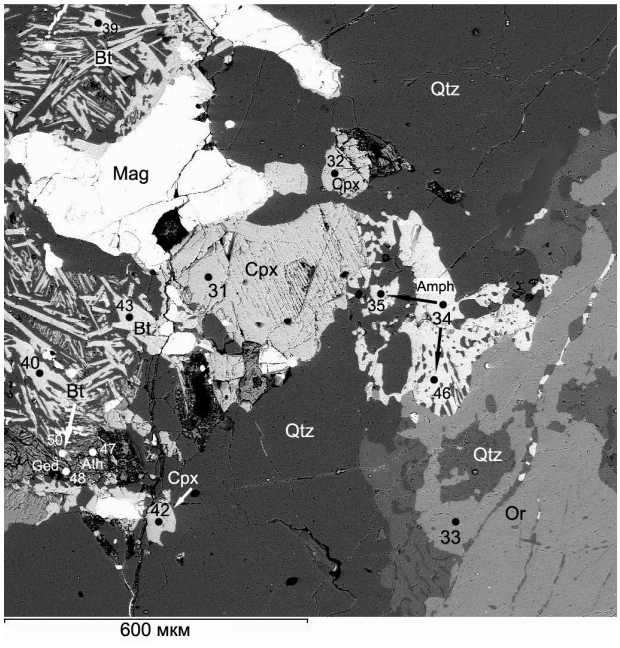


Рис. 3. Реликтовые зерна Cpx, гранулитового амфибола – Amph^{I} (т. 34), Or в амфиболизированном (Amph^{II}, Ath, Ged) и биотитизированном в амфиболитовой фации чарноэндербите. Диафторические преобразования Amph^{I} → Amph$^{I\rightarrow II}$ →Amph^{II} (точки 34 → 35 → 46) с формированием симплектитовых структур. Равновесные соотношения биотитов и ромбических амфиболов

Шлиф В-2136-9. Район губы Миронова оз. Нотозеро

химизма рассматриваемой группы пород является толеитовая специфика их составов и трендов для ортоклазсодержащих эндербитов и чарноэндербитов с переходом в известково-щелочную – только для чарнокитов (Король, 2003). Все разновидности порфировидных чарнокитоидов характеризуются достаточно высокой железистостью (F). По данным средних химических анализов значение этой величины в ортоклазсодержащих эндербитах составляет 80,47%, в чарноэндербитах – 83,79%, в чарнокитах – 83,98% (табл. 1, № 1, 7, 12). Пределы колебаний железистости (F) в чарноэндербитах губы Миронова оз. Нотозеро соответствуют 76,82–86,82%, а в чарнокитах – 79,78–85,71% (табл. 1, № 2–6 и 9–11). Содержание K_2O варьирует в этих разновидностях пород, соответственно, от 2,18 до 4,00% и от 2,94 до 4,44%. По данным средних химических анализов минимальными значениями этого окисла (1,52%) характеризуются ортоклазсодержащие эндербиты, максимальными (3,67%) – чарнокиты. Сумма щелочей (Na_2O+K_2O) от первой к третьей разновидности чарнокитоидов возрастает от 5,80 к 6,88 и до 7,22% (табл. 1, № 1, 7, 12). Повышенная железистость пород и, как будет описано далее, минералов и пониженное содержание Na_2O+K_2O отличают порфировидные чарнокитоиды в сравнении с гиперстеновыми гранитоидами Пажминского массива (Король, 1990, 2003), в которых данные величины составляют 72,38 и 7,90%.

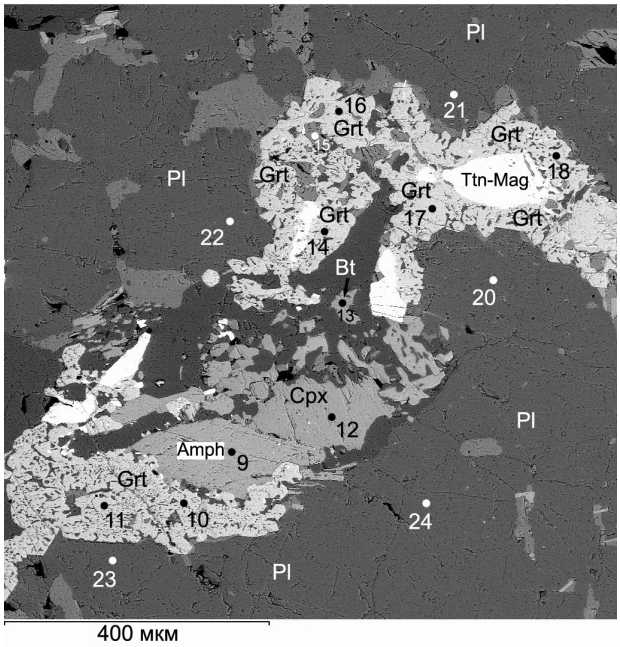


Рис. 4. Реликтовые зерна моноклинного пироксена и гранулитового амфибола, титаномагнетита в гранатизированном и биотитизированном при диафторезе чарноэндербите

Шлиф В-2132-2. Район губы Миронова оз. Нотозеро

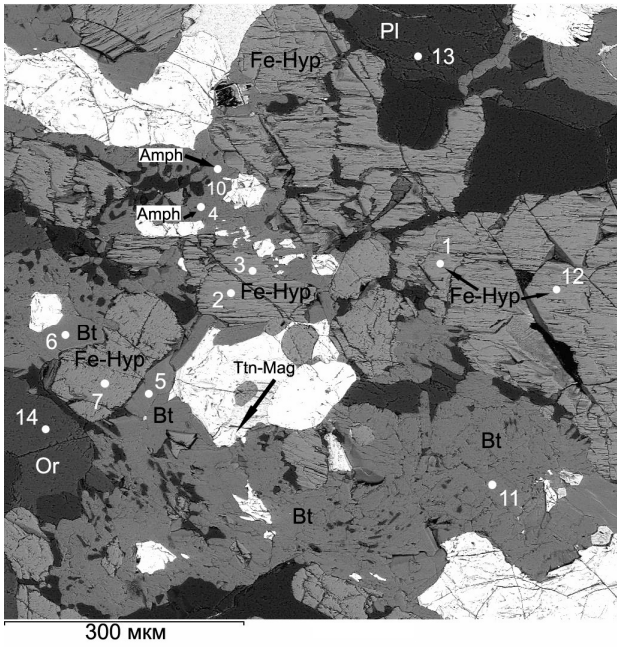
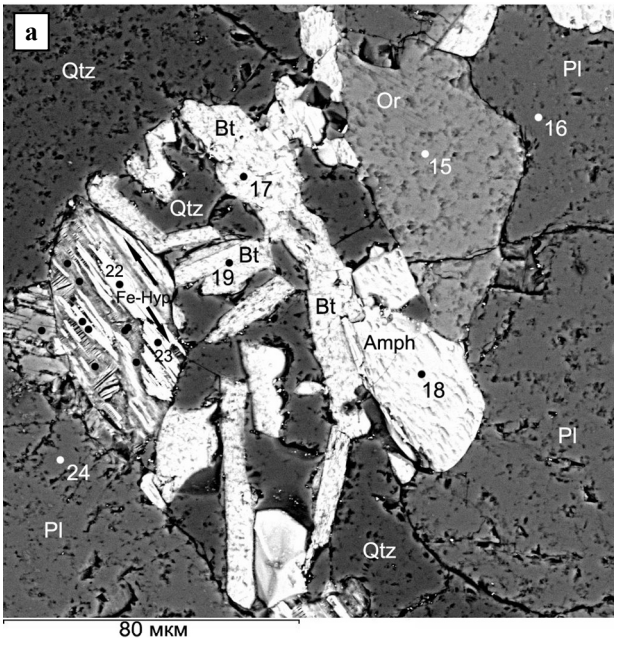


Рис. 5. Реликты каймы гранулитового амфибола по феррогиперстену и завершающая стадия (взаимопрорастания, сформировавшиеся зерна) становления равновесия: Fe-Hyp – Amph – Bt в чарноките

Шлиф В-2131-7. Район губы Миронова оз. Нотозеро



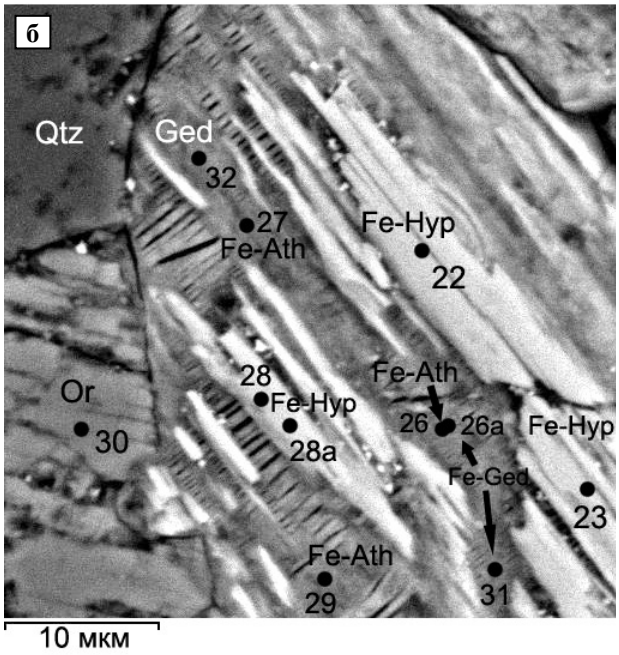


Рис. 6. Равновесная парагенетическая ассоциация: Fe-Hyp+Amph+Bt+Pl+Or+Qtz (а) в чарноките и диафторические минеральные замещения ортопироксена магнезиально-железистыми амфиболами (а, б)

Рис. 6, б – увеличенный участок рис. 6, а. Шлиф В-2131-7. Район губы Миронова оз. Нотозеро

Минералы гранулитовых парагенезисов порфировидных чарнокитоидов

Главными минералами гранулитовых парагенезисов порфировидных чарнокитоидов (табл. 2) являются: ромбический и моноклинный пироксены, биотит, плагиоклаз, ортоклаз, кварц и титанистый буровато-зеленый амфибол. Все они служат индикаторами процессов магматизма и метаморфизма на гранулитовом этапе метаморфической эволюции ГЭЧ комплекса [1] оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро. Изучение минералов проводилось на микроанализаторе INCA Energy-350 на базе сканирующего микроскопа VEGA II LSH. В меньшей мере, но были использованы и химические анализы.

Ромбические пироксены (табл. 3, 4, рис. 11) являются главными типоморфными минералами порфировидных чарнокитоидов. В гранулитовых парагенезисах Opx обычно равновесен с Cpx, Bt, Pl, Or, Qtz, ±Amph (табл. 2). Химические составы ромбических пироксенов из чарноэндербитов и чарнокитов представлены в таблицах 3, 4. Большинство Opx соответствует (Минералы, 1981а) феррогиперстенам, гораздо реже гиперстенам или таковым на границе Hyp – Fe-Hyp (табл. 3, 4). Согласно международной классификации I. M. A. (Morimoto, 1988), эти типы ромбических пироксенов относятся к ферросилитам и энстатитам (табл. 4, рис. 11). Зерна Opx чаще всего имеют неправильную форму и практически одинаковые размеры с равновесными моноклинными пироксенами. В отдельных случаях встречаются элементы взаимообрастания Opx и Cpx (рис. 2) как зарождающиеся признаки поздней изофациальной перекристаллизации в гранулитовой фации (Король, 2003). В шлифах ромбические пироксены обычно имеют бесцветную и розоватую окраску.

Пределы колебаний железистости (F) в феррогиперстенах из чарноэндербитов и чарнокитов составляют 50,3–57,6% и 50,5–60,5%, в гиперстенах – 48,7–50,0% и 46,2% (табл. 2–4). Как видно, максимальные и минимальные значения (F) приходятся на ромбические пироксены чарнокитов – двупироксеновых низкощелочных гранитов и гиперстеновых гранитов

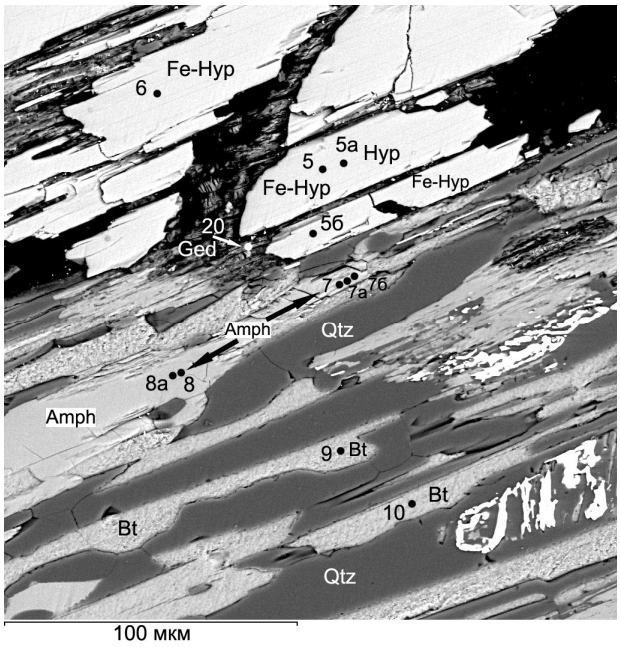


Рис. 7. Кайма гранулитового амфибола по ортопироксену (Opx → Amph^{I}) в чарноэндербите и последующие диафторические преобразования: Amph^{I} → Amph^{II} (точки 8а → 8), Amph$^{I→II}$ → Amph^{II} (точки 7 →7а, 7б), Amph^{I} → Bt^{II}, Hyp–Fe-Hyp → Ged (точки 5, 5а, 5б → 20)

Шлиф К-2222-9. Район губы Миронова оз. Нотозеро

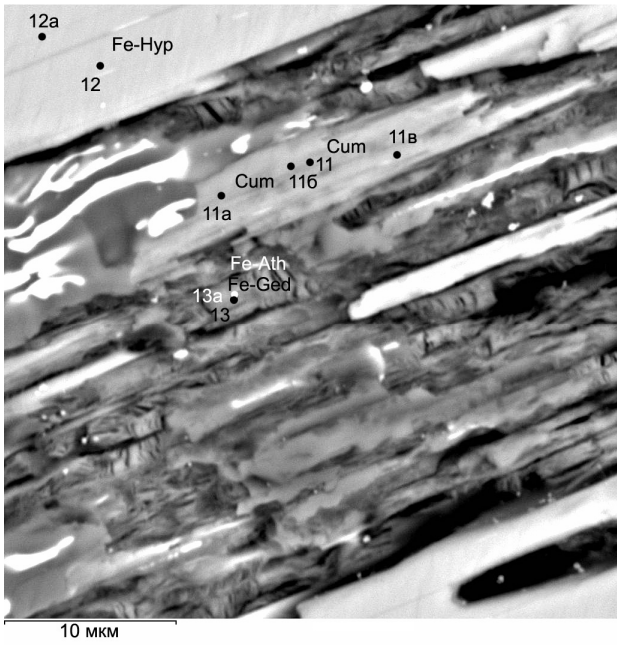


Рис. 8. Диафторические преобразования: Fe-Hyp → Cum → Fe-Ath − Fe-Ged и Fe-Hyp → Fe-Ath − Fe-Ged в чарноэндербите

Шлиф К-2222-9. Район губы Миронова оз. Нотозеро

(табл. 4, обр. В-2131-7 и К-890). В последнем образце гиперстен (F = 46,2%) зафиксирован в единственном случае среди феррогиперстенов (F = 50,5–55,5%).

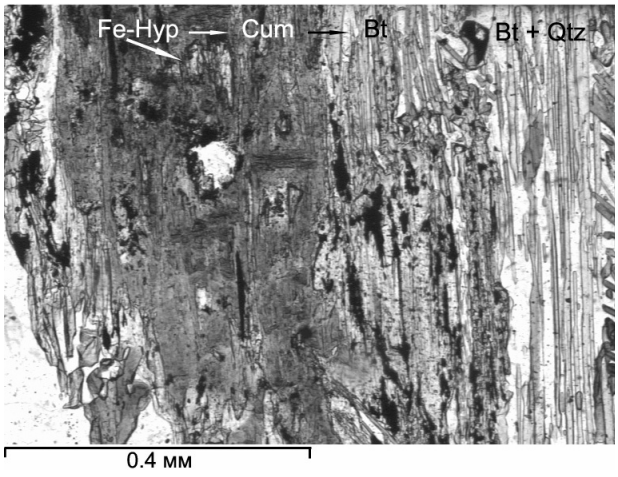


Рис. 9. Структуры замещения в порфировидных чарноэндербитах, идущие по схеме: Fe-Hyp → Cum → Bt, с формированием псевдоморфоз куммингтонита по феррогиперстену и развитием коричневого игольчатого Bt по Cum с выделением Qtz и образованием своеобразных симплектитовых структур, сложенных биотитом и кварцем

Шлиф К-2222-9, без анализатора. Район губы Миронова оз. Нотозеро

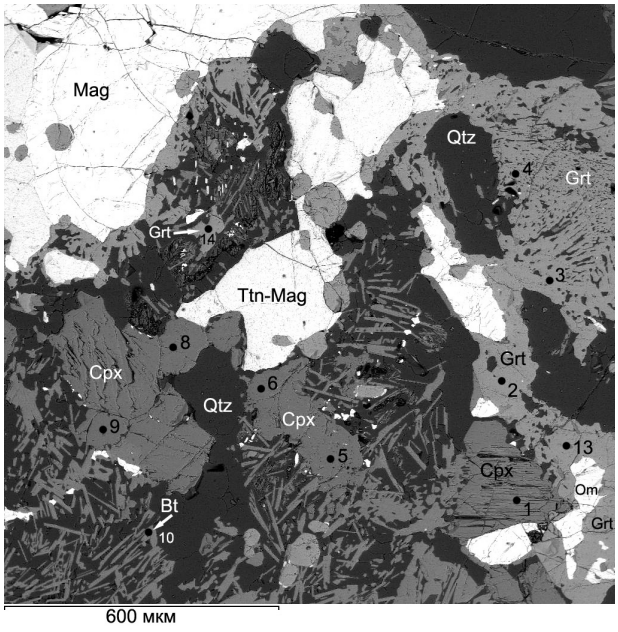


Рис. 10. Реликты моноклинного пироксена в гранатизированном и биотитизированном чарноэндербите. Структуры минеральных замещений: Cpx → Grt, Cpx → Bt, Cpx → Grt + Om, Mag → Grt

Шлиф В-2136-9, губа Миронова оз. Нотозеро

Содержания Al_2O_3, по данным микрозондовых анализов (табл. 4), в Fe-Hyp и Hyp из чарноэндербитов варьируют в пределах 0,51–0,71% и 0,46–0,82%. В Opx чарнокитов эти величины составляют 0,51–1,19% (Fe-Hyp), при отсутствии этого окисла в гиперстене. По данным химических анализов (табл. 3) феррогиперстены из чарнокитоидов гранодиоритового и гранитного составов содержат 1,05–1,47% и 1,47% Al_2O_3.

Таблица 3

Химические составы минералов порфировидных чарнокитоидов

Компоненты	К-2222-9				В-2131-9			В-2132	К-890	
	Fe-Hyp	Cpx	Amph	Bt	Fe-Hyp	Cpx	Amph	Fe-Hyp	Fe-Hyp	Bt
SiO_2	46,10	50,03	42,13	36,61	49,78	50,85	41,34	48,80	46,70	35,10
TiO_2	0,12	0,35	1,60	4,36	0,32	0,30	1,67	0,18	0,15	4,43
Al_2O_3	1,05	4,15	12,07	14,75	1,31	2,42	11,56	1,47	1,47	14,70
Fe_2O_3	4,27	4,03	5,65	4,38	1,28	2,50	4,99	0,87	3,09	3,10
FeO	29,45	9,24	13,80	16,56	29,74	10,49	14,95	31,97	30,14	17,61
MnO	1,15	0,34	0,02	0,11	0,61	0,17	0,16	0,61	0,70	0,06
MgO	15,05	10,22	8,06	11,00	15,10	11,30	9,27	13,66	15,00	10,90
CaO	1,12	19,16	11,68	0,23	0,35	20,45	10,93	0,98	1,40	–
Na_2O	0,08	0,94	1,41	0,05	0,05	0,76	1,45	–	0,04	0,06
K_2O	0,04	0,18	1,59	9,22	0,05	0,04	1,61	0,01	0,05	9,25
H_2O^-	0,40	0,23	0,05	0,77	0,24	0,14	0,14	0,26	0,20	0,63
ппп	1,47	1,50	2,20	2,92	0,89	0,83	2,06	1,42	1,35	3,66
Сумма	100,30	100,37	100,26	100,96	99,72	100,25	100,13	100,23	100,29	99,50
Si	1,86	1,91	6,34	2,73	1,96	1,94	6,26	1,95	1,88	2,69
Al^{IV}	0,05	0,09	1,66	1,27	0,04	0,07	1,74	0,05	0,07	1,31
Al^{VI}	–	0,10	0,48	0,03	0,02	0,04	0,33	0,02	–	0,02
Ti	–	0,01	0,18	0,25	0,01	0,01	0,19	0,01	0,01	0,26
Fe^{3+}	0,13	0,12	0,64	0,25	0,04	0,07	0,57	0,03	0,09	0,18
Fe^{2+}	1,00	0,30	1,74	1,03	0,98	0,33	1,89	1,07	1,01	1,13
Mn	0,04	0,01	–	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	–
Mg	0,91	0,58	1,81	1,22	0,89	0,64	2,09	0,81	0,90	1,25
Ca	0,05	0,78	1,88	0,02	0,02	0,83	1,77	0,04	0,06	–
Na	0,01	0,07	0,41	0,01	–	0,06	0,43	–	–	0,01
K	–	0,01	0,31	0,88	–	–	0,31	–	–	0,91
f, %	52,4	34,1	49,0	45,8	52,4	34,0	47,5	56,9	52,9	47,5
F, %	55,4	42,0	56,8	51,2	53,4	38,5	54,1	57,6	55,0	51,2

Примечание. В-2132 – чарноэндербит, остальные номера образцов чарнокитоидов соответствуют табл. 1; $f = Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg) \times 100$, % – коэффициент железистости минералов. Согласно международной классификации I. M. A. (Morimoto, 1988), феррогиперстены относятся к ферросилитам, моноклинные пироксены – к авгитам. По классификации Leake et al. (1997), амфиболы соответствуют Mg-Hs. Минералы пересчитаны по компьютерной программе TPF-2004 ИЭМ РАН – авторы: В. И. Фонарев, А. А. Графчиков, А. Н. Конилов. Химические анализы минералов выполнены в Аналитической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН.

Таблица 4

Микрозондовые анализы ромбических пироксенов порфировидных чарнокитоидов

Компоненты	К-2222-9								В-2132-2			В-2131-7	
	т. 1	т. 2	т. 5	т. 5а	т. 5б	т. 6	т. 12	т. 12а	т. 2	т. 7	т. 26	т. 1	т. 2
SiO_2	53,12	52,80	53,11	51,53	51,24	52,32	50,83	50,94	53,45	52,20	53,43	52,00	53,44
TiO_2	–	–	–	–	–	0,16	0,39	–	–	–	–	–	–
Al_2O_3	0,46	0,49	0,51	0,82	0,56	0,63	0,55	0,62	0,51	0,71	0,62	0,53	0,75
FeO	28,30	28,28	28,54	28,37	29,61	29,05	29,40	29,75	28,31	28,94	28,57	32,17	29,77
MnO	1,26	1,04	1,16	1,30	1,48	1,62	1,25	1,49	0,54	0,73	0,53	0,94	0,59
MgO	16,03	15,94	15,60	16,32	16,52	15,74	15,21	16,34	16,63	15,96	16,47	13,79	14,92
CaO	0,82	1,46	1,08	1,66	0,59	0,48	0,51	0,86	0,56	0,48	0,37	0,57	0,52
Na_2O	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,60	–	–	–
K_2O	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	99,99	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	98,14	100,00	100,00	99,62	99,99	100,00	99,99
Si	2,06	2,05	2,06	1,99	1,99	2,04	2,02	1,98	2,07	2,02	2,07	2,05	2,09
Al^{IV}	–	–	–	0,01	0,01	–	–	0,02	–	–	–	–	–
Al^{VI}	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03
Ti	–	–	–	–	–	–	0,01	–	–	–	–	–	–
Fe^{3+}	–	–	–	–	–	–	–	0,02	–	–	–	–	–
Fe^{2+}	0,92	0,92	0,93	0,92	0,96	0,94	0,98	0,95	0,91	0,94	0,92	1,06	0,97
Mn	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
Mg	0,93	0,92	0,90	0,94	0,95	0,91	0,90	0,94	0,96	0,92	0,95	0,81	0,87
Ca	0,03	0,06	0,04	0,07	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,05	–	–	–
K	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
f, %	49,73	50,00	50,82	49,46	50,26	50,81	52,13	50,27	48,66	50,54	49,20	56,68	52,72
F, %	49,73	50,00	50,82	49,46	50,26	50,81	52,13	50,79	48,66	50,54	49,20	56,68	52,72
Тип Opx	Hyp-Fe-Hyp	Hyp-Fe-Hyp	Fe-Hyp	Hyp	Fe-Hyp	Fe-Hyp	Fe-Hyp	Fe-Hyp	Hyp	Fe-Hyp	Hyp	Fe-Hyp	Fe-Hyp
I.M.A. классификация	Fs	Fs	Fs	Fs	Fs	Fs	Fs	Fs	En	Fs	En	Fs	Fs

Окончание табл. 4

Компо-ненты	B-2131-7							K-890				
	т. 3	т. 7	т. 12	т. 22	т. 23	т. 28	т. 28а	т. 1	т. 11	т. 13	т. 23	т. 24
SiO_2	49,65	50,72	53,06	52,74	53,16	52,76	52,03	54,32	52,93	52,69	52,33	52,88
TiO_2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,41	–	–
Al_2O_3	0,61	1,12	0,55	0,76	0,80	0,90	0,97	–	0,68	0,51	1,19	0,64
FeO	35,44	34,10	29,90	30,18	30,19	31,07	29,56	26,78	28,87	29,43	30,53	30,91
MnO	0,93	0,94	0,96	0,89	0,74	0,80	0,76	1,11	0,88	0,81	0,80	0,76
MgO	12,96	12,69	14,27	15,02	14,72	14,07	16,26	17,48	15,85	15,43	14,34	13,77
CaO	0,40	0,45	1,26	0,41	0,39	0,41	0,42	0,31	0,79	0,71	0,81	1,04
Na_2O	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
K_2O	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	99,99	100,02	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00
Si	1,98	2,01	2,08	2,06	2,08	2,07	2,02	2,09	2,05	2,05	2,05	2,08
Al^{IV}	0,02	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Al^{VI}	0,01	0,05	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	–	0,03	0,02	0,05	0,03
Ti	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,01	–	–
Fe^{3+}	0,02	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Fe^{2+}	1,16	1,13	0,98	0,98	0,99	1,02	0,96	0,86	0,94	0,96	1,00	1,01
Mn	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03
Mg	0,77	0,75	0,83	0,87	0,86	0,82	0,94	1,00	0,92	0,90	0,84	0,81
Ca	0,02	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,04
Na	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
K	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
f, %	60,10	60,11	54,14	52,97	53,51	55,43	50,53	46,24	50,54	51,61	54,35	55,49
F, %	60,52	60,11	54,14	52,97	53,51	55,43	50,53	46,24	50,54	51,61	54,35	55,49
Тип Opx	Fe-Hyp	Fe-Hyp	Fe-Hyp	Fe-Hyp	Fe-Hyp	Fe-Hyp	Fe-Hyp	Hyp	Fe-Hyp	Fe-Hyp	Fe-Hyp	Fe-Hyp
I.M.A. класси-фикация	Fs	Fs	Fs	Fs	Fs	Fs	Fs	En	Fs	Fs	Fs	Fs

Примечание. Номера образцов чарнокитоидов соответствуют табл. 1. Ниже номера образца приведены номера точек микрозондовых анализов. Пироксены в статье рассчитывались по (Cawthorn, Collerson, 1974) и с использованием компьютерной программы PX (Cebria, 1990). Наряду с используемыми ранее типами Opx и Cpx (Минералы, 1981, вып. 2) названия данных минералов в этой и в последующей таблицах приводятся по I. M. A. классификации (Morimoto, 1988). Микрозондовые анализы минералов, представленные в статье, выполнены в ИГ КарНЦ РАН, аналитики А. Н. Терновой и А. Н. Сафронов.

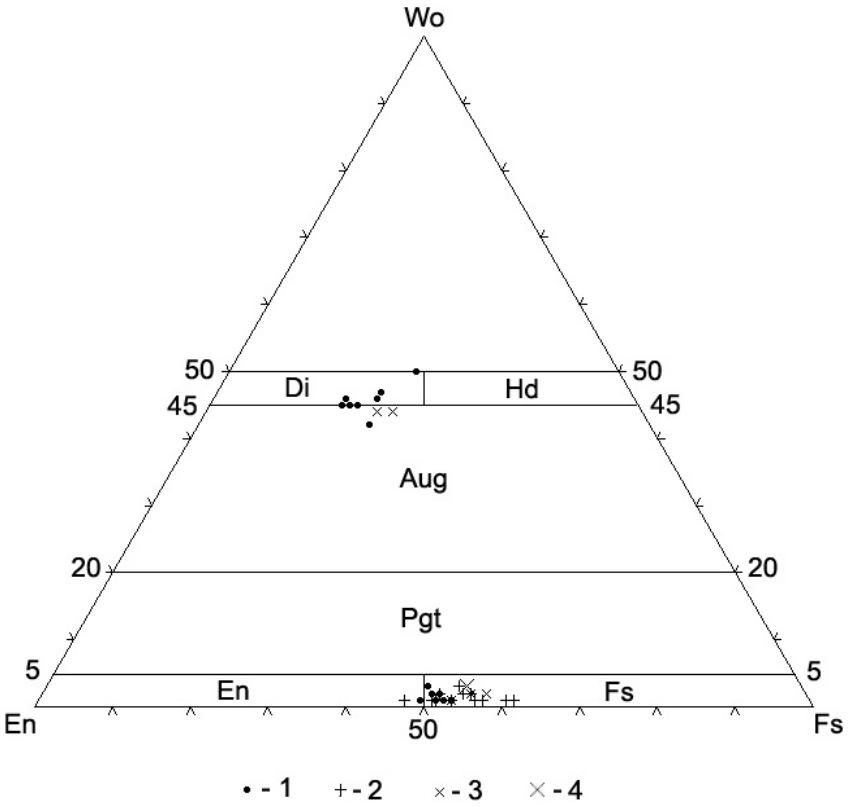


Рис. 11. Составы пироксенов интрузивных порфировидных чарнокитоидов на классификационной диаграмме I.M.A. (Morimoto, 1988):

1–4 – точки составов пироксенов чарноэндербитов (1, 3) и чарнокитов (2, 4) по данным микрозондовых (1, 2) и химических (3, 4) анализов. Район губы Миронова оз. Нотозеро. Составы ромбических и моноклинных пироксенов представлены в таблицах 3, 4 и 3, 5.

Пределы колебаний MnO в Fe-Hyp из чарноэндербитов и чарнокитов составляют 0,61–1,62% и 0,59–0,96% (табл. 3, 4), в Hyp – 0,53–1,30% и 1,11%. Максимальные значения этого окисла приходятся на феррогиперстены, а минимальные – на гиперстены из двупироксеновых гранодиоритов.

В ромбических пироксенах порфировидных чарнокитоидов содержания CaO варьируют от 0,31 до 1,66% (табл. 3, 4). Эти величины соответствуют гиперстенам из чарнокитов и чарноэндербитов. В последних наименьшее значение CaO в Hyp составляет 0,37%. Феррогиперстены чарноэндербитов содержат 0,35–1,12% данного окисла, а чарнокитов – 0,39–1,40%.

Fe-Hyp (рис. 2, т. 7), «обрастающий» моноклинный пироксен раннего безамфиболового парагенезиса и предположительно связанный с процессами поздней изофациальной перекристаллизации в двупироксеновых гранодиоритах, по сравнению с ранним гиперстеном (рис. 2, т. 2) отличается повышенной железистостью (F = 50,5% и 48,7%) при достаточно близких значениях других компонентов (табл. 4, обр. В-2132-2). По своим химическим параметрам «поздний» Fe-Hyp аналогичен таковым из парагенезисов чарноэндербитов (табл. 2).

Моноклинные пироксены, наряду с Opx, являются типичными минералами порфировидных чарнокитоидов. Парагенезисы чарноэндербитов и чарнокитов, содержащие Cpx, представлены в табл. 2. Химические составы моноклинных пироксенов изучены только в чарноэндербитах – двупироксеновых гранодиоритах (табл. 3, 5). По принятым ранее классификациям (Минералы, 1981, вып. 2), все исследованные Cpx соответствуют салитам. Согласно международной классификации I. M. A. (Morimoto, 1988), рассматриваемые минералы относятся к группе Ca-Mg-Fe пироксенов (Quad): диопсидов, Di–Aug, реже – авгитов (табл. 3, 5, рис. 11). В шлифах эти разновидности Cpx бесцветны.

Таблица 5

Микрозондовые анализы моноклинных пироксенов порфировидных чарнокитоидов

Компоненты	В-2132-2			В-2136-9						
	т. 1	т. 12	т. 25	т. 1	т. 5	т. 6	т. 8	т. 9	т. 31	т. 32
SiO_2	53,97	53,99	53,63	48,90	52,76	52,94	51,85	52,78	52,14	52,16
TiO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Al_2O_3	1,28	1,50	1,39	1,64	1,52	1,52	1,72	1,57	1,47	1,62
FeO	12,40	12,65	12,46	15,27	10,83	10,58	10,93	10,93	10,85	11,16
MnO	–	–	–	–	–	–	0,38	–	0,51	0,47
MgO	10,64	11,99	10,50	9,35	12,33	12,95	12,56	12,56	12,31	12,46
CaO	20,86	19,16	21,23	24,35	21,62	21,29	21,48	21,28	21,68	21,53
Na_2O	0,85	0,71	0,78	0,48	0,94	0,72	1,08	0,89	1,04	0,60
K_2O	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	100,00	100,00	99,99	99,99	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00
Si	2,04	2,04	2,03	1,87	1,97	1,98	1,94	1,97	1,95	1,96
Al^{IV}	–	–	–	0,07	0,03	0,02	0,06	0,03	0,05	0,04
Al^{VI}	0,06	0,07	0,06	–	0,04	0,05	0,02	0,04	0,01	0,03
Ti	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Fe^{3+}	–	–	–	0,22	0,05	0,03	0,13	0,05	0,11	0,06
Fe^{2+}	0,39	0,40	0,39	0,27	0,28	0,30	0,21	0,29	0,23	0,29
Mn	–	–	–	–	–	–	0,01	–	0,02	0,01
Mg	0,60	0,67	0,59	0,53	0,69	0,72	0,70	0,70	0,69	0,70
Ca	0,85	0,77	0,86	1,00	0,87	0,85	0,86	0,85	0,87	0,87
Na	0,06	0,05	0,06	0,04	0,07	0,05	0,08	0,06	0,08	0,04
K	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Jd	–	–	–	–	4,05	4,51	1,16	4,26	1,52	2,95
Ac	6,02	5,01	5,55	3,56	2,76	0,71	6,65	2,18	6,02	1,41
Ts_{tot}	2,76	3,22	3,01	12,85	2,64	2,18	6,40	2,66	4,96	4,22
Wol	43,35	39,97	43,61	43,48	41,98	41,51	39,75	41,28	40,95	41,17
En	28,96	32,55	28,73	26,65	34,35	36,04	34,93	34,98	34,30	34,83
Fs	18,92	19,25	19,10	13,46	14,21	15,06	11,11	14,64	12,26	15,42
f, %	39,39	37,38	39,80	33,75	28,87	29,41	23,08	29,29	25,00	29,29
F, %	39,39	37,38	39,80	48,04	32,35	31,43	32,69	32,69	33,01	33,33
Wol-En-Fs, %	46–33–21	42–36–22	47–32–21	50–26–24	46–37–17	45–38–17	45–37–18	45–37–18	45–36–19	45–36–19
Тип Cpx	Sal	Sal	Sal	Sal	Sal	Sal	Sal	Sal	Sal	Sal
I.M.A. классификация	Di	Aug	Di	Di	Di	Di–Aug	Di–Aug	Di–Aug	Di–Aug	Di–Aug

Примечание. Ts_{tot} – сумма Ca-Fe, Ca-Ti, Ca-Ts-молекул. Номера образцов чарнокитоидов соответствуют табл. 1, 4.

Диопсиды (табл. 5) из чарноэндербитов имеют железистость (F) 32,4–48,0%, содержание Al_2O_3 в них меняется от 1,28 до 1,64%, CaO – от 20,86 до 24,35%, Na_2O – от 0,48 до 0,94%. Минальный состав Di колеблется в пределах: 46–50% (Wol), 26–37% (En), 17–24% (Fs).

Диопсид-авгиты (табл. 5) характеризуются изменениями железистости от 31,4 до 33,3%, вариациями содержаний Al_2O_3 (1,47–1,72%), CaO (21,28–21,68%), Na_2O (0,60–1,08%). Для данных минералов характерно пограничное, между диопсидом и авгитом (Morimoto, 1988), содержаниие Wol минала (45%) при 36–38% En и 17–19% Fs.

Авгит, по данным микрозондовых исследований, зафиксирован в единственном случае (табл. 5, обр. В-2132-2, т. 12) и характеризуется железистостью 37,4% и содержаниями Al_2O_3 – 1,50%, CaO – 19,16%, Na_2O – 0,71%. Минальный состав минера-

ла представлен 42% Wol, 36% En, 22% Fs. К этой же разновидности моноклинных пироксенов (Morimoto, 1988) по результатам пересчета химических анализов относятся Cpx из чарноэндербитов (табл. 3, обр. В-2131-9, К-2222-9; рис. 11). Эти авгиты по сравнению с предыдущим имеют более высокие значения: железистости (38,5–42,0%) и Al_2O_3 (2,42–4,15%), а также содержат 19,16–20,45% CaO и 0,76–0,94% Na_2O. Минал Wol приближается к границе с авгитом и составляет 44% при 32–34% En и 22–24% Fs.

Таким образом, следует отметить, что по данным микрозондовых анализов в ряду Di – Di–Aug – Aug при уменьшении волластанитового компонента и CaO содержания En и Fs и F перекрываются по значениям. При этом максимальное значение железистости (F = 48,0%) принадлежит диопсиду, а минимальное (F = 31,4%) – диопсид-авгиту (табл. 5, обр. В-2136-9, т.1 и т. 6). Диопсид из раннего Hyp + Cpx + Bt + Pl + Or + Qtz парагенезиса (табл. 5, обр. В-2132-2, т. 1; рис. 2) по основным характеристикам входит в единую группу с таковыми, равновесными с амфиболом в чарноэндербитах.

Амфиболы (табл. 2, 3, 6) присутствуют в парагенезисах порфировидных чарнокитоидов оз. Нотозеро. Данные минералы являются сложными системами и могут легко менять свой состав, реагируя на любые изменения условий метаморфизма. Эти обстоятельства, с одной стороны, затрудняют изучение, а с другой – позволяют выявить фациальную принадлежность различных их разновидностей. В чарнокитоидах фиксируются амфиболы гранулитовой, а в гранат-амфибол-биотитовых гнейсах по данным породам – амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой (табл. 7, 8) фаций. В основу разделения Amph положена совокупность петрографических наблюдений (окраска зерен, соотношения с ромбическим и моноклинным пироксенами, с наложенными диафторическими минералами и пр.) и изучение их химизма. При этом возможны ошибки, связанные с присутствием в породах переходных разновидностей этих минералов (гранулитовая – амфиболитовая фации), не всегда четко проявляющихся как в петрографии, так и в химическом составе. В работе используется классификация и номенклатура амфиболов (табл. 6, рис. 12) по B. E. Leake и др. (1997).

В порфировидных чарнокитоидах амфиболы обычно парагенетичны с ромбическим и моноклинным пироксенами, плагиоклазами, ортоклазами, кварцем (табл. 2). В шлифах окраска Amph – буровато-зеленая. Составы амфиболов из двупироксеновых гранодиоритов, изученные химическим способом, представлены в табл. 3. В чарноэндербитах и чарнокитах микрозондовым методом исследованы зерна амфиболов (табл. 6) из Opx + Cpx + Amph + Bt + Pl + Or + Qtz парагенетических ассоциаций (табл. 2). В отдельном случае (рис. 7, обр. К-2222-9, т. 8а) изучен Amph из каймы по феррогиперстену. При этом исследовались амфиболы из неизмененных и в различной степени затронутых наложенными диафторическими процессами пород (рис. 3–7).

Согласно классификации B. E. Leake и др. (1997), все минералы рассматриваемой группы относятся к кальциевым амфиболам (табл. 3, 6, рис. 12). Гранулитовый Amph из каймы по Fe-Hyp в двупироксеновых гранодиоритах представлен Prg–Fe-Prg (рис. 7, 12, а, обр. К-2222-9, т. 8а). Амфиболы, образующие зерна в чарноэндербитах и чарнокитах (табл. 6, рис. 12, а, обр. В-2136-9, т. 34 и обр. В-2131-7, точки 4, 18), относятся к ферропаргаситам (Fe-Prg). Кроме того, для двупироксеновых гранодиоритов также характерны (табл. 6) эденити – Ed (рис. 12, а, обр. В-2132-2, т. 34; обр. К-2222-9, т. 14) и магнезиальные роговые обманки – Mg-Hbl (рис. 12, б, обр. В-2132-2, точки 9, 30); наблюдаются и магнезиогастингситы – Mg-Hs (табл. 3, рис. 12, а, обр. К-2222-9, В-2131-9). В чарнокитах могут присутствовать (табл. 6, рис. 12, б, обр. В-2131-7, т. 10) амфиболы пограничного состава – (Fe-Hbl – Fe-Ts).

Гранулитовые амфиболы, образующие зерна, равновесные с пироксенами в порфировидных чарнокитоидах, характеризуются колебаниями железистости от 43,7 до 57,8% (табл. 3, 6, рис. 13). Максимальные значения F приходятся на ферропаргаситы чарноэндербитов (57,1%) и чарнокитов (57,2–57,8%). Наименее железисты (43,7–47,3%) магнезиальные роговые обманки чарноэндербитов. В Ed из тех же пород значения F колеблются от 47,7 до 49,7% (табл. 6), а в Mg-Hs – от 54,1 до 56,8% (табл. 3).

Содержание TiO_2 в гранулитовых амфиболах (зерна) чарнокитоидов (микрозондовый анализ) изменяется в пределах 1,68–1,97% (табл. 6, рис.13), что совпадает с минимальным и максимальным количеством этого окисла в Amph чарноэндербитов. Причем, по данным химических анализов (табл. 3) минералов этих пород, значения TiO_2 понижаются до 1,60–1,67%. В чарнокитах амфиболы содержат от 1,76 до 1,85% оксида титана (табл. 6). Максимальные значения TiO_2 (1,97 и 1,85%) приходятся на ферропаргаситы чарноэндербитов и чарнокитов (табл. 6). Наименее титанисты Mg-Hs из двупироксеновых гранодиоритов (табл. 3).

Паргасит–ферропаргасит, слагающий кайму по феррогиперстену в чарноэндербите, имеет железистость 52,4% и содержит 1,59% TiO_2 (табл. 6, рис. 7, 13, обр. К-2222-9, т. 8а). Данный минерал сохраняется в виде реликта среди наложенных Amph пониженной степени метаморфизма. Значения $TiO_2 \leq 1{,}45\%$ в амфиболах гранулитовых образований ГЭЧ комплексов обычно связываются (Король, 2003) с влиянием диафтореза и наличием промежуточных разновидностей Amph при переходе от гранулитовой к амфиболитовой фации метаморфизма. Эти преобразования наблюдаются и в чарнокитоидах и будут описаны ниже.

Значения Al^{VI} в зернах амфиболов чарноэндербитов (микрозондовый анализ) колеблются в пределах 0,43–0,51 форм. ед., в чарнокитах эти величины соответствуют: 0,56–0,69 форм. ед. (табл. 6).

Таблица 6

Микрозондовые анализы амфиболов порфировидных чарнокитоидов и их диафторированных разновидностей

Компоненты	К-2222-9										В-2132-2			В-2136-9		
	т. 7	т. 7а	т. 7б	т. 8	т. 8а	т. 13	т. 13а	т. 14	т. 15	т. 20	т. 9	т. 30	т. 34	т. 34	т. 35	т. 46
SiO_2	43,98	44,91	44,48	45,27	43,70	47,63	48,47	45,58	44,83	48,14	45,83	46,16	45,61	40,90	43,14	41,78
TiO_2	1,45	1,39	1,04	1,33	1,59	–	0,71	1,75	1,41	–	1,83	1,68	1,79	1,97	1,41	1,36
Al_2O_3	10,24	10,84	11,39	11,18	11,58	9,46	9,35	10,65	11,59	10,07	11,11	11,30	10,69	13,56	12,24	13,30
FeO	19,71	17,96	17,67	17,91	18,78	27,84	26,97	17,30	18,25	24,48	16,57	15,56	17,07	19,88	18,60	19,72
MnO	0,44	–	–	0,18	–	0,23	–	0,36	–	–	–	–	–	–	–	–
MgO	8,57	10,25	10,70	10,01	9,57	12,03	12,02	9,85	9,26	14,75	10,32	11,26	10,47	8,36	9,20	8,48
CaO	12,74	11,79	11,51	11,39	11,73	1,58	1,40	11,54	11,45	1,74	11,15	10,53	11,03	11,75	11,79	11,43
Na_2O	1,27	1,30	1,61	1,27	1,43	0,25	–	1,51	1,63	–	1,60	1,92	1,54	1,70	1,65	1,86
K_2O	1,59	1,56	1,59	1,46	1,60	0,99	1,10	1,46	1,59	0,82	1,59	1,59	1,79	1,88	1,97	2,08
Сумма	99,99	100,00	99,99	100,00	99,98	100,01	100,02	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	100,01
Si	6,59	6,58	6,50	6,59	6,44	6,97	7,05	6,64	6,55	6,93	6,62	6,60	6,61	6,11	6,38	6,22
Al^{IV}	1,41	1,42	1,50	1,41	1,56	1,03	0,95	1,36	1,45	1,07	1,38	1,40	1,39	1,89	1,62	1,78
Al^{VI}	0,40	0,45	0,46	0,51	0,46	0,60	0,65	0,47	0,55	0,64	0,51	0,50	0,43	0,50	0,52	0,55
Ti	0,16	0,15	0,11	0,15	0,18	–	0,08	0,19	0,15	–	0,20	0,18	0,19	0,22	0,16	0,15
Fe^{3+}	–	0,25	0,32	0,36	0,24	0,42	0,31	0,30	0,34	0,37	0,45	0,63	0,47	0,21	0,22	0,29
Fe^{2+}	2,47	1,95	1,83	1,82	2,07	2,98	2,96	1,81	1,89	2,57	1,54	1,23	1,59	2,27	2,08	2,16
Mn	0,06	–	–	0,02	–	0,03	–	0,04	–	–	–	–	–	–	–	–
Mg	1,91	2,24	2,33	2,17	2,10	2,62	2,60	2,14	2,02	3,17	2,22	2,40	2,26	1,86	2,03	1,88
Ca	2,04	1,85	1,80	1,78	1,85	0,25	0,22	1,80	1,79	0,27	1,72	1,61	1,71	1,88	1,87	1,82
Na	0,37	0,37	0,46	0,36	0,41	0,08	–	0,43	0,46	–	0,45	0,53	0,43	0,49	0,47	0,54
K	0,30	0,29	0,30	0,27	0,30	0,18	0,20	0,27	0,30	0,15	0,29	0,29	0,33	0,36	0,37	0,39
f, %	56,39	46,54	43,99	45,61	49,64	53,21	53,24	45,82	48,34	44,77	40,96	33,88	41,30	54,96	50,61	53,47
F, %	56,39	49,55	47,99	50,11	52,38	56,48	55,71	49,65	52,47	48,12	47,27	43,66	47,69	57,14	53,12	56,58
$(Na+K)_A$	0,67	0,56	0,64	0,47	0,62	0,22	0,20	0,50	0,58	0,15	0,49	0,49	0,52	0,79	0,74	0,81
NaB	–	0,10	0,12	0,16	0,09	0,04	–	0,20	0,18	–	0,25	0,33	0,24	0,06	0,10	0,12
Тип амфибола	Fe-Ed	Ed	Prg-Ed	Mg-Hbl	Prg–Fe-Prg	Fe-Ged	Fe-Ath	Ed	Ed	Ged	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Ed	Fe-Prg	Fe-Prg	Fe-Prg

Окончание табл. 6

Компоненты	В-2136-9		В-2131-7									К-890				
	т. 47	т. 48	т. 4	т. 10	т. 18	т. 26	т. 26а	т. 27	т. 29	т. 31	т. 32	т. 10	т. 12	т. 14	т. 19	т. 21
SiO_2	48,66	48,34	43,39	44,23	44,18	49,13	46,23	48,79	48,79	46,62	46,58	43,25	42,27	41,93	53,52	44,00
TiO_2	–	–	1,85	1,77	1,76	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Al_2O_3	9,14	9,43	12,27	12,32	12,77	10,81	10,09	10,17	10,02	10,01	11,79	10,14	9,86	9,17	6,01	6,28
FeO	24,28	23,57	19,48	19,09	18,90	24,05	28,70	26,96	25,81	29,33	25,66	30,73	32,06	32,34	22,94	36,11
MnO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,61
MgO	15,36	16,28	8,16	8,25	7,73	11,97	11,37	11,45	12,30	11,76	13,23	14,58	15,02	14,64	16,12	10,01
CaO	2,21	2,12	11,53	11,55	11,18	1,57	1,64	1,56	1,56	1,33	1,71	1,30	0,80	1,91	1,41	2,60
Na_2O	–	–	1,37	0,96	1,51	0,61	0,58	–	0,54	–	–	–	–	–	–	–
K_2O	0,36	0,26	1,73	1,83	1,97	0,92	1,38	1,07	0,98	0,96	1,04	–	–	–	–	0,40
Сумма	100,01	100,00	99,78	100,00	100,00	99,06	99,99	100,00	100,00	100,01	100,01	100,00	100,01	99,99	100,00	100,01
Si	7,01	6,95	6,42	6,50	6,48	7,11	6,79	7,08	7,06	6,88	6,75	6,51	6,49	6,54	7,58	6,97
Al^{IV}	0,99	1,05	1,58	1,50	1,52	0,89	1,21	0,92	0,94	1,12	1,25	1,49	1,51	1,46	0,42	1,03
Al^{VI}	0,57	0,55	0,56	0,63	0,69	0,95	0,54	0,82	0,76	0,62	0,77	0,31	0,27	0,23	0,59	0,14
Ti	–	–	0,21	0,20	0,19	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Fe^{3+}	0,34	0,40	0,28	0,30	0,37	0,26	0,66	0,30	0,31	0,45	0,43	0,80	0,44	0,11	0,13	0,01
Fe^{2+}	2,58	2,44	2,13	2,04	1,94	2,64	2,87	2,96	2,81	3,17	2,67	3,07	3,67	4,11	2,58	4,76
Mn	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mg	3,30	3,49	1,80	1,80	1,69	2,58	2,49	2,47	2,65	2,58	2,86	3,27	3,44	3,40	3,40	2,36
Ca	0,34	0,33	1,83	1,82	1,76	0,24	0,26	0,24	0,24	0,21	0,27	0,21	0,13	0,32	0,21	0,44
Na	–	–	0,40	0,28	0,43	0,17	0,16	–	0,15	–	–	–	–	–	–	–
K	0,07	0,05	0,33	0,34	0,37	0,17	0,26	0,20	0,18	0,18	0,19	–	–	–	–	0,08
f, %	43,88	41,15	54,20	53,13	53,44	50,57	53,54	54,51	51,47	55,13	48,28	48,42	51,62	54,73	43,14	66,85
F, %	46,95	44,87	57,24	56,52	57,75	52,92	58,64	56,89	54,07	58,39	52,01	54,20	54,44	55,38	44,35	66,90
$(Na+K)_A$	0,07	0,05	0,58	0,46	0,55	0,17	0,34	0,20	0,19	0,18	0,19	–	–	–	–	0,08
NaB	–	–	0,15	0,16	0,24	0,17	0,08	–	0,14	–	–	–	–	–	–	–
Тип амфибола	Ath	Ged	Fe-Prg	Fe-Hbl –Fe-Ts	Fe-Prg	Fe-Ath	Fe-Ged	Fe-Ath	Fe-Ath	Fe-Ged	Ged	Ged	Fe-Ged	Fe-Ged	Ath	Fe-Ged

Примечание. Номера образцов чарнокитоидов соответствуют таблицам 1, 4, 5. Приведены гранулитовые амфиболы из парагенезисов чарноэндербитов: обр. К-2222-9, точки 8а, 14; обр. В-2132-2, точки 9, 30, 34; обр. В-2136-9, точка 34 и чарнокитов: обр. В-2131-7, точки 4, 10, 18. Наряду с ними, представлены амфиболы из амфиболизированных, биотитизированных, гранатизированных чарноэндербитов и гранат-амфибол-биотитовых гнейсов по ним: обр. К-2222-9, точки 7, 7а, 7б, 8, 13, 13а, 15, 20; обр. В-2136-9, точки 35, 46, 47, 48, и амфиболизированных, биотитизированных, гранатизированных чарнокитов: обр. В-2131-7, точки 26, 26а, 27, 29, 31, 32; обр. К-890, точки 10, 12, 14, 19, 21. Номенклатура амфиболов (тип амфибола) определялась по: Leake et al., 1997; расчет данных минералов проводился по: Schumacher, 1997.

Исследования в одном из образцов двупироксеновых гранодиоритов показали, что в кайме гранулитового Amph по феррогиперстену значение величины Al^{VI} составляет 0,46 форм. ед. (табл. 6, рис. 7, обр. К-2222-9, т. 8а), в зерне – 0,47 форм. ед. (табл. 6, обр. К-2222-9, т. 14). Относительное увеличение содержания Al^{VI} в амфиболах обычно связывается с повышением давления при метаморфизме (Минералы, 1981, вып. 3), что подтверждается экспериментальными работами (Holloway, Burnham, 1972). Исходя из приведенных данных, можно предположить, что на всех стадиях формирования амфиболсодержащих парагенезисов в чарноэндербитах давление, вероятнее всего, оставалось постоянным.

Количество Al^{IV} в паргасите-ферропаргасите из каймы по феррогиперстену составляет 1,56 форм. ед., что входит в пределы колебаний данной величины в зернах амфиболов (табл. 6) как чарноэндербитов (1,36–1,89 форм. ед.), так и чарнокитов (1,50–1,58 форм. ед).

Биотиты (табл. 3, 9) входят в состав парагенезисов (табл. 2, рис. 5, 6, а) порфировидных чарнокитоидов и присутствуют в их диафторированных (табл. 7, 8) разновидностях. Ярко-коричневые (в шлифах) гранулитовые Bt равновесны с ромбическим и моноклинным пироксенами, титанистыми буровато-зелеными амфиболами, олигоклазами, ортоклазами, кварцем. В чарноэндербитах состав биотитов изучался с использованием химического анализа (табл. 3, обр. К-2222-9), в чарнокитах (табл. 3, обр. К-890) проводились и микрозондовые исследования (табл. 9, обр. В-2131-7, К-890).

Таблица 7

Парагенезисы диафторированных порфировидных чарнокитоидов

№ п/п	Парагенезисы	Породы
1	$Fe\text{-}Hyp_{55} + Cpx_{42} + Amph_{57}^{1,60} + Bt_{51}^{4,36} + Pl_{28\text{-}30} + Or + Qtz$	Чарноэндербиты (двупироксеновые гранодиориты)
2	Cum	Куммингтонизированные чарноэндербиты
3	$Amph_{59}^{1,29} + Bt_{53}^{3,60} + Grt_{85}^{12} + Pl_{28\text{-}30} + Mc + Qtz$	Амфиболизированные, биотитизированные, гранатизированные чарноэндербиты
4	$Amph_{66}^{1,13} + Bt_{61}^{3,38} + Jrt_{91}^{5} + Pl_{28\text{-}30} + Mc + Qtz$	Гранат-амфибол-биотитовые гнейсо-гранодиориты
5	$Bt \pm Amph_{68}^{1,07} + Pl_{28\text{-}30} + Mc + Qtz$	Микроклин-биотитовые (± Amph) гнейсы
6	$Amph_{48\text{-}66}^{1,39\text{-}1,04} \pm Ath_{47} \pm Fe\text{-}Ath_{56} \pm Ged_{45\text{-}48} \pm Fe\text{-}Ged_{56} + Bt_{38\text{-}61}^{5,64\text{-}3,38} + Grt_{79\text{-}85}^{17\text{-}12}$ (до Grt_{91}^{5}) $+ Pl_{24\text{-}31} + Mc + Qtz$	Амфиболизированные, биотитизированные, гранатизированные чарноэндербиты и гранат-амфибол-биотитовые гнейсы по ним
7	$Amph + (Ath_{44} – Fe\text{-}Ath_{53\text{-}57}) \pm (Ged_{52\text{-}54}–Fe\text{-}Ged_{54\text{-}67}) + Bt_{47\text{-}50}^{6,21\text{-}4,13} + Grt + Pl_{24\text{-}30} + Mc + Qtz$	Амфиболизированные, биотитизированные, гранатизированные чарнокиты

Примечание. 1–5 – последовательность диафторических преобразований чарноэндербитов, при изучении которой использованы химические анализы минералов: 1 – магматический парагенезис (обр. К-2222-9), 2–5 – метаморфические парагенезисы и минералы: 2 – амфиболитовой или кианитовой фации беломорского типа (обр. К-2222-9а-1), 3–5 – амфиболитовой–эпидот-амфиболитовой или кианитовой–кианит-мусковитовой фации (обр. К-2222-9а-1, обр. К-2222-8а, К-2222-9б); 6–7 – сводные диафторические парагенезисы чарнокитоидов по данным микрозондовых (6, 7) и химических (6) анализов: 6 – обр. К-2222-9, К-2222-9а-1, К-2222- 8а; В-2132-2, В-2136-9; 7 – К-890, В-2131-7.

Таблица 8

Химические анализы минералов диафторированных порфировидных чарнокитоидов

Компоненты	К-2222-9а-1			К-2222-8а			К-2222-9б
	Amph	Bt	Grt	Amph	Bt	Grt	Amph
SiO_2	41,71	35,80	40,80	38,60	33,45	40,17	38,85
TiO_2	1,29	3,60	0,16	1,13	3,38	0,10	1,07
Al_2O_3	10,64	15,00	18,78	13,26	16,57	20,00	13,10
Fe_2O_3	6,61	4,58	2,69	6,79	3,66	0,78	7,30
FeO	14,66	16,88	25,30	16,04	20,11	22,21	16,23
MnO	0,22	0,14	2,66	0,47	0,28	5,50	0,54
MgO	8,14	10,26	2,64	6,46	8,42	1,25	6,00
CaO	11,20	0,70	6,44	10,74	0,35	9,34	10,87
Na_2O	1,32	0,08	0,12	1,29	0,04	0,17	1,45
K_2O	1,58	7,62	0,11	1,94	8,67	0,15	2,03
H_2O^-	0,03	0,75	0,11	0,16	0,52	0,12	0,05
ппп	2,20	4,76	–	2,83	4,13	–	2,66
Сумма	99,60	100,17	99,81	99,71	99,58	99,79	100,15
Si	6,38	2,74	3,27	6,02	2,61	3,21	6,04
Al^{IV}	1,63	1,26	–	1,98	1,39	–	1,96
Al^{VI}	0,29	0,09	1,78	0,46	0,13	1,89	0,44
Ti	0,15	0,21	0,01	0,13	0,20	0,01	0,13
Fe^{3+}	0,76	0,26	–	0,80	0,22	–	0,85
Fe^{2+}	1,87	1,08	1,86	2,09	1,31	1,53	2,11
Mn	0,03	0,01	0,18	0,06	0,02	0,37	0,07
Mg	1,85	1,17	0,32	1,50	0,98	0,15	1,39
Ca	1,83	0,06	0,55	1,80	0,03	0,80	1,81
Na	0,39	0,01	0,02	0,39	0,01	0,03	0,44
K	0,31	0,74	0,01	0,39	0,86	0,02	0,40
f, %	50,27	48,00	85,32	58,22	57,21	91,12	60,29
F, %	58,71	53,39	85,32	65,83	60,96	91,12	68,05

Примечание. Номера образцов диафторированных чарнокитоидов соответствуют табл. 7. Гранаты обр. К-2222-9а-1 (12% Prp, 63% Alm, 19% Grs, 6% Sps) и К-2222-8а (5% Prp, 54% Alm, 28% Grs, 13% Sps) относятся к пироп-гроссуляр-альмандиновым и спессартин-гроссуляр-альмандиновым. Расчет минералов осуществлялся по программе TPF-2004.

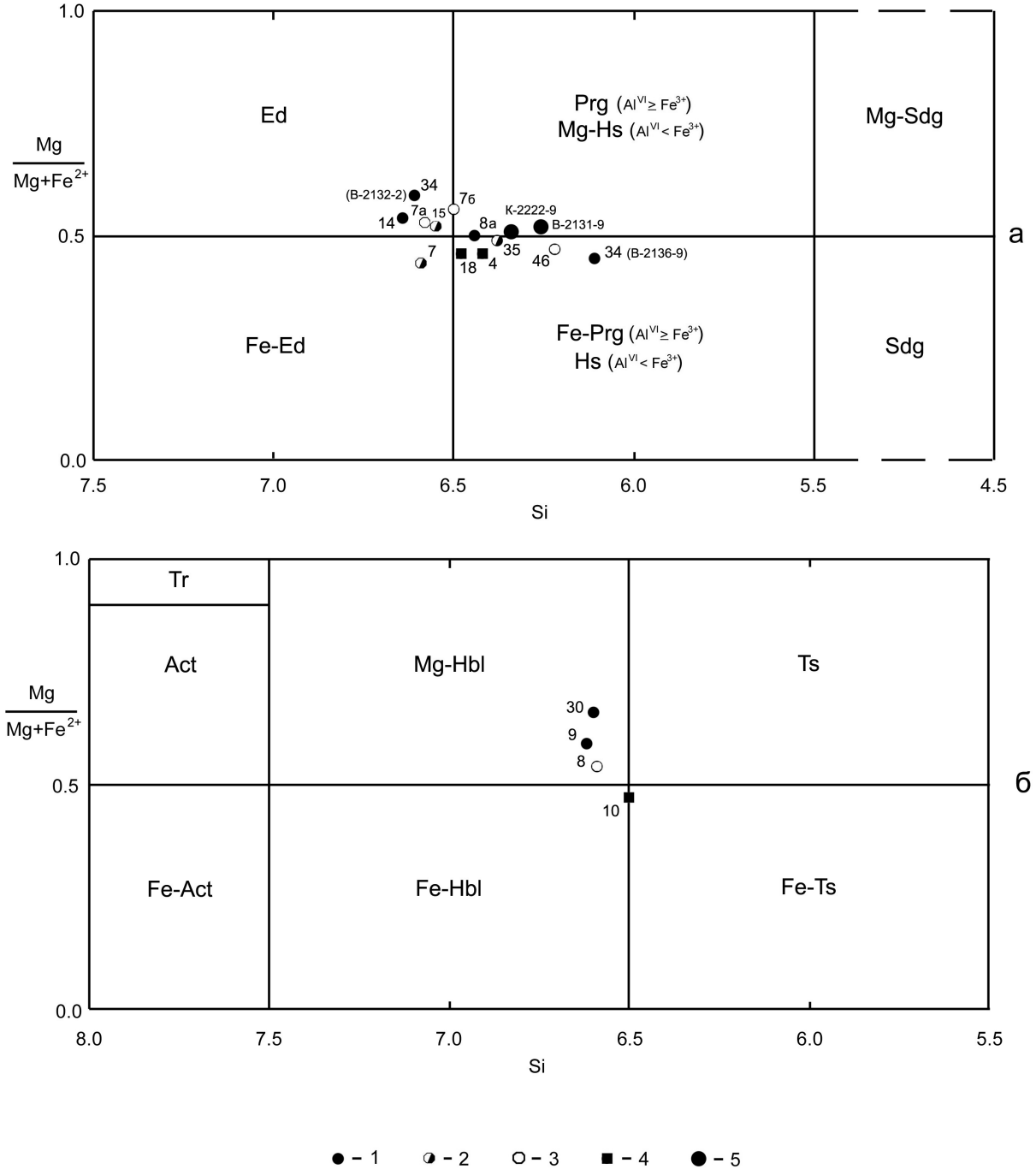


Рис. 12. Составы амфиболов интрузивных порфировидных чарнокитоидов и их диафторированных разновидностей на классификационных диаграммах Mg/(Mg+Fe^{2+}) – Si (Leake et al., 1997): а – $Ca_B \geq 1{,}50$; $(Na+K)_A \geq 0{,}50$, Ti < 0,50; б – $Ca_B \geq 1{,}50$; $(Na+K)_A < 0{,}50$, CaA < 0,50:

1– 4 – точки составов амфиболов по данным микрозондовых анализов из гранулитовых парагенезисов чарноэндербитов (1) и чарнокитов (4), из переходных разновидностей (2) от гранулитовой к амфиболитовой фации в чарноэндербитах; из диафторированных (3) чарноэндербитов; 5 – точки составов гранулитовых амфиболов из чарноэндербитов по данным химических анализов. Район губы Миронова оз. Нотозеро. Номера точек составов амфиболов соответствуют табл. 6 (микрозондовые анализы) и табл. 3 (химические анализы)

Проанализированные Bt (химические анализы) из чарноэндербитов и чарнокитов (табл. 3, обр. К-2222-9 и К-890) имеют одинаковые значения железистости (F) – 51,2%, а также достаточно близкие содержания истонит-сидерофиллитовой молекулы (30 и 33%), TiO_2 (4,36 и 4,43%), K_2O (9,22 и 9,25%). По данным микрозондовых анализов в биотитах из чарнокитов (табл. 9, обр. К-890, точки 2, 6, 7, обр. В-2131-7, точки 5, 6, 7, 11, 17, 19, рис. 5, 6, а) железистость варьирует в пределах 47,5–55,4%, TiO_2 составляет 5,00–6,30%, K_2O – 8,10–10,35%; содержание истонит-сидерофиллитовой молекулы изменяется от 25 до 35%.

Таблица 9

Микрозондовые анализы биотитов порфировидных чарнокитов и их диафторированных разновидностей

Компоненты	К-2222-9					В-2132-2				В-2136-9					
	т. 9	т. 10	т. 17	т. 18	т. 19	т. 4	т. 6	т. 13	т. 29	т. 10	т. 20	т. 24	т. 29	т. 39	т. 40
SiO_2	40,31	40,56	40,22	39,02	39,91	40,12	40,37	41,10	40,28	38,24	37,92	37,78	37,91	37,49	38,55
TiO_2	4,28	4,36	4,28	4,47	4,23	4,91	5,14	4,00	4,42	5,11	5,64	5,02	5,56	5,57	4,99
Al_2O_3	13,89	13,71	14,26	13,35	13,43	14,00	13,48	14,00	13,97	14,70	14,83	14,47	14,88	15,01	14,70
FeO	18,50	18,27	18,16	20,41	19,60	19,12	17,54	16,33	18,37	20,16	19,58	20,20	19,35	19,76	18,84
MnO	–	0,13	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
MgO	12,57	12,53	12,73	12,22	12,16	11,88	13,13	14,65	12,76	12,12	11,75	11,78	11,95	11,89	12,25
CaO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Na_2O	–	0,17	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
K_2O	10,44	10,27	10,35	10,53	10,67	9,97	10,34	9,92	10,21	9,67	10,29	10,74	10,35	10,29	10,67
Сумма	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	100,01	99,99	100,00	100,01	100,00
Si	3,00	3,02	2,99	2,92	2,98	3,01	3,00	3,02	3,00	2,87	2,85	2,83	2,84	2,81	2,88
Al^{IV}	1,00	0,98	1,01	1,08	1,02	0,99	1,00	0,98	1,00	1,13	1,15	1,17	1,16	1,19	1,12
Al^{VI}	0,22	0,22	0,24	0,10	0,16	0,25	0,18	0,23	0,23	0,17	0,16	0,11	0,15	0,14	0,17
Ti	0,24	0,24	0,24	0,25	0,24	0,28	0,29	0,22	0,25	0,29	0,32	0,28	0,31	0,31	0,28
Fe^{3+}	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Fe^{2+}	1,15	1,14	1,13	1,28	1,22	1,20	1,09	1,00	1,14	1,26	1,23	1,26	1,21	1,24	1,17
Mn	–	0,01	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mg	1,40	1,39	1,41	1,36	1,35	1,33	1,46	1,61	1,42	1,35	1,31	1,32	1,33	1,33	1,36
Ca	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Na	–	0,02	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
K	0,99	0,98	0,98	1,01	1,02	0,95	0,98	0,93	0,97	0,93	0,98	1,03	0,99	0,98	1,02
Ист.-сид. мол., %	22,00	20,00	25,00	18,00	18,00	24,00	18,00	21,00	23,00	30,00	31,00	28,00	31,00	33,00	29,00
F, %	45,10	45,06	44,88	48,48	47,47	47,43	42,75	38,31	44,53	48,28	48,43	48,84	47,64	48,25	46,25

Окончание табл. 9

Компоненты	В-2136-9		В-2131-7					К-890							
	т. 43	т. 50	т. 5	т. 6	т. 11	т. 17	т. 19	т. 2	т. 6	т. 7	т. 28	т. 29	т. 30	т. 31	т. 40
SiO_2	38,21	44,49	39,96	39,10	38,72	39,12	39,69	39,09	39,61	39,63	40,20	39,43	40,12	39,68	38,50
TiO_2	5,50	3,81	5,61	6,16	6,30	5,00	5,16	5,30	5,25	5,37	5,55	5,04	5,63	6,21	4,13
Al_2O_3	14,96	14,80	14,41	14,44	14,74	14,00	14,36	15,21	14,85	14,81	14,57	15,12	14,23	14,64	15,31
FeO	19,08	15,72	19,60	19,98	19,70	21,70	19,77	20,67	19,13	18,59	18,50	19,80	19,11	17,87	22,24
MnO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
MgO	11,90	13,02	10,51	10,27	10,30	9,83	10,70	11,63	11,03	11,43	11,14	11,26	10,84	11,45	12,58
CaO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Na_2O	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
K_2O	10,35	8,16	9,91	10,04	10,23	10,35	10,00	8,10	10,14	10,17	10,05	9,34	10,06	10,16	7,24
Сумма	100,00	100,00	100,00	99,99	99,99	100,00	99,68	100,00	100,01	100,00	100,01	99,99	99,99	100,01	100,00
Si	2,86	3,30	3,02	2,96	2,93	2,97	3,00	2,95	2,98	2,97	3,02	2,97	3,03	2,98	2,90
Al^{IV}	1,14	0,70	0,98	1,04	1,07	1,03	1,00	1,05	1,02	1,03	0,98	1,03	0,97	1,02	1,10
Al^{VI}	0,18	0,60	0,30	0,25	0,25	0,22	0,28	0,30	0,30	0,28	0,31	0,31	0,29	0,28	0,26
Ti	0,31	0,21	0,32	0,35	0,36	0,29	0,29	0,30	0,30	0,30	0,31	0,29	0,32	0,35	0,23
Fe^{3+}	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Fe^{2+}	1,19	0,97	1,24	1,26	1,25	1,38	1,25	1,30	1,20	1,16	1,16	1,24	1,20	1,12	1,40
Mn	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mg	1,33	1,44	1,18	1,16	1,16	1,11	1,21	1,31	1,24	1,28	1,25	1,26	1,22	1,28	1,41
Ca	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Na	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
K	0,99	0,77	0,96	0,97	0,99	1,00	0,97	0,78	0,97	0,97	0,96	0,90	0,97	0,97	0,70
Ист.-сид. мол., %	32,00	30,00	28,00	29,00	32,00	25,00	28,00	35,00	32,00	31,00	29,00	34,00	26,00	30,00	36,00
F, %	47,22	40,25	51,24	52,07	51,87	55,42	50,81	49,81	49,18	47,54	48,13	49,60	49,59	46,67	49,82

Примечание. Биотиты из парагенезисов чарнокитов: обр. В-2131-7, точки 5, 6, 11, 17, 19; обр. К-890, точки 2, 6, 7. Биотиты: из амфиболизированных, биотитизированных, гранатизированных чарноэндербитов и гранат-амфибол-биотитовых гнейсов по ним – обр. К-2222-9, обр. В-2132-2, обр. В-2136-9; амфиболизированных, биотитизированных, гранатизированных чарнокитов – обр. К-890, точки 28-31, 40.

Плагиоклазы – типоморфные минералы порфировидных чарнокитоидов – исследованы с помощью микрозондового анализа (табл. 10). В парагенезисах (табл. 2) чарноэндербитов и чарнокитов присутствуют (табл. 10) преимущественно олигоклазы (24–29% и 24–28% An). В породах обеих групп, наряду с ними, зафиксированы единичные – Olg–Anz (30% An) и в первой – в двух случаях – Anz (31% An). Значение X_K–Or составляющей в плагиоклазах чарноэндербитов очень невелико (0,01–0,02) либо равно нулю. Для чарнокитов характерно отсутствие в номинальном составе олигоклазов X_K–Or составляющей. Исключение составляет Olg–Anz (30% An) с содержанием X_K-Or = 0,02 (табл. 10).

Таблица 10

Микрозондовые анализы плагиоклазов пофировидных чарнокитоидов и их диафторированных разновидностей

Компоненты	К-2222-9			В-2132-2							
	т. 3	т. 4	т. 16	т. 3	т. 8	т. 20	т. 21	т. 22	т. 23	т. 24	т. 28
SiO_2	64,10	63,04	63,38	62,24	62,32	62,88	62,55	62,91	62,75	62,47	63,34
TiO_2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Al_2O_3	22,68	23,15	23,01	24,02	23,89	23,60	24,01	23,45	23,73	23,76	23,25
FeO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
MnO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
MgO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
CaO	4,95	5,31	4,89	6,04	5,89	5,59	5,73	5,68	5,56	5,72	5,40
Na_2O	8,08	8,23	8,55	7,36	7,62	7,69	7,72	7,73	7,97	7,70	7,80
K_2O	0,19	0,27	0,17	0,33	0,28	0,24	–	0,24	–	0,35	0,21
Сумма	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	100,01	100,01	100,01	100,00	100,00
Si	2,86	2,81	2,82	2,79	2,78	2,81	2,79	2,81	2,80	2,79	2,83
Al^{IV}	1,19	1,21	1,20	1,27	1,26	1,24	1,26	1,23	1,25	1,25	1,22
Ti	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Fe^{2+}	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mn	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mg	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ca	0,24	0,25	0,23	0,29	0,28	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,26
Na	0,70	0,71	0,74	0,64	0,66	0,67	0,67	0,67	0,69	0,67	0,68
K	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	–	0,01	–	0,02	0,01
X_{Ca}-An	0,25	0,26	0,24	0,31	0,29	0,28	0,29	0,28	0,28	0,29	0,27
X_{Na}-Ab	0,74	0,73	0,75	0,67	0,69	0,71	0,71	0,71	0,72	0,69	0,72
X_K-Or	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	–	0,01	–	0,02	0,01
An, %	25,0	26,0	24,0	31,0	29,0	28,0	29,0	28,0	28,0	29,0	27,0
Тип Pl	Olg	Olg	Olg	Anz	Olg	Olg	Olg	Olg	Olg	Olg	Olg

Окончание табл. 10

Компоненты	В-2132-2		В-2136-9		В-2131-7			К-890			
	т. 33	т. 35	т. 18	т. 19	т. 13	т. 16	т. 24	т. 5	т. 34	т. 35	т. 37
SiO_2	63,31	63,42	60,57	60,05	61,93	62,38	62,73	62,74	63,44	62,91	63,38
TiO_2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Al_2O_3	23,05	22,79	24,93	25,05	23,96	23,43	23,67	23,57	23,45	23,44	23,20
FeO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
MnO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
MgO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
CaO	6,10	5,40	6,40	6,22	6,15	5,61	5,60	5,67	5,16	5,61	4,86
Na_2O	7,22	8,19	8,10	8,31	7,68	8,25	8,00	8,02	7,95	8,05	8,56
K_2O	0,32	0,20	–	0,36	0,28	–	–	–	–	–	–
Сумма	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	99,67	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00
Si	2,84	2,83	2,69	2,66	2,77	2,79	2,80	2,80	2,83	2,81	2,82
Al^{IV}	1,22	1,20	1,31	1,31	1,26	1,23	1,24	1,24	1,23	1,23	1,21
Ti	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Fe^{2+}	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mn	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mg	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ca	0,29	0,26	0,30	0,30	0,29	0,27	0,27	0,27	0,25	0,27	0,23
Na	0,63	0,71	0,70	0,71	0,66	0,71	0,69	0,69	0,69	0,70	0,74
K	0,02	0,01	–	0,02	0,02	–	–	–	–	–	–
X_{Ca}-An	0,31	0,27	0,30	0,29	0,30	0,27	0,28	0,28	0,26	0,28	0,24
X_{Na}-Ab	0,67	0,72	0,70	0,69	0,68	0,73	0,72	0,72	0,74	0,72	0,76
X_K-Or	0,02	0,01	–	0,02	0,02	–	–	–	–	–	–
An, %	31,0	27,0	30,0	29,0	30,0	27,0	28,0	28,0	26,0	28,0	24,0
Тип Pl	Anz	Olg	Olg-Anz	Olg	Olg-Anz	Olg	Olg	Olg	Olg	Olg	Olg

Примечание. Номера образцов чарнокитоидов соответствуют таблицам 1, 4, 6.

Калиевые полевые шпаты в парагенезисах (табл. 2, 11) порфировидных чарнокитоидов представлены ортоклазами. Данные минералы всесторонне изучались автором статьи как оптическими (Федоровский столик), так и рентгеноструктурными (Δp) методами (Король, 1990, 2003). Структурное исследование Kfs из чарнокитоидов показало, что все они представлены высокими и промежуточными моноклинными ортоклазами (Δp = 0). Химические составы данных минералов изучены с помощью микрозондового метода (табл. 11). В чарноэндербитах (табл. 11, рис. 3, обр. В-2136-9, т. 33) номинальный состав ортоклазов соответствует: 0,78 (X_K-Or) и 0,22 (X_{Na}-Ab). Чарнокиты (табл. 11, рис. 5, 6, обр. В-2131-7, точки 14, 15, 30; К-890, т. 4) содержат Or с 0,87–0,92 (X_K-Or) и 0,08–0,13 (X_{Na}-Ab).

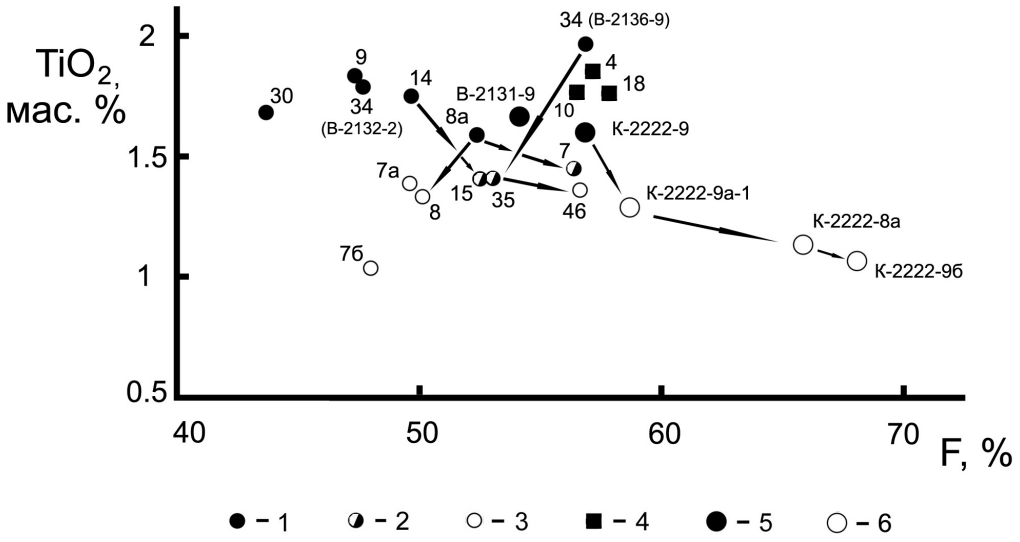


Рис. 13. Составы кальциевых амфиболов интрузивных порфировидных чарнокитоидов и их диафторированных разновидностей на диаграмме TiO_2–F

Условные обозначения (1–5) соответствуют рис. 12, 6 – точки составов амфиболов из диафторированных разновидностей чарноэндербитов по данным химических анализов. Стрелками показаны изменения TiO_2–F в амфиболах при переходе от гранулитовых парагенезисов пород к диафторическим. Район губы Миронова оз. Нотозеро. Номера точек составов амфиболов и образцов соответствуют табл. 6 (микрозондовые анализы), номера образцов – табл. 3 и 8 (химические анализы).

Таблица 11

Микрозондовые анализы калиевых полевых шпатов порфировидных чарнокитоидов и их диафторированных разновидностей

Компоненты	В-2136-9		В-2131-7			К-890		
	т. 30	т. 33	т. 14	т. 15	т. 30	т. 4	т. 32	т. 33
SiO_2	64,13	64,86	66,05	66,06	64,48	66,24	66,53	66,04
TiO_2	0,53	–	–	–	–	–	–	–
Al_2O_3	18,92	19,20	17,98	17,62	18,31	17,80	17,90	18,06
FeO	–	–	–	–	0,54	–	–	–
MnO	–	–	–	–	–	–	–	–
MgO	–	–	–	–	–	–	–	–
CaO	–	–	–	–	–	–	–	–
Na_2O	1,66	2,52	1,17	0,84	0,92	1,42	1,03	1,04
K_2O	14,76	13,43	14,80	14,84	15,75	14,53	14,55	14,86
Сумма	100,00	100,01	100,00	99,36	100,00	99,99	100,01	100,00
Si	2,95	2,96	3,05	3,08	2,97	3,05	3,08	3,05
Al^{IV}	1,02	1,03	0,98	0,97	1,00	0,97	0,97	0,98
Ti	0,02	–	–	–	–	–	–	–
Fe^{2+}	–	–	–	–	0,02	–	–	–
Mn	–	–	–	–	–	–	–	–
Mg	–	–	–	–	–	–	–	–
Ca	–	–	–	–	–	–	–	–
Na	0,15	0,22	0,10	0,08	0,08	0,13	0,09	0,09
K	0,86	0,78	0,87	0,88	0,93	0,85	0,86	0,87
X_{Ca}-An	–	–	–	–	–	–	–	–
X_{Na}-Ab	0,15	0,22	0,11	0,08	0,08	0,13	0,10	0,10
X_K-Or	0,85	0,78	0,89	0,92	0,92	0,87	0,90	0,90
Тип Kfs	Mc	Or	Or	Or	Or	Or	Mc	Mc

Примечание. Ортоклазы входят в состав парагенезисов чарноэндербитов (обр. В-2136-9) и чарнокитов (обр. В-2131-7, К-890), микроклины – в диафторические парагенезисы этих чарнокитоидов.

PT-параметры образования порфировидных чарнокитоидов

По имеющимся микрозондовым и, менее, химическим анализам равновесных минералов, используемых в Cpx–Opx, Hbl–Cpx, Pl–Hbl–Qtz, Bt–Opx, Kfs–Pl геотермометрах и в Hbl, Cpx–Pl–Qtz геобарометрах, определены температуры и давления (табл. 12) образования парагенезисов порфировидных чарнокитоидов по компьютерной программе TPF-2004 ИЭМ РАН – авторы В. И. Фонарев, А. А. Графчиков, А. Н. Конилов. Становление безамфиболового Opx + Cpx + Bt + Pl + Or + Qtz парагенезиса в чарноэндербитах происходило при темпера-

турах 750–862 °С по Cpx–Opx геотермометрам при возможных давлениях 6–8 кбар (табл. 12, № 1, рис. 2, обр. В-2132-2, точки 1–2). Формирование наиболее распространенной Opx + Cpx + Amph + Bt + Pl + Or + Qtz парагенетической ассоциации в двупироксеновых гранодиоритах осуществляется при температурах: 754–869 °С по Cpx–Opx и 752 °С по Hbl–Cpx, 750–870 °С по Pl–Hbl–Qtz и 757–767 °С по Bt–Opx, 754–767 °С по Kfs–Pl геотермометрам (табл. 12, № 2–6). При этом давления составляли 6,0–8,0 кбар по Hbl и 6,0 кбар по Cpx-Pl-Qtz геобарометрам. Образование двупироксен-амфибол-биотит-плагиоклаз-ортоклаз-кварцевых парагенезисов в чарнокитах осуществлялось при температурах 755–830 и 750–860 °С согласно Pl–Hbl–Qtz и Bt–Opx геотермометрам. Данный процесс происходил при давлениях 6,4–8,0 кбар по Hbl геобарометрам (табл. 12, № 7–9).

Таким образом, в порфировидных чарнокитоидах становление ранних магматических двупироксеновых парагенезисов осуществлялось при температурах 750–862 °С, а преобразование их в амфиболсодержащие – при 750–870 °С и давлениях 6,0–8,0 кбар, что соответствует PT-параметрам первого гранулитового этапа метаморфической эволюции ГЭЧ комплекса [1] оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро (Король, 2003, 2009).

Диафторические преобразования порфировидных чарнокитоидов

На втором этапе метаморфической эволюции ГЭЧ комплекса оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро порфировидные чарнокитоиды, как и все гранулитовые образования, подвергаются диафторезу в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма (Король, 1990, 2003). В Беломорском подвижном поясе эти процессы соответствуют кианитовой и кианит-мусковитовой фациям высокобарического метаморфизма (Володичев, 1990) беломорского типа.

Общими закономерностями развития диафтореза в порфировидных чарнокитоидах, в геологическом аспекте их изучения, являются: статические и (или) динамические условия изменения пород; локальные или повсеместные преобразования в пределах границ их первоначального распространения, а также – сохранность во многих случаях реликтов чарноэндербитов и чарнокитов среди частичной или иногда практически полной их переработки; постепенные, по мере усиления диафторического процесса, переходы исходных гранулитовых пород в производные – амфиболитовой фации и отсутствие резких контактов между ними. При этом одним из поисковых признаков обнаружения чарнокитоидов среди площадей распространения их диафторитов могут служить реликтовые зерна гиперстена, сохраняющиеся среди наложенных кайм, скоплений минеральных агрегатов – куммингтонита, роговой обманки, граната в апочарнокитоидах и гнейсах.

При диафторических преобразованиях чарноэндербиты и чарнокиты подвергаются процессам амфиболизации (образование куммингтонита, антофиллита и Fe-Ath, жедрита и Fe-Ged и голубовато-зеленого кальциевого Amph), биотитизации, гранатизации; осуществляется структурная перестройка калиевого полевого шпата. В результате обособленные и сочетаемые между собой эти типы изменений приводят к формированию гранат-амфибол-биотитовых и, реже, микроклин-биотитовых гнейсов по чарнокитоидам.

Парагенезисы диафторированных порфировидных чарноэндербитов и чарнокитов представлены в табл. 7, микрозондовые и химические анализы минералов – в таблицах 6 и 8, 9–11, 13.

Диафторические минеральные замещения выражаются (Король, 1990, 2003) в схемах реакций (*P. 1–19*)*: амфиболизация пироксенов и преобразования, связанные с куммингтонитом, – (*P. 1*) – Opx + H_2O + SiO_2 → Cum, (*P. 2*) – Cpx + H_2O → Cum + CaO + SiO_2, (*P. 3*) – $Amph^I$ + SiO_2 → Cum + Pl + H_2O, (*P. 4*) – Cum + Pl + H_2O → $Amph^{II}$ + SiO_2, (*P. 5*) – Cum + Pl + K_2O → Bt^{II} + SiO_2 + CaO + Na_2O, (*P. 6*) – Cum + Kfs → Bt^{II} + SiO_2, (*P. 7*) – Cum + Pl → Grt + Qtz + Na_2O + H_2O; амфиболизация пироксенов и преобразования $Amph^{I \rightarrow II}$ – (*P. 8*) Opx + Cpx + $Pl_{<50}$ + H_2O → $Amph^{II}$ + Qtz + Na_2O, (*P. 9*) – $Amph^I$ → $Amph^{II}$ + Qtz ± MgO или ± FeO; амфиболизация ромбических пироксенов – образование антофиллита – жедрита – *(P. 10)* – Opx + H_2O + SiO_2 + Al_2O_3 → Ath–Ged; биотитизация пироксенов и амфиболов, переходы $Bt^{I \rightarrow II}$ – (*P. 11*) – (Cpx) Opx + Pl + K_2O + H_2O → Bt^{II} + SiO_2 + Na_2O ± CaO, (*P. 12*) – $Amph^I$ + K_2O + (?H_2O) → Bt^{II} + Na_2O + CaO, (*P. 13*) – Bt^I → Bt^{II}, (*P. 14*) – Opx + Or + H_2O → Bt^{II} + Qtz; структурная перестройка калиевого полевого шпата – (*P. 15*) – Or → Mc; гранатизация – (*P. 16*) – Opx + Pl ± CO_2 (SO_3, Cl) → Grt + Qtz ± Scp + MgO ± Na_2O, (*P. 17*) – Cpx + Pl ± CO_2 (SO_3, Cl) → Grt + Qtz ± Cb ± Scp + MgO ± Na_2O, (*P. 17a*) – Opx (Cpx) + Pl → Grt + Qtz + Mgo + Na_2O или Grt + Om + Na_2O, (*P. 18*) – $Amph^I$ + Pl ± CO_2 (SO_3, Cl) → Grt + Qtz ± Scp + MgO + H_2O ± Na_2O, (*P. 19*) – Om + Pl → Grt + Qtz ± Na_2O.

Во всех ГЭЧ комплексах Карелии диафторез гранулитовых пород начинается с процессов куммингтонизации (Король, 1990, 2003). Образование куммингтонита и его замещения выражаются в схемах реакций (*P. 1*) – (*P. 7*). Эти проявления представляют собой (Король, 1990, 2003), за исключением реакции (*P. 5*), близкую к изохимической перекристаллизацию с выносом (*P. 2*), (*P. 4*), (*P. 6*), (*P. 7*) или привносом (*P. 1*), (*P. 3*) – SiO_2, выделением Na_2O (*P. 7*), CaO (*P. 2*).

* Здесь и далее в статье номера реакций приводятся в круглых скобках курсивом (*P. 1*) и т. д. Римские цифры – I или II вверху символов минералов обозначают их принадлежность к гранулитовой или амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма.

Таблица 12

PT-параметры образования двупироксеновых и двупироксен-амфибол-биотитовых парагенезисов порфировидных чарнокитоидов оз. Нотозеро по данным микрозондовых и химических анализов

№ п/п	Номера образцов	Геотермометры, T °C					Геобарометры, P кбар	
		Cpx-Opx	Hbl-Cpx	Pl-Hbl-Qtz	Bt-Opx	Kfs-Pl	Hbl	Cpx-Pl-Qtz
1	B-2132-2 микроз. ан.	750–862 при 6–8 кбар	–	–	–	–	–	–
2	B-2132-2 микроз. ан.	754–859 при 6–8 кбар	–	750–788 при 6–8 кбар	–	–	6,0–7,3; 6,1–6,2 при 750 °C	–
3	K-2222-9 микроз. ан.	–	–	750–796 при 6–8 кбар	–	–	6,1–6,7	–
4	K-2222-9 хим. ан.	784–869 при 6–8 кбар	752	–	757–767 при 6–8 кбар	–	6,5–7,6; 7,4 при 750 °C	–
5	B-2136-9 микроз. ан.	–	–	754–870 при 6–8 кбар	–	754–767 при 7–8 кбар	7,8–8,0	6,0 при 800–850 °C
6	B-2131-9 хим. ан.	768–857	752	–	–	–	6,0–8,0 6,9 при 750 °C	–
7	B-2131-7 микроз. ан.	–	–	755–830 при 6–8 кбар	750–843 при 6–8 кбар	–	6,4–8,0; 7,3–7,8 при 750 °C	–
8	K-890 микроз. ан.	–	–	–	771–860 при 6–8 кбар	–	–	–
9	K-890 хим. ан.	–	–	–	770–780 при 6–8 кбар	–	–	–

Примечание. Для результативных PT-параметров использованы следующие геотермометры: Cpx-Opx – Wood, Banno, 1973 (1, 4, 6); Henry, Medaris, 1976 (1, 2, 4, 6); Wells, 1977 (1); Powell, 1978 (1, 2); Фонарев, Графчиков, 1982 (2); Bertrand, Mercier, 1985 (2, 4); Sen, Jones, 1989 (1, 6); Hbl-Cpx – Плюснина, 1986 (4, 6); Pl-Hbl-Qtz – Blundy, Holland, 1990 (2, 3, 5, 7); Bt-Opx – Аранович и др., 1988 (7, 8); Sengupta et al., 1990 (4, 7, 9); Wu, Pan, Wang, 1999 (7, 8); Kfs-Pl – Whitney, Stormer, JR., 1977 (5); Haselton et al., 1983 (5) и геобарометры: Hbl – Hammarstrom, Zen, 1986 (4–7); Hollister et al., 1987 (2–7); Blundy, Holland, 1990 (2, 4, 6, 7); Schmidt, 1991 (2–7); Cpx-Pl-Qtz – McCarthy, Patino Douce, 1998 (5). 1 – Opx-Cpx-Bt-Pl-Kfs-Qtz и 2–9 – Opx-Cpx-Amph-Bt-Pl-Kfs-Qtz парагенезисы порфировидных чарнокитоидов.

Таблица 13

Микрозондовые анализы и нормативный состав гранатов диафторированных порфировидных чарноэндербитов

Компоненты	B-2136-9								
	т. 2	т. 3	т. 13	т. 14	т. 21	т. 22	т. 23	т. 25	т. 27
SiO_2	38,24	37,86	38,82	37,92	38,37	38,12	37,85	37,16	37,72
TiO_2	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Al_2O_3	21,30	21,12	21,26	20,93	21,46	21,50	21,60	21,30	20,67
FeO	27,61	27,62	27,08	28,29	27,39	27,65	28,05	28,11	28,31
MnO	2,28	2,39	2,50	2,59	2,23	2,49	2,67	2,54	2,66
MgO	3,86	4,21	3,78	3,66	3,91	3,85	3,33	3,89	3,30
CaO	6,71	6,81	6,56	6,61	6,64	6,38	6,50	7,00	7,33
Na_2O	–	–	–	–	–	–	–	–	–
K_2O	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	99,99
Si	3,02	2,99	3,07	3,01	3,03	3,01	3,00	2,94	3,00
Ti	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Al^{VI}	1,98	1,96	1,98	1,95	2,00	2,00	2,02	1,98	1,93
Fe^{3+}	–	0,06	–	0,03	–	–	–	0,14	0,07
Fe^{2+}	1,82	1,76	1,79	1,84	1,81	1,82	1,86	1,72	1,80
Mn	0,15	0,16	0,17	0,17	0,15	0,17	0,18	0,17	0,18
Mg	0,45	0,49	0,44	0,43	0,46	0,45	0,39	0,46	0,39
Ca	0,57	0,58	0,56	0,56	0,56	0,54	0,55	0,59	0,62
Na	–	–	–	–	–	–	–	–	–
K	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Prp	0,15	0,17	0,15	0,14	0,15	0,15	0,13	0,16	0,13
Alm	0,61	0,58	0,60	0,62	0,61	0,61	0,62	0,58	0,60
Grs	0,19	0,19	0,19	0,18	0,19	0,18	0,19	0,19	0,20
Sps	0,05	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06
Adr	–	0,01	–	–	–	–	–	0,01	0,01
Uv	–	–	–	–	–	–	–	–	–
f, %	80,18	78,22	80,27	81,06	79,74	80,18	82,67	78,90	82,19
F, %	80,18	78,79	80,27	81,30	79,74	80,18	82,67	80,17	82,74
Тип Grt	Пироп-гроссуляр-альмандиновый								

Примечание. B-2136-9 – амфиболизированные, биотитизированные, гранатизированные чарноэндербиты и гранат-амфибол-биотитовые гнейсы по ним.

В чарноэндербитах района губы Миронова оз. Нотозеро зафиксировано развитие куммингтонита по ромбическому (рис. 8, 9)* и моноклинному пироксенам, буровато-зеленому амфиболу (*P. 1 – P. 3*). Преобразование двупироксеновых гранодиоритов в куммингтонизированные разновидности (табл. 7, № 1 → № 2) осуществляется при метаморфической перекристаллизации, проходящей с участием H_2O и SiO_2 в условиях амфиболитовой фации метаморфизма беломорского типа.

Вся последовательность диафторических преобразований чарноэндербитов, изученная с использованием химических анализов минералов, отражена в табл. 7 (№ 1–5). Оказалось, что при переходах от исходных парагенезисов двупироксеновых гранодиоритов к диафторическим повсеместно отмечается (табл. 3, 7, 8) возрастание железистости (F) пород и минералов – Amph (рис. 13), Bt, Grt. В амфиболах при этом постепенно понижается содержание TiO_2 (рис. 13); в биотитах значение этого оксида уменьшается при переходе от чарноэндербитов к диафторитам (парагенезис № 3, табл. 7) и в дальнейшем (№ 3 → № 4 → № 5) остается практически постоянным или изменяется незначительно (табл. 3, 7, 8). Осуществляется структурная перестройка калиевых полевых шпатов (Король, 1990) от высоких и промежуточных моноклинных ортоклазов (чарноэндербиты) к переходным в микроклины триклинным промежуточным ортоклазам (парагенезис № 2, редко № 3, табл. 7) и далее к решетчатым микроклинам (№ 4, 5), но иногда с сохранением единичных зерен реликтовых переходных ортоклазов (№ 4). Содержание анортитовой составляющей в плагиоклазах практически остается постоянным.

Микрозондовые исследования минералов позволили внести некоторые новые данные и корректировку в изучение процессов преобразований чарнокитоидов в амфиболизированные, биотитизированные и гранатизированные их разновидности и далее в гранат-амфибол-биотитовые гнейсы (табл. 7, № 6, 7; табл. 6, 9–11, 13; рис. 12, 13).

Как сказано выше, процессы диафторической амфиболизации в чарнокитоидах не заканчиваются образованием куммингтонита. Последующие изменения связаны с замещением реликтовых пироксенов и буровато-зеленых кальциевых амфиболов (рис. 3, 7) голубовато-зелеными (*P. 8, 9*). При этом Cum также переходит в $Amph^{II}$ (*P. 4*). По данным микрозондовых анализов минералов в чарноэндербитах изучены преобразования гранулитовых амфиболов в их диафторированные разности (табл. 6, рис. 12, 13). В $Amph^{I}$, равновесном с Cpx, наблюдается типичное для этих переходов формирование симплектитовых структур (выделение Qtz) в ходе реакции (*P. 9*) и пятнистое изменение окраски амфибола от буровато-зеленой до голубовато-зеленой (рис. 3, обр. В-2136-9, точки 34 → 35 → 46). При этом зерно разрушается, промежутки заполнены кварцем. В ходе преобразования гранулитового $Amph^{I}$ (т. 34) в промежуточную разновидность $Amph^{I→II}$ (т. 35) и далее в амфибол амфиболитовой фации – $Amph^{II}$ (т. 46) содержание оксида титана в минерале понижается – 1,97 → 1,41 → 1,36%, а значения железистости (F) – уменьшаются от 57,1 до 53,1% и снова возрастают до 56,6% (табл. 6, рис. 13, обр. В-2136-9). Согласно классификации B. E. Leake и др. (1997), все рассмотренные здесь (рис. 3) кальциевые амфиболы относятся к Fe-Prg (рис. 12, а).

В другом случае (табл. 6, рис. 13, обр. К-2222-9), в зерне гранулитового амфибола, равновесного с пироксенами, зафиксированы переходы $Amph^{I}$ (т. 14) в $Amph^{I→II}$ (т. 15), при которых не только уменьшается TiO_2 (1,75 → 1,41%), но и возрастает железистость (49,7 → 52,5%), что наиболее характерно для подобных преобразований (Король, 1990, 2003). Согласно классификации B. E. Leake и др. (1997), обе разновидности Amph относятся к эденитам (табл. 6, рис. 12, а).

Кроме того, изучены амфиболы из каймы, развивающейся по Fe-Hyp (рис. 7, рис. 12, 13, табл. 6, обр. К-2222-9, точки 8а, 8, 7, 7а, 7б). Реликтовый гранулитовый Prg–Fe-Prg (Leake et al., 1997) обнаружен в единственной точке (рис. 7, т. 8а) среди диафторированных разновидностей. При переходе амфиболов от гранулитовой (Prg–Fe-Prg) к амфиболитовой (Mg-Hbl) фации фиксируется уменьшение TiO_2 (1,59 → 1,33%) и железистости (F) от 52,4 до 50,1% (рис. 7, 13, табл. 6, обр. К-2222-9, точки 8а → 8). В этой же кайме обнаружены преобразования промежуточной разновидности амфибола $Amph^{I→II}$ (гранулитовая → амфиболитовую фации) в $Amph^{II}$ (рис. 7, 13, табл. 6, обр. К-2222-9, точки 7 и 7а, 7б). При этих замещениях понижается содержание TiO_2 (1,45 → 1,39–1,04%) и железистости (F) от 56,4 до 49,6–48,0% и увеличивается MgO от 8,57 до 10,25–10,70% (табл. 6, точки 7 и 7а, 7б). Здесь осуществляется преобразование ферроэденита в эденит и, далее, в эденит на границе с паргаситом.

Приведенные выше данные корректируют более ранний вывод (Король, 1990, 2003) о закономерном увеличении железистости кальциевых амфиболов при переходе $Amph^{I} → Amph^{I→II} → Amph^{II}$. В целом при диафторических преобразованиях двупироксеновых гранодиоритов величина железистости (F) составляет в $Amph^{I→II}$ – 52,5–56,4%, а в $Amph^{II}$ – 48,0–56,6% (табл. 6). Последние значения приближаются к таковым в гранулитовых амфиболах (43,7–57,1%) чарноэндербитов. По данным химических анализов колебания F в $Amph^{II}$ диафторированных чарноэндербитов значительно выше и составляют 58,7–68,1% (табл. 7, 8).

Как видно из микрозондовых исследований, при преобразованиях двупироксеновых гранодиоритов в гранат-амфибол-биотитовые гнейсы содержание TiO_2 в $Amph^{I}$ понижается и составляет в переходных разновидностях $Amph^{I→II}$ – 1,45–1,41%, а в $Amph^{II}$ – 1,39–1,04% (табл. 6, рис. 13).

* Точки (11, 11а, 11б, 11в) микрозондовых анализов куммингтонитов на рис. 8 не соответствуют стехиометрии (повышенное содержание SiO_2) и поэтому не приведены в табл. 6.

Таким образом, диафторические замещения пироксенов и гранулитовых амфиболов голубовато-зелеными Amph в порфировидных чарнокитоидах представляют собой метаморфическую перекристаллизацию: с выносом натрия (*P. 8*) или с выделением либо MgO, либо FeO (*P. 9*). Условия этих преобразований соответствуют амфиболитовой – эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма беломорского типа (Король, 2003).

При микрозондовых исследованиях минералов в амфиболизированных, биотитизированных, гранатизированных чарнокитоидах впервые были обнаружены магнезиально-железистые ромбические амфиболы (табл. 6, рис. 14): антофиллиты и Fe-Ath, жедриты и Fe-Ged. Все эти Amph образуются, прежде всего, по феррогиперстенам (*P. 10*) при диафторических изменениях чарнокитов и чарноэндербитов (рис. 6–8). Синхронно с этими преобразованиями в двупироксеновых гранодиоритах зафиксированы переходы кальциевых $Amph^{I} \rightarrow Amph^{II}$ (рис. 7). Наблюдаются и замещения: Fe-Hyp → Cum → Fe-Ath−Fe-Ged (рис. 8). Приведенные данные свидетельствуют о том, что ромбические амфиболы в диафторированных чарнокитоидах образуются после куммингтонита и парагенетичны с голубовато-зелеными $Amph^{II}$ (табл. 7, № 6, 7). Как известно (Миясиро, 1976), антофиллит, равновесный с роговой обманкой, в метабазитах характеризует метаморфический парагенезис амфиболитовой фации. Вероятно, с достаточной долей условности, но этот вывод может быть отнесен и к описанным кислым образованиям, тем более что совпадает с определенными ранее (Король, 1990, 2003) условиями метаморфизма диафторических изменений пород.

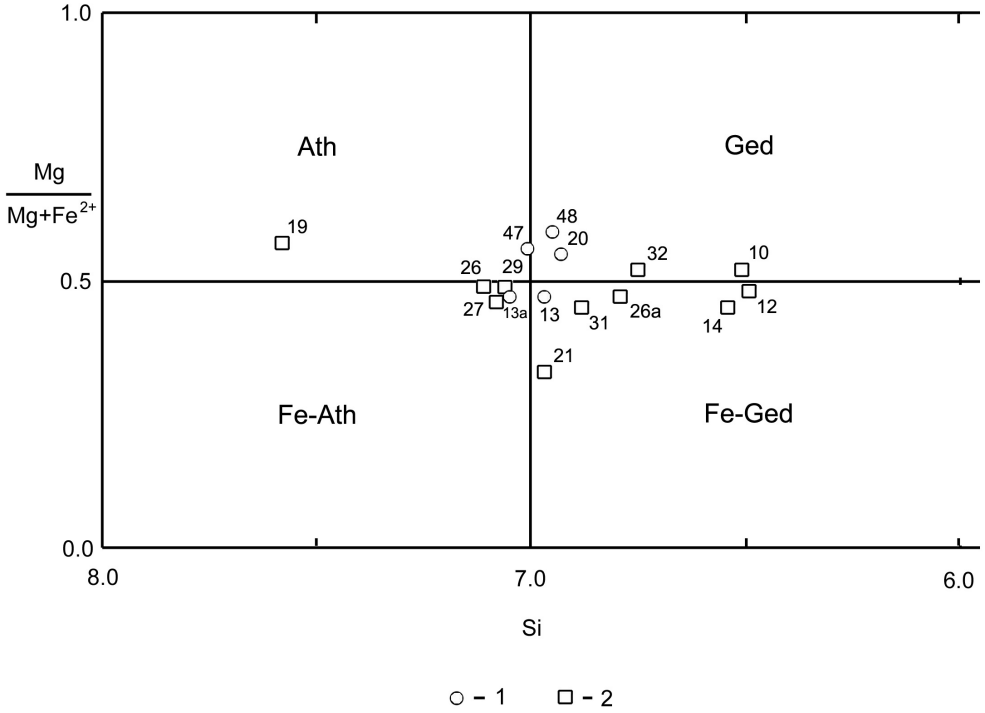


Рис. 14. Составы амфиболов диафторированных интрузивных порфировидных чарнокитоидов на классификационной диаграмме Mg/(Mg+Fe^{2+})–Si (Leake et al., 1997): $(Ca+Na)_B < 1.0$; $(Mg, Fe^{2+}, Mn, Li)_B \geq 1.0$, $Li_B < 1.0$:

1–2 – точки составов амфиболов по данным микрозондовых анализов из диафторированных чарноэндербитов (1) и чарнокитов (2). Район губы Миронова оз. Нотозеро. Номера точек составов амфиболов соответствуют табл. 6

Антофиллиты из измененных чарноэндербитов и чарнокитов (табл. 6, рис. 14, обр. В-2136-9, т. 47 и обр. К-890, т. 19) характеризуются содержаниями: SiO_2 – 48,66 и 53,52%; жедриты (табл. 6, рис. 6, 7, 14; обр. К-2222-9, т. 20, обр. В-2136-9, т. 48 и обр. К-890, т. 10, обр. В-2131-7, т. 32) – 48,14–48,34% и 43,25–46,58% SiO_2. Для Ath характерны значения Al_2O_3 – 9,14 и 6,01% при норме значения данного окисла – ≤8,0% (Минералы, 1981б); а для Ged – 9,43–10,07% и 10,14–11,79% – Al_2O_3 при нормативных >8,0%. Величина железистости (F) составляет в антофиллитах 47,0% и 44,4%, в жедритах – 44,9–48,1% и 52,0–54,2%. В обеих разновидностях минералов отсутствует Na_2O. Все исследованные минералы развиваются по Fe-Hyp.

Ферроантофиллиты–феррожедриты (табл. 6, рис. 8, 14; обр. К-2222-9, точки 13а, 13) в диафторированных двупироксеновых гранодиоритах содержат 48,47–47,63% SiO_2, 9,35–9,46% Al_2O_3; значение железистости в данных минералах составляет 55,71–56,48%. Na_2O присутствует только в Fe-Ged (0,25%). Данные составы минералов изучены в точках микрозондового анализа, сближенных на микроуровне в ромбическом амфиболе, развивающемся по куммингтониту (рис. 8).

Подобная пара минералов Fe-Ath–Fe-Ged, замещающих феррогиперстен при диафторезе чарнокитов (табл. 6, рис. 6, 14; обр. В-2131-7, точки 26, 26а), характеризуется: 49,13–46,23% SiO_2, 10,81–10,09% Al_2O_3, 0,61–0,58% Na_2O. Железистость возрастает от ферроантофиллита (52,9%) к феррожедриту (58,6%).

Кроме описанных составов амфиболов из сближенных точек анализа, ферроантофиллиты диафторированных чарнокитов (табл. 6, рис. 6, 14; обр. В-2131-7, точки 27, 29) содержат 48,79% SiO_2, а феррожедриты (табл. 6, рис. 6, 14, обр. К-890, точки 12, 14, 21, обр. В-2131-7, т. 31) – 41,93–46,62% SiO_2. Значение Al_2O_3 изменяется в Fe-Ath от 10,02 до 10,17%, а в Fe-Ged – от 9,17 до 10,01%, при аномальном понижении до 6,28% (т. 21 обр. К-890). Величины железистости в ферроантофиллитах колеблются в пределах 54,1–56,9%, в феррожедритах – 54,4–66,9%. Все описанные здесь минералы развиваются (*P. 10*) по феррогиперстену.

Итак, при диафторезе чарнокитоидов чаще всего образование ромбических амфиболов осуществляется по феррогиперстенам (*P. 10*) и представляет собой метаморфическую перекристаллизацию с участием H_2O и SiO_2; Al_2O_3 в ходе реакции, вероятно, заимствуется из плагиоклаза. Последнее явление касается, скорее всего, и процесса замещения куммингтонита ромбическими амфиболами, близкими к Cum по содержанию SiO_2 и воды. Преобразования осуществляются в условиях амфиболитовой фации метаморфизма беломорского типа.

Коричневые (в шлифах) биотиты входят в состав парагенетических ассоциаций амфиболизированных, биотитизированных, гранатизированных чарноэндербитов – чарнокитов и гранат-амфибол-биотитовых гнейсов по ним (табл. 7, парагенезисы № 3, 4, 6, 7). Исследования показали (Король, 2003), что при диафторезе Bt^{II} могут формироваться в ходе реакций (*P. 5–6, 11–14*). Составы данных минералов, изученные химическим и микрозондовым методами, представлены в таблицах 8 и 9.

В диафторированных чарноэндербитах биотиты замещают ромбические, реже моноклинные пироксены (*P. 11*) по трещинам, в виде кайм, вплоть до формирования изолированных зерен (рис. 2, табл. 9, обр. В-2132-2, точки 4, 6, 29). Для Bt^{II} характерны содержания: 4,42–5,14% TiO_2; 9,97–10,34% K_2O, 18,0–24,0% истонит-сидерофиллитовой молекулы и колебания железистости (F) – 42,8–47,4%. Кроме того, в этих же породах фиксируются и реакции замещения, идущие по схеме (*P. 1, 5*): Fe-Hyp → Cum → Bt, с формированием псевдоморфоз куммингтонита по феррогиперстену и развитием коричневого игольчатого Bt^{II} по Cum с выделением Qtz и образованием своеобразных симплектитовых структур, сложенных биотитом и кварцем (рис. 9, обр. К-2222-9). В двупироксеновых гранодиоритах, одновременно с преобразованиями (*P. 9*) $Amph^{I}$ → $Amph^{II}$, происходит и биотитизация гранулитового амфибола (*P. 12*); в результате образуются лейсты Bt^{II} (рис. 7, табл. 9, обр. К-2222-9, точки 9, 10 и 17–19). Для них характерны незначительные колебания TiO_2 (4,23–4,47%) и K_2O (10,27–10,67%). Значения истонит-сидерофиллитовой молекулы изменяются в пределах 18,0–25,0%, а железистости (F) – 44,9–48,5%.

Биотиты, формирующиеся одновременно с Ath, Ged и с $Amph^{II}$ в диафторированных чарноэндербитах (рис. 3, табл. 9, обр. В-2136-9, точки 39, 40, 43), отличаются от описанных выше более высокими содержаниями TiO_2 (4,99–5,57%) и ист.-сид. молекулы (29,0–33,0%), при сходных колебаниях значений K_2O (10,29–10,67%) и железистости (46,3–48,3%). В единственном случае зафиксировано пониженное значение TiO_2 (3,81%), K_2O (8,16%) и величины F (40,25%) в Bt^{II} из диабластовых микроскоплений биотита и жедрита – антофиллита (рис. 3, обр. В-2136-9, точки 50 и 47–48). В участках равновесия граната и биотита (рис. 10, 4) диафторических парагенезисов чарноэндербитов (табл. 9, обр. В-2136-9, точки 10, 20, 24, 29, обр. В-2132-2, т. 13) для Bt^{II} характерны колебания TiO_2 – 4,00–5,64%, K_2O – 9,67–10,74%, ист.-сид. молекулы – 21,0–31,0%, железистости – 47,6–48,8%, с понижением до 38,3% в образце В-2132-2 (т. 13). В амфиболизированных, биотитизированных и гранатизированных чарнокитах (рис. 15, табл. 9, обр. К-890, точки 28–31, 40) пределы изменений TiO_2 в биотитах, из минеральных взаимопрорастаний Grt и Bt^{II}, составляют 4,13–6,21%. Содержания K_2O колеблются при этом в пределах 7,24–10,16%, ист.-сид. молекулы – 26,0–36,0%, железистости – 46,7–49,8%. Минимальные значения оксида титана и K_2O соответствуют биотиту (т. 40) из каймы, развивающейся по Grt; а максимальные – Bt^{II} (т. 31) из трещинообразных включений в гранате. По сравнению с Bt^{I} (TiO_2 = 5,25–5,37% при F = 47,5–49,8%) из раннего чарнокитового парагенезиса (табл. 9, обр. К-890, точки 2, 6, 7) значения TiO_2 в Bt^{II} (табл. 9, обр. К-890, точки 28–31, 40) повышаются в верхнем пределе колебаний и перекрываются по величинам железистости.

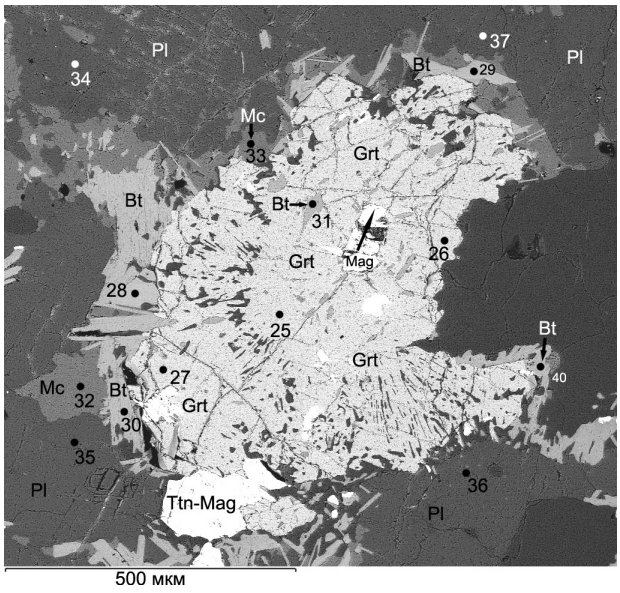


Рис. 15. Минеральные взаимопрорастания Grt и Bt в диафторированном чарноките

Шлиф К-890. Район губы Миронова оз. Нотозеро

Как уже упоминалось, по данным химических анализов минералов (табл. 3, 7, 8), при переходах от магматических парагенезисов чарноэндербитов к метаморфическим амфиболитовой–эпидот-амфиболитовой фаций (табл. 7, парагенезисы 1 → 3 → 4) в биотитах наблюдалось понижение TiO_2 (4,36 → 3,60 → 3,38%) и повышение железистости (51,0 → 53,0 → 61,0%).

Таким образом, приведенные исследования показали, что в условиях диафтореза биотитизация чарнокитоидов не является изолированным процессом, а осуществляется по пироксенам, гранулитовым $Amph^{I}$, куммингтониту синхронно с образованием кальциевых $Amph^{II}$ и магнезиально-железистых ромбических амфиболов и гранатов. Известно (Король, 1990, 2003), что реакции (*P. 11, 14*) образования биотита по ортопироксену протекали параллельно с преобразованиями (*P. 13*) $Bt^{I} \rightarrow Bt^{II}$ и были обменными метаморфическими, только с участием водного флюида и без привноса K_2O. Эти выводы касаются и реакций (*P. 12, 13*). Биотитизация куммингтонита (*P. 5, 6*) происходит при метаморфической перекристаллизации с возможным заимствованием оксида калия из полевых шпатов и обязательным выделением кварца в ходе реакций. Диафторическая биотитизация чарнокитоидов осуществляется в условиях амфиболитовой–эпидот-амфиболитовой фаций беломорского типа. Уменьшение оксида титана синхронно с повышением железистости от гранулитовых к диафторическим биотитам, вероятно, не столь закономерно, как это полагалось ранее (Король, 1990, 2003).

Появление гранатов в порфировидных чарнокитоидах происходит на этапе диафтореза гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро (Король, 2003). Исследования показали, что гранатизация чарноэндербитов и чарнокитов осуществляется в соответствии с реакциями (*P. 7, 16–19*), после становления куммингтонита, синхронно с процессами амфиболизации ($Amph^{II}$, Ath-Ged) и биотитизации. Формирование Grt начинается с образования цепочек зерен граната на границе Opx или Cpx или гранулитового $Amph^{I}$ и плагиоклаза с выделением при реакции кварца. Средняя стадия – формирование центрических структур граната с пироксенами или амфиболом внутри, при этом возможно образование карбоната и скаполита. Следующий этап – концентрация и укрупнение зерен граната (рис. 4, 10, 15) и становление амфибол-биотит-гранатовых парагенезисов в диафторированных чарнокитоидах. В ходе процесса иногда наблюдается развитие граната и по рудному минералу (*P. 19*), на границе с плагиоклазом (рис. 4, 10). Кроме того, рудный минерал может выделяться (*P. 17a*) как избыточная фаза железа при формировании Grt по пироксенам (рис. 10).

Гранаты, изученные химическим и микрозондовым методами, представлены в таблицах 8 и 13 и на рис. 4, 10, 15*.

При преобразованиях чарноэндербитов (табл. 8, обр. К-2222-9а-1 → К-2222-8а, табл. 7, парагенезисы № 3 → 4) от амфиболизированных – биотитизированных – гранатизированных разновидностей к Grt–Amph–Bt гнейсо-гранодиоритам в гранатах понижается содержание пиропа (12,0 → 5,0%) и альмандина (63,0 → 54,0%). При этом в них увеличиваются: Ca-составляющая (19,0 → 28,0%), железистость (85,3 → 91,1%) и содержание спессартина (6,0 → 13,0%). Осуществляется переход пироп-гроссуляр-альмандинового граната в спессартин-гроссуляр-альмандиновый. По составу Grt и Bt на соответствующих диаграммах (Другова, Глебовицкий, 1965) парагенезис (№ 3, табл. 7) отвечает амфиболитовой фации. Условия формирования парагенетических ассоциаций (№ 3, 4, табл. 7), по составу граната на диаграмме Alm+Sps – Grs+Adr – Prp (Володичев, 1975), соответствуют эпидот-амфиболитовой (кианит-мусковитовой) фации метаморфизма беломорского типа (Король, 1990, 2003).

Как упоминалось выше, микрозондовые анализы гранатов, образовавшихся по гранулитовому амфиболу и рудным минералам (рис. 4, обр. В-2132-2), и из взаимопрорастаний Grt и Bt (рис. 15, обр. К-890) из диафторированных чарноэндербитов и чарнокитов оказались нестехиометричны. Исследованы составы гранатов, сформировавшихся по моноклинным пироксенам (рис. 10, табл. 13, обр. В-2136-9, точки 2, 3, 13, 14), иногда с выделением рудного минерала на границе Cpx и Grt (точки 1 и 13), а также из участков равновесия с коричневыми биотитами (табл. 13, обр. В-2136-9, точки 21–23, 25, 27) в диафторированных чарноэндербитах. Содержание пироповой составляющей в Grt из этих пород изменяется в пределах 13–17%, гроссуляровой – 18–20%, альмандиновой – 58–62%, спессартиновой – 5–6%. Андрадит (1%) зафиксирован только в некоторых зернах граната (табл. 13, обр. В-2136-9, точки 3, 25, 27). В диафторированных чарноэндербитах значения железистости (F) в Grt колеблются в пределах 78,8–82,7%. Все гранаты относятся к пироп-гроссуляр-альмандиновым разновидностям, их номинальные составы достаточно близки или перекрываются по значениям. Очевидно, что Grt фиксируют, независимо от того, по каким исходным минералам они образовались, фазу становления диафторических парагенезисов. На диаграмме Alm+Sps – Grs+Adr – Prp (Володичев, 1975) исследованные гранаты попадают в поле кианит-микроклиновой субфации кианитовой (амфиболитовой) фации, иногда близко к границе с кианит-мусковитовой (эпидот-амфиболитовой) фацией метаморфизма.

Таким образом, исследования показали, что при диафторезе чарнокитоидов одновременно с биотитизацией и амфиболизацией пород осуществляются процессы образования высокожелезистых пироп-гроссуляр-альмандиновых гранатов преимущественно по пироксенам и гранулитовым амфиболам (*P. 16–18*) в ходе метаморфической перекристаллизации, иногда с привносом летучих компонентов (CO_2, SO_3, Cl) и повсеместно с выносом MgO. Гранатизация

* В табл. 13 не приведены точки микрозондовых анализов Grt из образцов В-2132-2 (рис. 4) и К-890 (рис. 15) как не соответствующие стехиометрии (Si > 3,07). С долей условности используются химические анализы гранатов с повышенным содержанием Si (табл. 8).

чарноэндербитов и чарнокитов происходит в условиях от амфиболитовой до эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма беломорского типа.

Микрозондовые исследования в плагиоклазах (табл. 10) подтвердили приведенный выше вывод о постоянстве составов данных минералов (24–31% An и 24–30% An) при диафторических изменениях порфировидных чарноэндербитов и чарнокитов. Объяснением этому может служить компенсационное перераспределение кальция и натрия в ходе синхронных метаморфических реакций при диафторезе пород. Так, на общем фоне олигоклазов (24–29% An) единичные определения андезина (31% An) зафиксированы как в исходном двупироксеновом гранодиорите, так и в его гранатизированной разновидности (табл. 10, обр. В-2132-2, точки 3 и 33). Олигоклаз-андезин (30% An) встречен и в парагенезисе чарнокита (рис. 5, табл. 10, обр. В-2131-7, т. 13), и в гранатизированном и биотитизированном чарноэндербите (табл. 10, обр. В-2136-9, т. 18).

Структурное исследование калиевых полевых шпатов в гранат-амфибол-биотитовых гнейсо-гранодиоритах (табл. 7, парагенезис № 4) по чарноэндербитам показало, что все они относятся к решетчатым микроклинам, иногда с реликтами переходных триклинных промежуточных ортоклазов (Король, 1990, 2003). Микрозондовым методом изучены микроклины из диафторированных чарноэндербитов и чарнокитов, парагенетичные с Grt, Bt^{II}, Olg-Anz и Olg, Qtz в (табл. 11, обр. В-2136-9, т. 30 и рис. 15, табл. 11, обр. К-890, точки 32, 33). В породах первой и второй групп номинальный состав Mc соответствует значениям: X_K – 0,85 и 0,90, X_{Na} – 0,15 и 0,10. Величины X_K ортоклазов исходных чарноэндербитов незначительно меньше – 0,78 (табл. 11, обр. В-2136-9, т. 33), а для чарнокитов практически близки – 0,87 (табл. 11, обр. К-890, т. 4).

PT-параметры диафторических преобразований порфировидных чарнокитоидов

На этапе диафтореза метаморфической эволюции ГЭЧ комплекса оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро в условиях регрессивной направленности от амфиболитовой (кианитовой) к эпидот-амфиболитовой (кианит-мусковитовой) фации высокобарического метаморфизма беломорского типа (Володичев, 1990) во всех породах осуществлялись преобразования гранулитовых и формирование диафторических парагенезисов при T = 700–590 °C, P = 10,0–9,0 кбар и T = 580–490 °C, P = 9,0–8,0 кбар (Король, 2003). Кианитовая фация метаморфизма разделяется на кианит-ортоклазовую и кианит-микроклиновую субфации (Володичев, 1975, 1990), которые в районе исследований соответствуют температурам 700–650 °C и 650–590 °C (Король, 2003).

Для определения PT-параметров формирования и становления диафторических парагенезисов (табл. 7, 14) в амфиболизированных, биотитизированных и гранатизированных чарнокитоидах и в гранат-амфибол-биотитовых гнейсах по ним использованы данные микрозондовых и химических анализов минералов. В соответствии с компьютерной программой TPF-2004 (ИЭМ РАН) температуры устанавливались по Grt–Hbl, Grt–Bt, Pl–Hbl–Qtz, Hbl–Pl, Kfs–Pl геотермометрам, а давления – по Hbl, Grt–Hbl–Pl–Qtz геобарометрам (табл. 14). Определение PT-параметров, по данным химических анализов минералов, показало, что становление $Amph^{II}$ + Bt^{II} + Grt + Pl + Kfs + Qtz парагенезисов (№ 3 и 4, обр. К-2222-9а-1 и К-2222-8а, табл. 7) в амфиболизированных, биотитизированных, гранатизированных чарноэндербитах и гранат-амфибол-биотитовых гнейсо-гранодиоритах по ним могло осуществляться при температурах: 697–694 °C, 647–594 °C, 558 °C и 646–593 °C, 550–519 °C по Grt–Hbl геотермометрам (№ 1–3, 5–6, табл. 14). Близки к этим значениям и данные: 704–650 °C, 649–595 °C, 578–558 °C и 691–665 °C, 647–590 °C, 576–496 °C, полученные для этих же пород по Grt–Bt геотермометрам (№ 1–3 и 4–6, табл. 14). Все эти величины свидетельствуют о широком спектре колебания температур от кианит-ортоклазовой (704–650 °C) к кианит-микроклиновой (649–590 °C) субфации кианитовой – амфиболитовой фации и до кианит-мусковитовой (578–496 °C) – эпидот-амфиболитовой фации. При этом в пределах субфаций и фаций фиксируются близкие температуры образования для каждого из парагенезисов. Давления при становлении последних (№ 3 и 4, табл. 7) отвечают по Hbl геобарометру: 10–9 кбар в условиях амфиболитовой и 9–8 кбар – эпидот-амфиболитовой фации (№ 3–6, табл. 14). Аналогичные величины давлений получены по Hbl геобарометру для микроклин-биотитовых, с амфиболом, гнейсов (№ 5, табл. 7; № 7, 8, табл. 14).

В целом по микрозондовым анализам минералов, PT-параметры формирования амфиболизированных, биотитизированных и гранатизированных чарноэндербитов и гранат-амфибол-биотитовых гнейсов по ним соответствуют: 703–660 °C по Grt–Hbl геотермометрам при давлениях по Grt–Hbl–Pl–Qtz геобарометрам 9,9–9,1 кбар (№ 12, табл. 14). Эти данные отвечают кианит-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации метаморфизма беломорского типа. Температуры, определенные в тех же группах пород по Grt–Bt геотермометрам (№ 12–14, табл. 14), изменяются от 703–650 °C к 648–590 °C и до 579–539 °C, т. е. фиксируется понижение значений от амфиболитовой до эпидот-амфиболитовой фации. Близкие величины температурных параметров амфиболитовой фации (671–659 °C, 649–606 °C) получены (№ 12, 13, табл. 14) и в результате применения Kfs–Pl геотермометров. Использование Pl–Hbl–Qtz и Hbl–Pl геотермометров фиксирует диафторез в чарноэндербитах в пределах: 687–652 °C, 649–590 °C и 653 °C, 648 °C, 524–515 °C (№ 9–14, табл. 14), что отвечает амфиболитовой фации с понижением до эпидот-амфиболитовой. Этим же условиям метаморфизма соответствуют и давления (10,0–9,0 и 9,0–8,1 кбар), определенные по Hbl и Grt–Hbl–Pl–Qtz геобарометрам (№ 11–14, табл. 14).

Таблица 14

PT-параметры образования диафторических парагенезисов измененных порфировидных чарнокитоидов оз. Нотозеро по данным химических и микрозондовых анализов

№ п/п	Номер образца	Геотермометры, T °C					Геобарометры, P кбар	
		Grt-Hbl	Grt-Bt	Pl-Hbl-Qtz	Hbl-Pl	Kfs-Pl	Hbl	Grt-Hbl-Pl-Qtz
1	К-2222-9а-1	697–694	704–650	–	–	–	–	–
2	К-2222-9а-1	647–594	649–595	–	–	–	–	–
3	К-2222-9а-1	558	578–558	–	–	–	8,7	–
4	К-2222-8а	–	691–665	–	–	–	10,0–9,0	–
5	К-2222-8а	646–593	647–590	–	–	–	10,0–9,0	–
6	К-2222-8а	550–519	576–496	–	–	–	9,0–8,0	–
7	К-2222-9б	–	–	–	–	–	10,0–9,0	–
8	К-2222-9б	–	–	–	–	–	9,0–8,0	–
9	К-2222-9	–	–	667–652	–	–	–	–
10	К-2222-9	–	–	649–590	–	–	–	–
11	К-2222-9	–	–	–	524–516	–	8,8	–
12	В-2136-9	703–660	703–650	687–660	653	671–659	9,5–9,0	9,9–9,1 при 700–650 °C
13	В-2136-9	–	648–590	–	648	649–606	9,5–9,0	10,0–9,5 при 600 °C
14	В-2136-9	–	579–539	–	522–515	–	9,0–8,1	8,6–8,2 при 550–500 °C
15	К-890	–	–	–	–	569–501	–	–

Примечание. 1–8 – химические анализы, 9–15 – микрозондовые анализы. 1–3 – амфиболизированные, биотитизированные, гранатизированные чарноэндербиты; 4–6 – гранат-амфибол-биотитовые гнейсо-гранодиориты и гнейсы; 7–8 – микроклин-биотитовые (± Amph) гнейсы; 9–14 – амфиболизированные, биотитизированные, гранатизированные чарноэндербиты и гранат-амфибол-биотитовые гнейсы по ним; 15 – амфиболизированные, биотитизированные, гранатизированные чарнокиты. PT-параметры отражают условия метаморфизма беломорского типа (Володичев, 1990) кианит-ортоклазовой (1, 4, 7, 9, 12) и кианит-микроклиновой (2, 5, 7, 10, 13) субфаций кианитовой (амфиболитовой) фации (при 10,0–9,0 кбар) и кианит-мусковитовой (3, 6, 8, 11, 14, 15) или эпидот-амфиболитовой фации (при 9,0–8,0 кбар).

Для результативных PT-параметров использованы следующие геотермометры: Grt-Hbl – Wells, 1979 (1, 2, 5, 6, 12), Powell, 1985 (2, 5, 12), Лаврентьева, Перчук, 1989 (2, 6, 12), Krogh, 2000 (3, 6); Grt-Bt – Thompson, 1976 (1, 5, 6, 12, 13), Ferry, Spear, 1977 (2, 6, 12, 13), Goldman, Albee, 1977 (3, 6, 12–14), Глебовицкий, Другова, 1979 (13, 14), Лаврентьева, Перчук, 1981 (3, 6, 13, 14), Перчук, 1981 (3, 6, 13, 14), Hodges, Spear, 1982 (1, 5, 12), Perchuk et al., 1984 (2, 6, 12, 13), Ganguly, Caxena, 1984 (2, 5, 12, 13), Indaris, Martignole, 1985 (1, 2, 4, 6, 12–14), Перчук, 1989 (2, 6, 12, 13), Krogh et al., 1990 (1, 3, 4, 12), Kleemann, Reinhardt, 1994 (1, 5, 12, 13); Pl-Hbl-Qtz – Blundy, Holland, 1990 (9, 10, 12), Hbl-Pl – Spear, 1981 (11, 14), Jaques et al., 1982 (12, 13), Kfs-Pl – Stormer, JR, 1975 (13, 15), Whitney, Stormer, JR, 1977 (12, 15), Powell M., Powell R., 1977 (13, 15), Haselton et al., 1983 (13, 15) и геобарометры: Hbl – Hammarstrom, Zen, 1986 (3, 6, 11), Hollister et al., 1987 (4–8, 12–14), Schmidt, 1991 (6, 8, 14), Grt-Hbl-Pl-Qtz – Kohn, Spear, 1989 (12–14).

В амфиболизированных, биотитизированных и гранатизированных разновидностях чарнокитов по данным микрозондовых анализов получены значения температур – 569–501 °C, установленные по Kfs–Pl геотермометрам (№ 15, табл. 14) при возможных давлениях 9–8 кбар, что соответствует условиям эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Отсутствие стехиометричных анализов Grt, равновесных с Bt, не позволило получить параметры температур амфиболитовой фации в диафторированных чарнокитах.

Таким образом, диафторические преобразования в порфировидных чарнокитоидах и становление $Amph^{II}$ + Bt^{II} + Grt + Pl + Kfs + Qtz парагенезисов осуществлялись при температурах 704–650 °C в условиях кианит-ортоклазовой и – 649–590 °C – кианит-микроклиновой субфаций амфиболитовой фации с понижением до эпидот-амфиболитовой (579–496 °C). При этом давления, согласно условиям метаморфизма, соответствовали 10,0–9,0 и 9,0–8,0 кбар. Полученные значения температур и давлений совпадают с PT-параметрами второго диафторического этапа метаморфической эволюции ГЭЧ комплекса [1] оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро (Король, 2003, 2009).

Заключение

Порфировидные интрузивные чарнокитоиды являются составной частью архейских гранулитовых образований беломорского ГЭЧ комплекса оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро и подвергаются изменениям в ходе его метаморфической эволюции. В региональном плане масштабы развития пород данной группы невелики. Однако чарнокитоиды имеют свою толеитовую специфику состава, высокую железистость и особый порфировидный внешний облик, отличающий их от других одноименных образований района. Геологическая позиция чарнокитоидов этого типа до сих пор остается неоднозначной. По геологическим соотношениям установлено, что чарноэндербиты – чарнокиты образовались позже супракрустальных гранулитов, ультрабазитов – основных ультрабазитов, а также могут рассматриваться в качестве наиболее поздней фазы внедрения интрузивной ферротолеитовой серии – габброиды – гиперстеновые диориты–тоналиты или сформироваться несколько позже последних. Гранулитовая амфиболизация, инициируемая эндербитами известково-щелочного ряда периода региональной мигматизации и гранитизации в породах ГЭЧ комплекса, захватывает и ферротолеитовые чарноэндербиты. На этом основании, при отсутствии геологических соотношений между двумя типами пород, предполагается, что порфировидные чарнокитоиды древнее эндербитов. Известково-щелочные, без амфибола, чарнокиты Пажминского массива – наиболее поздние образования в районе оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро.

На гранулитовом этапе метаморфической эволюции ГЭЧ комплекса в интрузивных чарнокитоидах фиксируются: редкие ранние – Opx+ Cpx ± Bt + Pl + Or + Qtz и сформировавшиеся, вероятнее всего, под

воздействием эндербитов при гранулитовой амфиболизации (Король, 2009) и наиболее распространенные – Opx + Cpx + Amph + Bt + Pl + Or + Qtz парагенезисы. Для них характерны преимущественно железистые ортопироксены (Fe-Hyp), при наличии высокотитанистых гранулитовых буровато-зеленых кальциевых амфиболов и ярко-коричневых биотитов. PT-параметры формирования этих парагенетических ассоциаций практически полностью совпадают и составляют 750–870 °С при умеренных давлениях 6,0–8,0 кбар, что полностью соответствует таковым для всех гранулитовых образований I этапа метаморфической эволюции ГЭЧ комплекса оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро. Это может свидетельствовать о том, что в течение первого гранулитового этапа режим температур и давлений оставался постоянным.

На II этапе метаморфической эволюции ГЭЧ комплекса [I], под воздействием глубинных флюидов, происходит диафторез порфировидных чарнокитоидов, как и всех гранулитовых образований, в условиях, соответствующих кианитовой (амфиболитовой) – кианит-мусковитовой (эпидот-амфиболитовой) фации метаморфизма беломорского типа (Володичев, 1990). При этом осуществляются наиболее ранняя куммингтонизация и далее синхронные процессы: амфиболизации (умеренно- и низкотитанистые голубовато-зеленые кальциевые амфиболы, магнезиально-железистые – Ged-Ath), биотитизации (коричневые Bt^{II}), гранатизации (высокожелезистые пироп-гроссуляр-альмандиновые Grt), структурной перестройки калиевых полевых шпатов (высокие моноклинные Or → решетчатые Mc). Чарнокитоиды преобразуются в амфиболизированные, биотитизированные, гранатизированные разновидности и гранат-амфибол-биотитовые гнейсы по ним. Реже изменения доходят до стадии микроклин-биотитовых гнейсов с амфиболом. Преобразования могут осуществляться по схемам реакций (*P. 1–19*). Диафторические замещения куммингтонитом ромбических и моноклинных пироксенов и гранулитовых амфиболов представляют собой близкую к изохимической перекристаллизацию с участием воды, (±) привносом или выносом – SiO_2, и (±) выделением CaO (Король, 2003). При сопряженных процессах амфиболизации ($Amph^{II}$, Ath-Ged), биотитизации (Bt^{II}), гранатизации, синхронно со структурной перестройкой калиевых полевых шпатов, осуществляются процессы обменной метаморфической перекристаллизации с участием H_2O, SiO_2, иногда с привносом летучих компонентов (CO_2, SO_3, Cl) и выносом MgO или FeO.

Процессы диафтореза и становление парагенезисов в гранат-амфибол-биотитовых гнейсах по порфировидным чарнокитоидам происходили в условиях от кианитовой (амфиболитовой) фации метаморфизма беломорского типа при температурах от 704 °С до 590 °С и давлениях 10,0–9,0 кбар до кианит-мусковитовой (эпидот-амфиболитовой) – с понижением PT-параметров (T = 579–496 °С, P = 9,0–8,0 кбар). Приведенные данные полностью соответствуют условиям преобразований гранулитовых пород на этапе диафтореза метаморфической эволюции ГЭЧ комплекса оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро (Король, 2003).

Автор выражает большую благодарность д. г.-м. наук О. И. Володичеву (ИГ КарНЦ РАН) за предоставленный фактический материал, консультации и критические замечания.

ЛИТЕРАТУРА

Аранович Л. Я., Лаврентьева И. В., Косякова Н. А. Биотит-гранатовый и биотит-ортопироксеновый геотермометры: калибровка с учетом переменности содержания Al в биотите // Геохимия. 1988. № 5. С. 668–676.

Володичев О. И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов (на примере беломорского комплекса). Л., 1975. 170 с.

Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л., 1990. 245 с.

Володичев О. И., Коншин В. А., Король Н. Е. Геология и петрология гранулитовых и интрузивных эндербит-чарнокитовых комплексов архея // Гранулитовые и мигматитовые комплексы Карелии и их роль в формировании земной коры Балтийского щита: Отчет по теме 67. Т. I. Фонды КарНЦ РАН. Петрозаводск, 1985. 206 с.

Глебовицкий В. А., Другова Г. М. Границы фаций и субфаций пород, бедных CaO, по данным гранат-биотитовой термо- и барометрии // Проблемы физико-химической петрологии (метаморфизм, магматизм). М., 1979. Т. 1. С. 34–46.

Другова Г. М., Глебовицкий В. А. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме // Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.; Л., 1965. С. 33–46.

Климов Л. В. Чарнокиты // Гранулитовая фация метаморфизма. Л., 1972. С. 47–66.

Коржинский Д. С. Роль щелочности в образовании чарнокитовых гнейсов // Геология и петрология докембрия. Общие и региональные проблемы. Тр. Вост.-Сиб. Геол. ин-та. Вып. 5. М., 1962. С. 50–61.

Король Н. Е. Чарнокитоиды Пажминской интрузии и их метаморфические преобразования // Петрология глубокометаморфизованных комплексов Карелии. Петрозаводск, 1983. С. 84–92.

Король Н. Е. Метаморфическая эволюция гранулитового комплекса Северной Карелии: Дис. … канд. геол.-минер. наук. М., 1990. 346 с.

Король Н. Е. Метаморфическая эволюция архейских гранулит-эндербит-чарнокитовых комплексов Карелии и Центральной Финляндии // Автономный раздел отчета по теме 158 «Эндогенные режимы метаморфизма в различных геодинамических обстановках докембрия Карелии». Фонды КарНЦ РАН. Петрозаводск, 2003. 364 с.

Король Н. Е. Высокотемпературная амфиболизация при эндербитовой мигматизации основных гранулитов в гранулит-эндербит-чарнокитовых комплексах Карелии // Петрология. 2009. Т. 17, № 4. С. 378–396.

Лаврентьева И. В., Перчук Л. Л. Фазовое соответствие в системе биотит – гранат. Экспериментальные данные // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, № 3. С. 731–734.

Лаврентьева И. В., Перчук Л. Л. Экспериментальное изучение амфибол-гранатового равновесия (бескальциевая система) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306, № 1. С. 173–715.

Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. М., 1983. Ч. 2. С. 371–768.

Маракушев А. А. К проблеме чарнокитов // Проблемы геологии на XXII сессии Международного геологического конгресса. М., 1966. С. 165–178.

Минералы: Справочник. Т. III. М., 1981. Вып. 2. 614 с.; Вып. 3. 398 с.

Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М., 1976. 535 с.

Перчук Л. Л. Коррекция биотит-гранатового геотермометра для случая изоморфизма Mn ↔ Mg+Fe в гранате // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256, № 2. С. 441–442.

Перчук Л. Л. Взаимосогласование некоторых Fe-Mg-геотермометров на основе закона Нернста: ревизия // Геохимия. 1989. № 5. С. 611–622.

Плюснина Л. П. Экспериментальное исследование равновесия метабазитов, геотермобарометрия // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. М., 1986. С. 174–183.

Фонарев В. И., Графчиков А. А. Двупироксеновый геотермометр // Минералогический журнал. 1982. Т. 4, № 5. С. 3–12.

Шемякин В. М. Чарнокитоиды раннего докембрия. Л., 1976. 179 с.

Шемякин В. М., Шуркин К. А. Чарнокитовые комплексы Восточной части Балтийского щита // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971. С. 225–231.

Bertrand P., Mercier J.-C. C. The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? // Earth and Planet. Sci. Letters. 1985. Vol. 76, N 1/2. P. 109–122.

Blundy Y. D., Holland T. Y. B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1990. Vol. 104, N 2. P. 208–224.

Cawthorn R. G., Collerson K. D. The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses // Amer. Mineral. 1974. Vol. 59, N 11–12. P. 1203–1208.

Cebria J. M. PX: A program for pyroxene classification and calculation of end-members // Amer. Mineral. 1990. Vol. 75. P. 1426–1427.

Cooray P. G. Charnockites as metamorphic rocks // Amer. J. Sci. 1969. Vol. 267. P. 969–982.

Ferry J. M., Spear F. S. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet // Carnegie inst. Year Book. 1977. Vol. 76. P. 579–581.

Ganguly Y. J., Saxena S. K. Mixing properties of alumosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geotermobarometry // Amer. Mineral. 1984. Vol. 69, N 1/2. P. 88–97.

Goldman D. S., Albee A. L. Corellation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with O_{18}/O_{16} partitioning between quartz and magnetite // Amer. J. Science. 1977. Vol. 277. P. 750–787.

Hammarstrom J. M., Zen E-An. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer // Amer. Mineral. 1986. Vol. 71, N 11/12. P. 1297–1313.

Haselton H. T., Howies G. L., Hemingway B. S., Robie R. A. Calorimetric investigation of the excess entropy of mixing in analbite-sanidine solid solutions: lack of evidence for Na, K short-range order and implications for two-feldspar thermometry // Amer. Miner. 1983. Vol. 68. P. 394–413.

Henry D. J., Medaris L. G. Application of pyroxene and olivine-spinel geothermometers to the alpine peridotites in Southwestern Oregon // Geol. Soc. Amer. Abstr. with Programs. 1976. Vol. 8. P. 913–914.

Hodges K. V., Spear F. S. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hempshire // Amer. Mineral. 1982. Vol. 67, N 11/12. P. 1118–1134.

Holland T. H. The Charnockite Series, a group of archaean hyperstenic rocks in Peninsular India // Mem. Geol. Surv. Ind. 1900. Vol. 28. P. 119–249.

Hollister L. S., Grissom G. C., Peters E. K. et al. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // Amer. Mineral. 1987. Vol. 72, N 3/4. P. 231–239.

Holloway J. R., Burnham C. W. Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure // J. Petrol. 1972. Vol. 13, N 1. P. 1–29.

Indaries A., Martignole J. Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in boitite // Amer. Miner. 1985. Vol. 70, N 3/4. P. 272–278.

Jaques A. L., Blake D. H., Donchak P. J. T. Regional metamorphism in the Selwyn Range area, north-west Queensland // J. of Australian Geol. and Geophysics. 1982. Vol. 7, N 3. P. 181–196.

Kleemann U., Reinhardt J. Garnet-biotite thermometry revisited: The effect of Al^{VI} and Ti in biotite // Eur. J. Mineral. 1994. Vol. 6. P. 925–941.

Kohn M. Y., Spear F. S. Empirical colibration of geobarometers for the assamblage garnet + hornblende + plagioclase + quartz // Amer. Miner. 1989. Vol. 74, N 1/2. P. 77–84.

Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // Amer. Mineral. 1983. Vol. 68, N 1/2. P. 277–279.

Krogh E. J., Andersen A., Bryhni J. et al. Eclogites and polyphase P-T cycling in the Caledonian Uppermost Allochthon in Troms, Northern Norway // J. Metamorph. Geol. 1990. Vol. 8, N 3. P. 289–309.

Krogh Ravna E. Distribution of Fe^{2+} and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet-horblende Fe-Mg geothermometer // Lithos. 2000. Vol. 53, N 3–4. P. 265–277.

Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S. et al. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // Eur. J. Mineral. 1997. Vol. 9, N 3. P. 623–651.

McCarthy T. C., Patino Douce A. E. Empirical calibration of the silica-Ca-tschermak's-anorthite (SCAn) geobarometer // J. of metamorphic Geol. 1998. Vol. 16, N 5. P. 671–682.

Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes // Mineral. Mag. 1988. Vol. 52. Part 4. P. 535–550.

Perchuk L. L., Lavrent'eva I. V., Kotelnikov A. R., Petrik I. Comparative characteristics of the metamorphism thermodynamic regimes for rocks of the Major caucasion range and Western Carpathian // Geologicky Zbornik – Geologica Carpatica. 1984. Vol. 35, N 1. P. 105–155.

Powell M., Powell R. Plagioclase-alkali feldspar geothermometry revisited // Mineral. Mag. 1977. Vol. 41, N 318. C. 253–256.

Powell R. The thermodynamics of pyroxene geotherms // Phil. Trans. R. Soc. London. 1978. Vol. 288. P. 457–469.

Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothrmometer revised // J. Metamorph. Geol. 1985. Vol. 3, N 3. P. 231–243.

Schmidt M. W. Amphibole composition as a function of buffer assemblage and pressure: an experimental approach

// EOS, Transactions, American Geophysical Union. AGU Fall Meeting. 1991. Vol. 72, N 44. P. 547.

Schumacher J. C. The estimation of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles: Nomenclature of amphiboles // Eur. J. Mineral. 1997. Vol. 9, N 3. P. 643–651.

Sen G., Jones R. Experimental equilibration of multicomponent pyroxenes in the spinel peridotite field: implications for practical thermometers and a possible barometer // J. Geoph. Res. 1989. Vol. 4, N B12. P. 17871–17880.

Sengupta P., Dasgupta S., Bhattacharya P. K., Mukherjee M. An orthopyroxene-biotite geothermometer and its application in crustal granulites and mantle-derived rocks // J. Metamorph. Geol. 1990. Vol. 8, N 2. P. 191–197.

Spear F. S. Amphibole-plagioclase equilibria: a empirical model for the relation albite + tremolite = edenite + quatz // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1981. Vol. 77, N 4. P. 355–364.

Stormer J. C., JR. A practical two-feldspar geothermometer // Amer. Mineral. 1975. Vol. 60, N 7/8. P. 667–674.

Thompson A. B. Mineral reactions in pelitic rock. II calculations of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations // Amer. J. Science. 1976. Vol. 276. P. 425–454.

Washington H. S. The charnockite series of igneous rocks // Amer. J. Sci. 1916. Vol. 41. P. 323–327.

Wells P. R. A. Pyroxene thermometry in simple and complex system // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1977. Vol. 62. P. 129–139.

Wells P. R. A. P-T conditions in the Moines of the Central Highlands, Scotland // J. Geol. Soc. London. 1979. Vol. 136. P. 663–671.

Whitney J. A., Stormer J. C., JR. The distribution of $NaAlSi_3O_8$ between coexisting microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculation // Amer. Mineral. 1977. Vol. 62, N 7/8. P. 687–691.

Wood B. J., Banno S. Garnet-opthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1973. Vol. 42. P. 109–124.

Wu C, Pan Y, Wang K. Refiniment of the biotite-orthopyroxene geothermometer with application // Acta Petrologia Sinica. 1999. Vol. 15, N 3.

О. И. Володичев, Т. И. Кузенко

СТРУКТУРЫ РАСПАДА В ПИРОКСЕНАХ ЭКЛОГИТИЗИРОВАННЫХ ГАББРОИДОВ КАК ИНДИКАТОРЫ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ (с. ГРИДИНО, СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

В Беломорском подвижном поясе (БПП) установлены две возрастные и генетические группы эклогитов (Володичев и др., 2004; Володичев, Слабунов, 2007; Володичев и др., 2008 и др.). Архейские эклогиты, развитые в районе с. Гридино в Северной Карелии, с возрастом 2720 ± 8 млн лет (Бибикова и др., 2003; Володичев и др., 2004) являются вероятным аналогом широко распространенных в природе коровых эклогитов в мигматизированных гнейсах (Coleman et al., 1965).

Другой генетический тип – палеопротерозойские эклогиты, развитые в этом же районе в трех сближенных во времени генерациях даек (I–III), имеющих интрузивные контакты с вмещающими породами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации.

Среди даек I возрастной генерации по петрохимическим характеристикам выделяются габброиды высокожелезистого (Fe-Ti), толеитового (Fe) и субщелочного (Na+K, Fe) составов. Эклогитизации подвержены габброиды всех выделенных групп, но парагенезисы эклогитовой фации установлены пока только в толеитовых и субщелочных габброидах. Магматические минералы (клинопироксены) в дайках I сохранились только в одном случае – на мысе Песчаном в дайке субщелочного состава, где наложенные метаморфические процессы развиты на стадии образования друзитовых Grt* – Cpx ± Hbl кайм, в Cpx которых содержания Jd варьируют до Omp состава. В других случаях это симплектитовые с реликтовым Omp эклогиты, прошедшие и дальнейшие ретроградные преобразования до Grt-Cpx амфиболитов. Эклогитизированные толеитовые габбро в основном имеют Grt-Cpx-Pl с Hbl состав, по условиям метаморфизма соответствующий высокобарической гранулитовой фации, но в ряде случаев фиксируются и эклогитовые парагенезисы – Grt (20–24% Prp) – Omp (33–36% Jd) – Qtz; P = 16,5–17,5 кбар, T = 880–930 °C (Володичев, 2007; Володичев и др., 2008).

Дайки II возрастной генерации представлены широко известным в БПП комплексом магнезиальных (Mg-Cr) пород ультраосновного – основного состава, или комплексом лерцолитов – габброноритов (Степанов, 1981) с U-Pb возрастом 2393 ± 13 млн лет (Володичев и др., 2009). В этом районе выделяются две фазы внедрения габброноритов этого комплекса с близкими петрохимическими характеристиками. Как и в дайках I, процессы эклогитизации в дайках II обеих фаз проявлены неравномерно как по площади их распространения, так и в пределах отдельных магматических тел, что определяет различную степень сохранности первичных магматических минералов – Ol, Opx, Cpx. Магматический Pl даже при слабо проявленных наложенных процессах не сохраняется и переходит в метаморфическую субстанцию.

Различными являются и уровни P-T условий метаморфизма. Так, на о. Эклогитовом дайка эклогитизированных габброноритов второй фазы сечет тело габброноритов первой фазы, степень метаморфизма которых в основном соответствует высокобарической амфиболитовой фации. В установленных эклогитовых парагенезисах содержания Jd в Omp варьируют от 20 до 42%, содержания Prp в Grt – от 38 до 48%. В дайке на восточной окраине с. Гридино определены и более высокие параметры в парагенезисах – Grt (45–51% Prp) – Omp (38–57% Jd) ± Ky, Crn; P до 19–20 (?) кбар, T до 920–930 °C (Володичев и др., 2008).

Дайки III возрастной генерации, секущие дайки II, представлены двумя петрохимическими группами: высокожелезистыми (Fe-Ti) и толеитовыми (Fe) габброидами (Степанов, Степанова, 2005). Первые сопоставляются с коронитовыми габбро БПП и

* Символы минералов по: Kretz, 1983, кроме того: Ac – акмитовый компонент, Amph – амфибол, Ca-Es – компонент Эскола, Ca-Ts – компонент Чермака, Jd – жадеитовый компонент, Na-Aug – высоконатровый авгит (11–19% Jd), Na-Di – высоконатровый диопсид (11–19% Jd). Числа внизу у Cpx обозначают содержание Jd, у Pl – содержание An, у Opx – железистость.

долеритами Карельского кратона с возрастом 2,12 млрд лет (Степанова и др., 2003). Степень их метаморфизма не превышает высокобарической амфиболитовой фации. У даек толеитового состава, встреченных пока только на о. Воротная Луда и м. Гридин, мощностью от 10–20 см до 4,0 м, отмечена удивительная геохимическая особенность – по характеру спектра распределения редкоземельных элементов эти внутриконтинентальные интрузивные образования не обнаруживают признаков коровой контаминации и сопоставимы с базальтами E-MORB (Степанов, Степанова, 2005; наши данные). Дайки преимущественно имеют эклогитовый состав – Grt (21–25% Prp) – Omp (30–34% Jd) – Qtz, рутил (T = 750–790 °C, P = 14,8–15,0 кбар) с проявлениями ретроградного метаморфизма – Grt (21–23% Prp) – Na-Di (10–19% Jd) – Pl (20–40% An) ± Hbl. Традиционные магматические минералы габбро отсутствуют, но некоторые петрологические данные не исключают возможности того, что магматическим минералом является омфацит (?).

В дайках эклогитизированных габброидов интересную информацию об особенностях развития магматических и метаморфических процессов несут разнообразные по морфологии и времени образования структуры распада в пироксенах, преимущественно в клинопироксенах.

В коронитовых габбро, сохраняющих первичные магматические минералы, структуры распада представляются широко распространенным явлением (рис. 1, 2). В дайке субщелочного габбронорита I на м. Песчаном на участке наибольшей сохранности первичного состава и структурно-текстурных особенностей породы в субэвгедральных призматических кристаллах клинопироксенов структуры распада представлены многочисленными сериями тонких штриховых ламеллей Opx состава, ориентированных по длинной оси кристалла и приуроченных, вероятно, к плоскостям спайности {110} (рис. 1, а). При большем увеличении (2000x) обнаруживается и другая сопряженная система разноориентированных эксолюционных ламеллей, отражающих более раннюю стадию магматической кристаллизации, с которой, вероятно, связано и обильное выделение ильменитовой вкрапленности в виде мелкой сыпи (рис. 1, б).

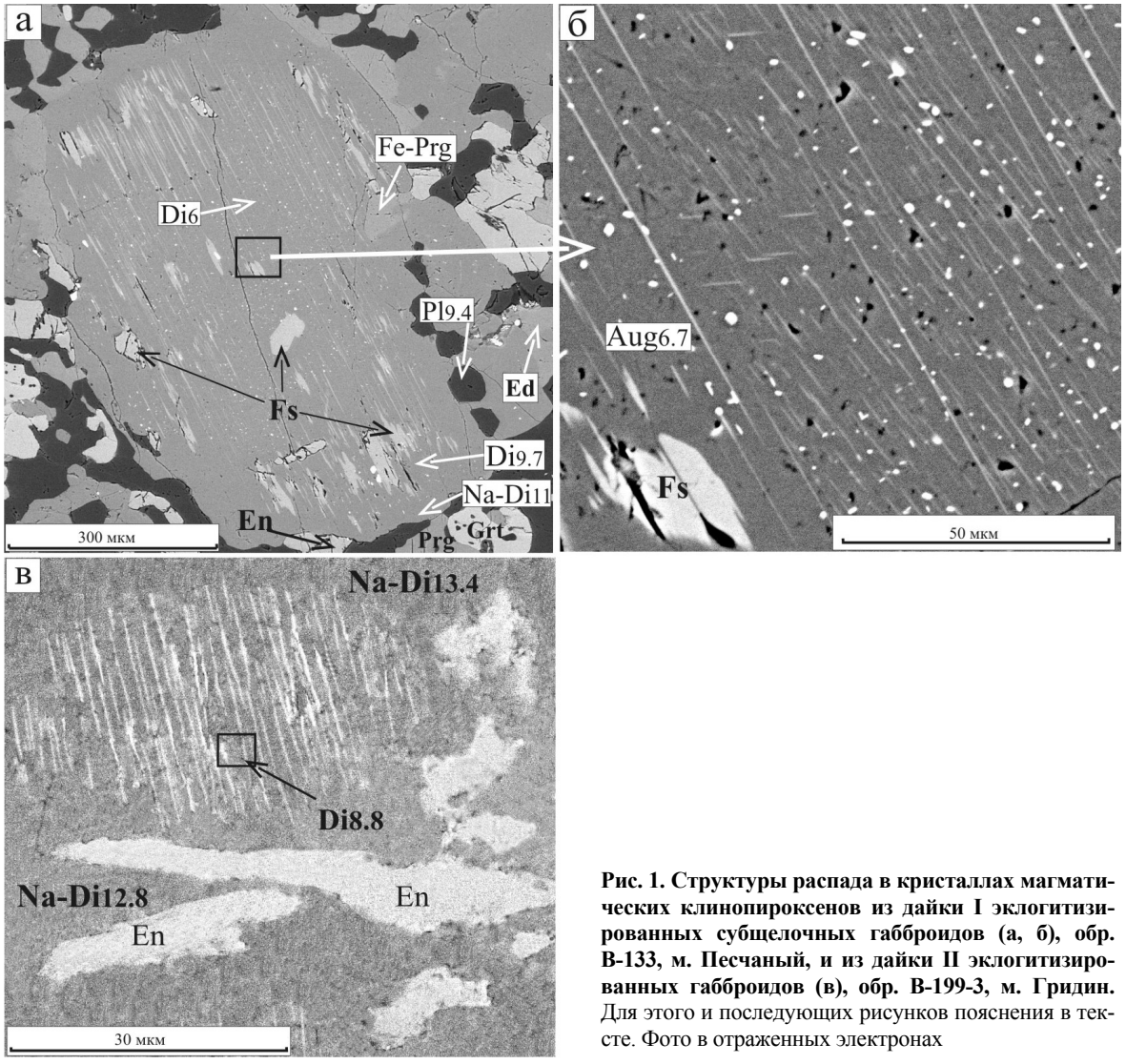


Рис. 1. Структуры распада в кристаллах магматических клинопироксенов из дайки I эклогитизированных субщелочных габброидов (а, б), обр. В-133, м. Песчаный, и из дайки II эклогитизированных габброидов (в), обр. В-199-3, м. Гридин. Для этого и последующих рисунков пояснения в тексте. Фото в отраженных электронах

Ламелли в участках наибольшего скопления перекристаллизуются, и в результате коалесценции образуются неправильной формы пятнистые обособления Opx (Fs) (рис. 1, а, б; табл. 1). Процесс этот, вероятно, имел продолжительное действие и происходил как на заключительной стадии магматической кристаллизации, так и при последующем метаморфическом (автометаморфическом?) процессе.

Таким образом, исходный авгитовый или титан-авгитовый состав Cpx при снижении температуры кристаллизации становился неустойчивым, и с образованием структур распада происходило его изменение в соответствии с реакцией Aug (Ti) → Di + Fs + Ilm. И Aug, и образовавшийся по нему Di характеризуются повышенным содержанием Na-компонента − (Jd + Ac) = 15–19% (табл. 1). От центра (6–7% Jd) к краю кристалла Cpx содержание Jd увеличивается до 11%, что определяет начальную стадию наложенного процесса эклогитизации с образованием в коронарных структурах минеральной ассоциации Na-Di (11% Jd) – Grt (16–17% Prp, 14–16% Grs) – Hbl – En – Pl. На другом участке этой дайки процесс эклогитизации проявлен более интенсивно и соответствует высокобарической гранулитовой фации.

Близкая к описанной ситуация наблюдается в магматических Cpx из дайки габброноритов II (м. Гридин), метаморфические изменения в которых также соответствуют стадии образования друзитовых кайм в условиях высокобарической амфиболитовой – гранулитовой фаций. В магматическом минерале Di матрица насыщена тонкими эксолюционными ламеллями Opx, ориентированными в двух направлениях, образующих между собой острый, около 10°, угол (рис. 1, в). В матрице Di содержит 9% Jd, в краевой части кристалла содержание Jd увеличивается до 13,0–13,5% (табл. 1), что определяет метаморфическую стадию преобразования габбронорита, при этом образуется новая генерация Opx (En), вероятно, за счет коалесценции перекристаллизованных ламеллей (рис. 1, в).

Таблица 1

Микрозондовые анализы, кристаллохимические параметры и нормативные составы минералов из дайки I эклогитизированных субщелочных габброноритов (В-133), м. Песчаный, и из дайки II эклогитизированных оливиновых габброноритов (обр. В-199-3), м. Гридин

№ шл.	B-133											B-199-3			
Минералы	Di хоз ц	Di хоз	Na-Di хоз кр	Fs коал	Fs коал	Fs лам	En	Fe-Prg	Prg	Ed	Aug хоз	Di хоз	Cpx+ (Opx лам)	En коал	Na-Di хоз
№ рис.	1, а	1, а	1, а	1, а	1, а	1, а	1, а	1, а	1, а	1, а	1, б	1, в	1, в	1, в	1, в
SiO_2	51,80	50,57	51,39	50,18	51,30	50,99	51,92	41,86	41,83	43,57	51,69	54,29	53,61	53,99	54,04
TiO_2								2,10	1,47	1,63					
Al_2O_3	2,32	3,73	4,28	0,80		1,08	0,72	11,19	11,39	9,52	2,49	4,66	3,55	1,72	4,17
Cr_2O_3	1,22										0,79				0,61
FeO	11,64	11,38	11,84	30,06	32,39	31,13	29,48	18,54	17,58	17,81	12,25	5,04	7,43	16,50	4,26
MnO				0,43		0,53									
MgO	10,40	9,83	9,97	15,91	15,79	16,39	18,03	8,95	10,32	10,21	10,42	13,66	17,02	26,67	13,83
CaO	19,42	19,8	19,38	0,51		0,24	0,37	11,61	11,17	10,95	19,39	21,18	16,87	0,41	21,80
Na_2O	2,24	2,35	2,62					2,28	2,22	2,35	2,04	1,92	1,70		2,00
K_2O								1,45	1,42	1,09					
Сумма	99,04	97,66	99,48	97,89	99,48	100,36	100,52	97,98	97,40	97,13	99,07	100,75	100,18	99,29	100,71
Si	1,96	1,93	1,92	1,99	2,01	1,97	1,98	6,37	6,33	6,60	1,96	1,96	1,94	1,96	1,95
Al (IV)	0,04	0,07	0,08	0,01		0,03	0,02	1,63	1,67	1,40	0,04	0,04	0,06	0,04	0,05
Al (VI)	0,06	0,10	0,11	0,03		0,02	0,01	0,38	0,36	0,30	0,07	0,16	0,09	0,03	0,13
$Al_{общ}$	0,10	0,17	0,19	0,04		0,05	0,03				0,11	0,20	0,15	0,07	0,18
Ti								0,24	0,17	0,19					
Cr	0,04										0,02				0,02
Fe^{3+}	0,11	0,15	0,16	–	–	–	–	0,02	0,27	0,17	0,10	0,01	0,09	–	0,04
Fe^{2+}	0,26	0,21	0,21	1,00	1,06	1,00	0,94	2,35	1,95	2,08	0,28	0,14	0,13	0,50	0,08
Mn				0,01		0,02									
Mg	0,59	0,56	0,56	0,94	0,92	0,94	1,03	2,03	2,33	2,31	0,59	0,73	0,92	1,45	0,74
Ca	0,79	0,81	0,78	0,02		0,01	0,02	1,89	1,81	1,78	0,79	0,82	0,65	0,02	0,84
Na	0,16	0,17	0,19					0,67	0,65	0,69	0,15	0,13	0,12		0,14
K								0,28	0,27	0,21					
F, %	38,5	39,1	39,8	51,5	53,5	51,5	47,7	53,9	48,8	49,3	39,2	17,0	19,3	25,6	14,0
Jd, %	6,1	9,7	11,0	–	–	–	–				6,7	13,4	8,8	–	12,8
Ac, %	10,3	7,7	8,0	–	–	–	–				8,3	–	3,1	–	1,2
Aug, %	83,6	82,6	81,0	100,0	100,0	100,0	100,0				85,0	86,6	88,1	100,0	86,0

Примечание. Здесь и в табл. 2–5: микрозондовые анализы минералов выполнялись на сканирующих электронных микроскопах CamScan 4DV с полупроводниковым детектором Link AN 10000 (кафедра петрологии геологического факультета МГУ, ан. О. В. Парфенова) (обр. В-30, В-32), CamScan MV 2300 (ИЭМ РАН, ан. А. Н. Конилов) (обр. В-7-8, В-53) и VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 в ИГ КарНЦ РАН (ан. А. Н. Сафронов). Номенклатура пироксенов определялась по: Morimoto, 1988, амфиболов – по: Leake et al., 1997. Кристаллохимические параметры и нормативные составы рассчитывались с использованием компьютерной программы Make_Mineral.19 (Е. Курдюков, С. Абрамов, ИГЕМ РАН, 2004). F = Fe/(Fe + Mg) × 100. Принятые сокращения: хоз – минерал-хозяин, ц – центр, кр – край, ка – кайма, лам – ламелли, коал – коалесцентный, симпл – симплектиты, ср. – среднее значение.

Более разнообразные по составу структуры распада наблюдаются в Cpx эклогитизированных оливиновых габброноритов (рис. 2), слагающих дайку на восточной окраине с. Гридино. Клинопироксеновая матрица, представленная Di с высокими содержаниями Na-компонента (Jd + Ac = 16–23%), включает массу вростков Opx (En_{18-20}) в виде пятнистых неправильной формы и разного размера коалесцентных обособлений с плохо выраженной первоначальной приуроченностью к отдельности (001) (рис. 2, а). Другой компонент структур распада представлен множеством мелких приуроченных, вероятно, к плоскостям спайности {110} субориентированных линзовидных выделений амфибола – Prg, Ed и Mg-Hbl состава (рис. 2) с содержаниями Cr_2O_3 до 2,11% (табл. 2). В одних случаях (рис. 2, а, г) видно, что ламелли амфибола образовались позднее Opx, в другом варианте (рис. 2, д) согласная ориентировка эксолюционных обособлений Opx и Amph может свидетельствовать и об одновременном их образовании.

Еще одним продуктом распада является шпинель преимущественно хромитового состава, в виде мелких относительно равномерно распределенных вкрапленников (рис. 2, а, б), вероятно, синхронного с Opx и Amph образования.

Таким образом, распад первоначального магматического Cpx сложного состава завершился образованием четырех кристаллических фаз: Na-Aug (Cr) → Na-Di + Opx + Amph (Prg, Ed, Mg-Hbl) + Spl (Cr).

Таблица 2

Микрозондовые анализы, кристаллохимические параметры и нормативные составы минералов из дайки II эклогитизированных оливиновых габброноритов, восточная окраина с. Гридино

№ шл.	B-30			B-32					B-214			B-30		
Минералы	En коал	Di хоз	Prg лам	Na-Di хоз	Omp ка кр	Na-Di хоз	En коал	Prg лам	Na-Di хоз (ср. 2)	En коал	MgHbl лам	Di хоз	Omp ка	Omp ка кр
№ рис.	2, а	2, а, б	2, б	2, в	2, в	2, г	2, г	2, г	2, д	2, д	2, д	2, е	2, е	2, е
SiO_2	55,94	53,80	46,24	53,91	54,79	54,02	56,30	45,31	54,66	55,13	47,11	53,43	54,53	52,34
TiO_2			1,65	0,24		0,24		2,07			0,95	0,39	0,19	0,17
Al_2O_3	0,93	2,83	12,40	3,97	5,15	3,98	0,93	12,20	4,82	1,48	9,44	4,95	6,68	13,46
Cr_2O_3		0,95	1,31	1,42		1,42	0,19	2,11	1,09	0,68	1,44	0,74	0,79	
FeO	12,49	3,75	5,94	3,84	4,27	3,85	13,04	6,52	3,93	14,15	7,67	4,23	3,65	5,91
MnO														
MgO	30,13	15,01	16,63	13,99	12,93	14,02	29,31	15,47	13,50	28,45	17,53	13,84	11,34	10,23
CaO	0,51	21,15	11,84	20,02	18,78	20,06	0,23	11,63	19,27		9,96	19,51	18,11	11,56
Na_2O		2,28	3,39	2,41	3,52	2,41		3,53	3,37		2,48	2,85	4,57	5,94
K_2O			0,59					1,14			0,51			
Сумма	100,00	99,77	99,99	99,80	99,44	100,00	100,00	99,98	100,64	99,89	97,09	99,94	99,86	99,61
Si	1,98	1,95	6,46	1,96	1,98	1,96	2,00	6,40	1,96	1,98	6,69	1,93	1,96	1,86
Al (IV)	0,02	0,05	1,54	0,04	0,02	0,04	–	1,60	0,04	0,02	1,31	0,07	0,04	0,14
Al (VI)	0,02	0,07	0,51	0,13	0,20	0,13	0,04	0,43	0,16	0,04	0,27	0,14	0,24	0,42
$Al_{общ}$	0,04	0,12	2,05	0,17	0,22	0,17	0,04	2,03	0,20	0,06	1,58	0,21	0,28	0,56
Ti			0,17	0,01		0,01		0,22			0,10	0,01	0,01	
Cr		0,03	0,15	0,04		0,04	0,01	0,24	0,03	0,02	0,16	0,02	0,02	
Fe^{3+}	–	0,11	–	0,03	0,06	0,03	–	–	0,09		0,55	0,09	0,09	0,11
Fe^{2+}	0,37	–	0,69	0,09	0,06	0,09	0,39	0,77	0,03	0,42	0,36	0,04	0,02	0,07
Mn														
Mg	1,59	0,81	3,47	0,76	0,70	0,76	1,55	3,26	0,72	1,52	3,71	0,74	0,61	0,54
Ca	0,02	0,82	1,77	0,78	0,73	0,78	0,01	1,76	0,74		1,52	0,75	0,70	0,44
Na		0,16	0,92	0,17	0,25	0,17		0,97	0,23		0,68	0,20	0,32	0,41
K			0,11					0,21			0,09			
F, %	18,9	12,0	16,6	13,6	14,6	13,6	20,1	19,1	14,3	21,6	19,7	14,9	15,3	25,0
Jd, %		6,9		13,0	20,1	13,0			16,0			14,1	24,1	41,0
Ac, %		9,1		4,0	4,6	4,0			7,4			5,8	7,7	–
Aug, %		84,0		83,0	75,3	83,0			76,6			80,0	68,2	59,0

В Di-матрице отмечается постепенное увеличение содержания Jd от центра к краю кристалла, которое завершается более поздним относительно Amph ламеллей (рис. 2, е) формированием эклогитовой Omp-Grt зоны. Такое типичное для коронитовых эклогитов соотношение позволяет сделать заключение о том, что структуры распада в Cpx образовались на поздней стадии магматической кристаллизации с участием флюидов (Amph ламелли), а процесс эклогитизации начинался на магматической стадии кристаллизации породы, достигнув пика на метаморфической (автометаморфической) стадии с образованием парагенезиса Omp (до 57% Jd) – Grt ± Ky, Crn (Володичев и др., 2008).

В Opx типичной структурой распада является выделение шпинели (хромита) в виде многочисленных субориентированных мелких коротких пластинок (рис. 3, а). В пижонитах и энстатитах (рис. 3) при детальном микрозондовом изучении в редких случаях были обнаружены единичные ламелли, сложенные Na-Di или Na-Di вместе с Prg и Bt (рис. 3). Повышенные содержания Jd в Cpx ламеллях (табл. 3) также являются свидетельством начала процесса эклогитизации на магматической стадии кристаллизации породы.

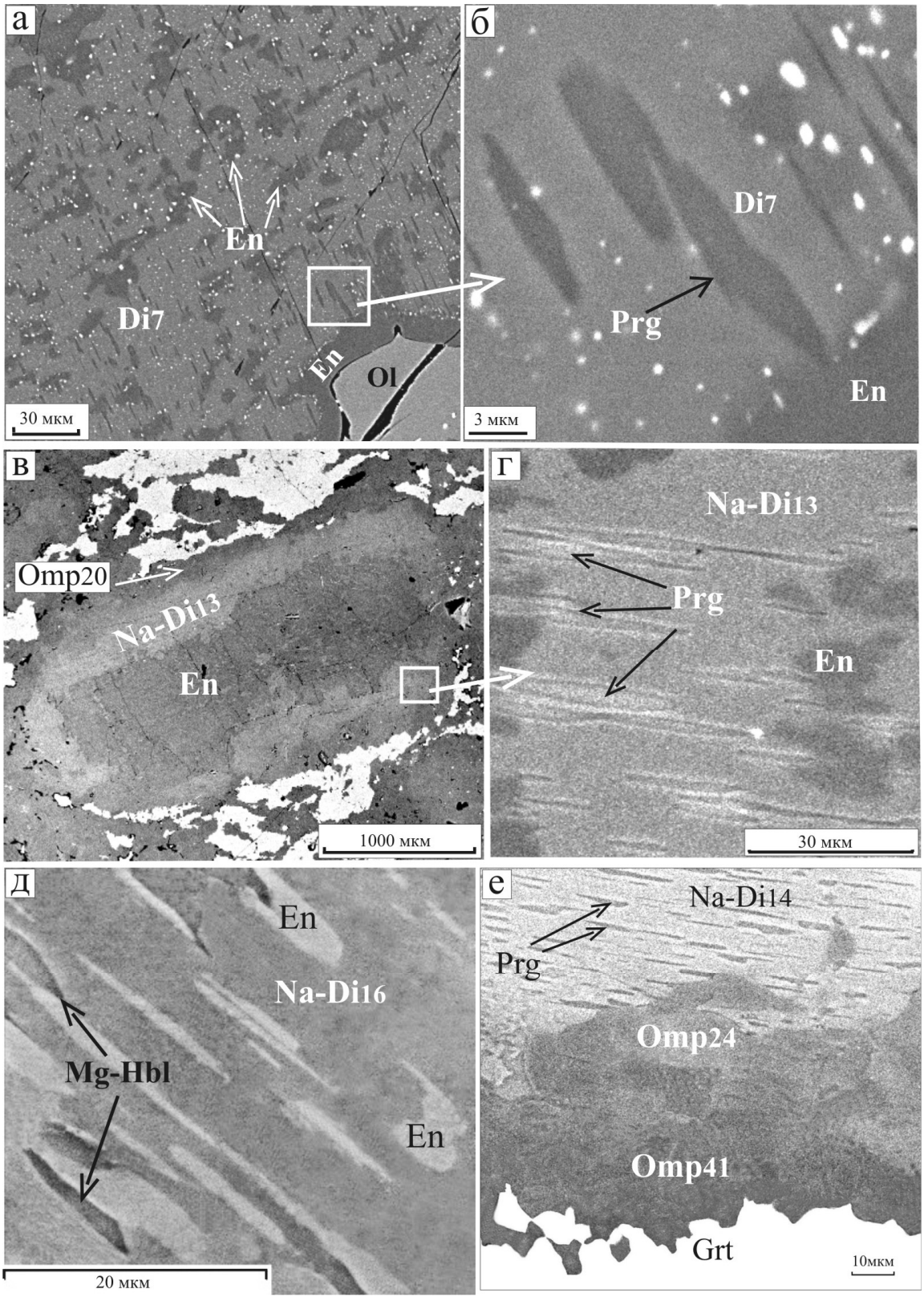


Рис. 2. Структуры распада в магматических клинопироксенах из дайки II эклогитизированных оливиновых габброноритов, восточная окраина с. Гридино, обр. В-30 (а, б, е), В-32 (в, г), В-214 (д). Фото в отраженных электронах

Таблица 3

Микрозондовые анализы, кристаллохимические параметры и нормативные составы минералов − энстатита и пижонита с ламеллями Na-Di и Na-Di + Prg + Bt из дайки II эклогитизированных габброноритов, о. Эклогитовый

№ шл.	B-157-6		B-157-7			
Минералы	En хоз (ср. 2)	Na-Di лам (ср. 4)	Pgt хоз	Di лам (ср. 2)	Prg лам	Bt лам (ср. 2)
№ рис.	3, а	3, а	3, б	3, б	3, б	3, б
SiO_2	55,31	54,31	53,22	52,25	44,31	41,30
TiO_2					1,17	3,25
Al_2O_3	1,54	4,11	1,44	4,20	11,97	11,75
Cr_2O_3	0,28	2,26		2,28	2,48	2,13
FeO	12,22	3,96	15,26	4,76	8,12	10,00
MnO						
MgO	29,56	13,48	25,13	12,96	15,39	19,30
CaO	1,00	18,70	2,91	21,16	11,66	0,28
Na_2O		3,35		2,20	2,24	
K_2O					0,83	7,42
Сумма	99,91	100,17	97,96	99,81	98,17	95,43
Si	1,96	1,96	1,97	1,91	6,36	2,97
Al (IV)	0,04	0,04	0,03	0,09	1,64	
Al (VI)	0,02	0,13	0,03	0,09	0,39	
$Al_{общ}$	0,06	0,17	0,06	0,18	2,03	1,00
Ti					0,13	0,18
Cr	0,01	0,06		0,07	0,28	0,12
Fe^{3+}	–	0,08	–	0,08	0,22	–
Fe^{2+}	0,36	0,04	0,47	0,06	0,75	0,60
Mn						
Mg	1,56	0,72	1,38	0,71	3,29	2,07
Ca	0,04	0,72	0,12	0,83	1,79	0,02
Na		0,23		0,16	0,62	
K					0,15	0,68
F, %	18,8	14,3	25,4	16,5	22,8	22,5
Jd, %		13,5		9,5		
Ac, %		10,0		6,1		
Aug, %		76,6		84,4		

В более эклогитизированных дайках I–III в кристаллах Cpx со структурами распада ламелли имеют тонкие прерывистые пластинчатые формы (рис. 4), а матрица нередко бывает представлена Omp (рис. 4, а–в). Opx состав ламеллей устанавливается только в достаточно утолщенных пластинках или в выделениях, образованных при локальной коалесценции. Cpx со структурами распада такого типа особенно характерны для даек III, сложенных преимущественно эклогитами. Кристаллам Cpx свойственно зональное строение с центральной частью, сложенной Omp с ламеллями Opx, и краевой частью Na-Di или Di состава с постепенно снижающимися содержаниями Na(Jd + Ac) и Jd-компонентов (рис. 4, б). При более сложной зональности (рис. 4, в, г) центральную часть слагает Omp, в промежуточной зоне Cpx (Omp − рис. 4, в или Na-Di − рис. 4, г) обогащен криптокристаллическими ламеллями Opx (?), а краевая зона имеет Na-Di или Di состав. По аналогии с магматическими Cpx в данном варианте структуры распада в Omp могут быть признаком их образования на субсолидусной стадии магматической кристаллизации, а Omp центральной части зональных кристаллов (рис. 4, в, г), таким образом, собственно магматическим минералом, определяющим интрузивную природу (?) эклогитов в дайках III.

Omp с очень тонкими эксолюционными ламеллями Opx (?) были описаны И. Куширо и К. Айоки (Kushiro, Aoki, 1968) в нодулях эклогитов в кимберлитах рудника Робертс Виктор, Кимберли. По их данным, эклогиты имеют мантийное происхождение. Структуры распада в Omp известны также в эклогитах Шотландии и Норвегии. Для первых определяется интрузивная природа эклогитов (Sanders, 1971), вторые трактуются как тектонически перемещенные мантийные образования (Lappin, Smith, 1978).

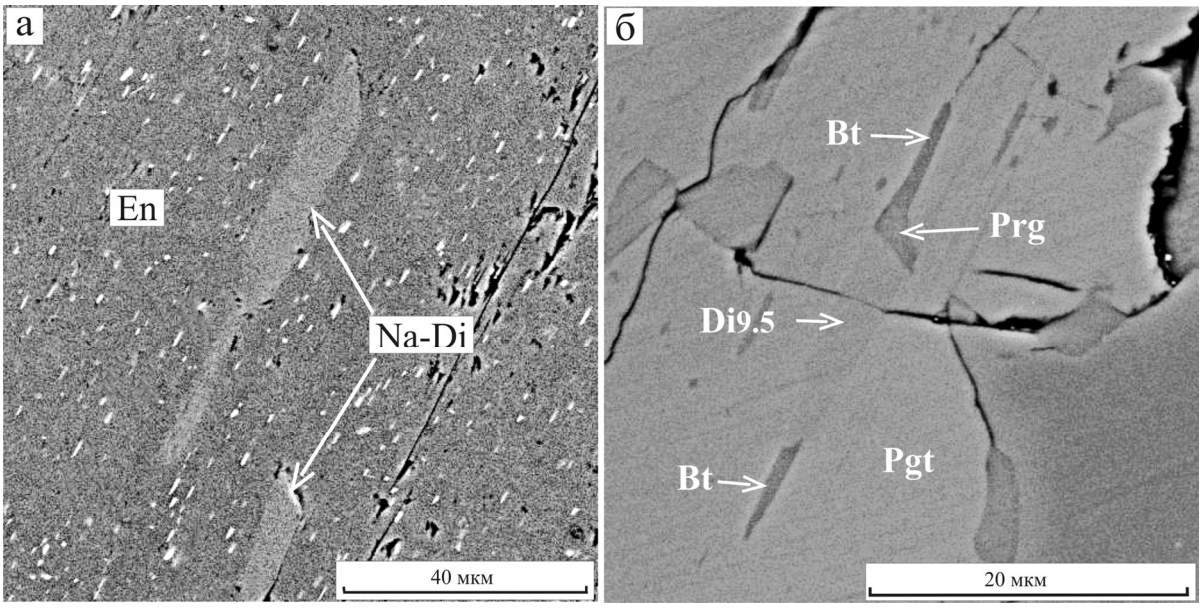


Рис. 3. Ламелли Na-Di в Opx (а) и Na-Di + Prg + Bt в пижоните (б) из дайки II эклогитизированных габброноритов, о. Эклогитовый, обр. B-157-6, B-157-7. Фото в отраженных электронах

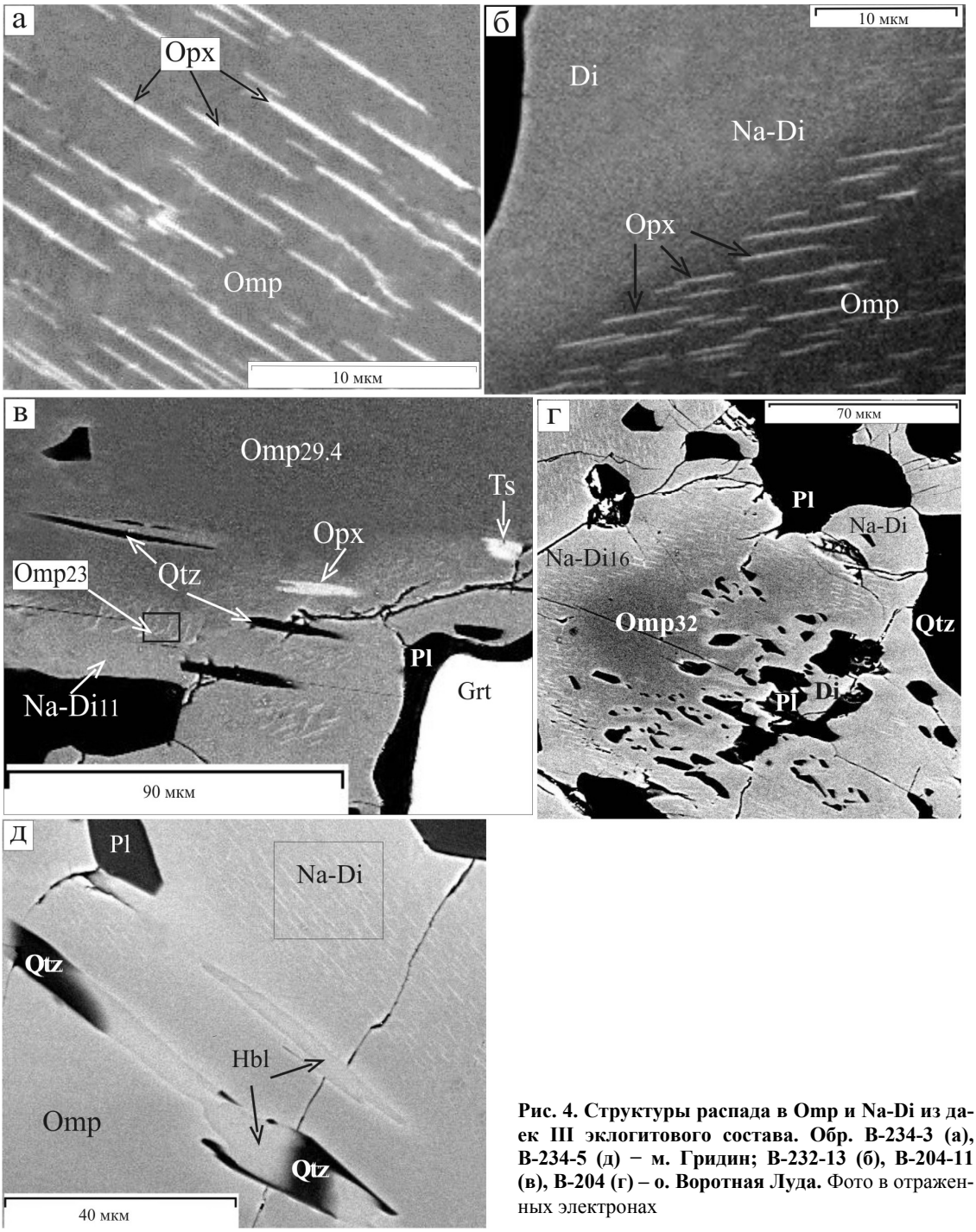


Рис. 4. Структуры распада в Omp и Na-Di из даек III эклогитового состава. Обр. В-234-3 (а), В-234-5 (д) − м. Гридин; В-232-13 (б), В-204-11 (в), В-204 (г) – о. Воротная Луда. Фото в отраженных электронах

Вместе с тем структуры распада в Cpx (Na-Di и Omp) с тонкими прерывистыми пластинками Opx имеют более широкое распространение. Они отмечаются не только в дайках эклогитизированных габброидов I–III, но и в архейских эклогитах, образовавшихся, вероятно, по вулканитам (обр. В-7-8, Володичев и др., 2004). Во всех этих случаях генетическая природа структур распада в Cpx остается неопределенной. Однако нередкие находки структур распада такого типа в Cpx даек I и II, в которых, в отличие от даек III, магматические Cpx представлены Aug или Na-Aug, скорее предполагают их образование при метаморфических процессах.

Еще одним типом структур распада в Omp даек III являются ориентированные ламелли Qtz (рис. 4, в). Обычно для эклогитовых комплексов выделение Qtz (или коэсита) в Omp рассматривается в качестве диагностического признака ультравысокобарического метаморфизма (UHP) и объясняется декомпрессионным распадом содержащегося в Omp компонента Эскола в соответствии с реакцией CaEs → CaTs + Qtz (Katayama et al., 2000). Omp в дайках III не содержат компонент Эскола (табл. 4), а тщательное и целенаправленное микрозондовое изучение Qtz ламеллей показало, что в большинстве случаев они сложены не только Qtz, но и Amph (рис. 4, д), при этом в этой системе присутствуют

и ламелли мономинерального состава, сложенные Qtz либо Amph (рис. 4, в, д). Таким образом, структуры распада этого типа в данном случае имеют метаморфическое происхождение, и их образование связано с ретроградным метаморфизмом умереннобарических (P = 14,5–15,0 кбар; Володичев, 2007) эклогитов в соответствии с реакцией Omp + H_2O → Amph + Qtz. Вероятно, структуры распада с ламеллями Amph-Qtz состава в Omp эклогитов – явление нередкое. Структуры распада аналогичного состава в эклогитах Южных Аппалачей, США, ранее были описаны Ф. Пейджем и др. (Page et al., 2005), которые впервые доказали, что кварцевые структуры распада не являются однозначным доказательством ультравысокобарического метаморфизма.

Таблица 4

Микрозондовые анализы, кристаллохимические параметры и нормативные составы минералов из дайки III, сложенной эклогитом, о. Воротная Луда

№ шл.	B-204-11				B-204	
Минералы	Omp ц (ср. 5)	Omp+ (Opx лам)	Na-Di кр (ср. 3)	Ts лам (ср. 2)	Omp ц (ср. 4)	Na-Di кр
№ рис.	4, в	4, в	4, в	4, в	4, г	4, г
SiO_2	54,53	52,49	51,18	44,38	53,56	49,73
Al_2O_3	7,92	7,94	4,79	10,25	8,63	6,57
FeO	5,31	8,59	7,29	19,08	5,52	8,37
MgO	10,45	11,1	12,35	13,24	10,03	10,94
CaO	16,71	17,59	21,77	7,62	16,29	20,14
Na_2O	4,96	3,29	1,67	1,67	4,78	2,14
K_2O						
Сумма	99,88	101,00	99,05	96,24	98,81	97,89
Si	1,96	1,90	1,90	6,48	1,95	1,87
Al (IV)	0,04	0,10	0,10	1,52	0,05	0,13
Al (VI)	0,30	0,24	0,11	0,24	0,32	0,16
$Al_{общ}$	0,34	0,34	0,21	1,76	0,37	0,29
Fe^{3+}	0,09	0,10	0,11	1,51	0,07	0,13
Fe^{2+}	0,07	0,16	0,11	0,82	0,10	0,13
Mg	0,56	0,60	0,68	2,88	0,54	0,61
Ca	0,64	0,68	0,86	1,19	0,63	0,81
Na	0,35	0,23	0,12	0,47	0,34	0,16
F, %	22,2	30,2	24,4	44,7	23,9	29,9
Jd, %	29,4	23,0	10,7		31,8	15,6
Ac, %	5,1	-	1,3		1,9	–
Aug, %	65,5	77,0	88,0		66,3	84,4

И, наконец, наиболее обычные в эклогитизированных габброидах структуры распада – симплектиты (рис. 5, табл. 5), образовавшиеся при декомпрессионном ретроградном метаморфизме: Omp → Di + Pl. Особенно широко симплектиты распространены в архейских эклогитах, образованных как по габброидам, так, вероятно, и по вулканитам. Как в архейских, так и в палеопротерозойских (особенно в эклогитизированных габброидах I) эклогитах ретроградные процессы бывают проявлены настолько интенсивно, что Cpx-Pl симплектиты являются единственным критерием, определяющим идентификацию эклогитового протолита.

Обычный состав симплектитов – биминеральный, Cpx-Pl. Cpx в основном представлен Di (5–10% Jd), значительно реже – Na-Di и Omp (не более 20–22% Jd), Pl – олигоклазом (15–25% An). Кроме этих минералов может присутствовать Amph и (или) Opx. Последний часто образуется при перекристаллизации Cpx с ламеллями Opx (рис. 5, в). Такой минеральный состав симплектитов в ассоциации с Grt свидетельствует об их образовании при ретроградном метаморфизме в условиях высокобарических амфиболитовой – гранулитовой фаций.

Морфологические формы симплектитов различные – от дактилитового (рис. 5, а) до гранулированного (рис. 5, б). Часто срастания Cpx и Pl имеют менее закономерную форму (рис. 5, в, г), иногда в сочетании с ламеллиевым типом (рис. 5, г). Обычно ламеллиевый тип с пластинками Pl и Qtz в Di матрице (рис. 5, д) является более характерным для Grt-Cpx амфиболитов – крайней стадии ретроградного преобразования эклогитов.

Таблица 5

Микрозондовые анализы, кристаллохимические параметры и нормативные составы минералов из симплектитовых архейских (обр. B-7-8) и палеопротерозойских (дайки I, эклогитизированные толеитовые габброиды, обр. B-53) эклогитов

№ шл.	B-7-8			B-53	
Минералы	Omp	Di симпл	$Pl_{18,7}$ симпл	Na-Di симпл	$Pl_{21,5}$ симпл
№ рис.	5, а	5, а	5, а	5, г	5, г
SiO_2	52,46	52,53	62,93	49,86	63,08
Al_2O_3	8,39	2,73	22,57	7,52	22,91
FeO	6,54	6,89		9,40	
MgO	10,57	13,48		10,40	
CaO	18,35	22,31	4,13	20,20	4,55
Na_2O	3,58	1,5	9,78	2,10	9,03
K_2O			0,24		0,21
Сумма	99,89	99,44	99,65	99,48	99,78
Si	1,91	1,94	2,78	1,85	2,80
Al (IV)	0,09	0,06		0,15	
Al (VI)	0,27	0,06		0,18	
$Al_{общ}$	0,36	0,12	1,17	0,33	1,20
Fe^{3+}	0,08	0,11		0,12	
Fe^{2+}	0,12	0,10		0,17	
Mg	0,57	0,74		0,58	
Ca	0,71	0,88	0,20	0,80	0,22
Na	0,25	0,11	0,84	0,15	0,78
K			0,01		0,01
F, %	26,0	22,1		33,3	
Jd, %	25,2	5,7		15,1	
Ac, %	–	5,0		–	
Aug, %	74,8	89,3		84,9	

Таким образом, структуры распада в клинопироксенах палеопротерозойских эклогитизированных габброноритов, слагающих дайки I–III генераций в районе с. Гридино, подразделяются на три генетические группы.

Структуры распада первой группы были образованы на поздней субсолидусной стадии магматической кристаллизации. Матрица кристаллов Cpx представлена Aug или Di с повышенными содержаниями Na (Jd+Ac) компонента с постепенным увеличением содержаний Jd от центра к краю. Ламелли имеют Opx или Opx и Amph состав. Установлено, что структуры распада образовались раньше эклогитовых (Grt-Omp) кайм. Прогрессивный характер зональности по содержанию Jd в Cpx свидетельствует о том, что процесс эклогитизации начинался и развивался на субсолидусной стадии магматической кристаллизации и достиг максимума на автометаморфической стадии.

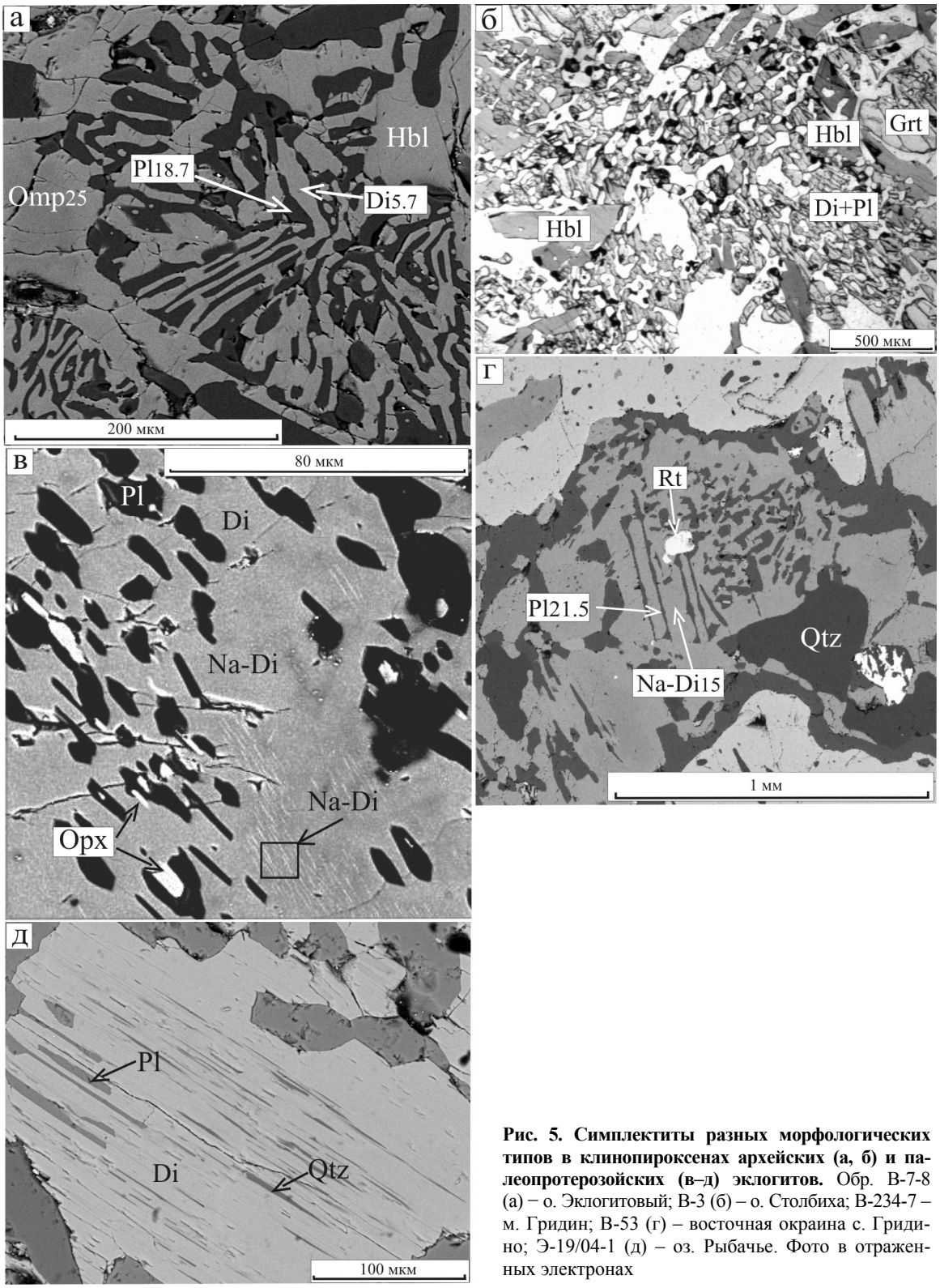


Рис. 5. Симплектиты разных морфологических типов в клинопироксенах архейских (а, б) и палеопротерозойских (в–д) эклогитов. Обр. В-7-8 (а) − о. Эклогитовый; В-3 (б) – о. Столбиха; В-234-7 – м. Гридин; В-53 (г) – восточная окраина с. Гридино; Э-19/04-1 (д) – оз. Рыбачье. Фото в отраженных электронах

Cpx со структурами распада второй группы отличаются, прежде всего, тем, что матрицей в них является Omp или Na-Di (Jd > 10%), а ламелли представлены тонкими удлиненными прерывистыми пластинками, Opx состав которых предполагается или устанавливается в утолщенных или коалесцированных пластинках. Обычно образование такого типа структур распада связывается с магматическим процессом. Это положение, вместе с другими петрологическими признаками, позволяет сделать заключение о вероятной магматической природе Omp в дайках III. Если для Cpx со структурами распада первой группы характерна прямая зональность в распределении содержаний Jd-компонента, то для Cpx (Omp) второй группы – обратная зональность. Центральная зона кристаллов Cpx, таким образом, сложена Omp –

собственно магматическим минералом, промежуточная – Omp или Na-Di с многочисленными ламеллями Opx, образовавшимися на субсолидусной стадии магматической кристаллизации, и Di зона (Jd < 10%) – на стадии ретроградного метаморфизма. Однако такого же типа структуры распада фиксируются в Omp и Na-Di метаморфического происхождения (дайки I, II, архейские эклогиты), что дает основание полагать, что второй тип структур распада может иметь как магматическую, так и метаморфическую природу.

Третья группа структур распада имеет только метаморфическое происхождение, и их образование связано с декомпрессионным ретроградным метаморфизмом, развивающимся по схемам: Omp + H_2O → Amph + Qtz (Qtz и Amph-Qtz ламелли) и Omp → Di + Pl (различные морфологические типы симплектитов).

Авторы выражают большую благодарность О. В. Парфеновой (МГУ) за содействие и помощь в проведении исследований.

ЛИТЕРАТУРА

Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Володичев О. И. и др. Изотопно-геохимическая характеристика архейских эклогитов и глиноземистых гнейсов Гридинской зоны тектонического меланжа Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб., 2003. С. 68–71.

Володичев О. И. Эклогиты Беломорского подвижного пояса // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии: Материалы юбилейной сессии, посвящ. 45-летию ИГ КарНЦ РАН и 35-летию Карельского отд. РМО. Петрозаводск, 2007. С. 14–17.

Володичев О. И., Слабунов А. И. О двух типах раннедокембрийских эклогитов в Беломорском подвижном поясе (р-н с. Гридино, Карелия) // Материалы Всерос. конф. «Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России». Петрозаводск, 2007. С. 74–76.

Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикова Е. В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.

Володичев О. И., Парфенова О. В., Кузенко Т. И. О структурах распада в клинопироксенах эклогитизированных палеопротерозойских даек габброидов (Беломорский подвижный пояс, район с. Гридино) // Материалы Междунар. минералогического семинара «Структура и разнообразие минерального мира». Сыктывкар, 2008. С. 215–217.

Володичев О. И., Слабунов А. И. и др. Геохронология (SHRIMP-II) цирконов из палеопротерозойских эклогитов района с. Гридино (Беломорская провинция) // Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии «Изотопные системы и время геологических процессов». СПб., 2009. Т. 1. С. 110–112.

Степанов В. С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л., 1981. 216 с.

Степанов В. С., Степанова А. В. Гридинское дайковое поле: геология, геохимия, петрология // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения: Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск, 2005. С. 285–288.

Степанова А. В., Ларионов А. Н., Бибикова Е. В. и др. Раннепротерозойский (2.1 млрд. лет) Fe-толеитовый магматизм Беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология // Доклады РАН. 2003. Т. 390, № 4. С. 528–532.

Coleman R. G., Lee D. E., Beatty L. B., Brannock W. W. Eclogites and eclogites: their similarities and differences // Geol. Soc. Amer. Bull. 1965. Vol. 76, N 5. P. 483–508.

Katayama J., Parkinson C. R., Okamoto K. et al. Supersilicic clinopyroxene and silica exolution in UHPM eclogite and pelitic gneiss from the Kokchetav massif, Kazakhstan // Am. Mineral. 2000. Vol. 85. P. 1368–1374.

Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // American Mineralogist. 1983. Vol. 68. P. 277–279.

Kushiro I., Aoki K. Origin of some eclogites from kimberlite pipes // Am. Mineral. 1968. Vol. 53, N 7–8. P. 1347–1367.

Lappin M. A., Smith D. C. Mantle-equilibrated eclogite pods from the basal gneisses in the Selje district, Western Norway // Journal of Petrology. 1978. N 19. P. 530–584.

Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S. et al. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // Eur. J. Mineral. 1997. Vol. 9, N 3. P. 623–651.

Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes // Mineral. Mag. 1988. Vol. 52, N 4. P. 535–550.

Page F. Z., Essene E. J., Mucasa S. B. Quartz exsolution in clinopyroxene is not proof of ultrahigh pressure: Evidence from eclogites from the Eastern Blue Ridge, Southern Appalachians, U.S.A. // Am. Mineral. 2005. Vol. 90. P. 1092–1099.

Sanders J. S. An unusial eclogite of igneous origin from Glenelg // Miner. Soc. Edinb. Abstr. 1971.

О. С. Сибелев

ДЕКОМПРЕССИОННЫЕ СИМПЛЕКТИТЫ В АПОЭКЛОГИТАХ ГРИДИНСКОЙ ЗОНЫ МЕЛАНЖА (Беломорский подвижный пояс)

Введение

Оценка параметров метаморфизма и их изменений во времени и пространстве представляет собой важную петрологическую задачу, решение которой особенно актуально при изучении таких сложно построенных полиметаморфических мегакомплексов, как Беломорский подвижный пояс (БПП). При моделировании PTt-трендов метаморфизма большое значение имеет не только выявление равновесных парагенезисов и определение условий их формирования, но и исследование реакционных соотношений минералов и минеральных ассоциаций, дающих ценную информацию о термодинамической направленности метаморфического процесса. Во всем многообразии встречающихся в породах БПП реакционных микроструктур (друзитовые, коронарные, псевдоморфные и т. д.) большой интерес вызывают метаморфогенные симплектитовые срастания, играющие роль индикаторов меняющихся внешних условий. В данной статье на основе методов парагенетического анализа рассматриваются некоторые симплектиты Гридинской зоны меланжа, изучавшиеся с целью выяснения механизма их формирования и возможности использования в качестве структурно-петрографических маркеров режима декомпрессии.

Симплектит, или синантетические образования (Sederholm, 1916) – взаимное прорастание двух (реже трех) минералов с минимально возможным числом компонентов (Петрографический…, 1981). Термин является общим для широкого круга структур различного генезиса. Причинами формирования таких структур могут быть распад твердых растворов, эвтектическая кристаллизация остаточных расплавов (гранофиры), метасоматоз и даже депротонизация и окисление (оливина) (Хисина и др., 2009). В метаморфических породах наиболее распространены симплектитовые и диабластовые срастания, возникающие при твердофазных реакциях, протекающих в условиях повышения температуры или падения давления.

Плагиоклаз-клинопироксеновые симплектиты

Наиболее известные и, пожалуй, наиболее детально изученные – плагиоклаз-клинопироксеновые симплектиты по омфациту (например, Myson, Giffin, 1973; Joanny et al., 1991; Кориковский и др., 1997 и др.), наблюдаемые в эклогитах и эклогитоподобных породах. В БПП они фиксируются в областях проявлений эклогитового метаморфизма Гридинской зоны тектонического меланжа, в районах Салмы, пос. Полярные Зори, г. Куру-Ваара и др.

Необходимо отметить, что находки в БПП неоархейских коровых эклогитов, которые к настоящему времени остаются древнейшими в мире (Володичев, 1990; Бибикова и др., 2003; Володичев и др., 2004; Щипанский и др., 2005; Konilov et al., 2004), изменили наши представления о формировании ранней континентальной коры и геодинамике архея, потому столь высок интерес исследователей к этим образованиям (Слабунов, Володичев, 2002; Сибелев и др., 2004; Володичев и др., 2005; Травин, Козлова, 2005; Слабунов, 2008 и др). Подавляющее большинство авторов, рассматривающих беломорские эклогитовые породы с петрологической точки зрения, сходятся во мнении, что плагиоклаз-клинопироксеновые симплектиты образовались в условиях эксгумации, т. е. падения давления. Исключение составляет работа (Япаскурт, Плечев, 2004), в которой делается вывод о прогрессивном характере симплектитообразования. Он основан, главным образом, на суждениях авторов об отсутствии в БПП архейских эклогитов и отсутствии в исследованных образцах жадеитовой компоненты в клинопироксенах. В последнее время, когда выявлены многочисленные проявления неоархейских эклогитов с содержанием жадеита в клинопироксене до 40%, этот вывод представляется небесспорным. Сама последовательность минералообразования, наблюдаемая в шлифах, свидетельствует о том, что симплектиты формировались позднее, в виде келифитовых кайм вокруг реликтовых эклогитовых (Grt^{25-32} – Omp_{27-31})* парагенезисов.

* В статье приняты следующие сокращения названий минералов: Ab – альбит, An – анортит, Aug – авгит, Bt – биотит, Cpx – клинопироксен, Czo – клиноцоизит, Di – диопсид, Ed – эденит, Fe-Ed – ферроэденит, Grt – гранат, Hbl – роговая обманка, Jd – жадеит, Omp – омфацит, Or – ортоклаз, Mg-Hbl – магнезиальная роговая обманка, Pl – плагиоклаз, Prg – паргасит, Qz – кварц, Zo – цоизит.

При интенсивных декомпрессионных преобразованиях клинопироксен псевдоморфно замещается роговой обманкой (Mg-Hbl, Prg, Fe-Ed), а вокруг плагиоклаз-клинопироксеновых агрегатов и граната формируются амфиболовые каймы и затем плагиоклаз-амфиболовые диабластиты (рис. 1). Как правило, они крупнее и по рисунку заметно отличаются от микроструктуры плагиоклаз-клинопироксенового симплектита.

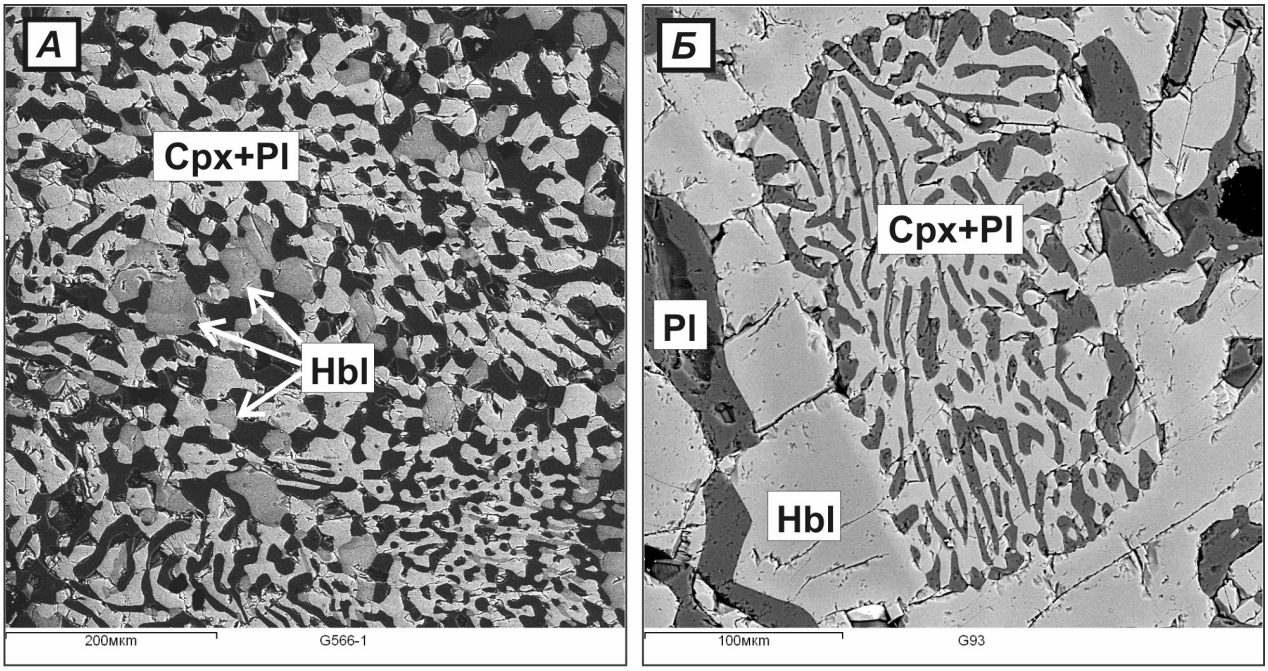


Рис. 1. Примеры развития симплектитов в постэклогитовых породах: замещение клинопироксена роговой обманкой в виде псевдоморфоз (А) и сплошной келифитовой каймы вокруг Cpx-Pl симплектита, сформированного по призматическому зерну раннего клинопироксена (Б) (микрофотографии в отраженных электронах)

Диабластовые срастания роговой обманки с плагиоклазом в первую очередь отделяют гранат от клинопироксена, при этом нередко можно наблюдать коронитовые каймы по периферии гранатовых порфиробласт (рис. 2). Последние резорбируются.

Петрографические наблюдения, отражающие реакционные соотношения минеральных ассоциаций, хорошо иллюстрируются с помощью диаграммы ACF, где A = Al + Fe^{3+} – (Na+K); C = Ca; F = Fe^{2+} + Mg + Mn. На рис. 3 показаны парагенезисы неоархейских эклогитов р-на с. Гридино и их декомпрессионная эволюция, которая, в главных чертах, не отличается от эволюции палеопротерозойских эклогитов по габброидам (Сибелев, 2008).

Эклогитовый парагенезис (рис. 3, А) показан на основе имеющихся определений составов омфацита и граната. Очевидно, что эти составы могут не соответствовать «пиковым» условиям неоархейского эклогитового метаморфизма. Скорей всего, и содержание жадеита в клинопироксене, и пироповая составляющая граната были выше. Неясно, присутствовал ли в «первичном» парагенезисе плагиоклаз. На диаграмме нанесен его гипотетический состав (40% An), который иногда фиксируется в измененных эклогитах. В отдельных случаях в эклогитизированных базитах отмечается кианит. Он никак не влияет на реакции симплектитообразования и парагенетичен лишь с плагиоклазом, гранатом и при более низких PT-параметрах – с биотитом.

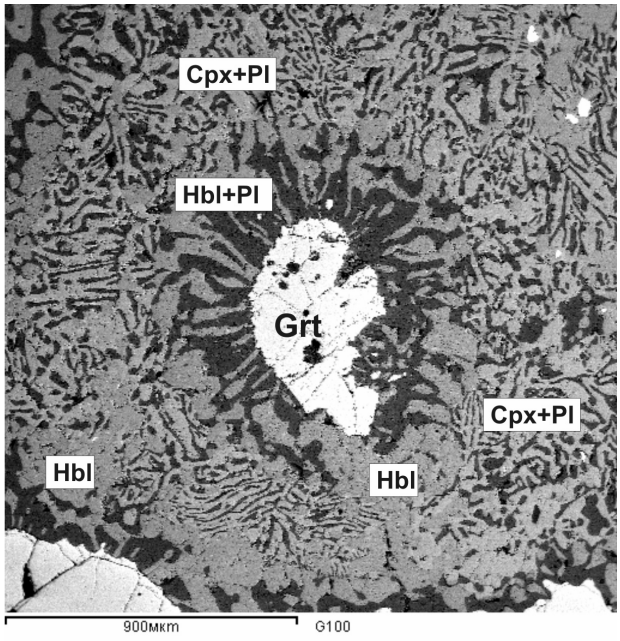


Рис. 2. Развитие кайм роговой обманки вокруг клинопироксен-плагиоклазовых симплектитов и образование амфибол-плагиоклазовых коронарных симплектитовых структур вокруг граната (микрофото в отраженных электронах)

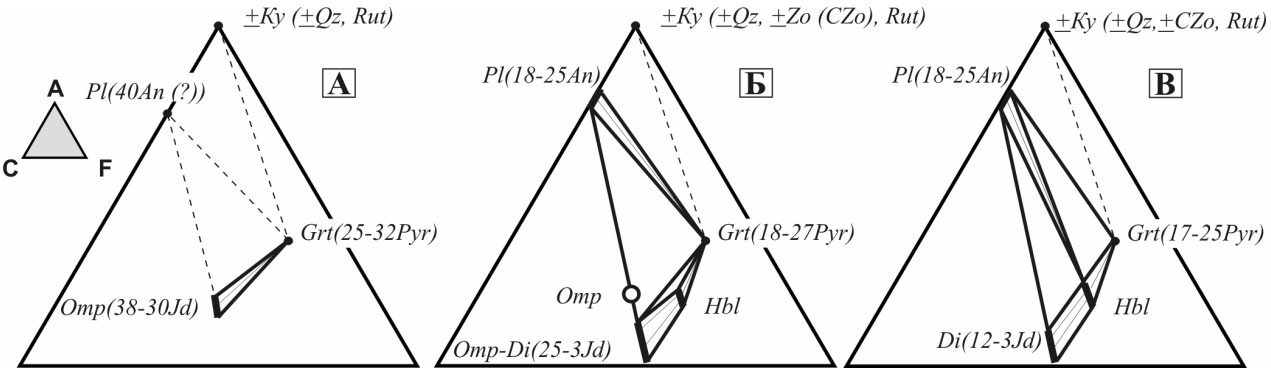


Рис. 3. Фазовые равновесия в эклогитах (А) и образование Cpx-Pl симплектитов (Б) и Hbl-Pl диабластитов (В) в декомпрессионных постэклогитовых породах (пояснения в тексте)

Образование клинопироксен-плагиоклазовых симплектитов, как правило, связывается с реакцией:

$$Cpx_{(Na)} + Qz \rightarrow Cpx_{(Ca)} + Pl \text{ или } - Cpx_{(Na)} + Pl_{(Ca)} \rightarrow Cpx_{(Ca)} + Pl_{(Na)}.$$

Однако анализ диаграммы ACF (рис. 3, Б) указывает на более вероятную изохимическую реакцию:

$$Cpx_{(Na)} \rightarrow Cpx_{(Ca)} + Pl_{(Na)}.$$

Фигуративные точки составов всех трех минералов располагаются на одной конноде. Бластез роговой обманки, наряду с падением содержаний жадеита в клинопироксене, резко сужает поле устойчивости гранат-клинопироксенового парагенезиса, но на определенном этапе еще возможно существование равновесной ассоциации Cpx-Hbl-Grt – «эклогитового амфиболита» (по: Кориковский, 1997).

Рост глиноземистости роговой обманки и переход омфацита в диопсид приводят к полному запрету парагенезиса Cpx-Grt и возможности появления нового – Hbl-Pl (рис. 3, В). На этой стадии формируются плагиоклаз-амфиболовые симплектиты и диабласты по реакции:

$$Grt + Cpx + H_2O \rightarrow Hbl + Pl.$$

Возможно, в реакцию вступает и уже существующая, относительно низкоглиноземистая роговая обманка:

$$Grt + Cpx + Hbl_{(Si)} \rightarrow Hbl_{(Al)} + Pl.$$

Несмотря на незначительные вариации содержаний анортита в плагиоклазе, на диаграмме отчетливо видно, что клинопироксен всегда ассоциирует с наиболее основным плагиоклазом, а гранат – с более кислым. С роговой обманкой сосуществует плагиоклаз промежуточного состава.

Кварц-клиноцоизитовые и кварц-клинопироксеновые симплектиты

Следующий тип биминеральных реакционных микроструктур в качестве новообразованной фазы содержит кварц. Один из примеров – кварц-клиноцоизитовые и кварц-клинопироксеновые симплектиты, зафиксированные в постэклогитовых породах. Это достаточно редкие в Гридинской зоне меланжа срастания и описываются впервые. Следует отметить, что и в других районах, где проявлены метаморфиты эклогитовой фации, кварц-клинопироксеновые срастания автору не известны.

Породы, в которых выявлены рассматриваемые симплектиты, представляют собой клинопироксен-клиноцоизит-плагиоклазовые (±Grt, ±Bt, ±Or) амфиболиты (далее – клиноцоизитовые породы). Они тесно ассоциируют с эклогитами и иногда слагают полосы или неясной формы участки внутри крупных обломков эклогитизированных тел базитов. Количество цоизита и клиноцоизита в них может достигать 30%, амфибола – до 20%, а граната и клинопироксена – не более 5 и 10%, соответственно. Основной объем породы выполнен плагиоклазом (иногда до 50%). Второстепенные минералы представлены кварцем, биотитом и ортоклазом, акцессорные – апатитом, рутилом, рудными минералами.

В клиноцоизитовых породах ярко проявлены реакционные соотношения главных породообразующих минералов (рис. 4): это келифитовые каймы кварц-клиноцоизитовых агрегатов вокруг амфибола и вокруг кварц-клинопироксеновых симплектитов (рис. 4, А), келифитовые каймы амфибола вокруг клинопироксена (рис. 4, Б), а также клиноцоизит-кварцевые симплектиты вокруг зерен цоизита или низкожелезистого клиноцоизита. Рисунок симплектитовых вростков у клиноцоизита и клинопироксена различен. У первого кварцевые обособления более тонкие, протяженные и часто контактируют с плагиоклазом, у второго – короче, крупнее и тяготеют к внутренней части зерен или выполняют межзерновые пространства (рис. 4, В, Г).

Необычный химический состав имеет клинопироксен (Aug), характеризующийся очень высоким содержанием кремнезема, который полностью, даже с перебором, заполняет тетраэдрическую позицию и обладает аномально высокой магнезиальностью (X_{Mg} = 0,86–0,89).

Кристаллохимическая формула клинопироксена из клиноцоизитовых пород (n = 16):

$$(Na_{(0-0,5)}\,Ca_{(0,38-0,5)}\,Mg_{(1,05-1,09)}\,Fe^{2+}_{(0,13-0,18)}\,Al^{VI}{}_{(0,07-0,15)})\,(Si_{(2,02-2,1)}\,Al^{IV}{}_{0})\,O_6.$$

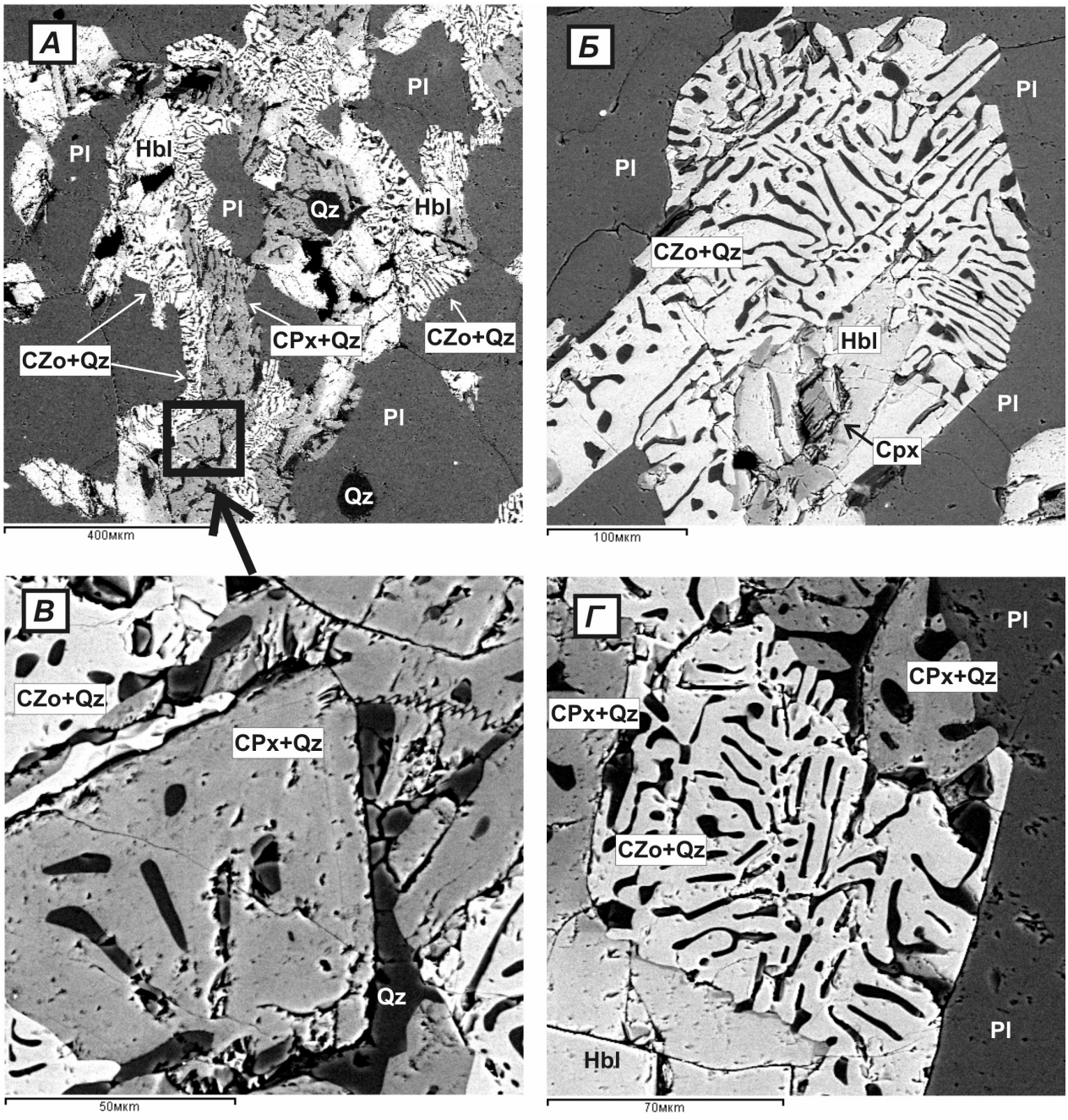


Рис. 4. Реакционные соотношения минералов в клинопироксен-клиноцоизит-плагиоклазовых (±Grt, ±Bt, ±Or) амфиболитах: А – петельчатая структура с келифитовыми каймами (Cpx + Qz → Hbl → CZo + Qz); Б – келифитовые каймы вокруг клинопироксена Cpx → Hbl →Czo + Qz; В – клинопироксен-кварцевые симплектиты, обрамляющиеся симплектитами клиноцоизит-кварцевого состава, отчетливо виден различный рисунок биминеральных срастаний (увеличенный участок рис. 4, А (показан рамкой)); Г – дактилитовые клиноцоизит-кварцевые симплектиты с преимущественной ориентировкой кварцевых вростков вдоль направлений спайности (100), (001)) (микрофотографии в отраженных электронах)

Анализ парагенетических соотношений минералов клиноцоизитовых пород (рис. 5) показывает, что увеличение доли кальция за счет появления цоизита (Si = 2,85–2,88 ф. ед.; $Fe_{сумма}$ = 0,15–0,25 ф. ед.) и присутствия среднего плагиоклаза (рис. 5, А) в закрытой системе компенсируется смещением состава клинопироксена в железисто-магнезиальную область и пересыщением его кремнеземом. Параллельно падает основность плагиоклаза: в контактах с клиноцоизитом она не превышает 26–30% An. Предполагаемый относительно ранний парагенезис Grt^{35-39} – Omp – Pl_{40-45} (конноды на рис. 5, А показаны пунктиром) сменяется парагенезисом Aug – Zo-Czo – Pl_{26-40}. Состав породы (на рис. – кружок с крестиком) остается постоянным, и для интерпретации фазового соответствия не требуется привлекать концепцию привноса-выноса компонентов (метасоматоза). Предложенная модель изохимической метаморфической

дифференциации объясняет формирование не только «нестандартных» клиноцоизитсодержащих ассоциаций, но и «нестандартных» составов минералов. В геологическом аспекте этот процесс связан, скорей всего, с высокой степенью флюидной проработки (гидратации), контролируемой структурами неопределенного генезиса.

Характерная особенность последующей стадии регрессивных преобразований рассматриваемых пород – отсутствие равновесия клинопироксена с плагиоклазом. Даже симплектиты здесь представлены не «классическими» плагиоклаз-клинопироксеновыми разновидностями, а кварц-клинопироксеновыми. Эта особенность легко объяснима при рассмотрении соответствующей диаграммы состав – парагенезис (рис. 5, Б), где отчетливо видно, что кристаллизующаяся роговая обманка (Ed – Mg-Hbl) почти полностью перекрывает конноду Cpx-Pl. И даже если остается «лазейка» сосуществования клинопироксена с основным плагиоклазом (≥40% An), она перекрывается парагенезисом клиноцоизита с олигоклазом. В этой ситуации клинопироксен просто обрастает келифитовой каймой роговой обманки (см. рис. 4, Б), которая еще может быть парагенетична с гранатом, наиболее железистым клиноцоизитом и кислым плагиоклазом.

На следующей ступени роговая обманка становится метастабильной, обрастая каймами кварц-клиноцоизитовых симплектитов (см. рис. 4, А, Б). В реликтовых участках она равновесна с плагиоклазом и гранатом, но в прореагировавших областях (рис. 5, В) замещается парагенезисами Czo-Bt-Or, Czo-Or и Czo-Pl_{26-30}. В клиноцоизитовых породах биминеральные срастания с участием роговой обманки не фиксируются.

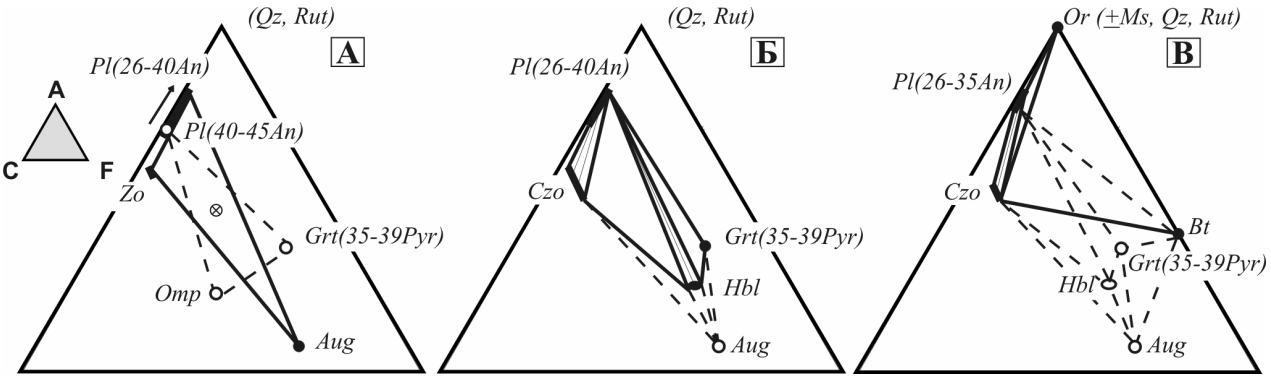


Рис. 5. Фазовые равновесия в клиноцоизитовых породах, иллюстрирующие формирование клиноцоизитсодержащих парагенезисов (А), роговообманковых (Б) и клиноцоизитовых (В) келифитовых кайм (пояснения в тексте)

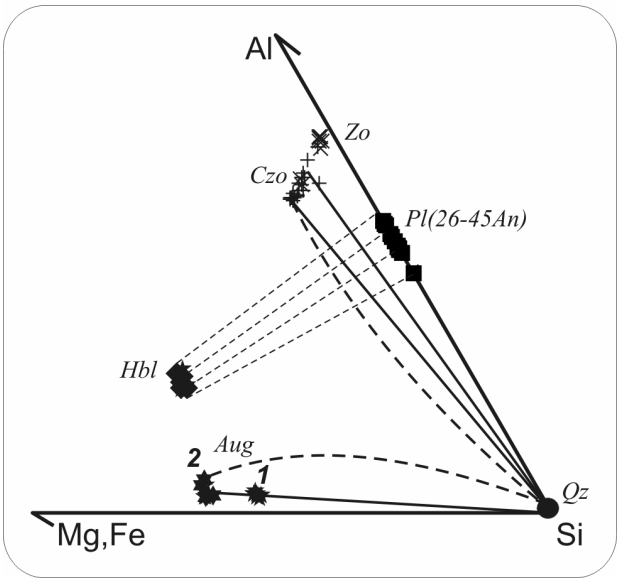


Рис. 6. Схема формирования кварц-клинопироксеновых и кварц-клиноцоизитовых симплектитов (пояснения в тексте)

Реакция образования кварц-клинопироксеновых симплектитов (рис. 6, низкоглиноземистая область составов) чрезвычайно проста. С падением, пусть даже незначительным, содержаний жадеитового минала в клинопироксене избыток кремнезема сбрасывается либо в виде червеобразных вростков, либо в межзерновое пространство. На рис. 6 фигуративные точки составов пересыщенного кремнеземом клинопироксена под цифрой 1 не содержат симплектитов. Они начинают появляться при частичной релаксации системы (цифра 2 на рис. 6). На рисунке симплектитовые равновесия подчеркнуты пунктирными дуговыми линиями.

Формирование симплектитов кварц-клиноцоизитового состава связано с реакциями, которые в упрощенном виде выглядят следующим образом:

$$Hbl + Pl \rightarrow Czo + Qz;\ Zo + Cpx \rightarrow Czo + Qz.$$

Подобные преобразования не протекают изолированно и сопряжены с перераспределением значительного числа компонентов в уже существующие или в новообразующиеся фазы: магния – в клинопироксен, калия – в биотит и ортоклаз, натрия – в плагиоклаз.

Цоизит, как и ранний авгит, не формирует симплектитов, они появляются при увеличении содержаний в нем эпидотовой молекулы и, вероятно, смене сингонии с ромбической на моноклинную, т. е. в клиноцоизите. Это свидетельствует о том, что состав клиноцоизитов-цоизитов есть функция барических условий метаморфизма. Если верно это предположе-

ние, то кварц-клиноцоизитовые симплектиты могут формироваться по более простой схеме:

$$Zo \rightarrow Czo + Qz.$$

Недостаток железа при этом «заимствуется» у разлагающегося клинопироксена.

Представленные реакции объясняют высокую магнезиальность клинопироксена, раскисление плагиоклаза в контактах с клиноцоизитом, кристаллизацию равновесного с клиноцоизитом ортоклаза и т. д.

Обсуждение результатов

Рассматриваемые симплектитовые микроструктуры обладают некоторыми особенностями, отличающими их от других подобных образований:

- сопряжены с метаморфической перекристаллизацией (бластезом);
- являются реакционными структурами и сопровождаются другими минеральными преобразованиями реакционного типа;
- одна из фаз представлена минералом переменного состава, а изменение содержаний компонентов в нем отвечает изменению PT-параметров, выражающемуся преимущественно в падении давления;
- характеризуются определенным рисунком – червеобразными или дактилитовыми формами минеральных срастаний;
- симплектитовые вростки располагаются в монокристалле минерала-хозяина и контролируются его границами.

Эти особенности позволяют объединить изученные метаморфогенные симплектиты в отдельную группу. К этой группе следует отнести рассмотренные ранее кварц-кордиеритовые симплектиты Енского района, формирующиеся в условиях аплифтинга (Сибелев, 1998), и, возможно, слабо изученные кварц-биотитовые и кварц-мусковитовые срастания, отмечающиеся как в Енском районе, так и в участках проявлений эклогитового метаморфизма.

Петрографические наблюдения над многочисленными келифитовыми каймами, реликтовыми включениями в новообразованных фазах, псевдоморфными замещениями в эклогитизированных породах указывают на четкую временную последовательность смены минералов и их ассоциаций:

$$Cpx \rightarrow Cpx + Pl \rightarrow Hbl + Pl;$$
$$Cpx \rightarrow Cpx + Qz \rightarrow Hbl \rightarrow Czo + Qz;$$
$$Zo \rightarrow Czo + Qz.$$

В каждом ряду (слева – направо) кристаллизующиеся ассоциации или минералы устойчивы при более низкой ступени метаморфизма. Данные по составу минералов не только подтверждают этот вывод (например, регрессивная зональность), но и позволяют говорить о том, что регресс выражен в падении давления.

По мнению П. Я. Азимова (2006), изучавшего минералообразование в стесненных условиях, симплектиты маркируют направление массопереноса. В этой связи вызывает интерес такая закономерность: если минерал матрикса участвует в реакции, симплектитовые вростки непосредственно с ним контактируют. Однако в случае двухфазных преобразований (к примеру – $Omp \rightarrow Di + Pl$ или $Zo \rightarrow Czo + Qz$) симплектиты находятся внутри минерала-хозяина и отделены от матрикса мономинеральной каймой. Значительного массопереноса не требуется, достаточно диффузионных процессов.

Еще один немаловажный аспект заключается в том, что симплектитовые срастания представляют собой моновариантные равновесия и поэтому обладают дополнительной степенью свободы, реализующейся в широких вариациях содержаний компонентов, по крайней мере, в одной из фаз.

Формированию симплектитов предшествует увеличение мольного объема и разуплотнение минерала при соответствующем изменении содержаний компонентов. Разуплотнение является главным фактором, «ответственным» за симплектитообразование. В пользу этого положения свидетельствует, например, тот факт, что минеральные вростки в клинопироксене могут быть представлены разными минералами. Если он не равновесен с плагиоклазом, то образующиеся в нем менее плотные участки заполняются не альбитом-олигоклазом, а избыточным кварцем. Кроме того, нередко можно наблюдать субсогласное положение симплектитов к плоскостям спайности или осям индикатрисы кристаллов. Конфигурация срастаний заметно отличается у клинопироксена, амфибола или клиноцоизита, даже в пределах одного шлифа.

Заключение

Изучавшиеся в данной работе симплектитовые срастания по ряду признаков объединены в группу микроструктур, характеризующуюся особыми условиями формирования, связанными с падением давления. Являясь реакционными структурами, они занимают определенное место в общей последовательности минеральных преобразований и маркируют стадии эксгумации. Форма и размеры срастаний связаны не только со скоростью метаморфических реакций (скоростью подъема пород), но и с кристаллографическими и физико-химическими свойствами минералов. В предложенной модели симплектитообразования ключевую роль играет процесс разуплотнения.

ЛИТЕРАТУРА

Азимов П. Я. Особенности роста кристаллов в сплошных средах (метаморфических и метасоматических породах) // Федоровская сессия 2006: Тез. докл. междунар. науч. конф. СПб., 2006. С. 53–57.

Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Володичев О. И. и др. Изотопно-геохимическая характеристика архейских эклогитов и глиноземистых гнейсов Гридинской зоны тектонического меланжа Беломорского подвижного пояса (Балтий-

ский щит) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб., 2003. С. 68–71.

Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии. Л., 1990. 245 с.

Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикова Е. В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.

Володичев О. И., Слабунов А. И., Степанов В. С. и др. Архейские и палеопротерозойские эклогиты и палеопротерозойские друзиты района с. Гридино (Белое море) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск, 2005. С. 60–74.

Кориковский С. П., Мирчовский В., Закариадзе Г. С. Метаморфическая эволюция и состав протолита плагиоклазсодержащих эклогит-амфиболитов Бучимского блока Сербо-Македонского массива, Македония // Петрология. 1997. Т. 5, № 6. С. 596–613.

Петрографический словарь. М., 1981. 496 с.

Сибелев О. С. Метаморфическая эволюция сапфиринсодержащих кианитовых апоэклогитов Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск, 2008. С. 62–76.

Сибелев О. С. Позднесвекофеннский (PR_1) этап метаморфизма (ЮЗ часть Кольского полуострова и Северная Карелия): Автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. М., 1998. 21 с.

Сибелев О. С., Бабарина И. И., Слабунов А. И. и др. Архейский эклогитсодержащий меланж Гридинской зоны (Беломорский подвижный пояс) на о. Столбиха: структура и метаморфизм // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск, 2004. С. 5–20.

Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск, 2008. 296 с.

Слабунов А. И., Володичев О. И. Субдукционная и коллизионная геодинамика в позднем архее (на примере Беломорской провинции Балтийского щита) // Проблемы геодинамики и минерагении Восточно-Европейской платформы: Материалы междунар. конф. Т. 1. Воронеж, 2002. С. 119–121.

Травин В. В., Козлова Н. Е. Локальные сдвиговые деформации как причина эклогитизации (на примере структур Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс) // ДАН. 2005. Т. 405, № 3.С. 376–380.

Хисина Н. Р., Назаров М. А., Вирт Р., Сенин В. Г. Электронная петрография ламелярных Ca, Cr-симплектитов в оливине из реголита «Луны-24» // Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН» № 1 (27). 2009.

Щипанский А. А., Конилов А. Н., Минц М. В. и др. Позднеархейские эклогиты Салмы, Беломорский подвижный пояс, Кольский полуостров, Россия: петрогенезис, возраст и значение для геодинамической интерпретации обстановок формирования ранней континентальной коры // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск, 2005. С. 324–327.

Япаскурт В. О., Плечев П. Ю. Симплектиты клинопироксена и плагиоклаза в гранат-клинопироксеновых породах Кольского полуострова: продукты реакций прогрессивного гранулитового метаморфизма или результат декомпрессионного разложения омфацита? // Тез. науч. конф. Ломоносовские чтения 2004 года. М., 2004. С. 52–54.

Joanny V., van Roermund H., Lardeaux J. M. The Clinopiroxene/plagioclase simplectite in retrograde eclogites; a potencial geotermobarometer // Geol. Rundschau. 1991. B. 80/2. P. 303–320.

Konilov A. N., Shchipansky A. A., Mints M. V. at al. Petrology of eclogites of the Belomorian Province // 32nd IGC Florence 2004, Abstr. Part. 1. P. 108.

Myson B. O., Giffin W. L. Pyroxene stoichometry and the breakdown of omphacite // Amer. Mineral. 1973. Vol. 58. P. 60–63.

Sederholm J. J. On sinantetic minerals andrelated phenomena // Bull. Comm. Geol. Finland. 48. 1916.

А. И. Голубев, А. Е. Ромашкин, Д. В. Рычанчик

СВЯЗЬ УГЛЕРОДОНАКОПЛЕНИЯ С ОСНОВНЫМ ВУЛКАНИЗМОМ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ КАРЕЛИИ (ЯТУЛИЙСКО-ЛЮДИКОВИЙСКИЙ ПЕРЕХОД)

Ятулийско-людиковийский переход – знаковое событие в геологическом развитии земной коры, ярко проявленное на территории восточной части Фенноскандинавского щита (ФСЩ). Сопряженная аномалия изотопно тяжелого карбонатного углерода Ломагунди-ятулий носит глобальный характер и отмечается как на территории восточной части ФСЩ, так и в ряде геологических структур других континентов (карбонатная провинция Ломагунди в Родезии, супергруппа Трансвааль Ю. Африки, строматолитовые карбонаты супергруппы Минас и кратона Вайоминг Ю. и С. Америки, западноавстралийский бассейн) (Melezhik et al., 2007). Из ряда событий архейско-протерозойского перехода, произошедших во временных рамках от 2500 млн лет до 2000 млн лет (Melezhik et al., 2010), в данной работе рассматривается трансформация глобального цикла углерода (2300–1920 млн лет), изменения в режимах магматической активности и вероятное окислительное событие в верхней мантии (2100 млн лет), а также возможная взаимосвязь этих явлений. Несколько событий составляют сущность перехода. Одно из наиболее ярких – смена цикла углерода с окислительного на накопительно-восстановительный, проявившаяся в смене биогенного карбонатообразования впечатляющим накоплением свободного углерода ($C_{орг.}$) – видимо, первым столь масштабным в истории Земли. Не рассматривая изначальный (первичный) источник углерода, отметитим биогенный механизм перевода его в осадок (захороненную форму), т. е. участие его в биологическом цикле.

Глобальная положительная аномалия изотопно-тяжелого карбонатного углерода Ломагунди-ятулий (до +18‰ $\delta^{13}C_{карб.}$) сменяется в людиковии не менее значимым изотопным облегчением углерода в людиковийских осадках (до –17‰ $\delta^{13}C_{карб.}$ и –41‰ $\delta^{13}C_{орг.}$ в миграционных формах). Контрастность этих двух событий – изменение глобального цикла углерода и изменение режима его изотопного фракционирования – и составляет основное содержание ятулийско-людиковийского перехода. Очередность геологических событий, задаваемая в первую очередь тектоническим развитием структур земной коры, отражается в структурно-вещественных комплексах ятулийских и людиковийских пород. Изменения коснулись не только режимов осадконакопления, циклов углерода и развития биологической активности, но и должны были найти свое выражение в изменении интенсивности и характера магматической активности, в первую очередь – состава и объемов фиксируемых продуктов вулканизма.

Раннепротерозойский этап развития (2,5–1,8 млрд лет) характеризовался условиями рифтогенного геотектонического режима, мощными проявлениями базитового и ультрабазитового магматизма, терригенным, хемогенно-терригенным, карбонатным седиментогенезом, массовым развитием углеродсодержащих пород.

В палеопротерозое Фенноскандинавского щита циклы углерода наиболее ярко проявлены в образованиях ятулийского, людиковийского и в меньшей мере калевийского надгоризонтов карельской эонотемы. Заметно различается и степень напряженности магматизма, проявленного на соответствующих уровнях. Углеродные циклы за этот период претерпевают трансформацию от карбонатного (биогенно-окисленного) через биогенно-восстановительный к пассивно-терригенному со слабыми проявлениями карбонатообразования.

Характеристика разрезов*

Образования ятулийского надгоризонта (2,3–2,1 млрд лет) в составе янгозерской, медвежьегорской и туломозерской свит представлены снизу вверх зрелыми терригенными осадками, переходящими в терригенно-хемогенную, существенно доломитовую толщу с широким участием органогенных (строматолиты, онколиты) карбонатов. Осадконакопление в ятулии происходило в условиях мелководных морских лагун, пересыхающих водоемов (себх). Осаждающийся здесь карбонат структурировался строматолитами. Строматолитовые постройки – свидетельство широкого влияния биогенных процессов как на формирование осадка, так и на изменение параметров среды (CO_2 в мелководном бассейне, pH, Eh).

* Характеристика разрезов приводится с учетом данных, полученных скважинами проекта FAR-DEEP (Ромашкин, Рычанчик, 2009).

Свидетельством былых эвапоритовых обстановок являются, кроме обычных в ятулийских толщах псевдоморфоз доломита по соли и гипсу и проявлений гипсовой тектоники, отложения ангидрита и галита, обнаруженные в результате глубокого бурения в Онежской структуре.

Выделяется три фазы ятулийского вулканизма (Голубев, Светов, 1983), представленные базальтами и трахибазальтами, которые стратиграфически локализованы последовательно в терригенных осадках сегозерского горизонта, на границе сегозерского и онежского горизонтов, среди карбонатов онежского горизонта.

В людиковийское время (2,1–1,92 млрд лет) происходит резкая смена геотектонических условий, режима осадконакопления и нарастание магматической активности. Углубление бассейна седиментации, смена окислительных обстановок восстановительными, мощный всплеск активности биоты привели к одному из первых в истории Земли грандиозному накоплению органического углерода. Для базальтового магматизма заонежского вулканического комплекса характерен весьма однородный вещественный состав разнофациальных изверженных пород, а также близость к ним составов сопутствующих габбродолеритов (Голубев, Светов, 1983). Для завершающей людиковий суйсарской вспышки основного-ультраосновного магматизма выделено пять последовательных фаз активности (Куликов и др., 1999).

В переходной зоне от ятулийских к людиковийским отложениям, представленной образованиями нижней заонежской подсвиты, отразился переход от карбонатного к терригенному режиму осадконакопления. По мере углубления палео-Онежского бассейна все больше в разрезе начинают преобладать алевритистые осадки, окислительный режим сменяется восстановительным. Признаками этого процесса в переходной зоне (нижней заонежской подсвите) являются широкое развитие здесь процесса оглеения (восстановления Fe^{+3}) и густая вкрапленность мелкого пирита – следы биогенной сульфат-редукции в глинисто-карбонатных породах (кривозеритах). Соответственно происходит и трансформация углеродного цикла – от полного окисления органики к ее все более нарастающему захоронению в виде органического углерода.

Ранее отмечалось (Сацук и др., 1989), что непосредственное залегание людиковийских пород на ятулийские может носить различный характер. В ряде мест людиковийские осадки с небольшим несогласием и размывом ложатся на ятулийские карбонаты, в других местах (Райгуба, Пялозеро, скв. 11А, и др.) (Сацук и др., 1989; Ромашкин, Рычанчик, 2009) наблюдается согласное залегание и постепенный переход. Отмечается, что граница надгоризонтов в различных пунктах может иметь различное геологическое выражение, обусловленное выпадением некоторых частей разреза, а также является диахронной, скользящей во времени (Сацук и др., 1989). Однако в целом представляется, что людиковийские образования согласно и без большого перерыва сменяют ятулийские. Это, в свою очередь, указывает на отсутствие резких и скачкообразных изменений тектонического и магматического режимов, т. е. сама фаза перехода была плавной и растянутой во времени, что позволяет сосредоточиться при изучении на общей направленности изменений.

Ятулийский этап начался со слабого погружения формирующихся впадин, где с резким несогласием на сариолийские породы ложатся грубые терригенные осадки нижнего ятулия. Далее осадконакопление переходит в режим карбонатоосаждения, с участием биогенных агентов (строматолиты, онколиты), отмечаются проявления магматической активности. Осадочный комплекс ятулия образовался в относительно спокойной тектонической обстановке. Он имеет значительное площадное распространение и в целом выглядит как мелководный морской бассейн, осадки которого характеризуются как фациальной изменчивостью, так и общей стабильностью условий для всего ятулийского бассейна. В модель пассивного мелководного бассейна осадконакопления хорошо укладываются некоторые особенности его строения – обилие биогенных карбонатов, масса обломочных карбонатов (перемыв мелеющих участков), пестроцветная пачка преимущественно алевролитов – углубленные участки; брекчии обрушения, проявления гипсовой тектоники, псевдоморфозы по соли и гипсу, ангидрито-галитовые отложения в составе ятулийских пород. Проявления гипса и ангидрита в ятулийский образованиях отмечены в восточном борту Онежской структуры (Трофимов, Логинов, 2005).

В результате буровых работ в рамках проекта FAR-DEEP вскрыт переход туломозерской свиты в заонежскую. Породы нижней части заонежской свиты представлены серыми слоистыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, в некоторых интервалах в цементе присутствует карбонат. Явных следов размыва между породами заонежской свиты и строматолитовыми доломитами туломозерской свиты не отмечено, но непосредственно на контакте присутствует прослой мощностью 1,5–2 см светлого аргиллитового вещества (возможно, корочка выветривания). В алевролитах переходной зоны хорошо проявлены два процесса: окисление железа по трещинам кислородными водами ятулийских осадков и послойное оглеение – восстановление железа просачивающимися сверху водами углеродистых осадков заонежской свиты.

В Онежской структуре скважины, вскрывшие доломитовый комплекс туломозерской свиты, показали, что значительное количество карбонатных пород являются терригенными – песчаниками, гравелитами. Обломочные доломиты чередуются с микритовыми, органогенными (строматолитовыми, онколитовыми), мощными прослоями карбонатных брекчий обрушения. Широко развиты псевдоморфозы по гипсу и соли в глинистых прослоях, проявления гипсовой тектоники. В средней части вскрытого разреза присутствует мощная пестроцветная толща, состоящая из переслаивания доломитов, алевролитов и аргиллитов бурого, красного, черно-

го и серого цветов, со следами многочисленных пластичных деформаций. Встреченное в этой пачке тело пикробазальтового состава имеет видимую мощность около 30–40 м. В одной из скважин оно начинается с относительно малоизмененной породы, вниз по разрезу постепенно нарастают изменения, выражающиеся в отальковании и хлоритизации, и к нижнему контакту порода превращается в бесструктурную хлорит-тальковую массу. В другой скважине породы тела представляют собой мелкозернистую зелено-желто-серую массу с бурыми пятнами (реликтами пироксена?), состоящую из талька с примесью хлорита.

С карбонатными породами ятулия связана глобальная аномалия изотопно-тяжелого карбонатного углерода Ломагунди-ятулий ($\delta^{13}C$ достигает +18‰, в среднем +8 … +10‰), которая хорошо проявлена и на территории Фенноскандинавского щита (рис. 1, 2, табл. 1). Она предполагает наличие источника тяжелого углерода.

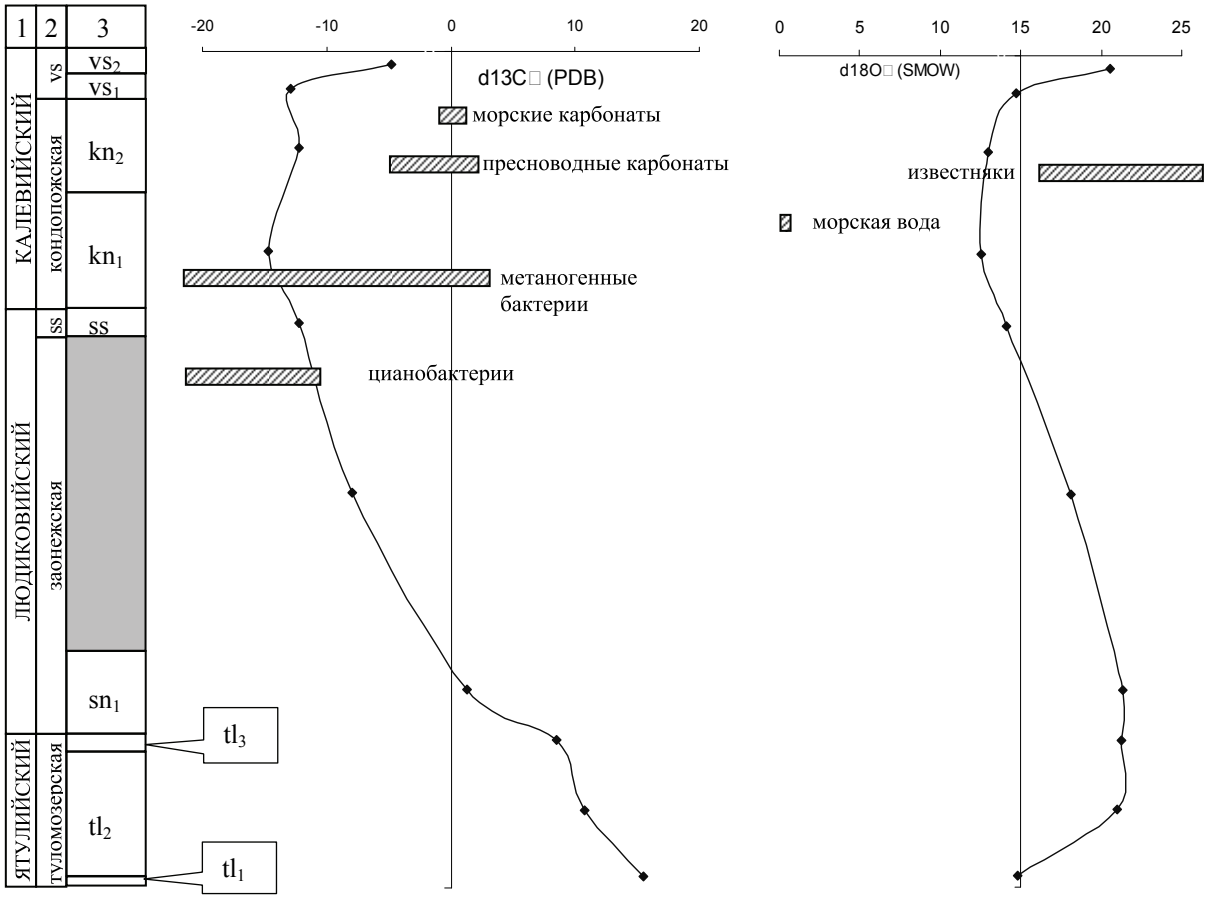


Рис. 1. Изменение изотопного состава углерода и кислорода карбонатов в разрезе нижнепротерозойских отложений Онежской структуры:

столбцы в колонке: 1 – надгоризонт, 2 – свита, 3 – подсвита

Осадочные породы заонежской свиты (людиковийский надгоризонт), вскрытые скважинами, слагаются в основном алевролитами, с прослоями мелкозернистых песчаников, туффитов и граувакк. Это ритмично слоистые терригенные осадки, представляющие собой флишоидную толщу, местами с турбидитными потоками. В верхней части вскрытого разреза встречаются карбонатные прослои и линзы, конкреции. В карбонатных частях разреза могут встречаться кремнистые конкреции, прослои фтанитов (лидитов). Эти прослои местами имеют секущие контакты с карбонатами, что свидетельствует о существовавшей фазе кремнистого геля.

Грандиозное накопление свободного углерода в отложениях верхней заонежской подсвиты связывается со всплеском жизни и прогрессирующим прогибанием бассейна, при которых все большая часть отмирающей биоты захоронялась, выводя из биологического цикла огромную массу углерода. Этот процесс приводит к нарастанию восстановительного потенциала в слоях осадка и появлению стагнационных вод с режимом сероводородного заражения во впадинах дна бассейна. Биологическая сульфат-редукция в этих зонах привела к мощному накоплению сульфидов. Одновременно начинает функционировать резервуарная модель биогенного изотопного фракционирования углерода, приведшая к облегчению органического углерода в осадке до $\delta^{13}C$ –25 … –40‰. При этом отмечается значительно облегченный изотопный состав карбонатов по сравнению с ятулий-

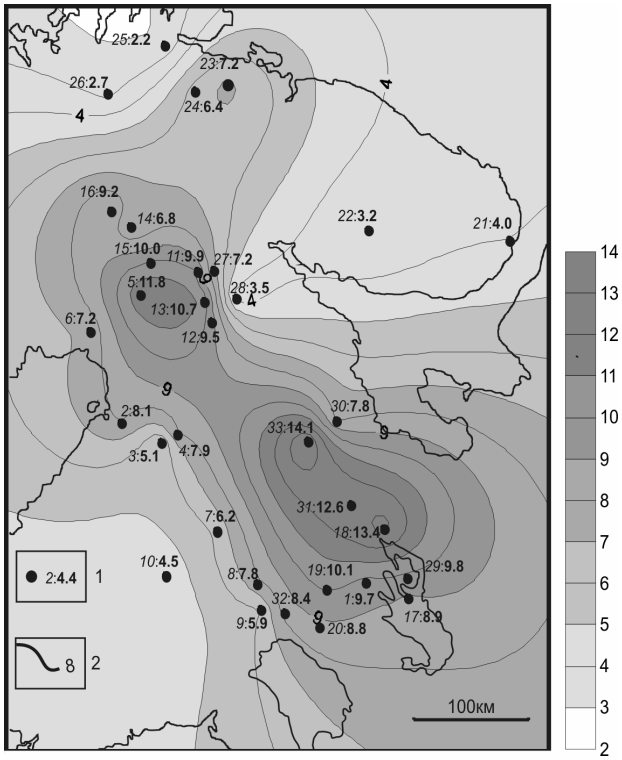


Рис. 2. Схема изолиний $\delta^{13}C$ (отн. PDB) ятулийских карбонатных пород восточной части Фенноскандинавского щита:

1 – пункт опробования и среднее значение изотопного отношения; 2 – изолинии средних значений изотопного отношения углерода. Справа шкала значений $\delta^{13}C$

скими (как $\delta^{13}C$, так и $\delta^{18}O$) (рис. 1, табл. 2). Синхронный базальтовый вулканизм, гидротермальная деятельность и пепловые эксплозии обеспечивали привнос в бассейн необходимых биоте элементов, а также являлись источником кремнезема для формирования пород типа углеродсодержащих лидитов (фтанитов) и тел высокоуглеродистых пород (SiO_2 50–70% вес., $C_{орг.}$ 25–40% вес.).

Нарастание интенсивности магматизма в людиковийское время привело к внедрению базитовых силлов в толщу углеродсодержащих осадков, превратив разрез заонежской свиты в трапповый (силло-осадочный) комплекс. Внедрение силлов вызвало прогрев и деформации осадочной толщи, спровоцировало развитие процессов преобразования органического вещества и его вторичного обогащения. В результате, помимо высококремнистых (и высокоуглеродистых – до 40% вес. $C_{орг.}$) локализованных тел, сформировались прослои пород, насыщенных миграционными углеводородами, содержание $C_{орг.}$ в которых достигает 70% вес. Мигрирующие углеводороды сформировали в породах многочисленные жилки и прожилки антраксолитового состава, содержание $C_{орг.}$ в которых составляет порядка 98% вес.

Внедрение магмы в пластичные пелитовые прослои, обогащенные органическим веществом, привело к образованию своеобразных пеперитовых структур, отмечаемых на различных стратиграфических уровнях заонежской свиты. Эти образования на контактах базитовых тел представляют собой сочетание своеобразной «шунгит-базитовой брекчии» и системы прожилков высокоуглеродистого состава в эндоконтактах базитов.

Людиковийское время на территории Онежского прогиба завершилось всплеском суйсарского базит-гипербазитового вулканоплутонизма, образовавшим мощные толщи лавовых потоков, покровов и субвулканических тел от пикрит-базальтового до плагиобазальтового составов и подавившим терригенное осадконакопление. По-видимому, в это же время завершилась и активная биологическая деятельность в бассейне.

В калевийское время (1,92–1,8 млрд лет) территория перешла в пассивный тектонический режим, где в условиях континентального склона формируются толщи ритмичных турбидитных осадков с участием привносимой пирокластики и размывающихся людиковийских образований. При этом углеводороды из людиковийских образований при поступлении в бассейн фиксируются в осадке в виде своеобразных антраксолитовых «лепешек».

Рассмотрим некоторые особенности химизма магматических (в основном вулканических) пород ятулийского, заонежского и суйсарского вулканических комплексов (табл. 3). На рис. 3 представлено положение точек составов для ятулийских, заонежских и суйсарских вулканитов в координатах TAS и (Fe_2O_3+FeO) – MgO. Для ятулийских вулканитов на диаграммах приведены средние составы по трем фазам (Голубев, Светов, 1983). Согласно диаграмме TAS (Петрографический кодекс России, 2009), вулканиты верхней части суйсарского разреза попадают в область нормальнощелочных пикробазальтов, нормальных базальтов и трахибазальтов; нижнесуйсарские – нормальных базальтов (рис. 3, А). Заонежские базальты укладываются в поле базальтов нормального состава, ятулийские базальты – трахибазальтов и базальтов (нижнеятулийская фаза) (рис. 3, Б). Таким образом, средне- и нижнеятулийские вулканиты близки к верхнесуйсарским подщелоченным базальтам, а поле нижнесуйсарских вулканитов совпадает с полем заонежских базальтов.

В координатах (Fe_2O_3+FeO) – MgO (рис. 3, В) ятулийские вулканиты укладываются в более широкое поле заонежских и нижнеятулийских базальтов, а также резко обособляется поле более магнезиальных верхнесуйсарских вулканитов. Таким образом, отчетливо проявлена разнонаправленность процессов развития магматизма от ятулия к заонежской свите и от заонежской к суйсарской.

До сих пор достоверно не установлено возрастное положение и количество фаз мощной пачки основных силлов, имеющих близкий состав и располагающихся в толще заонежских и суйсарских образований (Куликов и др., 1999). Также вскрытое скважинами проекта FAR-DEEP среди карбонатов тело пикробазальтового состава, возможно, не является ятулийским (табл. 3). Несмотря на местное маркирующее значение этого тела, доказательства его природы крайне спорны ввиду сильных вторичных изменений.

Таблица 1

Изотопная характеристика верхнеятулийских карбонатов и их аналогов восточной части Фенноскандинавского щита (Хейсканен и др., 2002)

№ п/п	n	$\delta^{13}C$ PDB, ‰		$\delta^{18}O$ SMOW, ‰		Пункт опробования	Свита, формация
		X_C	Y_C	X_O	Y_O		
1	59	9,66	5,66	21,44	4,86	Пялозеро	Туломозерская
2	1	8,12		17,23		Muhos	
3	6	5,11	4,82	19,15	4,73	W. Kainuu	Horkankallio, Eskosenvaara
4	4	7,9	0,11	17,41	2,14	E. Kainuu	Hyrynsalmi
5	9	11,76	2,39	18,8	6,11	Misi	
6	21	7,23	7,46	20,18	5,79	Perapohja	Krivalo, Kvartsimaa, Rantamaa
7	5	6,19	3,77	16,63	4,51	Juuka	Viistola
8	10	7,84	6,17	19,04	3,38	Kiihtelysvaara	Viistola
9	5	5,89	0,35	16,52	5	Сортавала	Нижнепиткярантская
10	13	4,55	3,67	17,94	4,78	Kuopio	Petonen
11	3	9,9	7,88	19,7	3	Salla	Aatsinginhauta, Matovaara, Kelloselka
12	3	9,5	5,08	14,22	0,45	S. Kuusamo	Saricite schist, Siltstone
13	7	10,66	5,35	19,45	2,78	N. Kuusamo	Dolomite
14	6	6,8	4,81	13,06	4,51	Sodankyla	Middle Lapponian
15	5	10,03	7,41	16,55	4,82	Pelkosenniemi	Middle Lapponian
16	7	9,23	8,42	16,59	3,21	Kittila	Upper Lapponian
17	4	8,88	0,81	24,2	6,32	Олений остров	Туломозерская
18	4	13,43	4,86	17,57	8,55	Медвежьегорск	Туломозерская
19	2	10,06		20,06		Суоярви	Туломозерская
20	6	8,85	4,22	18,49	2,94	Туломозеро	Туломозерская
21	9	4,04	2,11	16,59	5,71	Усть-Поной	2-я, 3-я карбонатная
22	11	3,19	7,1	13,17	3,74	Имандра-Варзуга	Умбинская
23	120	7,25	1,34	17,03	6,98	Печенга	Куэтсярвинская
24	10	6,41	2,21	16,19	15,52	Pasvik	Koievann
25	3	2,24	0,96	12,98	0,09	Polmak	Vuopp'ejavri
26	2	2,7		16,17		Karasjok	Gallebai'ke
27	26	7,18	7,76	16,16	6,54	Куолаярви	Соваярвинская
28	11	3,5	1,23	21,42	0,92	Соваярви	Соваярвинская
29	72	9,81	5,33	22,3	2,41	Заонежье	Туломозерская
30	6	7,82	14,67	16,77	23,87	Лехта	Верхний ятулий
31	5	12,57	0,65	22	5,38	Сегозеро	Верхний ятулий
32	1	8,37		21,31		Янисъярви	
33	4	14,05	7,56	23,3	5,62	Чирка-Кемь	Туломозерская

Примечание. Порядковый номер соответствует номерам точек на рис. 2; n – количество проб; X – среднее значение; Y – стандартное отклонение.

Таблица 2

Изотопные характеристики карбонатов по скважинам проекта FAR-DEEP (средние значения)

Структура	Свита, серия	Скважина	n	$\delta^{13}C$ PDB, ‰	Стандартное отклонение	$\delta^{18}O$ SMOW, ‰	Стандартное отклонение
Имандра-Варзугская	Полисаркская	3A	15	–0,52	0,82	9,57	0,95
Печенгская	Куэтсярвинская	5A	8	7,53	0,45	17,52	1,05
Онежская	Туломозерская	10B	27	10,49	1,78	21,33	1,10
Онежская	Туломозерская	10A	50	8,89	0,86	19,66	1,16
Онежская	Туломозерская	11A	44	8,95	1,42	18,62	0,73
Печенгская	Коласйокская	8B	16	0,06	1,83	17,68	2,42
Онежская	Заонежская	12B	14	–5,14	5,72	14,98	1,75
Онежская	Заонежская	12A	4	–9,65	4,25	17,46	3,03
Онежская	Заонежская	13A	9	–9,10	4,06	16,65	2,60

Примечание. n – количество анализов. Анализы выполнены А. Фалликом в Центре экологических исследований Шотландских университетов, г. Глазго.

В переходной зоне от терригенной к существенно карбонатной части разреза и нижних частях доломитовой толщи ятулийского надгоризонта выделяются три фазы ятулийского вулканизма (Голубев, Светов, 1983), различающиеся геохимическими характеристиками и степенью окисленности (отношение $Fe^{3+}/Fe^{3+}+Fe^{2+}$). Возможно, избыток относительно тяжелого CO_2 связан с процессом мантийного окисления базальтов, признаки которого фиксируются в вулканогенных образованиях данного уровня на Кольском полуострове. В составе вулканогенной части куэтсярвинской серии Печенгской структуры, стратиграфически сопоставимой с ятулийским надгоризонтом, встречены базальты с лопардитовыми текстурами – с шаровой отдельностью, в которой шары и межшаровое пространство зонально окислены и приобретают цвета от зеленого и желтого до оранжевого и красного, образуя полосчатый и пятнистый узор породы. Средняя степень окисленности этих вулканитов составляет 0,37, возраст представлен как 2060 млн лет. Скважинами вскрыто более 300 м таких высокоокисленных базальтов, которые могут интерпретироваться как следы окисления магмы в верхнемантийных очагах (Melezhik et al., 2010).

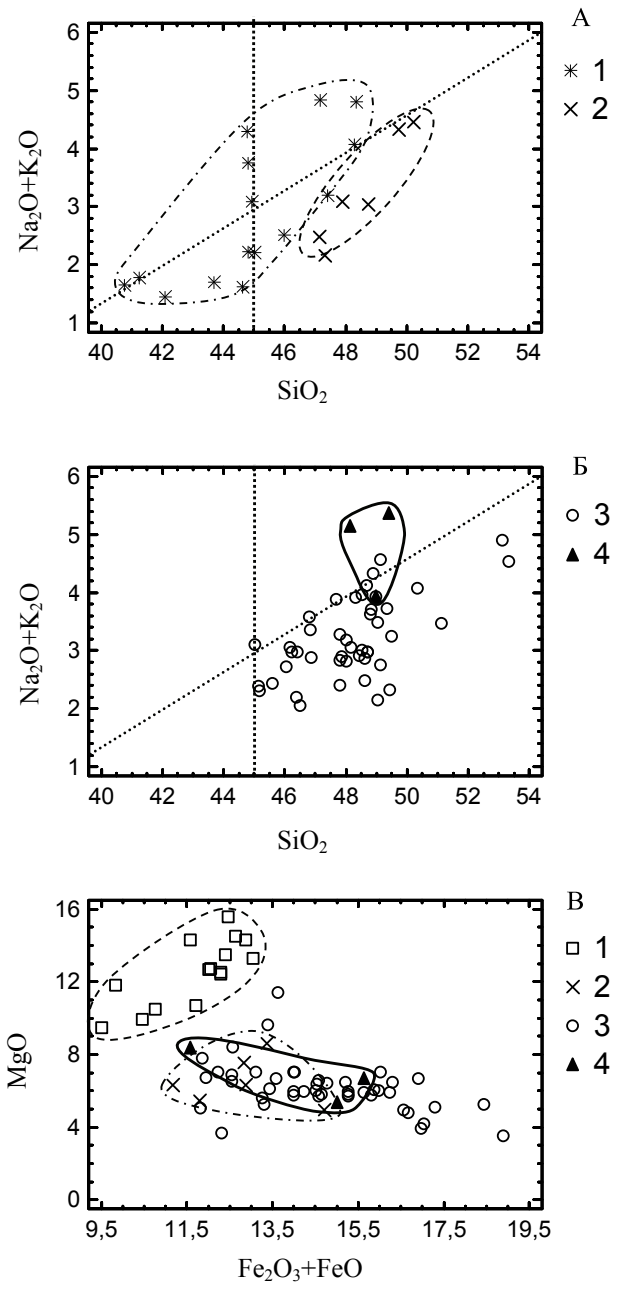


Рис. 3. Положение точек составов магматических пород в координатах TAS (А, Б) и (Fe_2O_3+FeO) – MgO (В):

1 – базальты и пикробазальты верхней части суйсарской свиты; 2 – базальты нижней части суйсарской свиты; 3 – базальты заонежской свиты; 4 – базальты фаз ятулийского вулканизма Гирвасской зоны. Жирной линией выделены поля средних значений фаз ятулийских базальтов

Степень окисленности ятулийских базальтов в целом сопоставима с куэтсярвинскими, а в некоторых разрезах она может достигать даже 0,75 (рис. 4). В пользу гипотезы окисления свидетельствует характерный красноватый цвет отдельных ятулийских базальтов и обильная вкрапленность гематита в некоторых частях разреза. Можно представить и альтернативный вариант первичного окисления базитов – в коровых очагах. В этом случае разные порции выжимаемой магмы должны были бы иметь разную степень окисленности.

Таблица 3

Средние химические составы магматических пород

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	44,93	48,50	48,16	48,14	49,40	48,99	42,27
TiO_2	1,70	1,38	1,85	2,41	1,05	1,97	1,19
Al_2O_3	11,57	14,70	12,89	13,32	14,72	13,25	13,07
Fe_2O_3	1,23	3,30	3,00	9,14	9,48	7,08	13,79
FeO	10,49	9,50	11,68	6,49	2,09	7,92	
MnO	0,163	0,171	0,208	0,140	0,150	0,190	0,035
MgO	12,55	6,52	6,17	6,71	8,43	5,39	13,94
CaO	7,63	8,38	8,35	6,37	5,29	6,74	1,68
Na_2O	2,44	2,98	2,57	4,81	4,33	3,23	0,45
K_2O	0,44	0,29	0,64	0,35	1,05	0,72	1,55
H_2O	0,18	0,12	0,16	0,14	0,23	0,12	
ппп	6,03	3,83	3,79	1,81	3,95	3,43	
P_2O_5	0,29	0,25	0,29	0,26	0,06	0,14	0,08
Cr_2O_5	0,099	0,017	0,010	0,010	0,031	0,008	0,024
V_2O_5	0,053	0,053	0,064	0,055	0,047	0,068	0,086
CoO	0,008	0,007	0,007	0,006	0,008	0,009	
NiO	0,064	0,012	0,012	0,012	0,020	0,010	0,017
CuO	0,019	0,014	0,033	0,004	0,010	0,017	0,005
ZnO	0,013	0,012	0,015	0,000	0,000	0,000	0,005
Сумма	99,90	100,02	99,92	100,50	100,37	99,45	99,89
Na_2O+K_2O	2,88	3,26	3,21	5,16	5,38	3,95	2,00
$Fe^{3+}/Fe^{2+}+Fe^{3+}$	0,097	0,237	0,188	0,559	0,803	0,446	
Кол-во анализов	15	6	45	24	34	39	7

Примечание. 1 – базальты и пикробазальты верхней части суйсарской свиты; 2 – базальты нижней части суйсарской свиты; 3 – базальты заонежской свиты; 4–6 – базальты фаз ятулийского вулканизма Гирвасской зоны (Голубев, Светов, 1983): 4 – позднеятулийской, 5 – среднеятулийской, 6 – раннеятулийской, 7 – пикробазальты среди туломозерских доломитов (по данным проекта FAR-DEEP). 1–3 – образцы магматических пород предоставлены ОАО НПЦ «Недра» (г. Ярославль); 1–6 – химические анализы выполнены в лаборатории Института геологии Карельского НЦ РАН; 7 – RFA анализы выполнены в лаборатории Норвежской геологической службы (г. Тронхейм).

Связанная с ятулийским уровнем глобальная аномалия изотопно-тяжелого карбонатного углерода Ломагунди-ятулий ($\delta^{13}C$ достигает +18‰) требует существования источника, вводящего тяжелый углерод в среду осадконакопления. Поскольку организмы-строматостроители фиксировали в своей биомассе облегченный углерод ($\delta^{13}C_{орг.}$ –25‰), который быстро окислялся в условиях мелководного аэрируемого бассейна и в виде изотопно-облегченного CO_2 поступал обратно в бассейн и атмосферу, изотопный состав осаждающихся в нем карбонатов также должен был постепенно облегчаться. Таким образом, необходим дополнительный источник изотопно-тяжелого CO_2, не компенсированного биогенным изотопным фракционированием, для осаждения карбонатов состава до $\delta^{13}C$ +18‰. Вброс изотопно-тяжелого CO_2 может быть связан с проявлениями ятулийского основного магматизма. На территории восточной части Фенноскандинавского щита аномалия имеет амплитуду в среднем +8 … +10‰ $\delta^{13}C_{карб.}$ Данные, имеющиеся по изотопам С и О карбонатов, приведены в табл. 1, 2, рис. 1 и 2, где показаны усредненные значения. Как видно из этих данных, сариолийские карбонаты, вскрытые скважиной проекта FAR-DEEP в Имандра-Варзугской структуре, имеют нормальный изотопный состав углерода, близкий к нулю. Аномалия тяжелого углерода в ятулийских

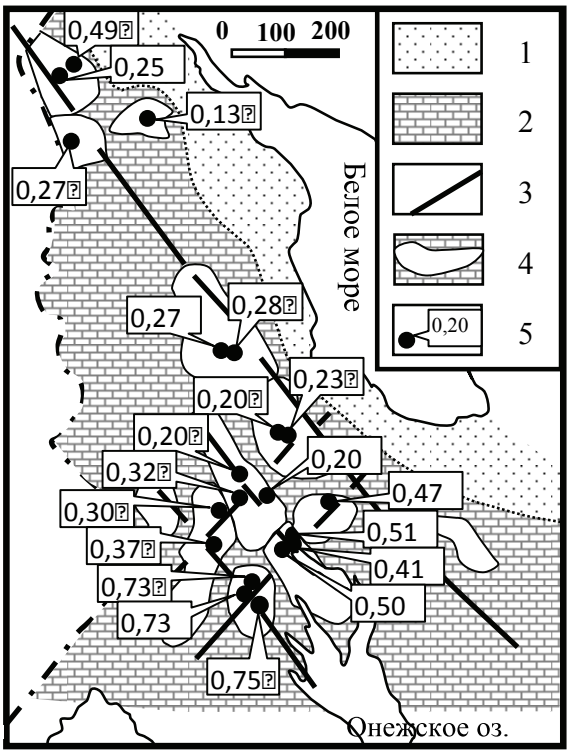


Рис. 4. Степень окисленности базальтов верхнеятулийского комплекса (Голубев, Светов, 1983):

1 – область континентального выветривания и сноса обломочного материала; 2 – область бассейнового осадконакопления; 3 – основные магмовыводящие разломы; 4 – лавовые поля; 5 – местоположение опорных разрезов и коэффициент окисленности базальтов

карбонатах имеет тенденцию к стратиграфическому и фациальному (бассейновому?) контролю (рис. 1, 2). Положительные значения $\delta^{13}C_{карб.}$ выходят за рамки нормальных морских и пресноводных карбонатов. В зоне перехода (нижняя заонежская подсвита) значения $\delta^{13}C_{карб.}$ приближаются к нулю. В верхней заонежской подсвите изотопный состав карбонатов стремительно облегчается. Вероятно, карбонаты здесь преимущественно диагенетические, связанные с изотопно-легким свободным углеродом. Общий тренд изменений изотопного состава кислорода карбонатов в целом указывает на прямую корреляцию с трендом изотопного состава углерода, с небольшим запаздыванием $\delta^{18}O$ относительно $\delta^{13}C$ (рис. 1).

Итак, ятулийская аномалия $\delta^{13}C$ карбонатного углерода характеризуется высокой контрастностью значений и неоднородностью локализации. К сожалению, приведенные на рис. 2 значения не всегда имеют четкую стратиграфическую привязку к разрезу ятулийских пород. И все же намечается некоторая грубая зависимость между амплитудой аномалии $\delta^{13}C_{карб.}$ и степенью окисленности сопряженных ятулийских базальтов. Можно предположить, что с увеличением степени окисленности вулканитов нарастает и доля ^{13}C в карбонатах. Так, например, в Печенгской структуре при средней степени окисленности базальтов, равной 0,37, $\delta^{13}C_{карб.}$ составляет в среднем +6,4‰, а в Онежском районе, где значения $Fe^{3+}/Fe^{3+}+Fe^{2+}$ около 0,5 (Медвежьегорская вулканическая зона) и 0,7 (Гирвасская вулканическая зона) (рис. 4), уровень $\delta^{13}C$ достигает +10‰ и более. Для сравнения, степень окисленности заонежских базальтов не превышает в среднем 0,22.

Эти обстоятельства позволяют предположить, что существует связь между степенью окисленности вулканитов и изотопным составом углерода близковозрастных с ними карбонатов.

ЛИТЕРАТУРА

Голубев А. И., Светов А. П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск, 1983. 192 с.

Куликов В. С., Куликова В. В., Лавров Б. С. и др. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск, 1999. С. 96.

Петрографический кодекс России. Издание 3-е. СПб., 2009. С. 200.

Ромашкин А. Е., Рычанчик Д. В. Результаты реализации первых этапов проекта FAR-DEEP // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск, 2009. С. 125–129.

Сацук Ю. И., Макарихин В. В., Медведев П. В. Ятулийский надгоризонт // Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии / Под. ред. А. П. Светова. Петрозаводск, 1989. С. 67–105.

Трофимов Н. Н., Логинов В. Н. Эвапориты или флюидизатно-эксплозивные образования восточного Прионежья? // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 75–81.

Хейсканен К. И., Светова А. И., Рычанчик Д. В. Отчет о научно-исследовательской работе по теме № 159 «Геохимия раннедокембрийских седиментационных бассейнов Карелии» / Институт геологии. Петрозаводск, 2002. 157 с.

Melezhik V., Lepland A., Romashkin A. et al. The Great Oxidation Event Recorded in Paleoproterozoic Rocks from Fennoscandia // Scientific Drilling. 2010. N 9. P. 23–29.

Melezhik V. A., Huhma H., Condon D. J. et al. Temporal constraints on the Paleoproterozoic Lomagundi-Jatuli carbon isotopic event // Geology. 2007. N 35. P. 655–658.

Н. С. Бискэ

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ ПОРОД ШУНЬГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Введение

Шуньгское месторождение известно с 19 в. Попытки освоения месторождения были вызваны неоднократно обострявшейся потребностью России (а позднее СССР) в топливе. Поэтому длительное время шуньгское полезное ископаемое рассматривалось как своеобразный антрацит, несмотря на исследования А. А. Иностранцева (1879, 1886), который выделил блестящую разность с содержанием углерода свыше 98% как новый крайний член в ряду аморфного углерода и назвал ее шунгитом. Если битуминозная природа блестящей разности, получившей в более поздних классификациях наименование миграционного шунгита или шунгита-I, после работ В. М. Тимофеева представляется бесспорной, то происхождение стратифицированных высокоуглеродистых пород, слагающих Шуньгское месторождение, продолжает служить предметом дискуссии. Они рассматриваются как метаморфизованные углистые породы и антрациты, даже мета- или суперантрациты (Петрологический атлас…, 2006) гумусовой (Волкова, Богданова, 1985) или сапропелевой природы (Борисов, 1956; Калмыков, 1974; Mastalerz et al., 2000 и др.), как породы, пропитанные нефтеподобным веществом или нефтью (Рябов, 1948). В. А. Мележик с соавторами (Melezhik et al., 2004) предполагают, что органическое вещество (ОВ) полублестящих и полуматовых шунгитовых пород Шуньгского месторождения является смешанным – наряду с автохтонным остаточным керогеном они содержат аллохтонное миграционное ОВ (нефть). Согласно М. М. Филиппову (2002), месторождение Шуньга могло образоваться за счет органо-минерального вещества, поступившего под давлением из купольной структуры на заключительной стадии ее развития, а именно: при развертывании диапира в диапировую шляпу. По представлениям Л. П. Галдобиной (Галдобина, Ковалевский, 2005, с. 48), «углерод шунгитовых пород в Онежской структуре имеет преимущественно мантийное происхождение», в том числе и «гидротермальный комплекс жильных тел типа месторождения Шуньга, где крупное тело шунгитовых пород с реликтами доломитизированного известняка рассекается шунгито-кремнистыми (лидитами) и кремнистыми породами». В настоящей работе приводятся результаты детального петрографического изучения высокоуглеродистых пород Шуньгского месторождения, предпринятого для определения их генезиса.

Сведения по геологии месторождения

Шуньгское месторождение высокоуглеродистых пород расположено возле пос. Шуньга Медвежьегорского района Республики Карелия. Основные сведения по геологии месторождения получены в 1932–1933 гг. в ходе разведочных работ с прохождением буровых скважин, штолен, изучением стенок эксплуатационного карьера (Рябов, 1933, 1948). В 1934 г. месторождение было законсервировано, и в послевоенные годы лишь небольшая часть северной и северо-восточной стенок карьера сохранилась для наблюдения. Залежь представлена двумя пластами средней мощностью около 0,3 и 3 м, разделенными прослоем шунгитоносных доломитов. Кровлей залежи служит пласт лидита мощностью до 2,5 м, в подошве залегают шунгитоносные слюдяные сланцы с прослоями доломитов. Породы Шуньгского месторождения относятся к так называемому шунгит-лидит-доломитовому комплексу, завершающему в районе месторождения разрез второй пачки верхней подсвиты заонежской свиты людиковия (Геология…, 1982). Характерной особенностью шунгитоносной толщи является быстрая смена пород как вкрест простирания, так и по латерали через образование смешанных разновидностей или путем переслаивания, вплоть до слойков мощностью в 1 мм. Мощность шунгит-лидит-доломитового комплекса в районе месторождения варьирует от 17 до 25 м (Галдобина и др., 2000). Все породы содержат шунгитовое вещество (ШВ). В прожилках отмечаются антраксолит (шунгит-I), кварц, сульфиды и кальцит. В то же время существуют резкие границы между лидитами, доломитами и шунгитами. Мощность шунгитовых пластов не выдержана, наблюдаются непараллельное залегание, утолщения и пережимы, ветвление и выклинивание,

нередки линзы и прослои доломитов и слюдяных сланцев. Н. И. Рябов отмечает также волнисто-гофрированную поверхность и куполовидные вздутия шунгитовых пластов, обогащение углеродом верхних частей месторождения, следы течения вещества, структуры будинажа. Благодаря этим особенностям у Н. И. Рябова сложилось представление о непластовом характере залежи и миграционной природе ОВ.

Традиционно среди высокоуглеродистых пород месторождения выделяют две разновидности: антрацитоподобную, с графитовым блеском и параллелепипедальной отдельностью, зольностью менее 50%, и матовую, плотную, с зольностью в 50–60%, поименованные шунгитом-II и шунгитом-III (Крыжановский, 1931; Рябов, 1933). Граница в 50% является достаточно условной, так как переход между разновидностями и от шунгита-III к шунгитоносному сланцу или алевролиту происходит постепенно, при этом пропластки и обособления шунгита-III совершенно незакономерно распределяются по пласту. В более поздних классификациях положение границы может несколько отличаться. По содержанию ШВ и морфоструктурным особенностям вторая и третья разновидности шунгита примерно соответствуют шунгиту и максовиту – основным разновидностям сапробитумолитовых пород в геолого-генетической классификации М. М. Филиппова (2002). Максовиты и шунгиты содержат соответственно от 10 до 45% и от 45 до 80% ШВ смешанного типа (первично-осадочного и миграционного). В дальнейшем в работе используется терминология, предложенная М. М. Филипповым.

Сведения о ШВ высокоуглеродистых пород Шуньгского месторождения приводятся в отечественных (Шунгиты…, 1984; Филиппов, 2002 и др.) и зарубежных (Melezhik et al., 2004 и др.) публикациях. ШВ «по степени диагенетической измененности отвечает мета- и даже суперантрацитам» (Петрологический атлас…, 2006, с. 212). По оптическим свойствам и химическому составу ШВ сходно с антрацитами, отличаясь более низким содержанием водорода. В специальных исследованиях (Mastalerz et al., 2000; Kwiecinska et al., 2007) отмечается неоднородность надмолекулярной структуры и физических (в частности оптических) свойств ШВ высокоуглеродистых пород Шуньгского месторождения.

Петрографическое описание

Материалом для изучения послужили аншлифы и шлифы шунгитоносных пород месторождения из коллекции лаборатории генезиса шунгитовых месторождений Института геологии КарНЦ РАН. Поскольку «наиболее вероятный» размер минеральных зерен в шунгитах, согласно В. В. Ковалевскому (Шунгиты…, 1984, с. 25), составляет менее 1 мкм, основное внимание уделялось методам электронной микроскопии.

В связи с высокой степенью преобразования ОВ минеральная часть высокоуглеродистых пород представляется в генетическом отношении наиболее информативной. Шунгиты и максовиты месторождения состоят из слюды, кварца, пирита и ШВ. В небольшом количестве присутствует полевой шпат, преимущественно калиевый. Соотношения между основными минеральными компонентами не проявляют зависимости от содержания ШВ. Исключение представляет некоторое обогащение шунгита пиритом. Минеральная основа максовитов и шунгитов может быть существенно слюдистой (ан. 2 и 6 в табл. 1) или содержать приблизительно равные количества кварца и слюды, обычно с преобладанием последней (ан. 1, 3, 7 в табл. 1). В акцессорных количествах зафиксированы герсдорфит, халькопирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, никелистый пирит, самородная медь, рутил, ильменорутил (иногда с Ta), циркон, апатит, барит, кальцит, монацит и соединения урана.

Таблица 1

Химический состав пород, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	34,32	27,59	37,76	37,16	24,06	17,5	14,82
TiO_2	0,45	0,64	0,63	0,5	0,49	0,41	0,47
Al_2O_3	7,39	8,13	8,85	4,46	3,49	5,31	4,06
Fe_2O_3	1,91	2,95	3,19	4,03	2,69	3,05	5,27
FeO	0,35	0,18	0,22	0,58	0,27	0,44	0,31
MnO	0,006	0,002	0,005	0,015	0,002	0,007	0,008
MgO	1,31	11,86	1,52	1,58	0,86	1,05	1,67
CaO	3,37	Не обн.	0,14	0,44	Не обн.	0,29	0,59
Na_2O	0,18	0,05	0,13	0,37	0,04	0,22	0,16
K_2O	2,366	3,98	2,9	1,87	1,44	2,01	1,72
(H_2O)	1,71	2,37	0,56	1,15	3,98	1,35	0,82
ппп	44,89	43,74	44,11	48,1	66,16	68,84	70,2
P_2O_5	2,93	0,17	0,04	0,15	0,08	0,09	0,04
Cr_2O_3	0,006	0,046	0,02	0,016	0,028	0,014	0,017
V_2O_5	0,076	0,362	0,219	0,168	0,353	0,241	0,175
CoO	0,001	0,001	0,002	0,001	>0,001	0,003	0,003
NiO	0,028	0,042	0,01	0,011	0,016	0,031	0,015
CuO	0,011	0,007	0,003	0,011	0,007	0,008	0,007
ZnO	0,005	0,039	0,005	0,014	0,002	0,012	0,015
Сумма	99,59	99,81	99,81	99,67	99,99	99,61	99,68
$S_{общ.}$	1,47	0,35	2,84	1,61	1,47	2,31	4,72

Примечание. 1–4 – максовиты, 5–7 – шунгиты. Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН.

На микроуровне шунгиты и максовиты месторождения обнаруживают структурно-текстурную неоднородность. Она проявляется в незакономерном тонком чередовании ШВ и минеральных скоплений различного состава, размера, формы и сложения (рис. 1–6). В максовитах нередко отсутствует или слабо проявлено ориентированное расположение минеральных зерен (рис. 2, 3) и наблюдается лишь пропитывание ШВ разной интенсивности. В линзовидных и чечевицеобразных прослоях мощностью до 5 мм встречены фосфориты (рис. 4, ан. 1 в табл. 1). Они сложены беспорядочно ориентированными мелкими (1–7 мкм в длину) призматическими зернами фторапатита, возможно, карбонат-фторапатита, с ультратонкими включениями ШВ (рис. 5). С повышением в породе содержания ШВ мощность и количество минеральных слойков уменьшаются, они сменяются вытянутыми по сланцеватости линзочками и цепочками зерен. Струйчато-полосчатое распределение ШВ в шунгитах сочетается с ориентированным расположе-

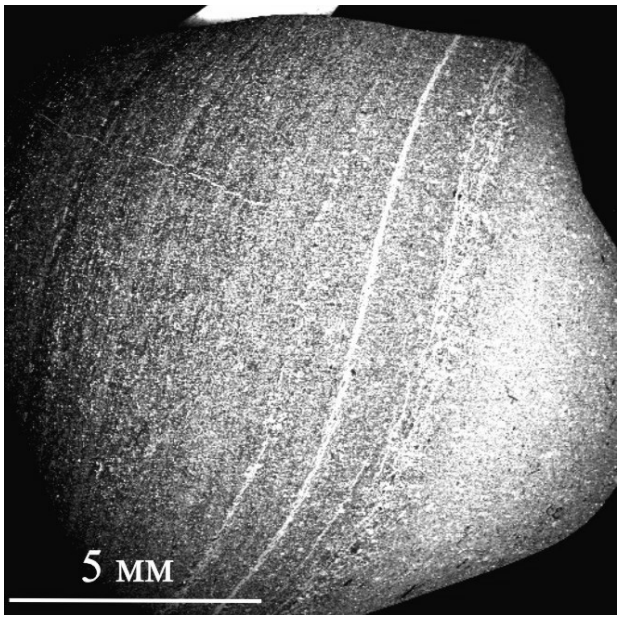


Рис. 1. Постепенный переход от тонкослоистого шунгита (темно-серый) к максовиту (светло-серый) с неясно-слоистой микротекстурой

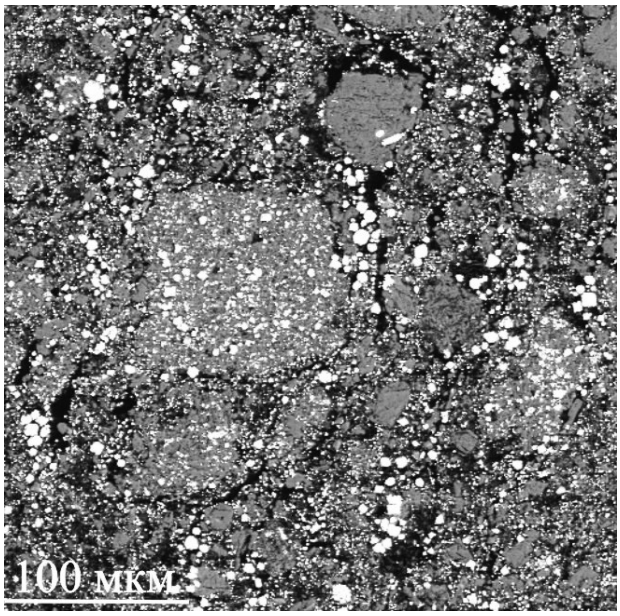


Рис. 3. Максовит со струйчатым распределением ШВ (черное) и беспорядочным распределением минеральных зерен и агрегатов. Пирит (белое) приурочен преимущественно к ШВ

нием минеральных обособлений и удлиненных зерен, наблюдается фрагментация минеральных агрегатов и крупных зерен с обтеканием обломков породной массой и проникновением ШВ по трещинам. В линзочках (см. рис. 6) минеральные зерна часто деформированы, смещены, скучены; их обломки растащены или надвинуты друг на друга. Переход от шунгитов к максовитам может быть как резким, так и постепенным – через увеличение количества струек ШВ и пропитывание им сколько-нибудь проницаемых разновидностей пород.

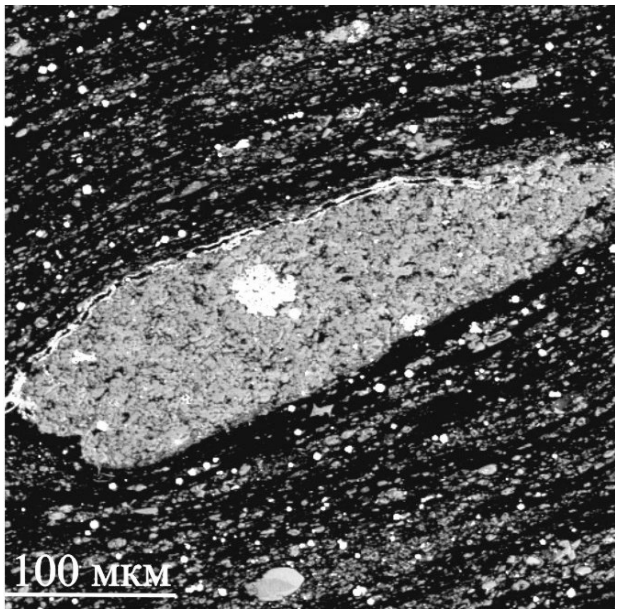


Рис. 2. Тонкослоистый шунгит с линзочкой массивного максовита (серое)

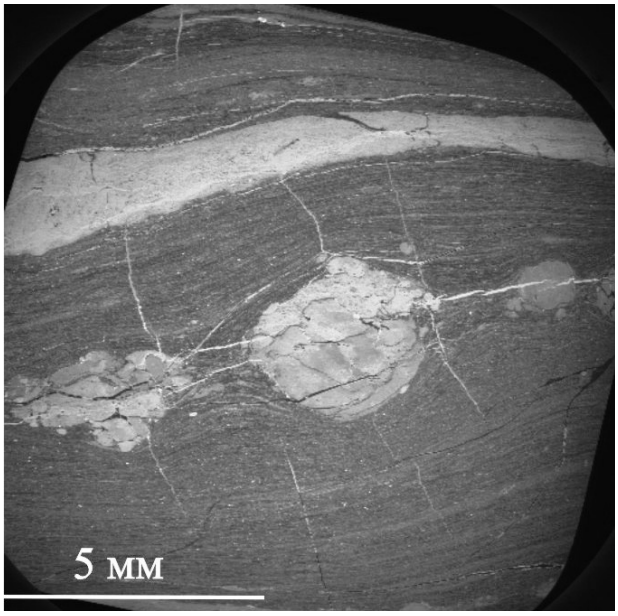


Рис. 4. Слойки и стяжения фосфоритов (светлое) в максовите с микротрещинками, выполненными ШВ (черное)

Слюды. Преимущественным развитием в шунгитах и максовитах месторождения пользуются бесцветные в проходящем свете Al-Mg диоктаэдрические слюды (табл. 2). Они образует тонкие изометричные или удлиненные пластинки размером от менее 1 мкм до 12, редко до 25 (60) мкм, слагают сплошные или прерывистые каймы вокруг зерен полевого шпата, а также псевдоморфозы по калиевому полевому шпату, с реликтами и сохранением его формы (рис. 7). По границе слюдяной каймы с полевошпатовым ядром развивается ШВ. Центральные части слюдяных пластинок нередко пропитаны или полностью сложены ШВ. Чаще центральная часть,

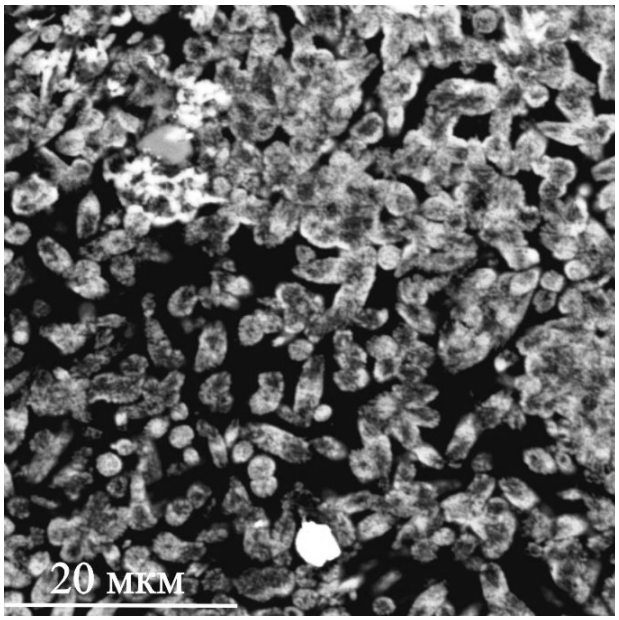


Рис. 5. Участок фосфоритового стяжения, пропитанный ШВ (черное), сложен фторапатитом с тонкодисперсными включениями ШВ

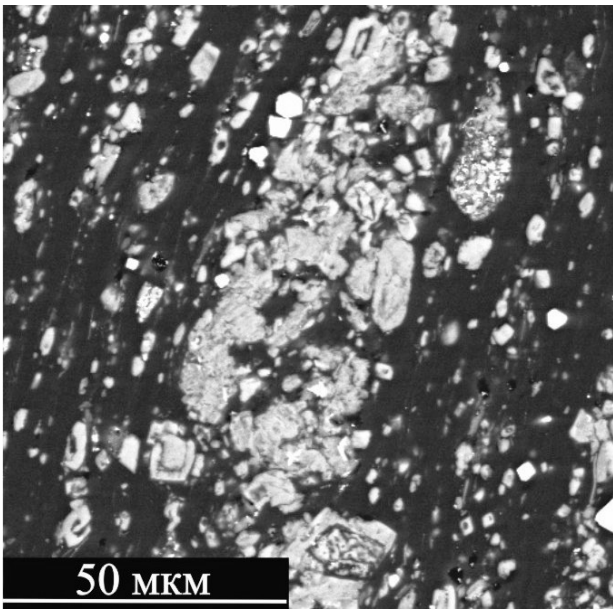


Рис. 6. Минеральные обособления в шунгите с линзовидно-слоистой микротекстурой. Минеральные зерна деформированы, обломки зерен растащены или скучены, надвинуты друг на друга

подвергаясь растворению, сохраняется в виде ксеноморфного реликта наряду с наружной оболочкой, от которой отделена зоной ШВ (см. рис. 7). Краевая зона реже и в меньшей степени подвержена растворению, она обычно сохраняет кристаллическую форму. Подобные формы замещения, напоминающие скелетные формы роста кристаллов, в природе наблюдаются довольно редко. Можно предположить, что сохранение периферической оболочки слюдяных пластинок обеспечила защитная пленка ШВ. Центральная и краевая части, по микрозондовым определениям, имеют одинаковый или сходный состав. Возможно, избирательному растворению способствовала физическая неоднородность кристаллов, например, наличие пористости. Пластинки слюды проявляют признаки хрупкой и пластической деформации. Они раздроблены с разделением и смещением фрагментов. Краевые каймы отделены, разорваны или смяты (см. рис. 6 и 7).

Таблица 2

Формульные коэффициенты слюд (на 12 О)

Компоненты	1 (12)	2	3	4	5	6	7	8
Si	3,68	3,62	3,82	3,41	3,43	3,38	3,38	3,28
Al^{IV}	0,32	0,38	0,18	0,59	0,57	0,62	0,62	0,72
Al^{VI}	1,97	1,99	1,86	0,54	0,53	0,55	0,52	0,37
Ti	0,02	0,04	–	–	–	–	–	–
Fe	–	–	–	0,11	0,12	0,08	0,09	0,14
Mg	0,42	0,54	0,58	2,96	2,67	2,86	3,00	2,77
V	0,02	0,05	0,09	–	0,02	0,07	–	–
K	0,86	0,90	0,94	0,78	0,71	0,73	0,74	0,72

Примечание. 1–3 – диоктаэдрические слюды, 4–5 – триоктаэдрические слюды. В скобках – количество анализов. Микрозондовые анализы выполнены в Институте геологии КарНЦ РАН А. Н. Сафроновым.

Повсеместно, особенно в шунгитах, в небольшом количестве присутствуют частички слюды игольчатой формы, иногда они группируются в розетковидные скопления.

Светлые слюды совместно с кварцем и сульфидами (пиритом, халькопиритом, сфалеритом) слагают прерывистые микропрожилки, ориентированные согласно и поперечно относительно слоистости. Прожилки шириной 1–50 мкм имеют резкие контакты и плосколинзовидную форму и выполняют, по всей видимости, трещины сокращения объема, так как развиты преимущественно в шунгитах и выклиниваются в максовитах. В жилках мощностью до 2 см, приуроченных к контракционным трещинам в шунгитах, наряду с мусковитом установлен гюмбелит. Для него калий-аргоновым методом определен абсолютный возраст в 1730 млн лет (Дриц и др., 1966).

Диоктаэдрические слюды представлены мусковитом и промежуточными разностями между мусковитом и алюмоселадонитом, т. е. относятся к фенгитовой серии. В слюдах высокоуглеродистых пород месторождения зафиксировано содержание ванадия в количестве до 2,5 вес. %. Однако, согласно номенклатуре слюд (Номенклатура…, 1998), лишь незначительная их часть соответствует роскоэлиту, а подавляющее большинство являются ванадийсодержащими (табл. 2).

В отдельных слойках и линзочках (ан. 2 в табл. 1) в частицах дощатой или ромбовидной формы отмечается высокомагнезиальная триоктаэдрическая слюда флогопит. Коррозия и деформация зерен флогопита, с проникновением ШВ между ядром и краевой частью или в центральную часть зерна, наблюдается относительно редко (рис. 8). Триоктаэдрические слюды обнаруживают дефицит межслоевых катио-

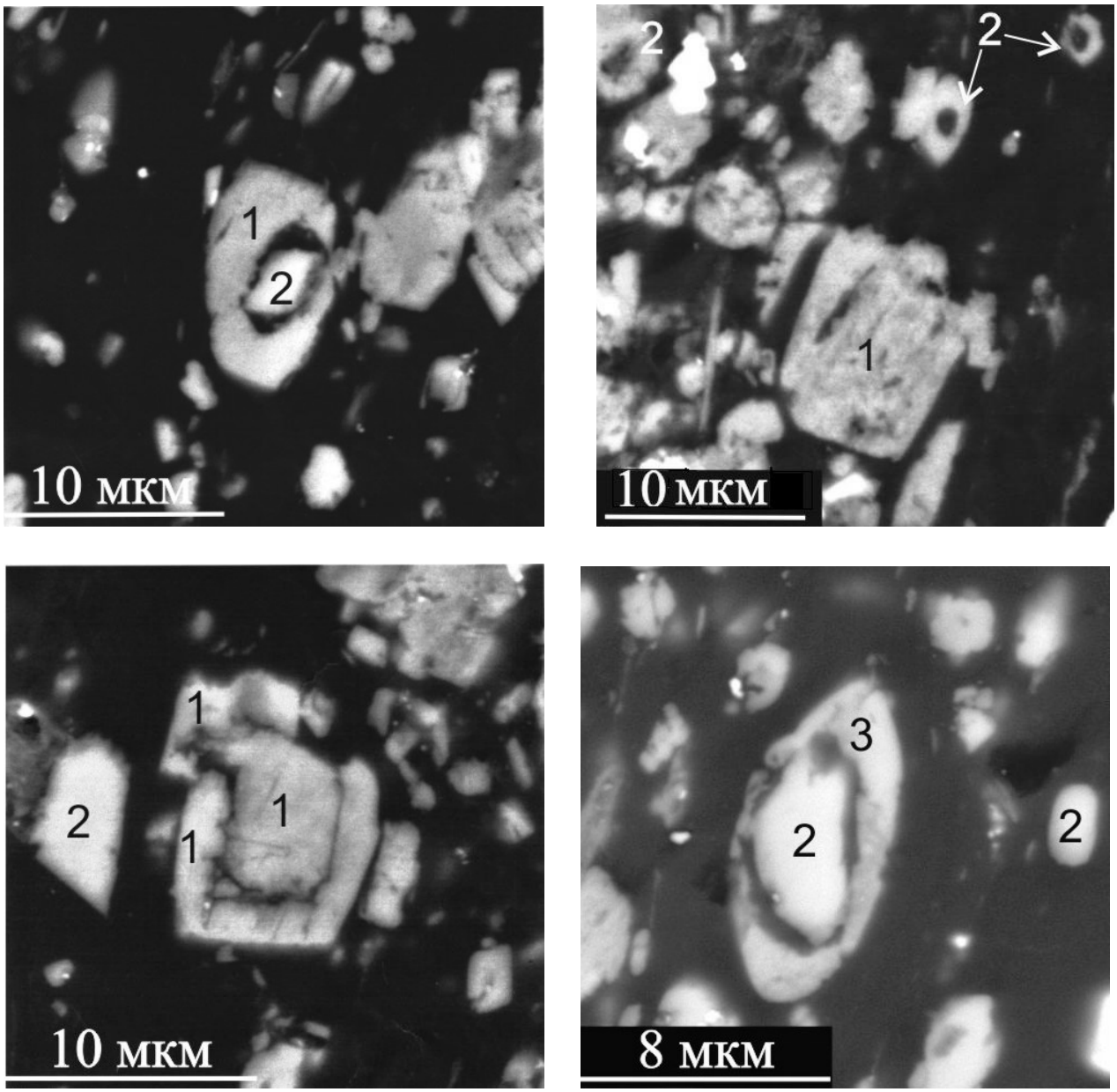


Рис. 7. Морфология зерен диоктаэдрической слюды (1), калиевого полевого шпата (2) в шунгите; 3 – кайма калинатрового полевого шпата. Наблюдаются коррозия, регенерация, деформация зерен и проникновение ШВ по границе между ядром и каймой обрастания или в центр зерен

нов в сочетании с избытком катионов в октаэдрической позиции (табл. 2). Повышенное относительно стехиометрического содержание октаэдрических катионов проявляют в отдельных анализах и диоктаэдрические слюды. Нестехиометрический состав слюд, возможно, обусловлен сложностью определения столь мелких зерен. Однако не исключено, что функцию межслоевых катионов могла выполнять группа оксония или аммония, как это предполагается в ряде работ для гюмбелита Шуньгского месторождения (Дриц и др., 1966).

Тонкозернистые агрегаты фенгита и флогопита, мономинеральные или в ассоциации с кварцем, выполняют в шунгитах пустоты разнообразной, нередко прихотливой формы. Обычно состав слюд этих образований соответствует составу слюды, слагающей тот или иной прослой, но отмечаются и флогопит-мусковитовые агрегаты. В любом случае они не несут признаков деформации.

Калиевый полевой шпат присутствует в призматических кристаллах или обломках кристаллов до 12 мкм в длину. Нередко зерна имеют скругленную (спорадически округлую) или причудливую форму. В отдельных зернах лишь две-три грани сохраняются от растворения. Резорбированные зерна калиевого полевого шпата обрастают каймами фенгитовой слюды, иногда – K-Na полевого шпата (рис. 7), отмечаются в виде реликтов в слюдяных агрегатах и в краевой части крупных (более 10 мкм в длину) фенгитовых пластинок. Центральные части мелких (2–4 мкм)

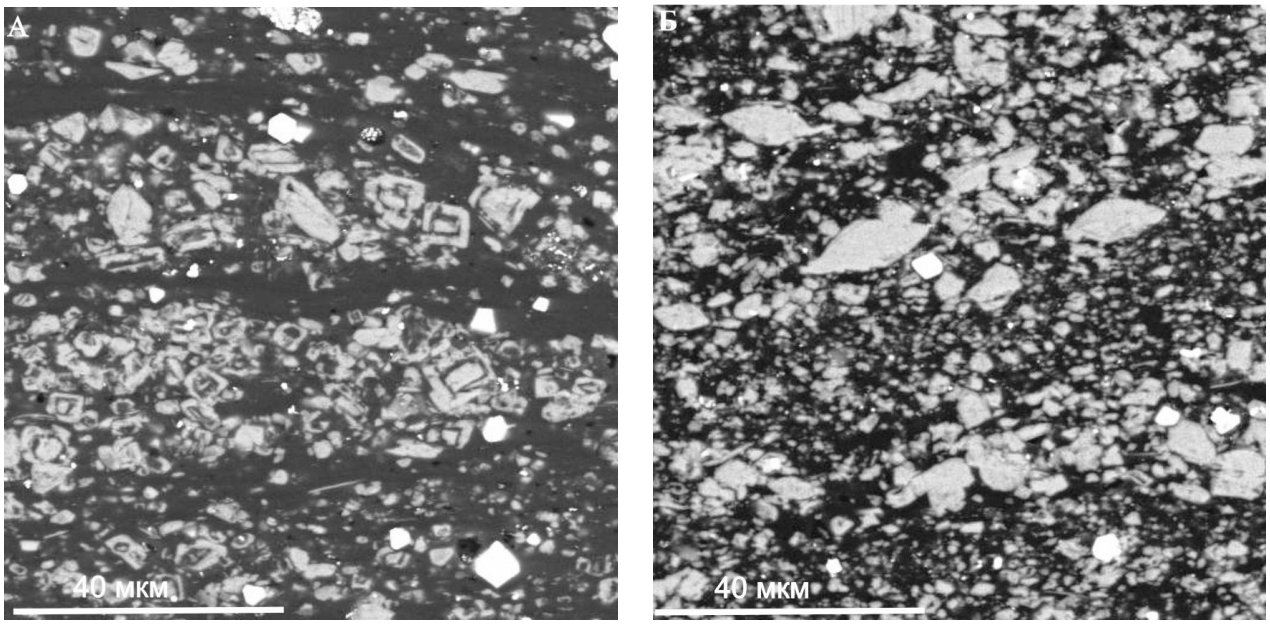


Рис. 8. Морфология зерен флогопита (серое) в шунгите (А) с линзовидно-слоистой микротекстурой и в слойке максовита (Б)

зерен полевого шпата, так же как зона между полевым шпатом и каймой обрастания, нередко выполнены ШВ. Характерной особенностью калиевого полевого шпата, свойственной, согласно Д. Парнеллу (Parnell et al., 1994), аутигенным полевым шпатам осадочных пород, является чистота химического состава (табл. 3). Отдельные зернышки калиевого полевого шпата содержат незначительную примесь железа и титана и ассоциируют с рутилом (анатазом?).

K-Na полевой шпат встречен в виде единичных ксеноморфных зерен, отделенных ШВ от фенгитовых кайм обрастания.

Таблица 3

Химический состав калиевого полевого шпата

Компоненты	1	2	3	4
SiO_2	63,99	65,03	66,36	67,33
Al_2O_3	19,78	18,41	17,67	18,2
K_2O	16,23	16,56	15,97	14,47
Количество ионов в пересчете на 8 О				
Si	2,95	3,00	3,05	3,06
Al	1,08	1,00	0,92	0,97
K	0,96	0,98	0,94	0,84

Примечание. Микрозондовые анализы выполнены в Институте геологии КарНЦ РАН А. Н. Терновым.

Минералы кремнезема. Кварц наблюдается в виде отдельных ксеноморфных, нередко удлиненных зерен (до 10 мкм) в ассоциации со слюдой и полевым шпатом. Спорадически встречаются идиоморфные зерна кварца. Нередки слойки, линзочки, сгустки, сложенные тонкими (меньше 1 мкм) частицами кремнезема, погруженными в ШВ, а также метаколлоидные органокремнистые массы различной степени раскристаллизации (рис. 9). Палочкообразные элементы метаколлоидных микроструктур, сходных с изображенной на рис. 9, В, рассматриваются М. М. Филипповым (2002) как реликты низкотемпературного кристобалита. Известно, что, α-кристобалит характерен для уровня катагенетического преобразования, отвечающего градации $ПК_1$–$ПК_2$ (Баженова, 1992).

Пирит образует октаэдрические кристаллы, приуроченные главным образом к ШВ, а также ориентированные вдоль сланцеватости скопления преимущественно линзовидной формы. Колебания размеров зерен пирита (от менее 0,1 до 10 мкм), по-видимому, обусловлены продолжительной кристаллизацией. Поздний, эпигенетический пирит слагает наиболее крупные (до 1 мм и более) ксеноморфные агрегаты и отдельные зерна в гидротермальных прожилках совместно с кварцем, слюдой, халькопиритом и сфалеритом.

Заключение

Проведенные исследования привели автора к представлению о формировании основной массы минерального вещества максовитов и шунгитов Шуньгского месторождения in situ, хотя некоторая доля слюды и особенно полевых шпатов, вполне вероятно, является аллотигенными образованиями. Растворение и регенерация полевых шпатов и слюд, зафиксированные под электронным микроскопом, имели место до их деформации и замещения ОВ. Широкое проявление процессов регенерации свидетельствует о былой высокой проницаемости пород. Высокоуглеродистые породы месторождения обнаруживают на микроуровне структурно-текстурную неоднородность. Для них характерны слоистые и линзовидно-слоистые микротекстуры, которые способствуют образованию протяженных проницаемых зон. Глинистые породы традиционно рассматриваются как

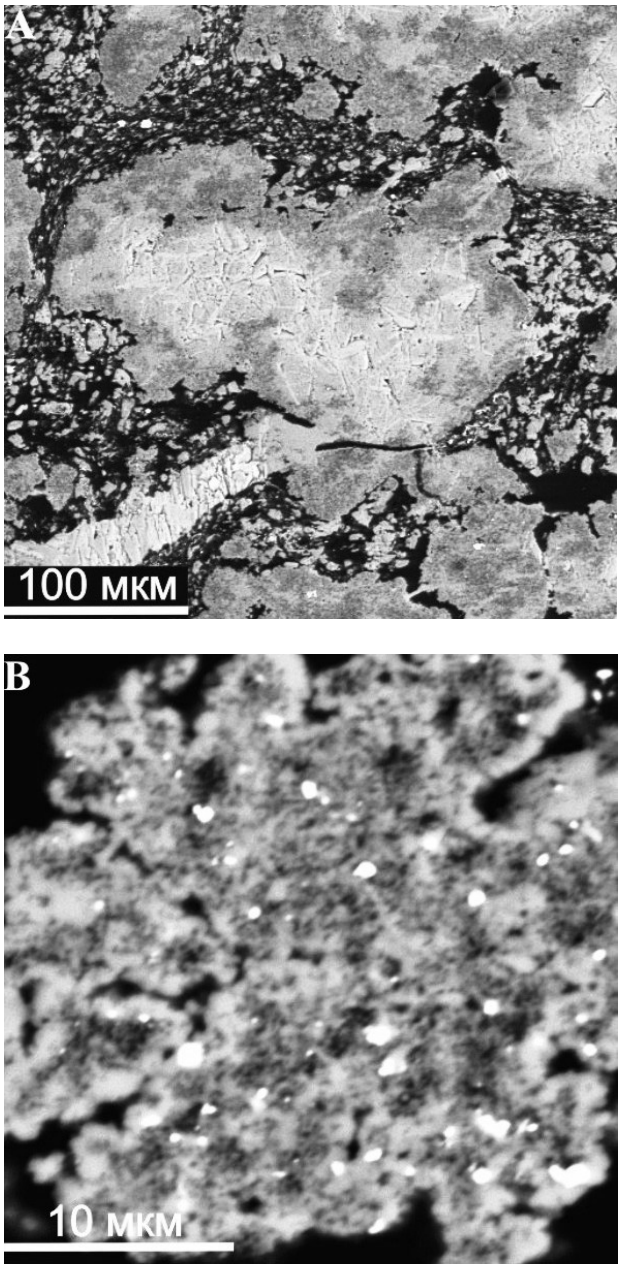


Рис. 9. Углеродисто-кремнистые обособления, перекристаллизованные в различной степени, фрагментированные и заполненные по трещинам ШВ (черное):

А – общий вид; Б – мелкозернистый слюдяно-кварцевый агрегат из центральной части обособления; В – метаколлоидная углеродисто-кремнистая масса из краевой его части

флюидоупоры. Однако Т. Т. Клубовой (1988) показано, что наличие ослабленных зон, возникающих на мезо- и микроуровне на границе различных по текстуре участков, наряду с гидрофобизацией их ОВ определяет способность глинистых пород не только пропускать, но и аккумулировать углеводороды. Согласно О. К. Баженовой (1992), в породах, обогащенных ОВ, при генерации углеводородов возрастает пористость пород, а за счет флюидоразрывов возникают микротрещины и тем самым формируется коллектор.

Струйчато-полосчатое распределение ШВ, облекание им раздробленных и разобщенных минеральных обособлений и зерен с разъединением и растаскиванием фрагментов, а также импрегнация их шунгитовым веществом с заполнением микротрещин и образование ориентированных скоплений беспорядочно сбившихся зерен позволяют предполагать участие в формировании высокоуглеродистых пород месторождения газово-жидкого углеводородного флюида, находящегося под высоким давлением. Судя по реликтам низкотемпературного кристобалита, внедрение углеводородного флюида произошло в условиях протокатагенеза, так как приход нефти в породу, как известно, прекращает аутигенное минералообразование. Углеродсодержащие кремнисто-глинистые и кремнисто-глинисто-карбонатные толщи (пачки) рассматриваются О. К. Баженовой (1992) как перспективные на аутигенную (для толщи в целом) раннекатагенетическую (незрелую) нефть.

ЛИТЕРАТУРА

Баженова О. К. Ранняя генерация нефти и перспективы нефтеносности небольших глубин // Геологические методы поисков, разведки и оценки месторождений топливно-энергетического сырья. Обзорная информ. Вып. 6. М., 1992. 52 с.

Борисов П. А. Карельские шунгиты. Петрозаводск, 1956. 91 с.

Волкова И. Б., Богданова М. В. Шунгиты Карелии // Сов. геология. 1985. № 10. С. 93–100.

Галдобина Л. П., Ковалевский В. В. Углерод Онежской структуры // Органическая минералогия: Материалы II Рос. совещ. по органической минералогии. Петрозаводск, 2005. С. 47–49.

Галдобина Л. П., Ковалевский В. В., Рожкова Н. Н. Месторождение Шуньга – геология, геохимия, минералогия // Углеродсодержащие формации в геологической истории: Тр. междунар. симпоз. (2–7 июня 1998 г., Петрозаводск). Петрозаводск, 2000. С. 66–72.

Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии / Под ред. В. А. Соколова. Петрозаводск, 1982. 208 с.

Дриц В. А., Звягин Б. Б., Токмаков П. П. Гюмбелит – диоктаэдрическая слюда $2M_2$ // Докл. АН СССР. 1966. Т. 170, № 6. С. 1390–1393.

Иностранцев А. А. Новый крайний член в ряду аморфного углерода // Горн. журн. 1879. Т. 11, № 5–6. 314 с.

Иностранцев А. А. Еще о шунгите // Горный журнал. 1886. № 2. С. 35–45.

Калмыков Г. С. Свойства метаморфизованного сапропелита (на примере Карельского шунгита) // Пробл. геологии нефти. М., 1974. Вып. 4. С. 264–274.

Клубова Т. Т. Глинистые коллекторы нефти и газа. М., 1988. 157 с.

Крыжановский В. И. Геохимия месторождений шунгита // Минеральное сырье. 1931. № 10–11. С. 955–968.

Номенклатура слюд: заключительный доклад подкомитета по слюдам комиссии по новым минералам и названиям минералов международной минералогической организации (КНМНМ ММА) / Перевод П. Л. Карчевский, А. Г. Булах // ЗВМО. 1998. № 5. С. 55–65.

Петрологический атлас ископаемого органического вещества России / Ред. В. И. Гинцбург, Т. С. Лысенко. СПб., 2006. 606 с.

Рябов Н. И. Отчет о поисковых работах на шунгит в окрестностях Шунгского месторождения. 1933 // Архив КарНЦ РАН. Ф. 1, оп. 24, ед. хр. 395. 217 с.

Рябов Н. И. Шунгиты Карелии // Тр. 2-й Карельской геологоразвед. конф. 1933. С. 30–35.

Рябов Н. И. Очерк шунгитовых месторождений Карелии // Фонды КПСЭ. Петрозаводск, 1948. 51 с.

Филиппов М. М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск, 2002. 282 с.

Шунгиты – новое углеродистое сырье / Под ред. В. А. Соколова, Ю. К. Калинина, Е. Ф. Дюккиева. Петрозаводск, 1984. 184 с.

Kwiecinska B., Pusz S., Kizesinska M., Pilawa B. Physical properties of shungite // International Journal of Coal Geology. 2007. 71. P. 455–461.

Mastalerz M., Glikson M., Stankiewicz B. A. et al. Organic and mineral matter in a Precambrian shungite deposit from Karelia, Russia // Glickson M., Mastalerz M. (eds.). Organic Matter and Mineralization. London, 2000. P. 102–119.

Melezhik V. A., Filippov M. M., Romashkin A. E. A giant Palaeoproterozoic deposit of shungite in NW Russia: genesis and practical applications // Ore geology reviews. 2004. Vol. 24. P. 135–154.

Parnell J., Carey P. F., Bottrell S. H. The occurrence of authigenic minerals in solid bitumens // J. Sedimentary Research. 1994. Vol. A64, N 1. P. 95–100.

Н. Н. Трофимов, А. И. Голубев

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ НИКЕЛЕНОСНОСТИ ОНЕЖСКОЙ ИНТРАКРАТОННОЙ ВПАДИНЫ*

Онежская впадина входит в систему нижнепротерозойских прогибов протяженностью более 1000 км с ЮВ на СЗ в пределах Карельского геоблока вдоль его границы с Беломорским. Их образование связано с развитием в сумийское время Беломорско-Лапландской рифтовой структуры и ее процессами активизации (Трофимов, Голубев, 2009). Время заложения и вулканогенно-осадочное наполнение впадин не равнозначны. Ключевыми моментами являются избирательное насыщение кислыми вулканитами одних и восстановленными формами углерода других.*

Лехтинская и Шомбозерская структуры закладываются в сумийское время, как межсводовые прогибы, при формировании на Карельском плече рифта Водлозерско-Сегозерского и Пяозерско-Тикшеозерского сводовых поднятий (рис. 1), в апикальных частях которых по зонам растяжения внедряются комплексы расслоенных интрузий – Бураковско-Монастырский и Койлисмаа-Олангский. Возраст расслоенных интрузивов и вулканитов дацит-риолитовой формации Лехтинской и Шомбозерской впадин одинаков – 2431–2440 млн лет (рис. 1). Заложение Онежского прогиба произошло позднее, за счет сокращения площади сводов в связи с процессами активизации рифта. Этому процессу предшествовала длительная эпоха пенепленизации (сумий, сариолий), конечным продуктом которой явилось формирование кор выветривания существенно кварцевого состава. Основной объем этого материала был сгружен в Янгозерскую структуру, мощность кварцито-песчаников в ней достигает 500 м. Вдоль всего западного борта Онежской впадины прослеживаются маломощные горизонты кварцевых конгломератов и гравелитов, переслаивающиеся с лавами основных вулканитов и перекрытые карбонатными породами туломозерской свиты. Этот разрез относится к ятулию и считается эталонным. Отсутствие кварцевых конгломератов в восточной и центральной частях впадины предполагает опережающее развитие, до формирования Онежской брахиформы, линейного прогиба и наличие фациальных переходов от терригенных до терригенно-карбонатных образований с запада на восток.

На восточном борту Онежской впадины в основании разреза находятся розовые доломиты туломозерской свиты – д. Римское, мыс Сухой. В 1984 г. при проведении ГГК-200 Карельской геологической экспедицией (Ганин и др., 1989Ф) в пос. Пудожгорский скважиной № 55 был вскрыт гипсовый горизонт вертикальной мощностью 11,3 м, залегающий в 50–100 м от основания разреза свиты в верхнем экзоконтакте дифференцированного Габневского силла ферродолеритов Пудожгорского комплекса. Наличие именно гипса, а не ангидрита удостоверено химическим и рентгеноструктурным анализами (Трофимов, Логинов, 2005) (табл. 1). Содержание сульфидной серы в минерале – 47,06–49,75% (табл. 2), в гипсовой породе по данным химанализа двух проб – 39,56 и 43,37%. Текстура гипса полосчатая, структура мелкозернистая (рис. 2). Завершается разрез гипсо-

Таблица 1

Рентгенофазовый анализ гипса

Международная картотека ICDD 00-006-0046		Исследуемый образец С-55/114	
d (A°)	J от.	d (A°)	J от.
7,56	100	7,562	100
4,27	50	4,270	9
3,79	20	3,791	27
3,059	55	3,059	18
2,867	25	2,868	2
2,786	6	2,783	0
2,679	28	2,679	2
2,591	4	2,593	1
2,53		2,530	2
2,495	6	2,492	0
2,45	4	2,450	0
2,216	6	2,216	2
2,08	10	2,083	1
2,073	8	2,072	1
		2,046	0
		2,029	0
1,99	4	1,990	1
1,898	16	1,898	5
		1,888	0
1,812	10	1,810	3
		1,783	1
1,778	10	1,776	1
1,645	2	1,644	0
1,621	6	1,619	2
1,584	2	1,583	0
1,532	2	1,532	1
1,522	2	1,519	0

Примечание. Аналитик – И. С. Инина.

* Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 23.

Таблица 2

Результаты микрозондового анализа долеритовой брекчии, сцементированной гипсом, мас. %

Компоненты	Гипс, шл. С-55/144				Хлорит (по долериту)		
					магнезиальный		железистый
SO_3	49,75	48,17	47,06	48,50	–	–	0,59
CaO	33,49	33,14	33,37	34,15	0,52	1,54	0,05
MgO	–	–	–	–	26,69	23,16	17,98
Al_2O_3	–	–	–	–	12,53	9,29	12,45
SiO_2	–	–	–	–	35,81	38,50	29,60
FeO	–	–	–	–	9,58	7,89	26,80
K_2O	–	–	–	–	–	–	1,06
TiO_2	–	–	–	–	–	–	1,62
Сумма	82,24	81,31	80,43	82,65	85,43	80,38	90,10
Сумма катионов на 24 О	11,88	11,95	12,04	12,02	16,72	16,25	17,17

Примечание. Анализы выполнены на анализаторе TESCAN А. Н. Сафроновым.

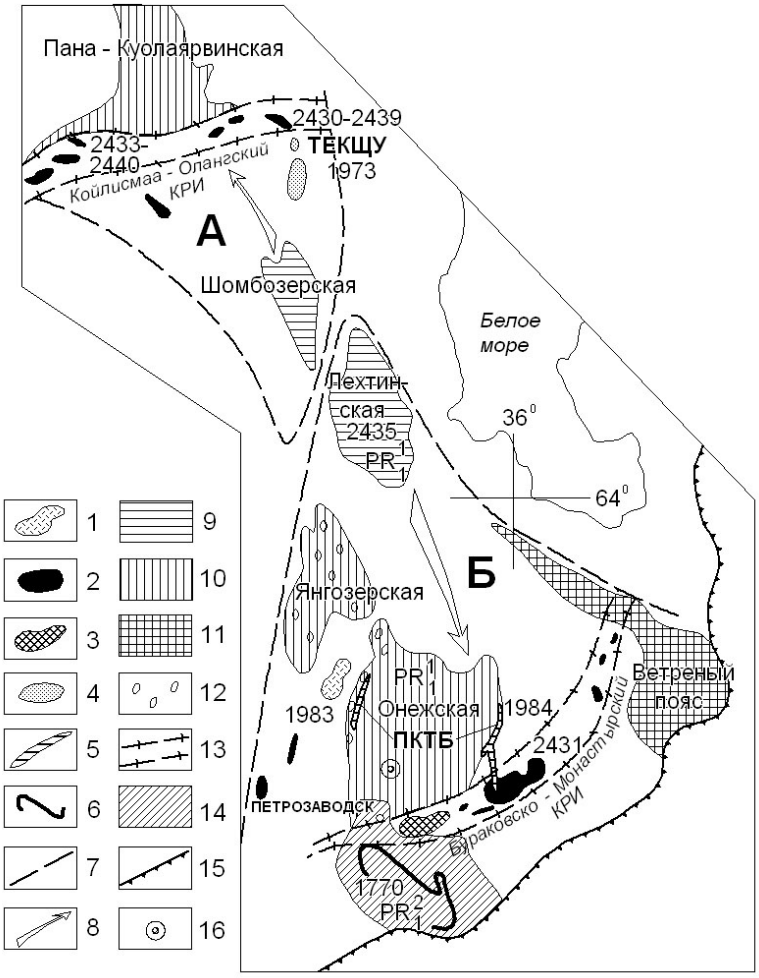


Рис. 1. Схема образования сводов и впадин на стадиях заложения и активизации рифта:

1 – Семченский дифференцированный плутон габбродиоритовой формации (лопий): 2 – комплекс расслоенных интрузивов рифтогенного этапа (сумий): Бураковско-Монастырский (БМКРИ) и Койлисмаа-Олангский (КОКРИ); 3 – положительная гравиметрическая Петрозаводская аномалия, сопоставляемая с БМКРИ; 4 – Тикше-Елетьозерский плутонический комплекс щелочно-ультраосновной формации (ТЕКЩУ) – людиковий; 5 – Пудожгорский комплекс дифференцированных пластовых интрузивов толеит-базальтовой формации – (ПКТБ) – людиковий; 6 – Ропручейский силл толеит-базальтовой формации – вепсий; 7 – рифтовые сводовые поднятия (сумий): А – Пяозерско-Тикшеозерское; Б – Водлозерско-Сегозерское; 8 – направление воздымания сводов; 9 – межсводовые рифтовые впадины – Лехтинская и Шомбозерская – сумий; 10 – пострифтовые впадины (авлакогены): Онежско-Янгозерский; Пана-Куолаярвинский – ятулий-людиковий; 11 – перикратонный прогиб Ветреный пояс с пострифтовой активизацией; 12 – основные области накопления продуктов сариолийских кор выветривания кварцевых конгломератов и гравелитов; 13 – зоны растяжения в апикальных частях сводов; 14 – свекофеннские континентальные красноцветы (аркозовые кварцито-песчаники) – вепсий; 15 – граница Русской платформы (фанерозой); 16 – параметрическая скважина

вого горизонта слойком кварцито-песчаника с гипсовым, карбонатным и железистым цементом (рис. 3). Горизонт входит в состав доломитовой пачки мощностью 40 м, зажатой между Габневским и вышележащим недифференцированным силлом долеритов мощностью 50–70 м. В экзоконтакте Габневского силла доломиты брекчированы и сцементированы кальцитом с четко выраженной раздоломитизированной исходной породой (рис. 4). Породы сульфатно-карбонатной пачки испытали динамическое и термальное воздействие, что обусловило развитие процессов перекристаллизации, формирование регенерационных кайм (рис. 2, 3). С поступлением флюидов связано развитие флюорита, турмалина, кальцита, кварца в связи со щелочно-карбонатным метасоматозом.

В нижнем экзоконтакте Габневского силла был выявлен ангидрит (Еселев и др., 1952Ф; Трофимов, Логинов, 2005) и аналогичное брекчирование вмещающих доломитов. Таким образом, внедрение Габневского силла происходило в наиболее пластичную часть разреза туломозерской свиты – сульфат-карбонатную с развитием (или использованием) зон брекчирования мощностью до 20 м в экзоконтактах.

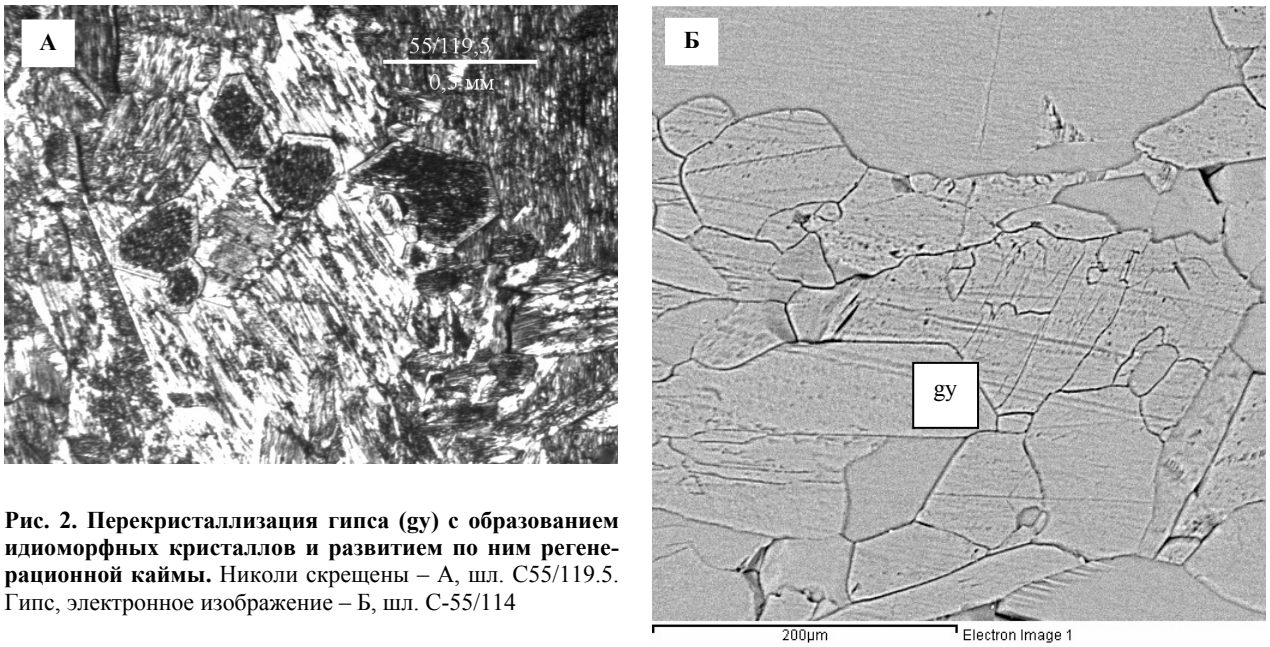


Рис. 2. Перекристаллизация гипса (gy) с образованием идиоморфных кристаллов и развитием по ним регенерационной каймы. Николи скрещены – А, шл. С55/119.5. Гипс, электронное изображение – Б, шл. С-55/114

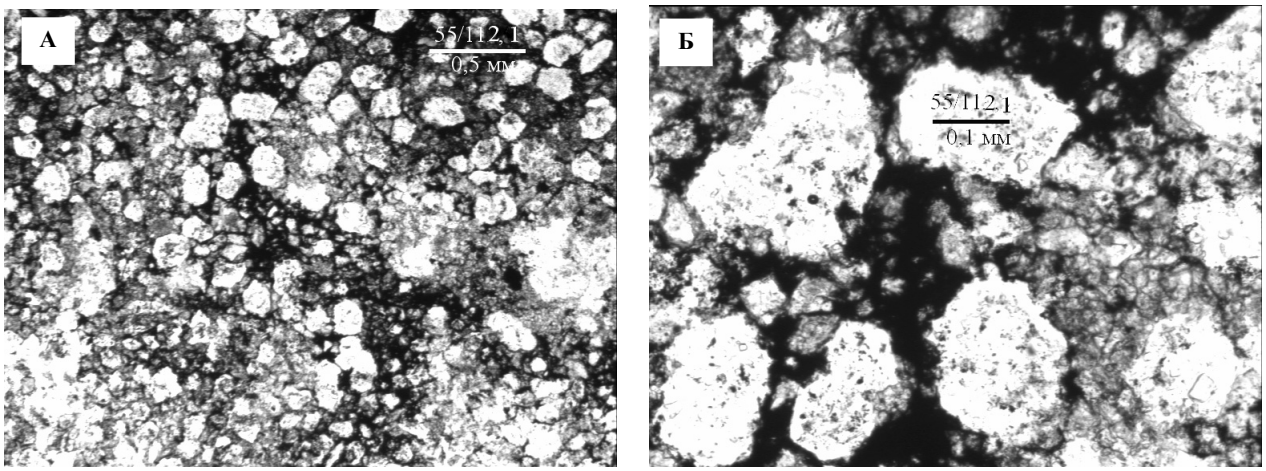


Рис. 3. Кварцито-песчаник. Цемент базальный и регенерационный, по составу – гипсовый, железистый, карбонатный. Вокруг окатанных песчинок видна регенерационная кайма (Б). Шл. С-55/112.1

Параметрической скважиной в центральной наиболее прогнутой части впадины, так же как и на восточном борту, установлено отсутствие ятулийских конгломератов и лав. При этом разрез туломозерской свиты начинается с галитов, которые сменяются гипсами и ангидритами (рис. 5). Все вышесказанное позволяет предположить, что Онежская впадина начала формироваться как замкнутый континентальный бассейн на границе ятулия и людиковия с эвапоритовой формацией в основании разреза (рис. 5). Ранее предыдущими исследователями (Ахмедов и др., 1996) предполагалось наличие по обрамлению Онежской впадины позднеятулийской фазы эвапоритизации в ассоциации с биогенно-карбонатными отложениями.

Выше по разрезу эвапоритовая формация туломозерской свиты ятулия сменяется сульфид-, углеродсодержащей терригенно-карбонатной заонежской свитой людиковия. Онежская впадина по масштабу концентрирования восстановленных форм углерода в раннем протерозое является уникальным мировым объектом. Мощности углеродистых пластов (шунгита) достигают 35 м, а в диапироподобных структурах Зажогинского месторождения – 120 м, при среднем содержании углерода 33% (Купряков, Леднева, 1976Ф). При этом основные объемы углерода и серы сконцентрированы в средней заонежской подсвите.

Разрез заонежской свиты начинается с нижней подсвиты, имеющей терригенно-карбонатный состав и незначительную мощность – 170–200 м. Она маркирует появление первых порций восстановленного углерода – 1,3–2,4% (Полеховский, Голубев, 1989).

Средняя подсвита состоит из переслаивающихся туфогенно-осадочных пород с силлами долеритов, покровами и потоками базальтов. Суммарная мощность подсвиты 700–1600 м. Соотношение доли эффузивных и субвулканических тел с осадками составляет соответственно: в сокращенных разрезах – 41% и 59%, в полных – 51% и 49% (Полеховский, Голубев, 1989). Туфогенно-осадочная составляющая

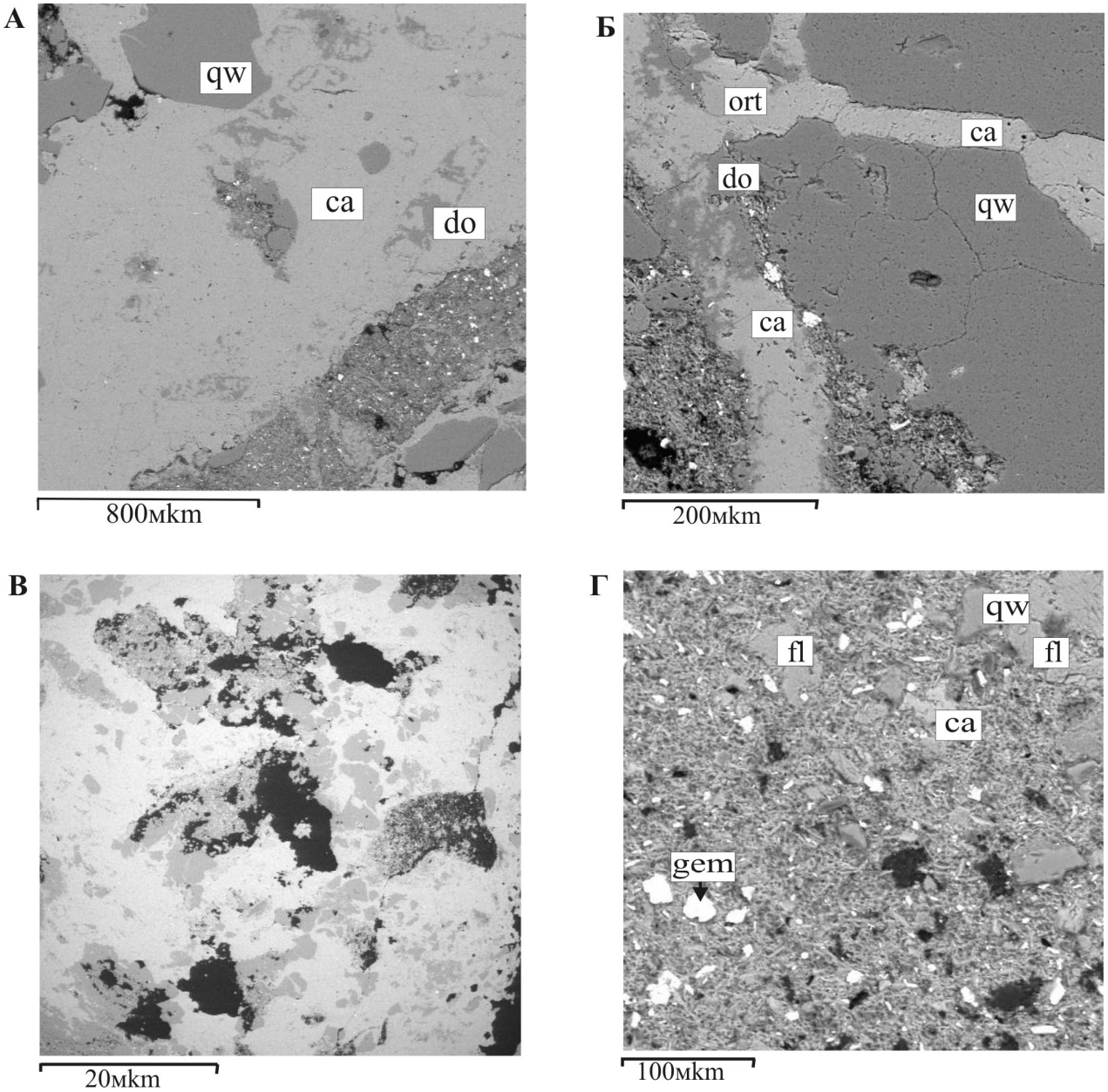


Рис. 4. Брекчированный песчанистый доломит в экзоконтакте Габневского силла (А, Б); процесс его раздоломитизации – замещение кальцитом (ca) (В) и развитие ортоклаза (ort) (Б), флогопита (fl), гематита (gem) (Г)

представлена: туфами, туффитами, туфопесчаниками, шунгитсодержащими и шунгитовыми пелитами, алевролитами, известняками и доломитами, обогащенными сульфидами (преимущественно пирит). Распределение серы в разрезе подсвиты неравномерное. При общей зараженности разреза вкрапленностью сульфидов 1–2% присутствуют слойки, линзы, обогащенные пиритом, марказитом, пирротином, реже халькопиротином, а также сульфидоносные слои. Верхняя часть разреза свиты – пачка № 8 мощностью 90 м (Полеховский, Голубев, 1989) – характеризуется особенно высокой насыщенностью серой вплоть до обогащения сульфидами слоя мощностью около 10 м. Вследствие плохой обнаженности, наличия зон рассланцевания на контактах осадков и магматических тел, соответственно при низком выходе керна, разделение вулканитов на эффузивную и субвулканическую фации достаточно условно.

Верхняя подсвита сложена преимущественно вулканитами эффузивной фации (60–65%) и шунгитсодержащими терригенно-туфогенными образованиями. Высокая насыщенность заонежской свиты вулканитами и многократное переслаивание их с осадками создало мощный бронированный экран, ограничивающий проникновение наиболее поздних инъекций магматического расплава и флюидов вверх по разрезу. В то же время межвулканитовые осадочные пачки являются благоприятными плоскостями для разгрузки тектонических напряжений, сопровождаемых зонами рассланцевания, и как следствие могут служить межплоскостными флюидотранспортерами.

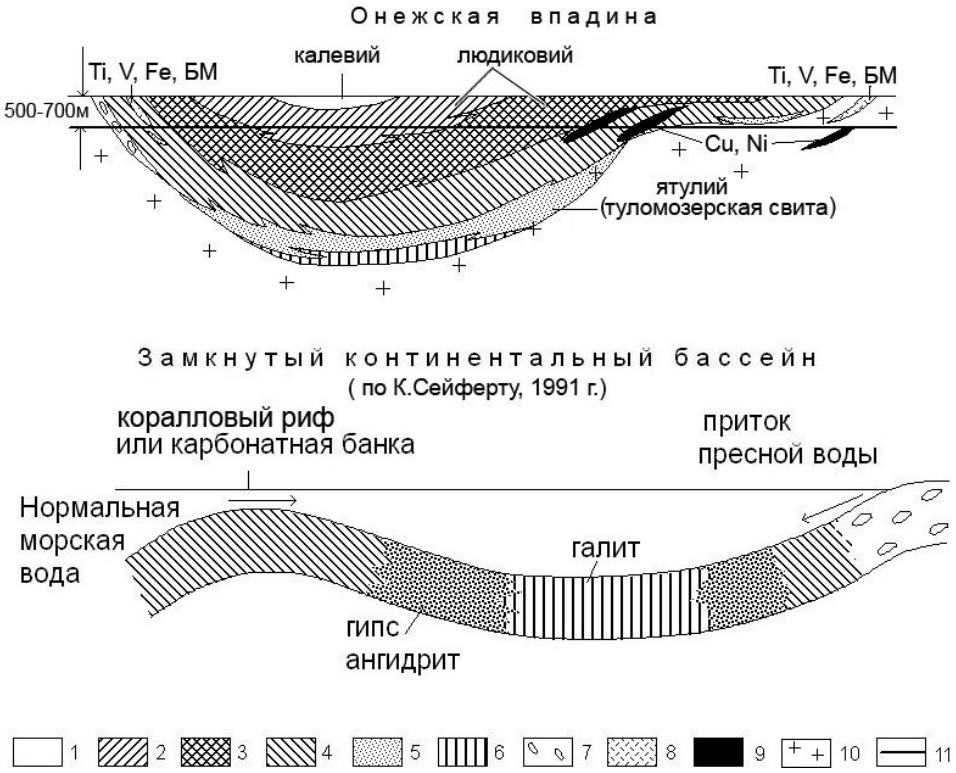


Рис. 5. Схема геологического строения (разрез) и условия образования Онежской континентальной впадины:

1 – туфоалевролиты, туфосланцы углеродсодержащие (1–2%) кондопожской свиты; 2 – преимущественно базальты и пикробазальты с подчиненной эксплозивной углеродсодержащей фацией суйсарской свиты людиковия; 3 – долериты, феррodолериты, базальты (40–60% разреза), пласты шунгитов, углеродистые пелиты, алевролиты, доломиты углерод-, сульфидсодержащие (S ≥ 2%) заонежской свиты; 4–6 – туломозерская свита (эвапоритовая формация): 4 – доломиты, известковистые аргиллиты, 5 – гипсы, ангидриты; 6 – галиты; 7 – кварцевые конгломераты и гравелиты; 8 – пластовые интрузивы феррodолеритов пудожгорского комплекса; 9 – прогнозируемые тела Cu-Ni рудоносных оливиновых долеритов; 10 – гранито-гнейсовый фундамент AR; 11 – уровень эрозионного среза с выводом на поверхность рудных тел

Туфогенно-осадочная толща среднезаонежской подсвиты испытала гравитационно-гранулометрическую сортировку исходного материала (рис. 6, А, Б) и наложенный щелочно-карбонатный метасоматоз с перераспределением и привносом рудных элементов, серы (рис. 6, В) и миграцией углерода (рис. 6, Г). Пробирный анализ таких пород по скв. 210 установил повышенные содержания Pt – 12–14 мг/т и Pd – 17–58 мг/т (табл. 3).

Вулканиты заонежской свиты имеют основной состав, изучены слабо, что объясняется исключительно плохой сохранностью первичного парагенезиса. По химизму они характеризуются выдержанностью состава (Голубев, Светов, 1983), что типично для трапповой формации. Содержание рудных микроэлементов в недифференцированных траппах людиковия для Co, Ni, Cr сопоставимо с Норильским рудным районом и кларком основных пород, а Cu и V – в 1,5–2 раза выше (табл. 4). Соотношение субвулканической и эффузивной фаций также неизвестно. Их характеристика рассмотрена ниже на примере двух силлов авгитовых долеритов, вскрытых скв. 164 в разрезе средней заонежской подсвиты (рис. 7).

Таблица 3

Результаты пробирного атомно-абсорбционного анализа пород среднезаонежской подсвиты по скв. 164 и 210

Наименование и № выработки	№ пробы	Содержание, мг/т			Примечание (Аналитический центр ЦНИГРИ, навеска 50 г)
		Pt	Pd	Au	
С164	12,7	<5	<5	<10	С-м/з метадолерит с
	16,1	<5	<5	<10	вкрапленностью ру <1%
	23,5	<5	<5	<10	
	26,2	<5	<5	<10	Т/з долерит рассланцованный, нижний эндоконтакт
	28,0	<5	<5	<10	
	28,5	<5	<5	<10	Микрозернистые углеродсодержащие сланцы и доломиты, текстура слоистая
	29,8	<5	<5	<10	
	31,4	<5	<5	<10	
	35,1	<5	<5	<10	
	56,2	<5	<5	<10	С-м/з метадолериты с вкрапленностью лейкоксенизированного tmt 10% и сру 0,1–0,2%. В инт. 75–76 м эпидозит по зоне рассланцевания
	62,0	<5	<5	<10	
	76,3	<5	6,7	<10	
	89,6	<5	<5	<10	
	153	75	120	<10	
	186	16	120	<10	
С-210	78,4	<5	<5	<10	Т/з метадолерит, ниж. э/к
	97,2–97,3	14	58	<10	Тонкослоистая терригенно-карбонатная порода со слойками шунгита
	97,3–97,5	12	17	<10	

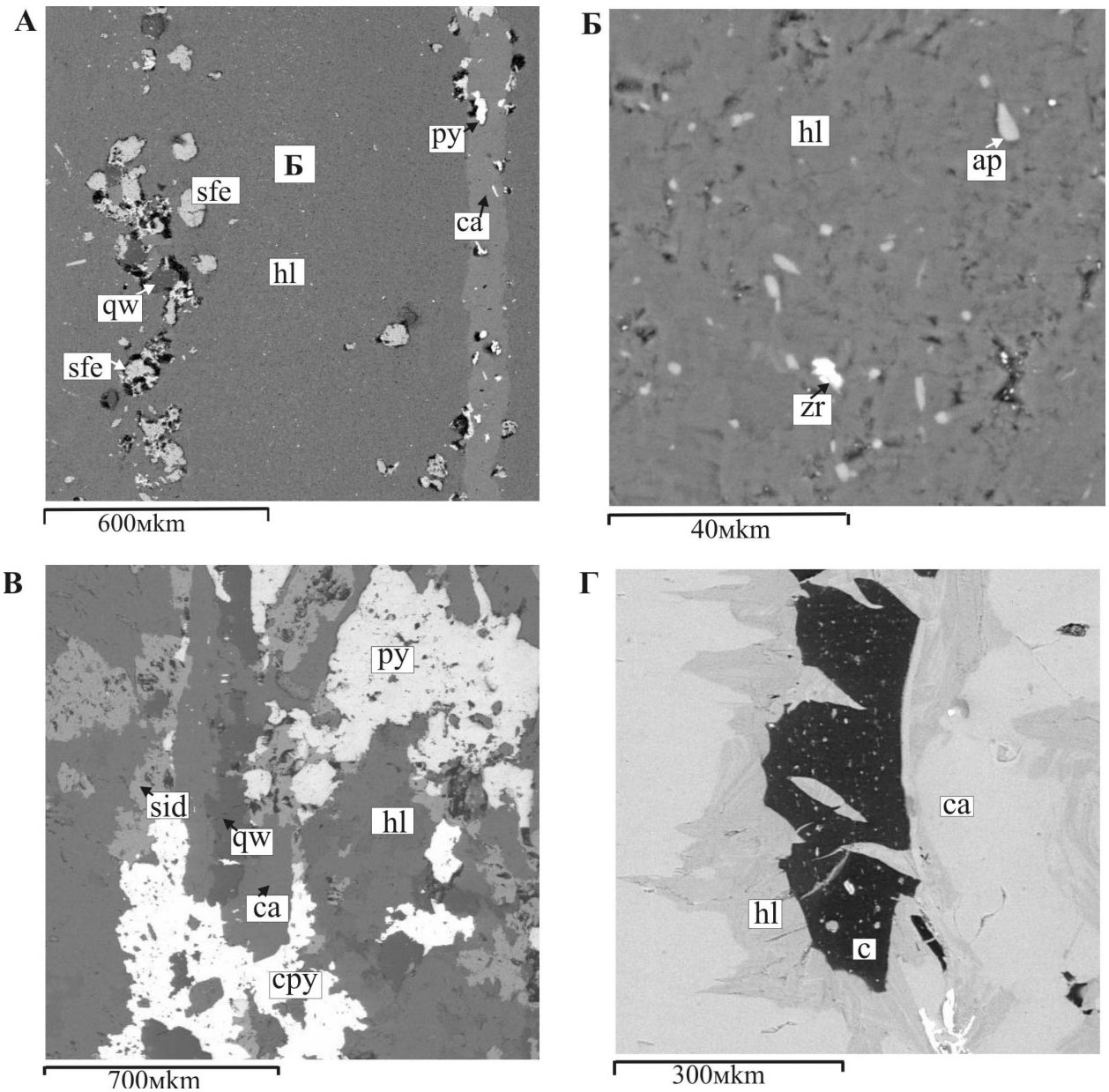


Рис. 6. Слоистая углерод- и сульфидсодержащая туфогенно-осадочная порода (шл. С-210/97.2-1):

А, Б – в пелитовой основной массе хлорит (магнезиальный), видна гравитационно-гранулометрическая сортировка с обособлением слойков: со сфеном и кварцем; сфеном и ру и жилкой кальцита по нему (А); апатита и циркона (Б). В – сру-ру сульфидная минерализация с кальцитом, сидеритом и кварцем; текстура руд полосчатая, структура ксеноморфная. Г – углерод (С – 95%) с хлоритовой каймой в кальците

Таблица 4

Содержание рудных микроэлементов в недифференцированных траппах

Элемент, г/т. Окисел, %	Норильский рудный район (среднее). Недифференцированный трап	Онежский рудный район					Кларк по Турекьяну и Ведеполю	
		Толеиты, заонежская свита				Пикриты, суйсарская свита		
		Базальты		Долериты, скв. 164		Лавы		
	Виленский, 1967	Голубев, Светов, 1983		Верхний силл	Нижний силл	Голубев, Светов, 1983	Основные породы	Ультраосновные породы
Co	100	152*	86**	53	57	31	48	150
Ni	80	55	149	115	97	102	130	2000
Cu	70	152	168	85	223	54	87	10
Zn		Не опр.	Не опр.	103	138	Не опр.	105	50
Cr	170	171	226	185	122	246	170	1600
V	260	403	375	254	396	140	250	40
TiO_2	2,05	1,93	1,71	1,3	1,65		2,3	0,05
Кол-во анализов		23	24	7	15	643		

Примечание. Вулканические зоны: * – Кондопожская; ** – Уницкая.

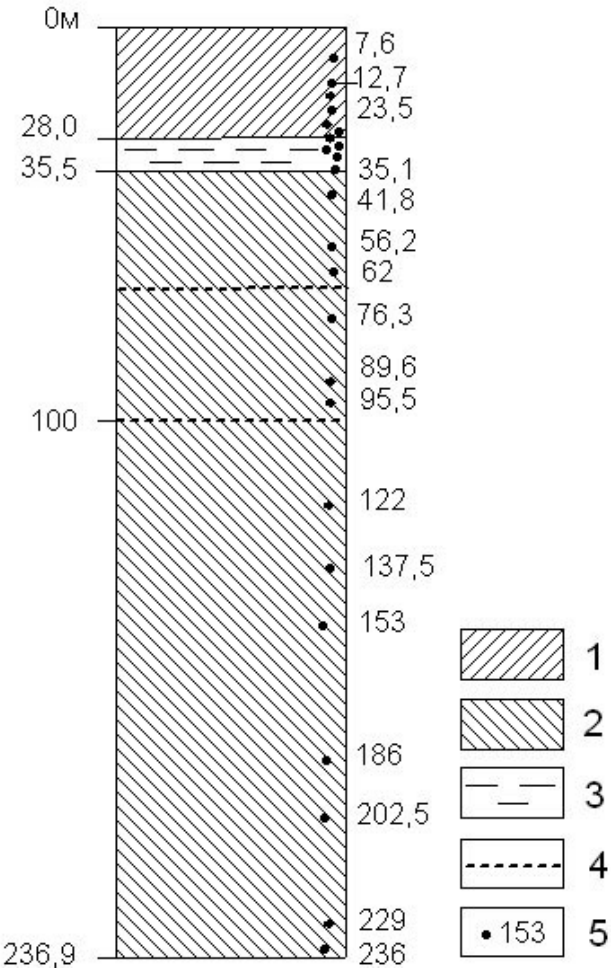


Рис. 7. Разрез нижней части средней заонежской подсвиты людиковия по скв. 164:

1 – верхний силл долеритов; 2 – нижний слабодифференцированный силл долеритов; 3 – слой углеродсодержащих (1–5%) карбонатно-терригенных пород; 4 – границы горизонтов в нижнем силле; 5 – точки отбора штуфных проб на химический и пробирный анализ

Слабодифференцированный нижний силл в скв. 164 мощностью около 200 м (рис. 7) назван Среднезаонежским. Название дано по его положению в разрезе среднезаонежской подсвиты согласно трехчленному ее делению по С. В. Купрякову (1976Ф). Первичный минеральный парагенезис сохранился плохо и фрагментарно в шлифах: 41,8; 50,6 и 62,0 и представлен андезином (An 46,5–47,4) и побуревшим авгитом: Wo-23,6 En-49,1 Fs-27,3. Породы имеют мелко-, среднезернистое сложение, по модальному составу соответствуют андезин-авгитовому долериту. Вторичные минералы представлены амфиболом, биотитом, хлоритом, альбитом, цоизитом, эпидотом и сфеном. Для силла характерно наличие по всему разрезу вкрапленности лейкоксенизированного титаномагнетита (5–10%) с образованиями ilm-2 и сфена. Сульфидная минерализация убогая. В нижней половине разреза она представлена халькопиритом (0,1%), в верхней – пиритом (до 1%), а в районе верхнего эндоконтакта в ассоциации с ним появляется мусковит (шл. 41.8). На участке с убогой вкрапленностью Cpy отмечено повышенное содержание Pt+Pd – 136 и 195 мг/т (инт. 153 и 186 м), при отсутствии БЭ в остальной части разреза (табл. 3).

В связи с плохой и фрагментарной сохранностью первичного парагенезиса характеристика степени дифференцированности дается по нормативному и химическому составу пород. На диаграмме AFM (рис. 8) видно, что по содержанию Fe и Mg породы разбиваются на три группы, на основании которых разрез Среднезаонежского силла подразделяется на верхний, средний и нижний горизонты (рис. 7, 8, табл. 5, 6). Верхний горизонт содержит наиболее низкие средние содержания SiO_2 – 45,79%, TiO_2 – 1,13% и максимальные – MgO – 8,29%, Al_2O_3 – 16,28%, Cr_2O_3 – 253 г/т (табл. 5). Средний горизонт наиболее лейкократовый, содержание кремнезема максимальное по силлу – 49,62%, а MgO минимальное – 3,9%, при повышенных содержаниях Cu и Zn (табл. 5). В нормативном составе

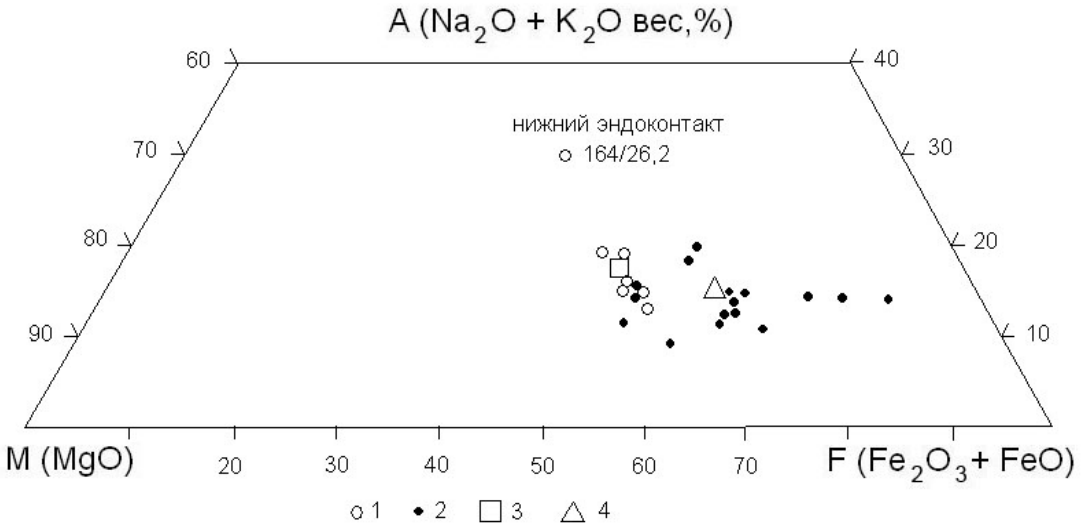


Рис. 8. Диаграмма AFM пород по разрезу скв. 164

Состав рядовых проб: 1 – верхний силл; 2 – нижний силл. Средний состав силлов: 3 – верхнего; 4 – нижнего

Таблица 5

Химический и нормативный состав пород верхнего и среднего горизонтов Среднезаонежского силла по скв. 164

Компоненты, мас. %, г/т	Верхний горизонт, инт. 35,5–75,5 м Номера проб				Средний горизонт, инт. 75,5–105 м Номера проб				
	164/41.8	164/50.5	164/62.0	Среднеариф. содержание	164/76.3	164/80.2	164/86.5	164/95.5	Среднеариф. содержание
SiO_2	45,72	45,74	45,9	45,79	48,16	47,08	47,62	55,6	49,62
TiO_2	1,11	1,2	1,08	1,13	2,04	2,2	2,72	1,72	2,17
Al_2O_3	16,56	16,24	16,05	16,28	12,58	12,21	11,32	10,79	11,73
Fe_2O_3	2,26	1,98	2,41	2,22	2,7	2,86	4,52	4,34	3,61
FeO	9,99	10,98	9,48	10,15	12,92	15,37	14,8	11,64	13,68
MnO	0,194	0,222	0,196	0,20	0,297	0,26	0,282	0,27	0,28
MgO	8,14	8,23	8,5	8,29	5,28	4,7	3,58	2,02	3,90
CaO	7,58	7	9,24	7,94	8,88	7,29	7,22	6,21	7,40
Na_2O	2,87	2,99	2,3	2,72	3,12	2,95	2,84	2,22	2,78
K_2O	0,94	0,72	0,38	0,68	0,26	0,93	0,85	0,6	0,66
H_2O	0,19	0,19	0,16	0,18	0,13	0,45	0,76	1,08	0,61
ппп	3,96	4,08	3,72	3,92	2,89	2,94	3,07	2,91	2,95
P_2O_5	0,13	0,18	0,14	0,15	0,25	0,29	0,32	0,51	0,34
Cr_2O_3	250	280	230	253	90	120	30	20	65
V_2O_5	450	510	430	463	770	1040	880	30	680
CoO	70	70	70	70	70	70	70	50	65
NiO	170	140	180	163	80	70	50	30	57
CuO	130	140	140	137	390	440	470	280	395
ZnO	140	150	140	143	170	210	230	410	255
Li_2O	100	93	80	91	49	45	31	10	33
Rb_2O	35	30	11	25	9	40	37	29	28
Cs_2O	4	3	4	3	5	8	8	7	7
$S_{общ.}$	0,1	0,02	0,03	0,05	0,4	0,12	0,19	0,18	0,22
Сумма	99,77	99,89	99,68	99,78	99,72	99,74	99,97	99,97	99,85
Qu	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	2,98	20,58	
Or	5,56	4,26	2,25		1,54	5,50	5,02	3,55	
Ab	24,28	25,30	19,46		26,40	24,96	24,03	18,78	
An	29,53	28,77	32,35		19,56	17,33	15,63	17,71	
Di	5,92	3,93	10,27		19,14	14,33	15,37	8,38	
Hyp	3,15	6,07	12,91		19,33	18,69	20,58	16,18	
Ol	21,37	21,59	12,57		2,15	6,33	0,00	0,00	
Mt	3,28	2,87	3,49		3,91	4,15	6,55	6,29	
Ilm	2,11	2,28	2,05		3,87	4,18	5,17	3,27	
Apt	0,31	0,43	0,33		0,59	0,69	0,76	1,21	

появляется кварц. В шл. 95.5 модальное содержание свободного кварца и кварца в гранофире составляет около 20%. Нижний горизонт имеет максимальную мощность (инт. 105–239 м, нижний контакт силла не вскрыт) и промежуточный состав: SiO_2 – 47,6%, MgO – 6,19%. Для него характерны повышенные содержания V_2O_5 – 780 г/т, Cr_2O_3 – 191 /т (табл. 6). Средневзвешенный состав силла: SiO_2 – 47,64%, MgO – 6,16%, Na_2O+K_2O – 3,7%, FeO' – 14,68% (табл. 7). По международной классификации TAS (1997) это базальты, тяготеющие к слабощелочным. По нормативному составу породы Среднезаонежского силла относятся к оливиновому толеиту (рис. 9). Это низкоглиноземистые долериты калиево-натриевой серии с высоким коэффициентом фракционирования – 60–82 (табл. 8) (Магматические…, 1983).

Скважиной 164 также вскрыта нижняя часть еще одного силла, названного Верхним, залегающего выше по разрезу (рис. 7) и отделенного от Среднезаонежского пачкой шунгитсодержащих карбонатно-терригенных пород (табл. 9) вертикальной мощностью около 7,5 м. Породы рассланцованы, выход керна 40–50%, поэтому контакты обоих силлов приняты условно, а образцы зон закалок отсутствуют. Верхний силл сложен средне-, крупнозернистыми авгитовыми метадолеритами, близкими

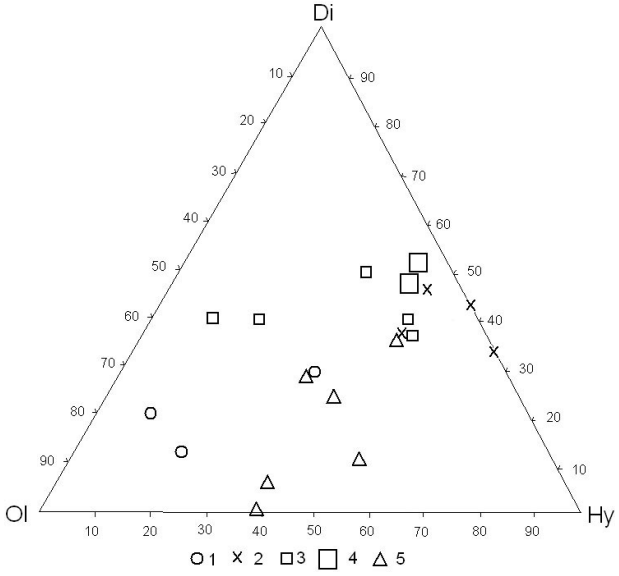


Рис. 9. Классификационная диаграмма CIPW оливинового толеита по нормативному составу пород Среднезаонежского и Верхнего силлов скв. 164:

1–3 – горизонты нижнего силла (1 – верхний; 2 – средний; 3 – нижний); 4 – пробы с повышенными содержаниями ЭПГ (153, 186); 5 – Верхний силл

по составу к нижнему (табл. 10, рис. 8). В их нормативном составе рассчитываются оливин, гиперстен, диопсид, что согласно классификации CIPW соответствует оливиновым толеитам (рис. 9). На границе с осадками (шл. 19, 26) проявлен щелочной метасоматоз с развитием ортоклаза и мусковита, привносом Ba, Ni, Co, Cu, S и образованием их минеральных форм (рис. 10). Наличие МПГ не установлено (табл. 3).

Таблица 6

Химический и нормативный состав пород нижнего горизонта Среднезаонежского силла по скв. 164

Компоненты, мас. %, г/т	Номера проб								
	164/122	164/137.5	164/153	164/166.0	164/186	164/202.5	164/229	164/236	Среднеариф. содержание
SiO_2	46,1	47,9	46,5	46,92	47,67	48,28	48,42	49,04	47,60
TiO_2	2,16	1,75	1,7	1,48	1,6	1,37	1,52	1,86	1,68
Al_2O_3	12,87	13,81	13,39	13,46	13,85	14,32	12,65	12,43	13,35
Fe_2O_3	3,22	3,24	3,35	3,68	3	2,24	2,95	2,99	3,08
FeO	13,94	12,07	11,78	11,49	11,49	11,49	11,77	11,78	11,98
MnO	0,242	0,203	0,206	0,223	0,225	0,225	0,199	0,191	0,21
MgO	5,61	5,96	6,12	6,36	5,6	6,31	7,1	6,46	6,19
CaO	8,66	7,73	9,82	10,04	10,11	7,51	6,86	6,81	8,44
Na_2O	2,6	3,36	2,37	2,07	2,52	3,19	3,3	3,39	2,85
K_2O	0,42	0,15	0,78	0,88	0,55	1,66	1,53	1,93	0,99
H_2O	0,32	0,25	0,12	0,07	0,14	0,06	0,09	0,02	0,13
ппп	3,2	3,25	3,21	2,93	2,81	2,62	2,89	2,53	2,93
P_2O_5	0,24	0,01	0,2	0,17	0,2	0,22	0,2	0,07	0,16
Cr_2O_3	30	100	100	210	210	150	150	580	191
V_2O_5	1240	1150	970	870	630	620	590	170	780
CoO	70	70	70	70	70	70	70	120	76
NiO	80	140	120	130	140	110	140	190	131
CuO	620	330	230	250	270	270	190	120	285
ZnO	170	170	180	180	130	150	180	105	158
Li_2O	59	56	54	51	49	72	91	83	64
Rb_2O	18	5	23	32	27	74	65	12	32
Cs_2O	6	5	5	6	4	7	8		5,86
$S_{общ.}$	0,25	0,05	0,14	0,05	0,043	0,06	0,1	Не обн.	0,10
Сумма	99,78	99,89	99,7	99,95		99,67	99,63	99,81	
Qu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Or	2,48	0,89	4,61	5,20	3,25	9,81	9,04	11,41	
Ab	22,00	28,43	20,05	17,51	21,32	26,99	27,92	28,68	
An	22,21	22,16	23,60	24,84	24,86	19,86	15,19	13,00	
Di	16,06	13,40	19,76	19,75	19,96	13,26	14,49	15,91	
Hyp	18,91	17,92	13,41	17,70	17,22	3,65	7,40	5,83	
Ol	5,07	5,34	6,24	3,23	2,35	16,89	14,82	13,87	
Mt	4,67	4,70	4,86	5,34	4,35	3,25	4,28	4,33	
Ilm	4,10	3,32	3,23	2,81	3,04	2,60	2,89	3,53	
Apt	0,57	0,02	0,47	0,40	0,47	0,52	0,47	0,57	

Таблица 7

Средневзвешенный состав силлов и средний состав их дифференцированных горизонтов

Компоненты, мас. %, г/т	Суйсарская свита					Заонежская свита				
	Тернаволокский силл					Среднезаонежский (нижний) силл, скв. 164				Скв. 164, верхний силл
	Горизонты, их мощности			Средневз. сред.+верх. горизонты	Средневзвеш. по силлу 60 м	Горизонты, их мощности			Средневзвеш. 202 м	Средний состав из 7 ан.
	Нижний 30 м	Средний 10 м	Верхний 20 м			Нижний 132 м	Средний 35 м	Верхний 35 м		
SiO_2	49,23	43,40	48,30	46,66	47,95	47,60	49,62	45,79	47,64	49,22
TiO_2	1,05	1,33	1,97	1,76	1,41	1,68	2,17	1,13	1,67	1,3
Al_2O_3	13,58	7,52	11,88	10,42	12	13,35	11,73	16,28	13,58	14,95
Fe_2O_3	2,17	1,83	2,52	2,29	2,23	3,08	3,61	2,22	3,02	2,37
FeO	10,06	9,95	8,50	8,98	9.52	11,98	13,68	10,15	11,96	9,28
MnO	0,20	0,21	0,18	0,19	0,19	0,21	0,28	0,20	0,22	0,18
MgO	7,78	20,32	10,25	13,61	10,69	6,19	3,90	8,29	6,16	7,88
CaO	9,08	8,40	8,34	8,36	8,72	8,44	7,40	7,94	8,17	5,90
Na_2O	2,85	0,19	3,02	2,08	2,46	2,85	2,78	2,72	2,82	3,93
K_2O	0,53	0,02	0,58	0,39	0,46	0,99	0,66	0,68	0,88	0,36
H_2O	0,31	0,86	0,35	0,52	0,42	0,13	0,61	0,18	0,22	0,37
ппп	3,18	6,02	3,82	4,55	3,87	2,93	2,95	3,92	3,11	3,81
P_2O_5	0,15	0,20	0,26	0,24	0,19	0,16	0,34	0,15	0,19	0,14
Cr_2O_3	301	1159	588	779	540	190	65	253	179	270
V_2O_5	513	496	603	568	540	780	680	463	708	454
CoO	60	72	57	62	61	76	65	70	73	67
NiO	143	1351	417	728	435	131	58	163	124	146
CuO	94	74	160	131	113	285	395	136	278	119
ZnO						158	255	143	172	128
$S_{общ.}$	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,10	0,22	0,05	0,11	0,19

Таблица 8

Классификационная характеристика пород субвулканических силлов

Классификационные признаки (по: Магматические…, 1983)	Горизонты Тернаволокского силла				Горизонты Среднезаонежского силла				Классификационные параметры оливиновых базальтов и долеритов
	Нижний	Средний	Верхний	Сред.+верх. 30 м	Нижний	Средний	Верхний	В целом по силлу	
Na_2O/K_2O	5,38	9,5	5,21	5,33	3,5	4,21	1,47	3,68	>4; 1–4
Серия	Натриевая				Калиево-натриевая				
$al' = Al_2O_3/Fe_2O_3 + FeO + MgO$	0,73	0,23	0,56	0,42	0,62	0,55	0,79	0,61	<0,75
	Низкоглиноземистые								
$f' = FeO + Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$	19,6	33,4	23,2	26,6	23,4	23,4	21,8	22,6	21–23
$S = SiO_2 - (FeO + Fe_2O_3 + MnO + MgO + TiO_2)$	29,4	9,8	24,9	19,8	24,0	26,0	23,8	29,2	2-31
$A = Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$	26,0	16,1	23,8	21,2	24,9	22,6	27,6	24,1	25–30
$Kf = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} * 100$	58	37	52	45	71	82	60	70	35–65

Таблица 9

Химический состав пород углеродсодержащего карбонатно-терригенного горизонта, разделяющего Верхний и Среднезаонежский силлы, по скв. 164

Компоненты, мас. %, г/т	Номера проб				
	164/28,0 контакт с силлом	164/29.8	164/30.0	164/33.8	164/35.5
SiO_2	54,3	67,1	36,8	70,26	68,06
TiO_2	0,96	0,7	0,54	0,57	0,65
Al_2O_3	15,1	15,6	11,18	14,56	17,38
Fe_2O_3	1,41	0,72	8,6	0,63	0,7
FeO	7,42	2,87	8,17	2,59	1,22
MnO	0,087	0,028	0,244	0,038	0,021
MgO	7,78	2,91	17,61	1,9	0,77
CaO	1,87	0,72	6,21	0,94	0,94
Na_2O	5,02	7,36	0,14	6,85	9,36
K_2O	0,1	0,09	0,03	0,1	0,11
H_2O	0,21	0,13	1,18	0,1	0,14
ппп	5,1	1,59	8,93	1,12	0,44
P_2O_5	0,08	0,09	0,12	0,09	0,08
Cr_2O_3	220	120	100	170	210
V_2O_5	380	180	80	120	190
CoO	40	20	60	17	14
NiO	170	90	90	50	40
CuO	8	10	260	30	30
ZnO	80	70	230	90	30
Li_2O	85	31	167	21	11
Rb_2O	7	2	8	2	3
Cs_2O	2	1	5	1	2
$S_{общ.}$	0,03	0,14	3,85	0,07	0,2
Сумма	99,54	99,94	99,9	99,82	100

Вышележащие отложения суйсарской свиты имеют ограниченное распространение в пределах Онежской структуры и приурочены преимущественно к ее западному борту. Основной особенностью этого этапа вулканической деятельности является антидромная направленность магматизма – появление пикритов, представленных эффузивной, субвулканической и пирокластической фациями. Базальты залегают в нижней половине разреза свиты. Подробная характеристика пикро-базальтового комплекса дана в описании опорного разреза суйсария (Куликов и др., 1999). Наибольший интерес представляют дифференцированные, так называемые «перидотитовые силлы» – Кончезерский и Тернаволокский, приуроченные к западному борту Онежской впадины. Кончезерский дифференцированный силл площадью около 300 км^2 отнесен к гипабиссальной фации (описание по: Куликов и др., 1976). В его основании залегает горизонт серпентинизированных верлитовых перидотитов мощностью 40–60 м с интерстициальным CPx и крупным кумулятивным Ol. Вверх по разрезу размер и количество оливина убывают, появляется плагиоклаз. Перидотиты нижнего горизонта плавно сменяются габбродолеритами через плагиопироксениты. Результаты пробирного анализа не выявили повышенных концентраций дифференцированных разновидностей БЭ (табл. 11). Общей особенностью суйсарских силлов и лав является их стерильность по сере. Углубленное петролого-геохимическое исследование, выполненное по Тернаволокскому силлу (см. статью в настоящем сборнике), позволило сделать вывод о возможной внутрикоровой сульфуризации пород и отделении сульфидного ликвата от расплава и отсадке его на промежуточное (временное) дно, в поднимающейся магматической колонке, или, при медленном продавливании последнего, в верхние этажи. При этом высказано мнение, что предполагаемый в составе силла нижний горизонт является самостоятельным геологическим телом лабрадор-авгитовых базальтов (долеритов) с более низким содержанием MgO и элементов примесей – Cr и Ni (табл. 7), характерных для гипербазитов. К собственно Тернаволокскому силлу предварительно следует отнести средний и верхний горизонты, средневзвешенное содержание MgO в них составляет 13,61%, SiO_2 – 46,66%, Na_2O+K_2O – 2,47%, TiO_2 – 1,76% (табл. 7). По классификации TAS (Классификация…, 1997) их не следует относить к пикритам (MgO < 18%, Na_2O+K_2O > 2%), а также к пикро-базальтам, так как SiO_2 – более 45%. Средневзвешенный состав пород Тернаволокского силла попадает в поле базальтов. Согласно Петрографическому кодексу России (2009) они также соответствуют базальтам. Высокое содержание Mg, недосыщенность кремнеземом, повышенное содержание Cr и Ni (табл. 7) геохимически сближают их с гипербазитами. Эта особенность состава характерна и для Норильских рудоносных интрузивов. Диффиренцианты среднего горизонта соответствуют вебстеритам, верхнего – авгитовым долеритам.

Вулканиты всех магматических циклов Онежской впадины по фациальным разновидностям от ятулия до суйсария включительно вынесены на диаграмму AFM (рис. 11), из которой видно, что между ятулийской и заонежской фазами нет принципиальной разницы. Для той и другой характерно изменение составов

Таблица 10

Химический и нормативный состав пород Верхнего силла по скв. 164

Компоненты, мас. %, г/т	Номера проб (интервал, м)							
	164/7.6	164/12.7	164/16.1	164/17.8	164/19.1	164/23.5	164/26.2	Среднеариф. содержание
SiO_2	46,9	47,3	47,77	47,86	49,18	48,73	56,8	49,22
TiO_2	1,37	1,35	1,42	1,32	1,19	1,43	1,02	1,30
Al_2O_3	13,85	14,88	15,05	14,61	15,47	15,49	15,31	14,95
Fe_2O_3	4,01	2,45	2,24	2,44	1,86	2,2	1,38	2,37
FeO	9,34	10,12	9,7	10,2	9,98	9,58	6,05	9,28
MnO	0,215	0,204	0,191	0,199	0,184	0,16	0,097	0,18
MgO	7,99	7,84	8	8,55	7,78	8,5	6,52	7,88
CaO	8,38	7,7	7,33	5,7	4,91	4,25	3,04	5,90
Na_2O	2,75	3,25	3,32	3,6	4,45	4,31	5,82	3,93
K_2O	0,45	0,32	0,28	0,26	0,3	0,63	0,25	0,36
H_2O	0,5	0,32	0,36	0,39	0,2	0,34	0,46	0,37
ппп	3,69	3,91	3,98	4,19	3,91	4,06	2,93	3,81
P_2O_5	0,14	0,17	0,16	0,13	0,14	0,14	0,1	0,14
Cr_2O_3	140	490	260	270	180	310	240	270
V_2O_5	590	130	520	580	450	550	360	454
CoO	70	80	1070	70	60	80	40	67
NiO	140	180	140	140	140	160	120	145
CuO	140	250	80	90	120	120	30	118
ZnO	130	75	100	150	180	170	90	127
Li_2O	65	16	77	87	82	99	57	69
Rb_2O	22	3	14	10	11	28	8	13
Cs_2O	5		3	4	3	5	3	3
$S_{общ.}$	0,09	0,115	0,104	0,16	0,25	0,546	0,088	0,19
Сумма	99,69			99,59	99,79	99,97	99,87	99,78
Qu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,19	
Or	2,66	1,89	1,65	1,54	1,77	3,72	1,48	
Ab	23,27	27,50	28,09	30,46	37,65	36,47	49,24	
An	24,12	25,07	25,34	22,94	21,36	20,17	14,43	
Di	13,46	9,85	8,16	3,67	1,71	0,00	0,00	
Hyp	17,34	12,12	15,07	17,77	11,18	11,36	24,70	
Ol	5,81	12,64	10,83	12,14	16,49	17,14	0,00	
Mt	5,81	3,55	3,25	3,54	2,70	3,19	2,00	
Ilm	2,60	2,56	2,70	2,51	2,26	2,72	1,94	
Apt	0,33	0,40	0,38	0,31	0,33	0,33	0,24	

Примечание. Пиковое содержание Co в пробе 164/16.1 не учитывалось при расчете среднего значения.

по содержанию железа. Суйсарские базальты занимают в этом ряду крайнюю позицию – они наименее железисты. На диаграмме видна тенденция антидромности магматических циклов – нарастания магнезиальности вулканитов от заонежья к суйсарию, завершившаяся появлением высокомагнезиальных разностей – пикритовых базальтов (рис. 11). Субвулканическая фация заключительного цикла людиковия, как показало исследование Тернаволокского силла, обладает повышенной магнезиальностью, но относится к базальтам. На дискриминационных диаграммах немобильных элементов среднезаонежский и суйсарский силлы попадают в поле внутриплитных базальтов (рис. 12, 13).

Проведенный анализ геодинамической обстановки, стратиграфической последовательности, состава пород и магматизма Онежской впадины, с выделением в основании эвапоритовой формации – галит-сульфат-карбонатной, позволяет произвести ее сопоставление с Норильским рудным районом (Норильской и Хараелахской впадинами).

Основание фундамента платформы в Норильском районе недоступно изучению вследствие многокилометровой мощности осадков. Основные литологические разновидности пород в основании разреза впадин представлены доломитами и мергелями (Cm-O).

Таблица 11

Результаты пробирного атомно-абсорбционного анализа пород по разрезу Кончезерского силла

№ пробы	Содержание, мг/т			Примечание (Аналитический центр ЦНИГРИ, навеска 50 г)
	Pt	Pd	Au	
75/8	<5	<5	<10	Метаперидотит. Нижн. э/конт.
75/10	8	<5	<10	Метаперидотит
77/3	<5	<5	<10	Метапироксенит
77/5	8	<5	<10	Метапироксенит
79	6	<5	<10	Метаперидотит
80/3	<5	<5	<10	Метаперидотит
81/1	<5	<5	<10	Метаперидотит. Верх. э/конт.

Нижняя часть разреза силлурийских пород образована аргиллитами и алевролитами; позднесилурийские, подстилающие рудовмещающую толщу девона, сложены преимущественно известняками, гипсами и ангидритами (Сульфидные…, 1981). Отложения девона представлены сульфатно-глинисто-карбонатной формацией, в составе которой преобладают мергели, гипсы, ангидриты, известняки, доломиты и отмечены горизонты галитов. Они перекрываются терригенно-углистыми отложениями (T_1-P_3) с недифференцированными интрузивами и лавами трапповой формации, относящейся к перми – нижнему триасу (рис. 14) (Люлько и др., 2002). Перерыв в осадконакоплении объясняется формированием Рыбинского

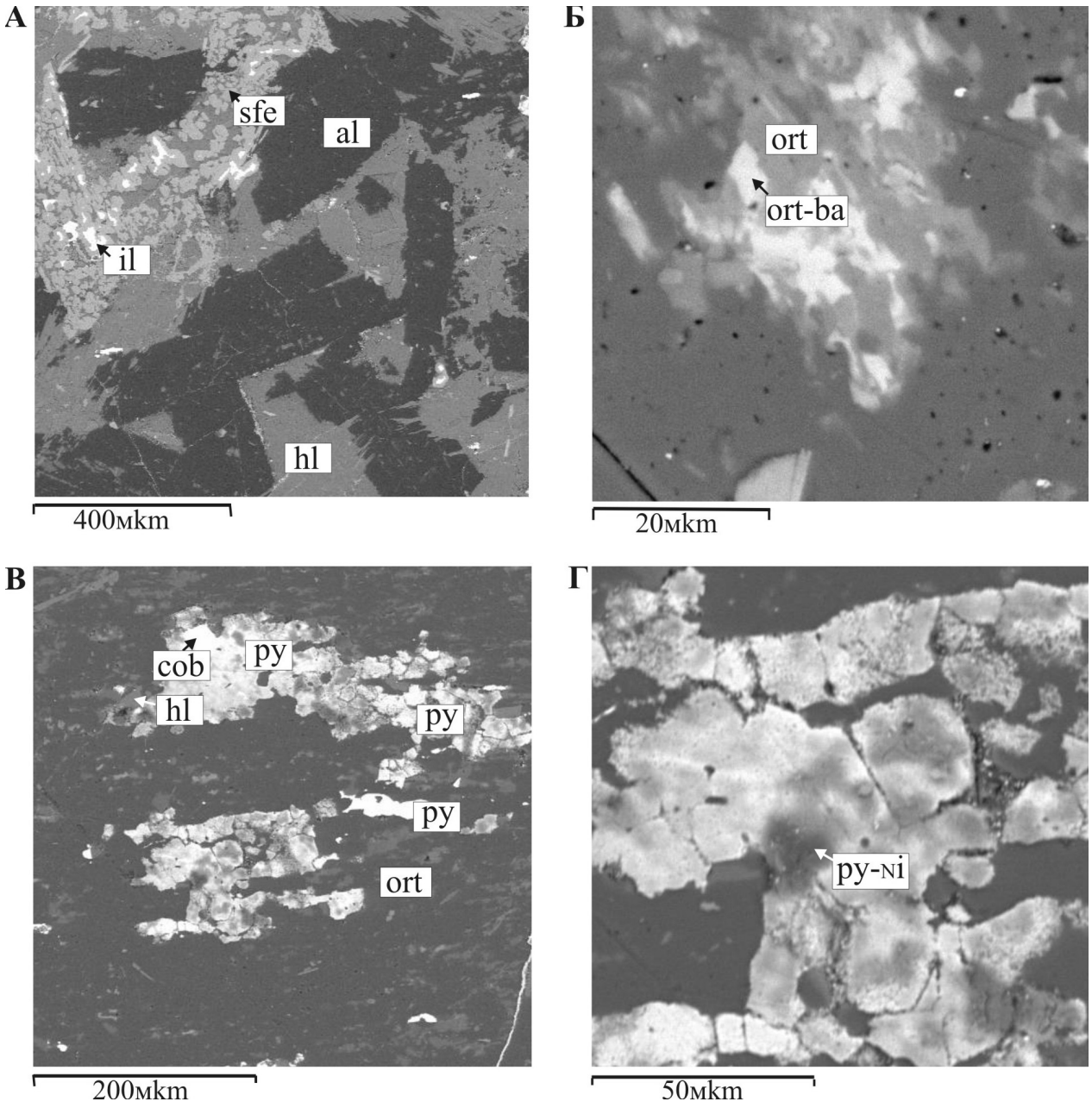


Рис. 10. Подошва Верхнего силла метадолеритов (шл. С-164/19):

А – ранняя кристаллизация таблитчатого Pl (полностью альбитизирован), в промежутках хлорит. Титаномагнетит лейкоксенизирован, сохранились реликты il; Б–Г – метасоматическое замещение Pl ортоклазом с барием (ba – до 10%) (Б) с привносом Ni, Co, Cu, S и образованием коллоидных форм пирита (мельниковита), обогащенного Ni – 2,5% (В, Г), кобальтина и халькопирита (В)

антиклинального поднятия и заложением флексур, послуживших в дальнейшем областями локализации дифференцированных рудоносных интрузивов.

М. Н. Годлевским (1959) выделено четыре цикла вулканизма, которые рассматриваются как главные фазы и всеми последующими исследователями: 1 – позднепермская трахибазальтовая; 2 – раннетриасовая андезит-базальтовая, пикрит-базальтовая; 3 – раннетриасовая базальтовая; 4 – ранне-среднетриасовая базальтовая (Сульфидные…, 1981). Для Норильской провинции наиболее характерной эффузивной фацией являются пикриты, развитие которых практически ограничено данной территорией в северной части Сибирской платформы. Все дифференцированные интрузивы – безрудные (с Opx) и Cu-Ni рудные – связаны с третьей фазой, которая сопровождается силлами и лавами долеритов, лабрадоровых порфиритов и порфировых базальтов (Годлевский, 1959). Рудовмещающей и подстилающей толщей служат галоидно-сульфатные терригенно-карбонатные породы девона и силура, экранирующей и восстановительной (для S) – переслаивающиеся углисто-терригенные и вулканогенные образования T_1-P_3. Размещение рудоносных интрузий носит разноуровневый эшелонированный характер с кулисообразными переходами между ними (рис. 14). Особенностью дифференцированных интрузий Норильской провинции относительно нормальных траппов является:

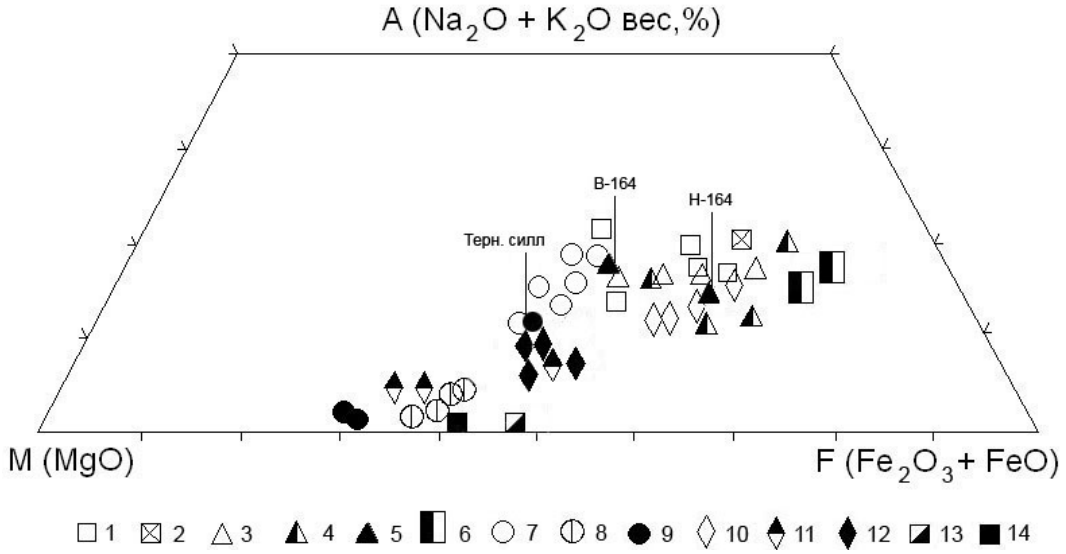


Рис. 11. Диаграмма AFM пород трапповой формации Онежской, Норильской и Печенгской впадин

Онежское плато (Голубев, Светов, 1983; Трофимов, Голубев, 2008). Ятулийский вулканический комплекс: 1 – базальты; 2 – долериты. Заонежский комплекс людиковия: 3 – базальты; 4 – долериты; 5 – слабодифференцированные долериты; 6 – рудоносные интрузивы феродолеритов пудожгорского комплекса (дифференциация в гипабиссальной и внутрикоровой камерах). Суйсарский вулканический комплекс: 7 – толеитовые базальты; 8 – пикробазальты; 9 – дифференцированные силлы пикритовых долеритов. Норильское плато (Олейников, 1979); 10 – недифференцированные и слабодифференцированные толеитовые базальты; 11–12 – дифференцированные пикритовые долериты (нерудоносные – 11 и рудоносные Норильско-Талнахской группы). Печенгская структура: 13 – эндоконтакты интрузивов пилгуярвинского типа (Магматизм…, 1995), 14 – средний состав габбро-перидотитов Аллареченского рудного района (Геохимия…, 1971)

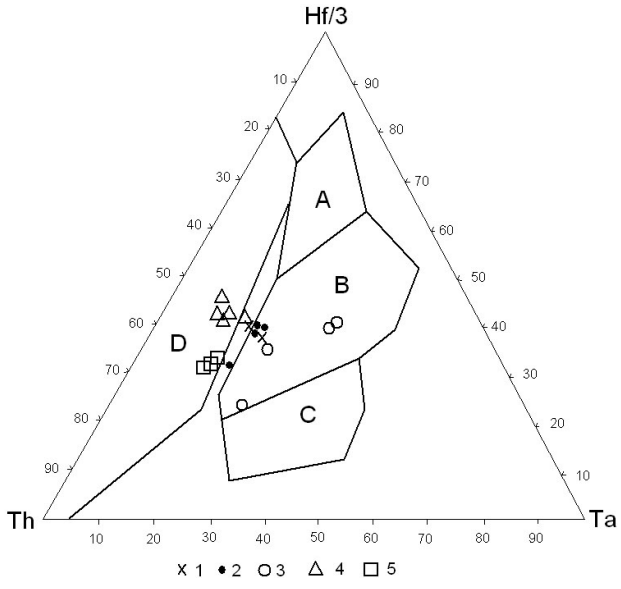


Рис. 12. Дискриминационная диаграмма немобильных высокозарядных элементов (по: Интерпретация…, 2001). Th – Hf – Ta для базальтов (A – N типа MORB; B – E типа MORB и внутриплитные толеиты, D – базальты вулканических дуг, C – внутриплитные щелочные):

1 – нижний силл, скв. 164; 2–3 – Тернаволокский силл (2 – нижний горизонт; 3 – верхний); 4–5 – Рыборецкий силл; 4 – Пудожгорский силл

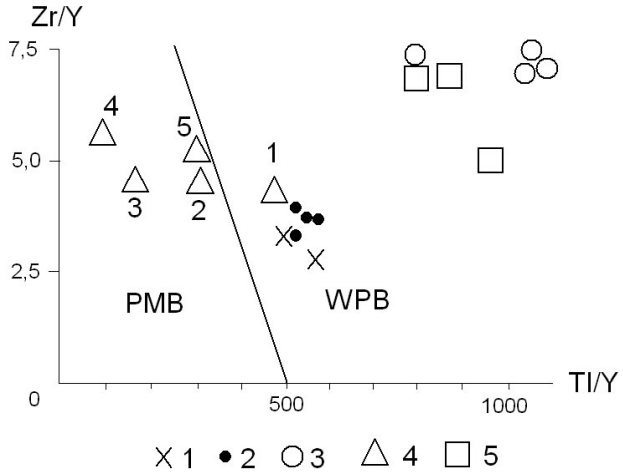


Рис. 13. Дискриминационная диаграмма Zr/Y – Ti/Y (WPB – внутриплитные базальты):

1 – силл, скв. 164, заонежская свита; 2–3 – Тернаволокский силл, суйсарская свита (2 – нижний горизонт; 3 – верхний); 4 – Пудожгорский интрузив (т. 1 – верхний эндоконтакт; т. 2 – подрудный горизонт; т. 3–5 – диоритовая зона); 5 – Рыборецкий силл, вепсий

недонасыщенность кремнеземом; щелочами; избыток магния; высокое содержание Cr и низкое Ti, что геохимически роднит их с гипербазитами. При этом траппы Норильского района содержат кларковые величины Ni, Cu, S, МПГ (табл. 4), а в дифференцированных интрузиях количество Ni и Cu возрастает в 6 и более раз, а МПГ – в 150–300 раз (Годлевский, 1959). Высокие концентрации металлов и серы М. Н. Годлевский (1959) связывает с абиссальной аккумуляцией, контаминацией и гипабиссальной ликвацией.

Геологическое строение Онежской впадины имеет много общих черт с Норильской и Хараелахской

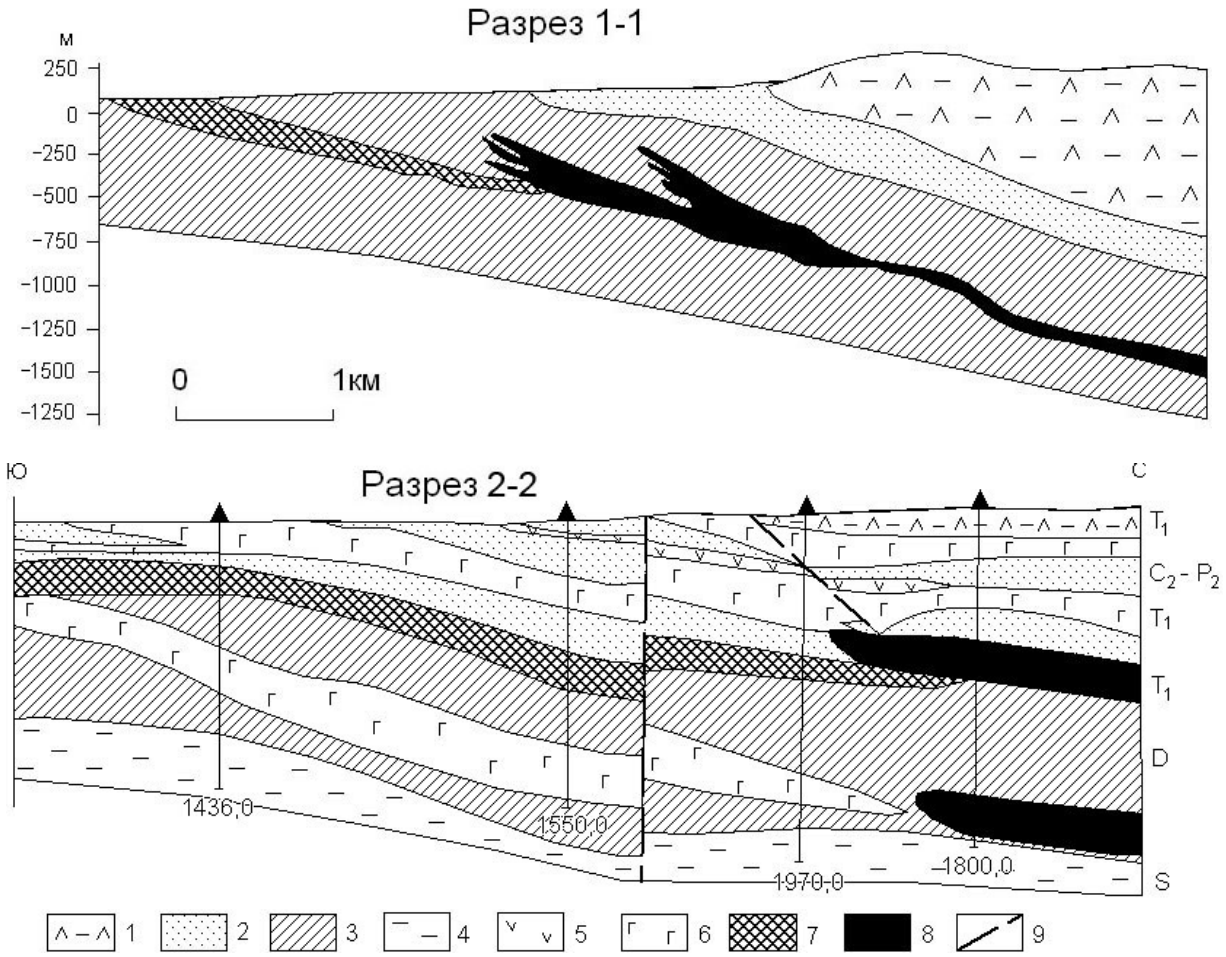


Рис. 14. Геологические разрезы Норильского рудного района (по: Люлько и др., 2002, с упрощениями):

разрез 1-1 – Талнахский рудный узел; разрез 2-2 – Южно-Норильский рудный узел: 1 – толеитовые базальты – P_2-T_1; 2 – углисто-терригенные отложения – C_2-P_2; 3 – гипсы, ангидриты, доломиты, мергели, известняки, аргиллиты (эвапоритовая формация) – D; 4 – известняки, доломиты, мергели – S; 5 – титан-авгитовые долериты и трахидолериты; 6 – недифференцированные и слабодифференцированные интрузивы (толеитовые и пикритовые долериты); 7–8 – рудоносные дифференцированные интрузивы норильского комплекса (7 – нижнеталнахский; 8 – норильский тип); 9 – разрывные нарушения

(рис. 14). Магматизм близок по составу (рис. 11) и носит антидромный характер. В структурно-тектоническом плане есть область, благоприятная для локализации потенциально рудоносных интрузивов. Это в первую очередь восточный борт Онежской впадины, где эродированы людиковийские образования и по данным геофизики мощности составляют 500–1000 м, что указывает на наличие флексурного перегиба. Вследствие недостаточного эрозионного среза и отсутствия структурных скважин сведений о наличии и составе интрузивного магматизма на этом участке нет. Единственные объекты, которые предоставила природа для логических построений, это гипабиссальные интрузивы Пудожгорского комплекса, относимые к плутонической фации. Они образованы лабрадор-титан-авгитовыми ферродолеритами, контрастно дифференцированными от долеритов до гранофиров, с образованием стратиформного малосульфидного (0,1–0,5%) титаномагнетитового горизонта, обогащенного благородными металлами – Pt, Pd, Au (Трофимов, Голубев, 2008). В Пудожгорский комплекс включены два силла – Габневский и Койкарско-Святнаволокский, внедряющиеся по бортам впадины в основании туломозерской свиты, и пологопадающий Пудожгорский интрузив трещинного типа, которые являются производными абиссальной дифференциации и аккумуляции в отщепленном расплаве – Ti, Fe, V, БМ, Cu (табл. 12). U-Pb по циркону возраст интрузивов: Пудожгорского – 1984 ± 8 млн лет; Койкарско-Святнаволокского – 1983,4 ± 6,5 млн лет (Филиппов и др., 2007). Эти возрасты соответствуют печенгскому никеленосному комплексу. Интрузивы имеют значительную протяженность – 25–30 км, сопоставимую с Норильскими рудоносными – 20 км.

В пределах Онежской впадины имеются еще два крупных силла, локализованных выше по разрезу в отложениях суйсарской свиты, – Тернаволокский и Кончезерский, относимые к субвулканической фации. Они по химсоставу близки к Норильским рудоносным интрузивам (табл. 12). Отличаются более высоким содержанием щелочей и титана, низким содержанием глинозема. По нормативному составу соответствуют оливиновым толеитам, с повышенными

Таблица 12

Средневзвешенный состав пород и содержание микроэлементов в дифференцированных интрузивах

Окислы, мас. % Элементы, г/т	Норильский рудный район				Печенгский район	Онежский рудный район		
	Норильск I	Норильск II	Интрузив Талнах			Пудожгорский	Тернаволокский	
	Годлевский, 1959; Виленский, 1967	Олейников, 1979	Виленский, 1967	Олейников, 1979	Загородный, 1964	Трофимов, 1998	60 м	30 м (без нижнего гор.)
SiO_2	44,06	46,01	40,71	43,40	40,85	48,35	47,95	46,66
TiO_2	0,71	1,23	0,81	0,96	2,54	3,13	1,41	1,76
Al_2O_3	14,81	15,01	14,06	13,47	6,07	11,89	12,0	10,42
Fe_2O_3	4,51	3,26	4,53	3,74	6,83	5,98	2,23	2,29
FeO	8,77	8,56	9,07	9,24	9,51	13,76	8,81	8,98
MnO	0,14	0,20	0,17	0,18	0,19	0,21	0,19	0,19
MgO	10,84	9,69	13,23	11,39	19,87	3,00	10,69	13,61
CaO	9,85	10,13	9,31	9,16	5,93	5,87	8,72	8,36
Na_2O	1,26	1,85	1,70	1,74	1,04	3,32	2,46	2,08
K_2O	0,66	0,53	0,68	0,88	0,55	1,16	0,46	0,39
P_2O_5	0,24	0,21		0,14		0,35	0,19	0,24
ппп	3,09	2,50		3,58		1,90	3,87	4,55
$S_{общ.}$	0,95	Не опр.		Не опр.		0,105	Не обн.	Не обн.
H_2O	0,32	0,64				0,30	0,42	0,52
V	170		200			1040	302	318
Cr	2900		1100			75	369	533
Co	70		130			51	48	48
Ni	1240		2900			34	342	572
Cu	1870		2700			543	90	105
Zn	25					152	Не опр.	Не опр.
Sr	500		220			108	151	90
Zr	Следы		60			148	78	94
Ba	110		170			211	182	150
Cr/V	17,1		5,5			0,07	1,22	1,68
Ni/Co	17,7		22,3			0,67	7,1	11,9
Ti/Cr	2,45		7,36			417	38,2	20,2
1000* Ni/Mg	11,4		21,9			1,1	3,2	4,2
1000* Sr/Ca	5,1		2,4			1,8	1,7	1,1
1000* Ba/K	16,7		25			18,2	39,6	38,5
Fe_2O_3'	14,16	12,8	14,5	14,0	17,4	21,3	12,0	12,3
$\frac{Na_2O}{Na_2O+K_2O}*100$	74,1	77,7	79,4	66,4	65,4	74,1	84,2	84,2
Na_2O/K_2O	1,9	3,49	2,5	2,0	1,89	2,86	5,3	5,3

содержаниями Ni и Cr. Интрузивы дифференцированы с образованием вебстеритовых и верлитовых горизонтов. Характеризуются полным отсутствием серы. Sm-Nd возраст Кончезерского силла – 1975 ± 24 млн лет (Куликов и др., 1999) – сопоставим с возрастом Пудожгорского комплекса.

Наличие дифференцированных интрузивов Пудожгорского комплекса, обогащенного Cu и БМ, и субвулканических силлов Кончезерского комплекса с повышенным фоном Cu и Ni позволяет предполагать наличие рудоносных Cu-Ni с МПГ интрузивов, не вскрытых эрозией и локализованных в сульфат-карбонатных отложениях туломозерской свиты. Из приведенного выше фактического материала видно, что осадки и вулканиты туломозерской и заонежской свит испытали метасоматические преобразования под воздействием углекислых и щелочных растворов, с которыми связано появление повышенных концентраций Pd и Pt, перераспределение рудных элементов – Cu, Ni, Co. Масштабность, металлогеническую значимость и время этих преобразований еще предстоит оценить.

Высокожелезистые расплавы Пудожгорского комплекса (ферродолериты), обогащенные Ti, V, БМ, образованы в процессе фракционной кристаллизации в абиссальной внутрикоровой камере. Суммарный объем трех интрузивных тел Пудожгорского комплекса, с учетом его эродированной части, составляет около 50 км^3. Доля ферродиоритов в камере Бураковского плутона не превышает 10–15%. Это позволяет оценить объем камеры на уровне 500 км^3 и по масштабу сопоставить с Петрозаводской положительной гравиметрической аномалией, которая лишь незначительно уступает Бураковской (2500–3000 км^3). Аномалия расположена в акватории Онежского озера и не исследована, время ее формирования неизвестно. На первом этапе следует оценить возраст мощных габброноритовых даек в устье р. Водлы и на островах Деда и Кладовец, которые могут быть связаны как с Петрозаводской магматической камерой, так и с Бураковской.

Онежская впадина – это континентальный бассейн с предрифтовой и пострифтовой историей (рис. 1, 5). По геодинамической обстановке формирования в составе осадочных бассейнов континентов выделяется несколько классов, в том числе континентальных рифтов и платформенных пострифтовых внутриконтинентальных (Минерагения…, 1998). Пострифтовые бассейны в тектоническом плане отвечают крупным впадинам – синеклизам. Н. С. Шатский, который ввел понятие авлакоген, установил, что в основании таких структур под осадочным чехлом располагаются рифтовые палеобассейны. Поэтому история их формирования подразделяется на авлако-

геновую (рифтовую) и собственно платформенную (плитную). Онежская впадина по занимаемой площади 14 тыс. км^2 в иерархии бассейнов относится к крупным прогибам, а синеклизам соответствуют прогибы площадью 60–100 тыс. км^2 и более (Минерагения…, 1998). На рис. 5, где отражено строение ее центральной и северной частей, Онежская впадина рассматривается как континентальный конседиментационный прогиб, основание которого (туломозерская свита ятулия) формировалось в условиях аридного климата. Однако имеется ряд моментов, унаследованных прямо или косвенно от предшествующего рифтового этапа. Онежская впадина входит в протяженную (>1000 км) структуру, состоящую из серии впадин с контрастным вулканизмом – кислым высококалиевым и основным (рис. 1). Строение западного борта не изучено, здесь с крутым падением залегают грубообломочные осадки (кварцевые конгломераты), переслаивающиеся с толеитовыми базальтами, которые перекрываются карбонатами туломозерской свиты. Контактирующая с ней на северо-западе километровая толща андези-базальтов не имеет четкой возрастной привязки и рассматривается обычно как сумийские лавы (рифтовый этап). В восточном борту в людиковии формируется сводовое поднятие с центром Бураковский плутон (Трофимов, Голубев, 2008). По одной из радиальных трещин, связанных с ним, проявлена плутоническая фаза магматизма – внедрение и кристаллизация в гипабиссальных условиях Пудожгорского интрузива, что указывает на процессы пострифтовой активизации и мантийных выплавок. По южному обрамлению имеется мощный прогиб, перекрытый километровой толщей континентальных красноцветов вепсия.

Можно предположить, что в предрифтовой истории развития континентальных впадин наличие раннего прогиба под ними не является ведущим фактором, главное – это пространственная унаследовательность области рифтогенеза, следствием которой является неоднократная активизация этих областей, сопровождающаяся мантийным магматизмом и тектогенезом. Аналогичным примером служит Норильский район, впадины которого принято считать рифтогенными. Район расположен на краю огромной Тунгусской синеклизы (фактически в ее пределах). Структурные перестройки, вызвавшие образование на ее окраине Норильской и Хараелахской мульд, Хантайско-Рыбинского вала, как раз и обусловлены процессами пострифтовой активизации, с которыми связаны Cu-Ni месторождения. Поэтому такого типа впадины следует выделять из чисто континентальных. Из-за отсутствия соответствующего термина можно использовать название авлакоген, так как именно оно отражает предысторию их развития, или впадина – пострифтовая внутриконтинентальная.

Обработка пока еще неполного массива данных, по содержанию редкоземельных элементов в долеритах Онежской впадины трапповой магматической формации, позволила выявить некоторые особенности их распределения и провести сопоставление с траппами Сибирской платформы. Необычайно высока средняя концентрация суммы РЗЭ Пудожгорского гипабиссального интрузива – 217,56 г/т (табл. 13). Она превышает таковую для дифференцированных интрузивов и траппов Сибирской платформы в 2,5–3,5 раза (табл. 14). Этот факт подтверждает наличие контрастной внутрикоровой дифференциации, обеспечившей обособление расплава, обогащенного оливином от высокожелезистого феррodолеритового. При этом в подрудном горизонте и эндоконтактах содержание РЗЭ не столь значительно. Максимум концентраций приходится на диоритовую часть разреза интрузива (50–60% объема) с альбитом, ортоклазом, сфеном, что отражает процесс перераспределения РЗЭ в гипабис-

Таблица 13

Содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в интрузивах Онежской впадины

РЗЭ, г/т	Дифференцированные интрузивы								Средние содержания по интрузивам			
	Пудожгорский, С-29					Тернаволокский			Пудожгорский, 5 ан.	Тернаволокский, 7 ан.	Средне-заонежский, 5 ан.	Рыборецкий, 3 ан.
	129.5	142.9	181.4	194.5	228.4	Ниж. гор., 4 ан.	Сред. гор., 5 ан.	Верх. гор., 4 ан.				
La	16,87	31,96	43,46	44,72	14,85	6,83	8,25	12,76	30,37	10,50	9,20	25,10
Ce	39,02	69,75	100,30	102,70	33,83	16,40	20,19	30,24	69,12	25,21	21,69	54,29
Pr	5,34	9,21	13,45	13,72	4,57	2,26	2,87	4,15	9,26	3,51	3,00	6,82
Nd	25,23	42,05	60,81	61,87	21,17	10,88	13,65	19,65	42,23	16,65	14,08	29,55
Sm	6,78	10,82	15,87	16,17	5,45	2,87	3,30	4,74	11,02	4,02	3,76	6,03
Eu	2,10	3,42	4,18	4,26	1,74	0,94	1,17	1,56	3,14	1,37	1,23	1,82
Gd	8,22	13,16	19,16	19,67	6,84	3,54	3,70	5,03	13,41	4,36	4,65	6,15
Tb	1,47	2,27	3,44	3,47	1,20	0,62	0,57	0,78	2,37	0,67	0,79	0,92
Dy	8,99	13,71	20,67	20,95	7,25	3,82	3,10	4,27	14,31	3,69	4,96	5,19
Ho	1,85	2,78	4,28	4,30	1,47	0,77	0,59	0,78	2,94	0,69	1,03	0,98
Er	5,38	8,19	12,68	12,91	4,30	2,31	1,57	2,18	8,69	1,87	3,03	2,84
Tm	0,75	1,18	1,83	1,85	0,61	0,32	0,21	0,28	1,24	0,25	0,41	0,38
Yb	4,96	7,75	12,19	12,52	3,95	2,14	1,29	1,76	8,27	1,52	2,70	2,50
Lu	0,71	1,10	1,78	1,78	0,56	0,29	0,18	0,24	1,19	0,21	0,37	0,35
Сумма РЗЭ	127,67	217,35	314,10	320,89	107,78	53,96	60,64	88,41	217,56	74,52	70,89	142,91
La_N/Yb_N	2,30	2,79	2,41	2,41	2,54	2,16	4,33	4,91	2,48	4,66	2,31	6,78
La_N/Sm_N	1,57	1,86	1,72	1,74	1,72	1,50	1,57	1,70	1,74	1,64	1,54	2,62
Gd_N/Yb_N	1,34	1,38	1,27	1,27	1,40	1,34	2,33	2,32	1,31	2,32	1,40	1,99
Eu/Eu*	0,86	0,88	0,73	0,73	0,87	0,90	1,03	0,98	0,79	1,00	0,90	0,91

Примечание. JSP анализ выполнен в Институте геологии, аналитики – В. Л. Утицына, Н. В. Питкя, А. С. Парамонов.

сальной камере. Содержание РЗЭ в субвулканической фации людиковия Онежской впадины сопоставимо с базальтами и долеритами Сибирской платформы (табл. 13, 14). На их фоне выделяется слабодифференцированный Рыборецкий силл долеритов, который содержит в 2 раза более высокие концентрации РЗЭ (табл. 13). Для долеритов Онежской впадины характерно наличие отрицательной европиевой аномалии, особенно контрастной для Пудожгорского интрузива, что может указывать на процесс накопления во внутрикоровой камере основного плагиоклаза. Для всех трендов четко выражена тенденция преобладания легких РЗЭ над тяжелыми (рис. 15). Максимальной величиной лантан-иттербиевого соотношения обладают породы Тернаволокского (4,66) и Рыборецкого (6,78) силлов, что сопоставимо с базальтами Норильского района (табл. 13, 14). В рудоносном интрузиве Норильск I содержание РЗЭ низкое. Общей особенностью дифференцированных интрузивов этого района является наличие положительной европиевой анома-

Таблица 14

Параметры соотношений РЗЭ в траппах Сибирской платформы

Соотношения РЗЭ	Среднее для траппов	Базальты Норильского района	Недифференцированные долериты Норильского р-на	Дифференцированные интрузивы		
				Чернорская	Аламджахская	Норильск I
Сумма РЗЭ	60,3	85,8	73,7	77,8	80,5	35,9
La_N/Yb_N	1,86	4,39	2,08	2,83	2,23	2,04
La_N/Sm_N	1,09	1,93	0,93	1,32	1,30	2,26
Gd_N/Yb_N	1,52	1,91	1,82	1,69	1,57	1,18
Eu/Eu*	1,03	0,89	0,91	1,02	0,87	1,07

Примечание. Таблица составлена по: Балашов, Нестеренко, 1966; Криволуцкая, Рудакова, 2009.

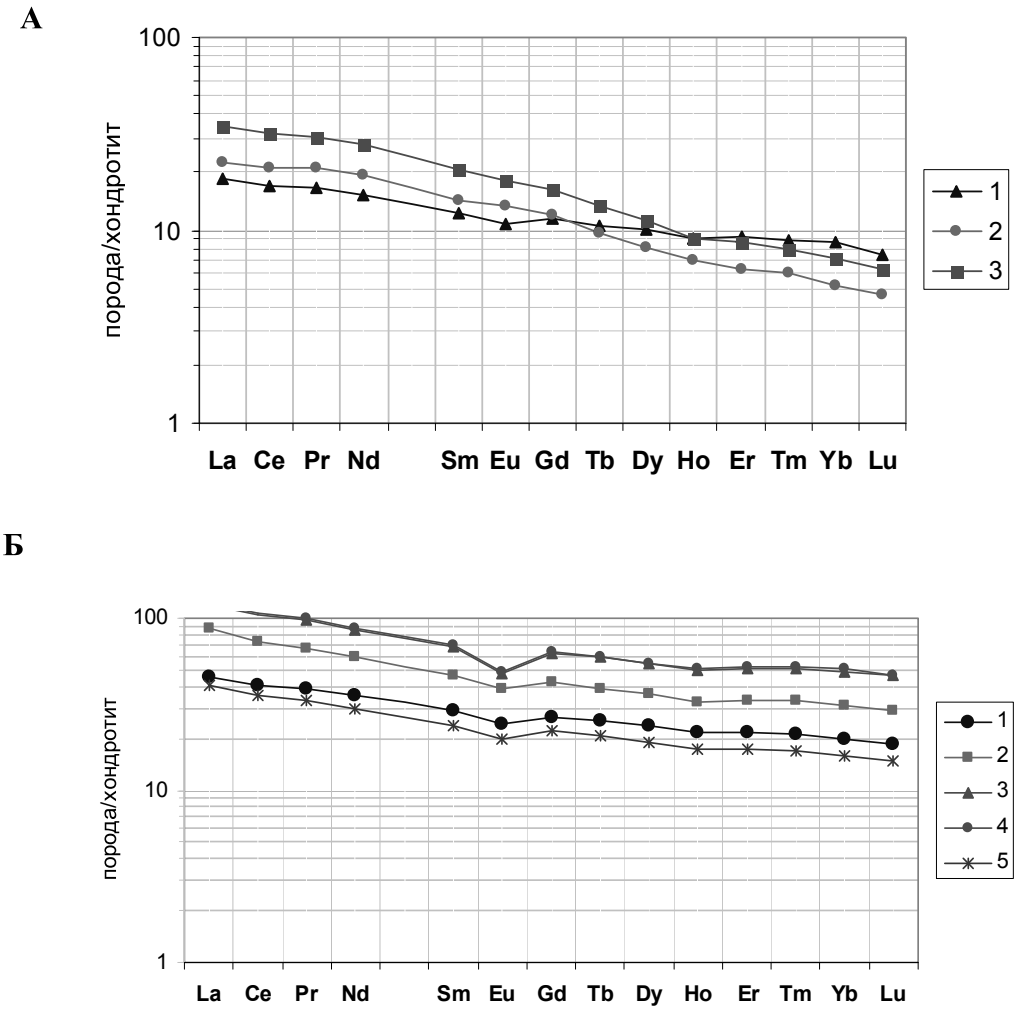


Рис. 15. Распределение РЗЭ в дифференцированных интрузивах и по горизонтам:

А – Тернаволокский: 1 – нижний; 2 – верхний; 3 – средний. Б – Пудожгорский: 1 – верхний эндоконтакт (129,5); 2 – такситовый (142,9); 3–4 – надрудный (3 – 181,4; 4 – 194,5); 5 – подрудный (228,4). Содержание РЗЭ нормализованы по хондриту С1 (Тейлор, Мак-Леннан, 1981)

лии (табл. 13, рис. 16). В Онежской впадине только породы Тернаволокского силла не имеют отрицательной европиевой аномалии. По содержанию MgO – 13,69%, низкой щелочности, повышенным содержаниям Ni и Cr они наиболее близки к рудоносным интрузивам Норильского рудного района. В Тернаволокском силле отмечается наиболее контрастное деплетирование тяжелых РЗЭ относительно легких (рис. 16), Gd/Yb соотношение в них максимальное – 2,32 (табл. 13). Этот фактор может указывать на присутствие граната в мантийном источнике (Интерпретация…, 2001). Таким образом, к наиболее глубинным мантийным выплавкам относятся расплавы Тернаволокского и Пудожгорского интрузивов, прошедшие сложную эволюцию в коре, приостановку и, возможно, контаминацию. В силу недостаточной эродированности Онежской впадины сведений о других фракционированных расплавах, связанных с этими мантийными выплавками и обогащенных сульфидами, не имеется. Наиболее вероятные условия их локализации – борта Онежской впадины в потенциально рудовмещающей туломозерской свите.

В заключение следует сказать, что Онежский рудный район, включающий впадину и ее обрамление, является весьма перспективным на поиски Cu-Ni оруденения магматического генезиса. При отсутствии прямых поисковых признаков рудопроявлений норильского типа имеется много косвенных, подтверждающих правомочность выдвинутой идеи. Первоочередной площадью рекомендуемых поисковых работ на Cu и Ni является ее восточный борт в районе Пудожгорского интрузива.

Перспективны также площади развития вулканогенно-осадочных образований среднезаонежской подсвиты, в пределах которых можно ожидать рудопроявления гидротермально-метаморфогенного генезиса

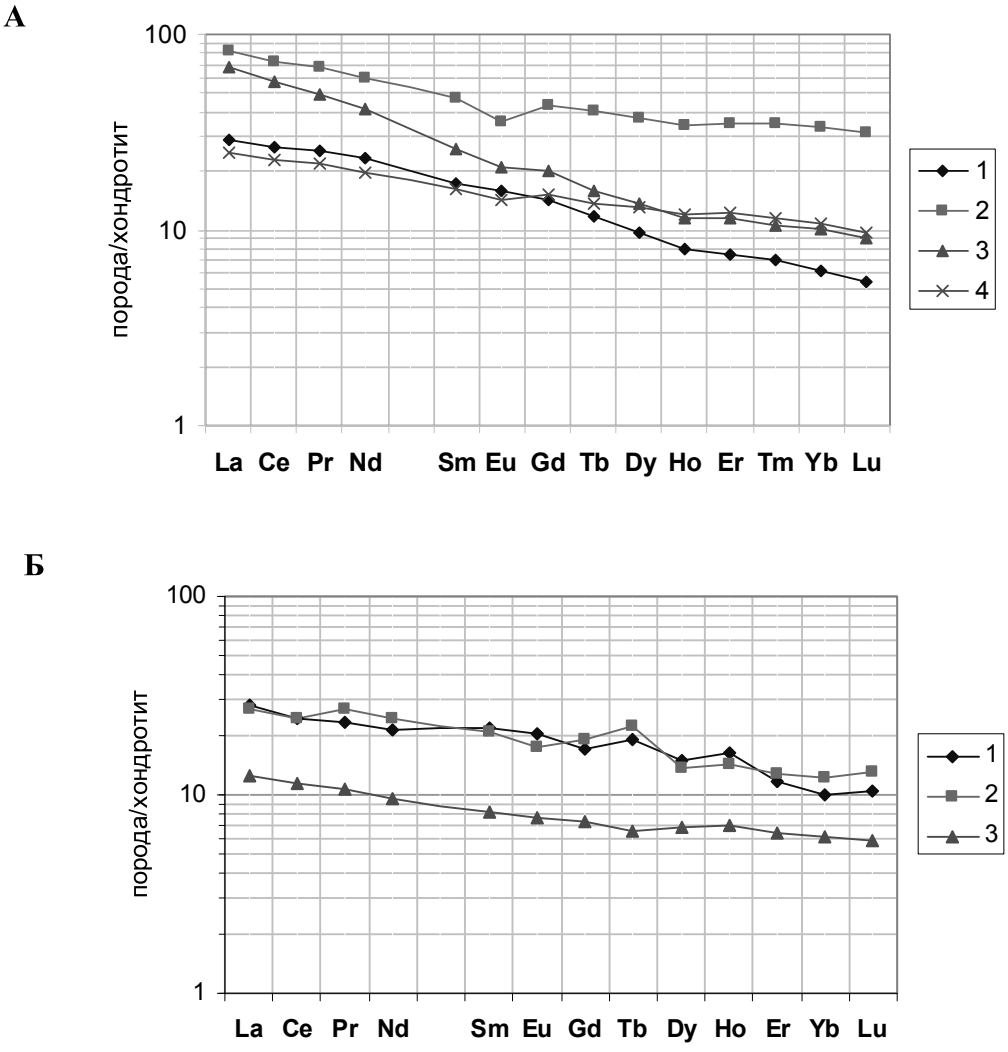


Рис. 16. Распределение РЗЭ в разновозрастных пластовых интрузивах:

А. Онежская впадина: 1 – Тернаволокский (средний+верхний горизонты) (суйсарская свита); 2 – Пудожгорский (людиковий); 3 – Рыборецкий (вепсий); 4 – Среднезаонежский (заонежская свита). Б. Сибирская платформа: 1 – дифференцированная Черногорская интрузия, Норильский район; 2 – Аламджахская дифференцированная интрузия, бассейн реки Вилюй; 3 – рудоносная интрузия Норильск-1 (Балашов, Нестеренко, 1966; Криволуцкая, Рудакова, 2009)

в связи с флюидной проработкой этих пород, обусловленной мантийным магматизмом и появлением флюидонасыщенной плутонической фазы. С ними связаны выплавки Пудожгорского и, возможно, Кончезерского комплексов. В связи со щелочно-карбонатным метасоматозом происходит мобилизация и концентрация целого спектра рудных элементов – Ni, Co, Cu, Pd, Pt. Представляется, что это самостоятельный этап, предшествующий формированию оруденения в линейных структурах – зон СРД. Ожидаемый масштаб оруденения этого типа и его значимость для рудного района неясны.

ЛИТЕРАТУРА

Ахмедов А. М., Травин Л. В., Тихомирова М. Эпохи оледенения и эвапоритизации в раннем протерозое и межрегиональная корреляция // Региональная геология и металлогения. 1996. № 5. С. 84–98.

Балашов Ю. А., Нестеренко Г. В. Распространенность редкоземельных элементов в траппах Сибирской платформы // Геохимия. 1966. № 7. С. 854–860.

Виленский А. М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. М., 1967. 265 с.

Ганин В. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Бураковско-Аганозерского массива и его обрамления. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 первого яруса, среднемасштабного ГГК второго яруса и общих поисках никеля в пределах Бураковско-Аганозерского массива и его обрамления на площади 2000 кв. км в Пудожгорском районе КАССР за 1984–89 гг. 1989Ф.

Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л., 1971. 140 с.

Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., 1959. 67 с.

Голубев А. И., Светов А. П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск, 1983. 191 с.

Еселев Я. Х., Солодкая Р. И., Егорова Н. А. Отчет о геологоразведочных работах на Пудожгорском месторождении титаномагнетитов и геолого-поисковых работах на восточном побережье Онежского озера в Медвежьегорском и Пудожском районах Карело-Финской ССР за 1950–1951 гг. 1952Ф.

Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Суслова С. Н. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.; Л., 1964. 207 с.

Интерпретация геохимических данных: Учебное пособие / Е. В. Скляров и др. 2001. 288 с.

Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов: Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. М., 1997. 347 с.

Криволуцкая Н. А., Рудакова А. В. Строение и геохимические особенности пород трапповой формации норильской мульды (СЗ Сибирской платформы) // Геохимия. 2009. № 7. С. 675–698.

Куликов В. С., Слюсарев В. Д., Кочнев-Первухов В. И., Кравченко А. Н. Суйсарский базит-ультрабазитовый комплекс Онежского синклинория // Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л., 1976. С. 98–109.

Куликов В. С., Куликова В. В., Лавров Б. С. и др. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск, 1999. 96 с.

Купряков С. В., Леднева Н. Д. Отчет о результатах предварительной разведки Зажогинского месторождения шунгитовых пород, проведенной в 1974–1976 гг. 1976Ф.

Люлько В. А., Амосов Ю. Н., Козырев С. М. и др. Состояние рудной базы цветных и благородных металлов в Норильском районе и направление первоочередных геологоразведочных работ // Руды и металлы. 2002. № 5. С. 66–82.

Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты, 1995. 254 с.

Магматические горные породы. Классификация. Номенклатура. Петрография. Ч. I, т. 1. М., 1983. 367 с.

Маракушев А. А., Панеях Н. А., Зотов И. А. Проблемы формирования медно-никелевых сульфидных месторождений // Руды и металлы. 2002. № 5. С. 23–33.

Минерагения осадочных бассейнов континентов и периконтинентальных областей. М., 1998. 589 с.

Олейников Б. В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. Новосибирск, 1979. 263 с.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. 3-е. СПб., 2009. 200 с.

Полеховский Ю. С., Голубев А. И. Людиковийский надгоризонт Онежского прогиба // Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1989. С. 106–118.

Структурная геология и тектоника плит. В 3-х т. / Под редакцией К. Сейферта. Т. 2. М., 1991. 376 с.

Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М., 1981. 233 с.

Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М., 1988. 384 с.

Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Пудожгорское благороднометалльное титаномагнетитовое месторождение. Петрозаводск, 2008. 123 с.

Трофимов Н. Н., Логинов В. Н. Эвапориты или флюидизатно-эксплозивные образования восточного Прионежья? // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 75–81.

Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Смирнова Н. К. Специфичность исходного расплава и состав железо-титановых окисных минералов Пудожгорской интрузии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск, 1998. С. 35–42.

Филиппов Н. Б., Трофимов Н. Н., Голубев А. И. и др. Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволокскому и Пудожгорскому габбродолеритовому интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск, 2007. С. 49–69.

Н. Н. Трофимов

ТЕРНАВОЛОКСКИЙ СИЛЛ – УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Тернаволокский дифференцированный силл, по данным предыдущих исследователей (Куликов и др., 1976), занимает площадь около 70 км^2, относится к субвулканической фации, состоит из трех горизонтов (снизу вверх): пикриты – 35 м, оливиновые габбро-диабазы – 7 м, габбро-диабазы – более 20 м. Общая мощность силла – 60 м. Он включен в Суйсарский вулканический комплекс – Sm-Nd возраст условно принят по аналогии с Кончезерским силлом – 1975 ± 24 млн лет (Куликов и др., 1999).

Разрез силла изучен на п-ове Тернаволок у одноименной деревни в районе пос. Янишполе. Азимут падения его на этом участке ЮЗ 240° < 20–30°. Интрузив опробован от уреза воды в заливе по двум профилям через 400 м с перекрытием и наращиванием разреза до полного пересечения от нижнего до верхнего экзоконтакта вмещающих лав и туфосланцев (рис. 1). При полевых работах было выделено три горизонта, различающихся по структуре и составу пород.

Нижний горизонт мощностью около 30 м опробован в семи пересечениях. Во всех точках породы характеризуются исключительно выдержанным химическим составом (табл. 1), указывающим на отсутствие процессов дифференциации при кристаллизации горизонта. Содержание окиси магния изменяется от 7,05 до 7,95%, железа, в пересчете на закисное, в пределах 11,2–11,99%, за исключением одной пробы, имеющей более меланократовый состав. По среднему содержанию кремнезема – 49,23% – и суммы щелочей – 3,38% (табл. 1) – породы горизонта, согласно классификации TAS, соответствуют базальтам (долеритам). Структура породы микродолеритовая, переходная к интерсертальной (базальтовой). Размер лейст Pl 0,1–0,3 мм, Cpx – 0,05–0,3 мм. По всему разрезу в шлифах (110/1-5) встречается незначительное количество хлоритизированного стекла (%): SiO_2 – 25,9–27,9; Al_2O_3 – 20,2–21,2; MgO – 13,3–14,1; FeO – 28,2–29,5. В верхней части горизонта присутствуют вариоли хлоритизированного вулканического стекла с кварцевой каймой и реже вариоли кварца (рис. 2, А, Б). Плагиоклаз альбитизирован и замещен цоизитом. В шл. 110/2 выявлен олигоклаз и первичный лабрадор – 61,5–62,6% An. Клинопироксен свежий, с преобладанием удлиненных (1 : 3) слегка корродированных призматических кристаллов, часто собранных в метелкообразный пучок (рис. 2, В). По составу соответствует авгиту. Выделяется две группы Cpx: железистые – Wo – 32,2–33,9%; En – 29,8–37,4%; Fs – 30,3–36,3% и магнезиальные – Wo – 39,8–43,6%; En – 41,3–37.4%; Fs – 15,1–18,4% (рис. 3, табл. 2).

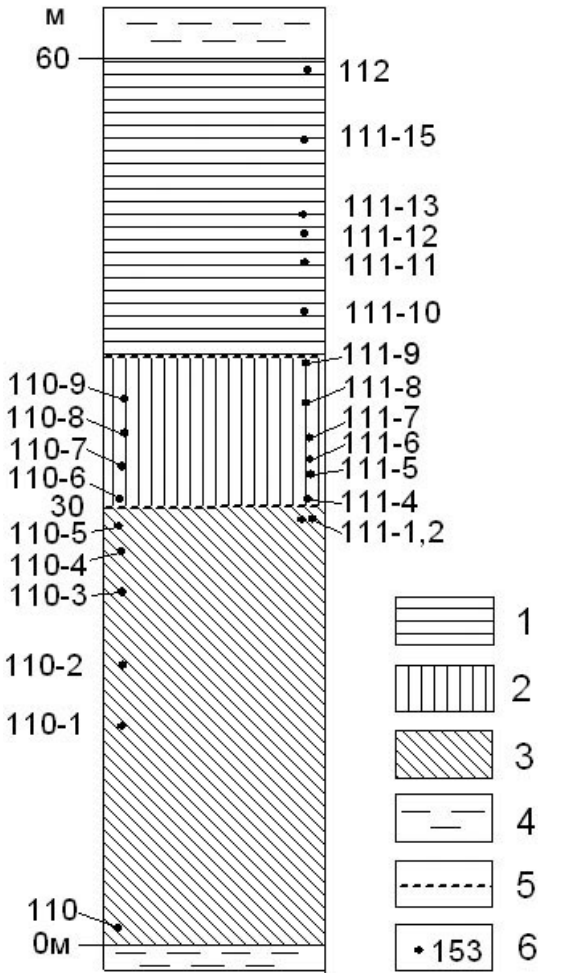


Рис. 1. Разрез Тернаволокского силла. Суйсарская свита людиковия:

1 – верхний горизонт; 2 – средний горизонт; 3 – нижний горизонт; 4 – лавы и туфогенноосадочные сланцы экзоконтактов силла; 5 – границы горизонтов; 6 – места отбора штуфных проб на химанализ

Таблица 1

Химический и нормативный состав пород нижнего горизонта Тернаволокского силла

Компоненты, мас. %, г/т	Номера проб							Среднеариф. содержание
	110/1	110/2	110/3	110/4	110/5	111/1	111/2	
SiO_2	48,2	49,42	49,24	48,8	50,96	49,26	48,72	49,23
TiO_2	1,01	1,06	1,06	1,1	0,97	1,06	1,11	1,05
Al_2O_3	13,24	13,47	13,47	13,44	13,78	13,38	14,29	13,58
Fe_2O_3	2,71	2,31	1,72	2,77	1,94	1,51	2,26	2,17
FeO	9,55	9,91	10,63	11,2	9,48	10,05	9,62	10.06
MnO	0,208	0,188	0,206	0,205	0,187	0,193	0,183	0,20
MgO	7,57	7,64	7,63	9,12	7,05	7,47	7,95	7,78
CaO	10,4	10,03	8,69	8,4	8,47	9,36	8,23	9,08
Na_2O	2,55	2,24	3,15	2,54	2,98	3,17	3,31	2,85
K_2O	0,46	0,6	0,56	0,27	0,64	0,56	0,59	0,53
H_2O	0,38	0,29	0,26	0,51	0,28	0,24	0,24	0,31
ппп	3,36	2,61	2,92	4,26	3,03	2,82	3,29	3,18
P_2O_5	0,13	0,14	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15
Cr_2O_3	300	310	250	330	310	320	290	301
V_2O_5	480	530	420	540	520	530	570	513
CoO	60	60	60	60	60	60	60	60,00
NiO	140	150	140	160	140	140	130	143
CuO	90	110	110	70	90	100	90	94
$S_{общ.}$	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Сумма	99,97	100,02	99,78	99,85	99,99	99,96	100,06	99,95
Qu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,35	0,00	0,00	
Or	2,72	3,55	3,31	1,60	3,78	3,31	3,49	
Ab	21,58	18,95	26,65	21,49	25,21	26,82	28,01	
An	23,33	24,93	20,97	24,48	22,34	20,63	22,40	
Di	22,47	19,63	17,44	13,29	15,38	20,43	14,29	
Hyp	14,19	24,24	12,66	24,30	24,54	9,59	10,02	
Ol	5,60	0,03	10,63	6,39	0,00	10,83	12,48	
Mt	3,93	3,35	2,49	4,02	2,81	2,19	3,28	
Ilm	1,92	2,01	2,01	2,09	1,84	2,01	2,11	
Apt	0,31	0,33	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	

Примечание. Здесь и в табл. 3, 6 анализы выполнены в Институте геологии методом мокрой химии. Аналитики – Л. М. Демешина, Н. В. Питке, А. И. Полищук.

По первичному парагенезису и структуре порода может быть названа лабрадор-авгитовым долеритом или базальтом. Условия кристаллизации – близповерхностные.

Средний горизонт опробован более детально по двум профилям в 10 точках при мощности его 10 м (рис. 1). Содержание MgO и SiO_2 по разрезу ровное и составляет в среднем соответственно 20,32% и 43,40% при сумме щелочей 0,21% и TiO_2 – 1,33% (табл. 3), что соответствует по классификации TAS меймечитам. Высокая величина потерь массы при прокаливании (6,02%) указывает на широкое развитие водосодержащих минералов – хлорита и актинолита (по описаниям шлифов). Породы горизонта имеют крупнозернистое сложение и кумулятивную структуру. Кумулус представлен идиоморфными кристаллами размером 5–10 мм, псевдоморфно замещенными микроагрегатом хлорита и актинолита (рис. 4, А, Б), имеющих на выветрелой поверхности породы голубоватый цвет. По габитусу и характеру окраски их можно отнести к оливину (Куликов и др., 1976), но по составу вторичных минералов (табл. 4) это скорее ортопироксен, реакционная кайма – микрозернистый актинолит. В интеркумулусе идиоморфный и гипидиоморфный свежий клинопироксен, хлорит и лейкоксенизированный титаномагнетит (рис. 4, В, Г). Cpx соответствует составу магнезиального авгита: Wo – 41,5–44,1; En – 47,6–49,8; Fs – 9,4–12,6 (табл. 5, рис. 3). Сфен содержит: TiO_2 – 33,0–37,2%; CaO – 25,5–28,3%; SiO_2 – 32,6–33,6% и примеси Al, Fe, Mg. Перекристаллизованный ilm-2 характеризуется высокими содержаниями окиси Mn – 3–6,4%. В интеркумулусе отмечено хлоритизированное стекло. Таким образом, по первичному минеральному составу породы среднего горизонта могут быть условно названы вебстеритами.

Верхний горизонт плавно сменяет средний. Его мощность составляет около 20 м. Породы имеют средне- и мелкозернистое сложение. По химическому составу они, согласно классификации TAS, соответствуют базальтам (долеритам): SiO_2 – 48,3%, MgO – 10,25%, Na_2O+K_2O – 3,6% (табл. 6). Структура габбро-офитовая, долеритовая и лейкодолеритовая в кровле. Плагиоклаз замещен цоизитом и альбитизирован.

По составу клинопироксен соответствует Wo – 39,6–44,2%, En – 38,0–44,8%, Fs – 11,0–16,4% (табл. 7). По содержанию ферросилитового минала Cpx верхнего горизонта занимает промежуточное положение между Cpx среднего и нижнего горизонтов (рис. 3). По горизонту часто отмечается наличие хлоритизированных сферолитов (рис. 5, шл. 111/12, 13). Такой же хлорит присутствует иногда в интерстициях между лейстами альбита при высокой сохранности авгита. Весь хлорит железистый, с содержанием FeO – 27–29% (табл. 8).

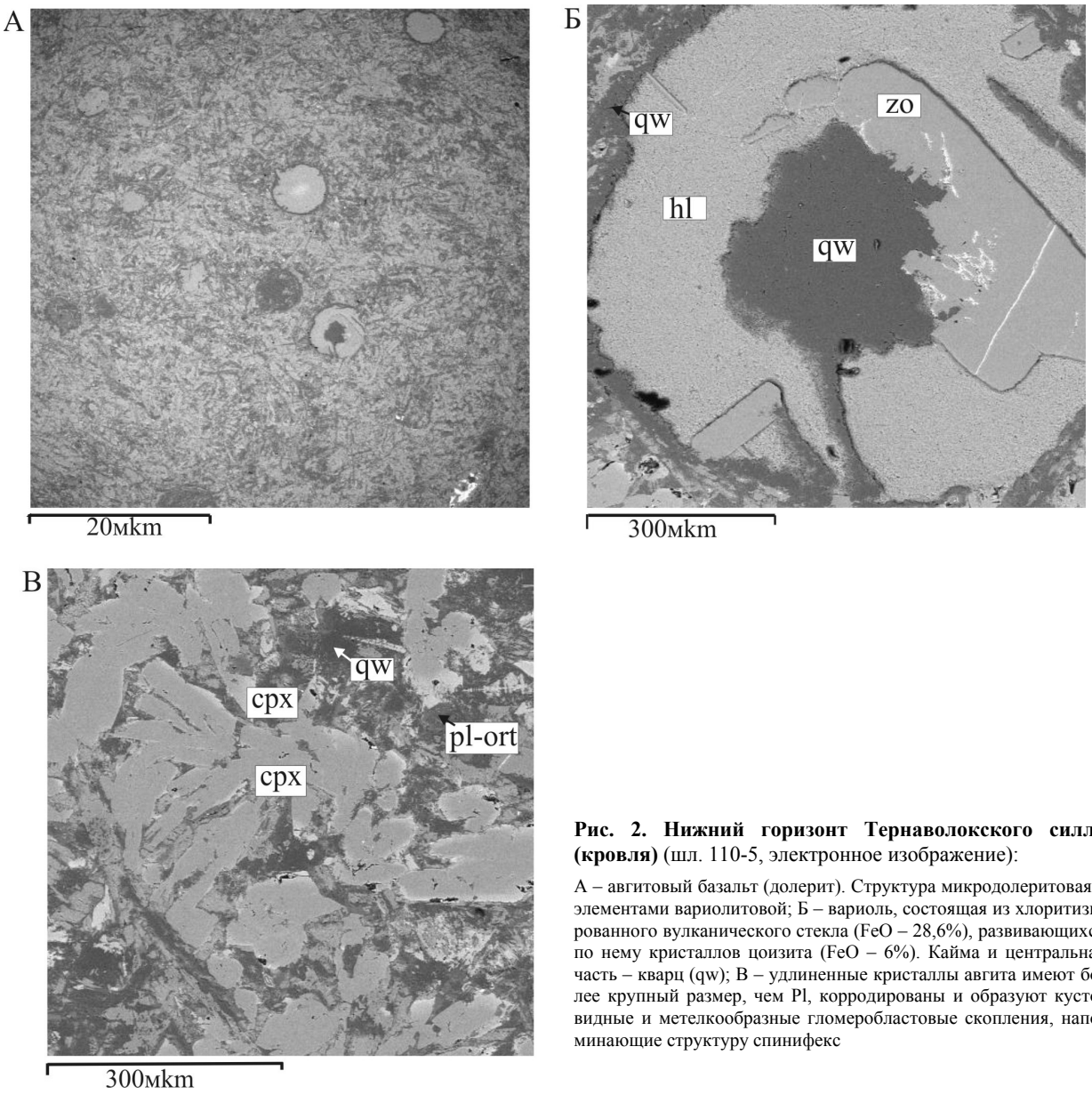


Рис. 2. Нижний горизонт Тернаволокского силла (кровля) (шл. 110-5, электронное изображение):

А – авгитовый базальт (долерит). Структура микродолеритовая с элементами вариолитовой; Б – вариоль, состоящая из хлоритизированного вулканического стекла (FeO – 28,6%), развивающихся по нему кристаллов цоизита (FeO – 6%). Кайма и центральная часть – кварц (qw); В – удлиненные кристаллы авгита имеют более крупный размер, чем Pl, корродированы и образуют кустовидные и метелкообразные гломеробластовые скопления, напоминающие структуру спинифекс

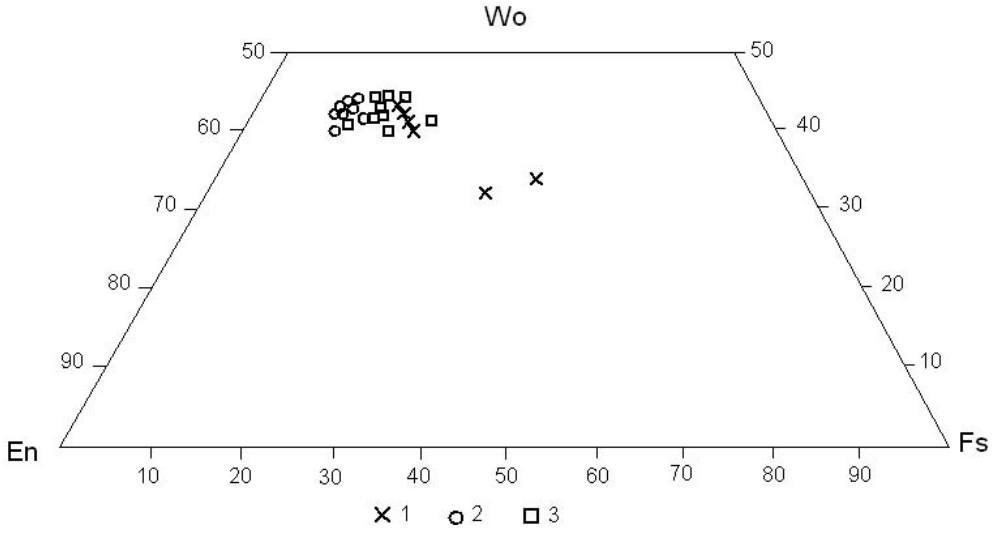


Рис. 3. Состав клинопироксена Тернаволокского силла по горизонтам:

1 – нижний; 2 – средний; 3 – верхний

Таблица 2

Состав клинопироксена нижнего горизонта Тернаволокского силла

Компоненты, мас. %	110-5						110-2	
	2-5	3-3	3-4	3-5	5-1	5-2	2-1	3-5
SiO_2	49,19	50,10	49,22	45,76	49,17	50,76	52,22	49,95
TiO_2	1,12	0,84	1,08	–	1,17	0,93	0,61	1,25
Al_2O_3	2,61	3,39	4,00	4,01	5,16	1,93	2,87	2,45
FeO	18,10	10,91	9,77	10,53	9,21	22,92	9,65	17,80
MnO	0,52	0,65	–	–	–	–		
MgO	12,90	14,77	14,24	14,05	14,17	10,49	15,97	11,97
CaO	15,44	19,58	20,21	19,16	20,79	16,57	19,61	16,14
Wo	32,20	39,84	42,42	40,84	43,60	33,85	39,73	34,57
En	37,44	41,80	41,57	41,65	41,33	29,81	45,01	35,66
Fs	30,34	18,37	16,01	17,52	15,07	36,34	15,26	29,76

Примечание. Здесь и в табл. 4, 5, 7, 8 анализы выполнены рентгенофлюоресцентным методом на анализаторе TESCAN. Аналитик – А. Н. Сафронов.

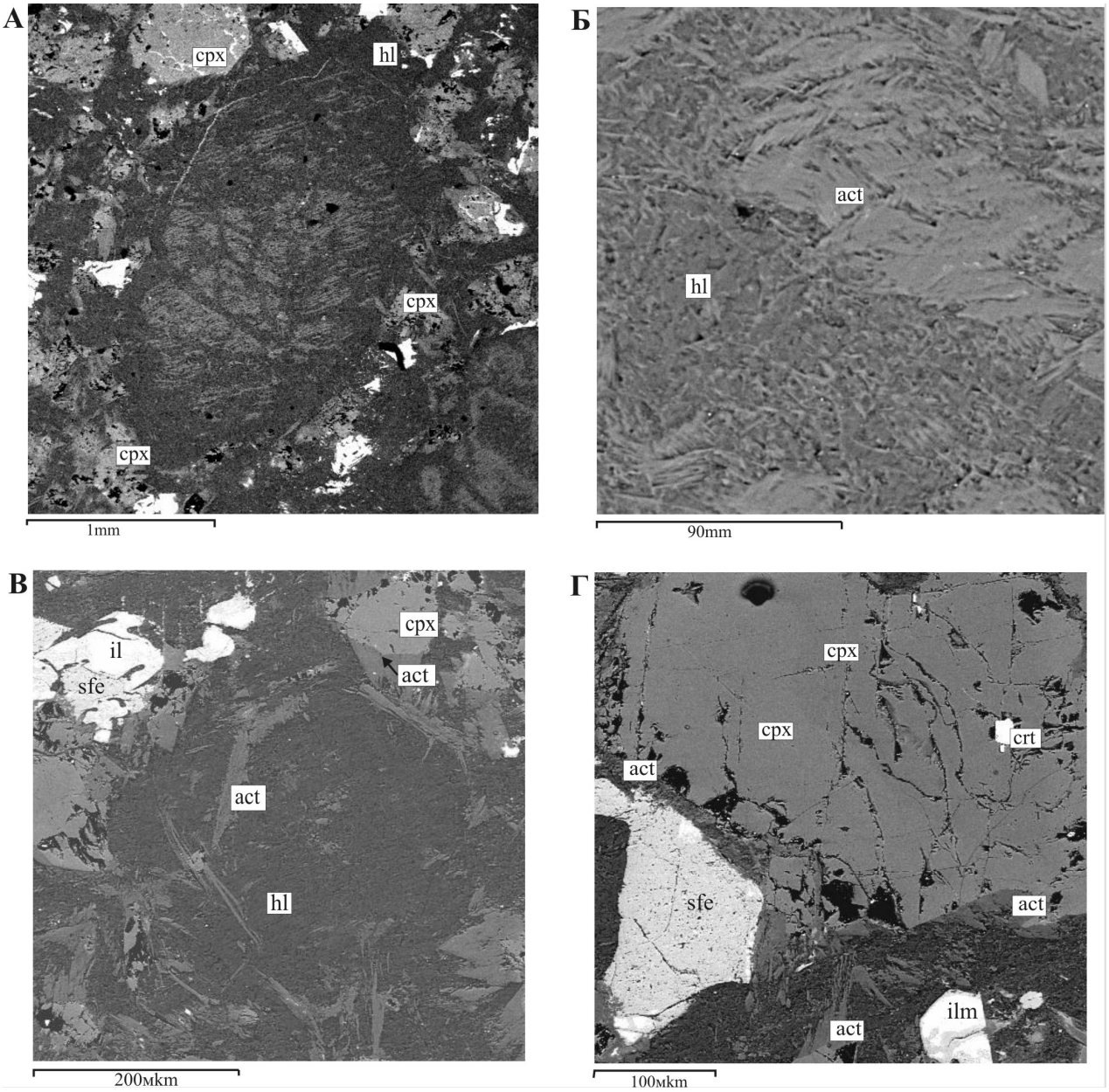


Рис. 4. Средний горизонт Тернаволокского силла (шл. 110-8):

А, Б – кумулат – ортопироксен (протокристаллы). Псевдоморфно замещен хлоритом (hl) и актинолитом (Act); А, В, Г – интеркумулус – клинопироксен и лейкоксенизированный tmt (сфен-sfe, ильменит-ilm). Кайма актинолита оконтуривает кристалл Opx (В); Г – Cpx с пойкилитовым включением кристалла Crt и каймой Act

Таблица 3

Химический и нормативный состав пород среднего горизонта Тернаволокского силла (по двум профилям)

Компоненты, мас. %, г/т	Номера проб										Средне-ариф. содержание
	111/4	111/5	111/6	111/7	111/8	111/9	110/6	110/7	110/8	110/9	
SiO_2	46,21	42,76	42,59	44,55	42,94	43,42	41,72	43,00	41,98	44,8	43,40
TiO_2	1,12	1,34	1,4	1,28	1,3	1,64	1,38	1,18	1,38	1,3	1,33
Al_2O_3	5,95	7,85	7,78	6,66	7,34	9,13	8,31	7,38	7,78	7,04	7,52
Fe_2O_3	1,61	1,42	1,97	1,89	2,06	1,27	2,04	2,88	1,72	1,45	1,83
FeO	8,99	10,27	10,06	9,47	9,69	10,11	10,34	9,77	10,63	10,12	9,95
MnO	0,198	0,188	0,222	0,196	0,227	0,208	0,235	0,227	0,209	0,211	0,21
MgO	21,49	20,33	20,58	20,32	20,97	18,07	20,27	20,7	20,39	20,07	20,32
CaO	7,71	8,86	8,3	8,56	8,29	9,14	8,17	6,98	8,62	9,36	8,40
Na_2O	0,11	0,13	0,14	0,11	0,13	0,75	0,15	0,11	0,15	0,15	0,19
K_2O	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,015	0,01	0,02
H_2O							0,85	1,28	0,7	0,61	0,86
ппп	5,92	6,13	6,31	6,23	6,38	5,69	6,12	6,11	6,02	5,3	6,02
P_2O_5	0,18	0,2	0,22	0,18	0,2	0,24	0,19	0,22	0,22	0,18	0,20
Cr_2O_3	1230	1200	1340	1570	1540	1270	960	760	790	930	1159
V_2O_5	410	480	460	470	550	570	520	470	550	480	496
CoO	70	70	70	70	70	70	80	80	70	70	72
NiO	2010	1230	1440	0,15	1600	1110	1390	2100	1300	1330	1351
CuO	60	60	80	100	100	110	50	80	60	40	74
$S_{общ.}$	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Сумма	99,87	99,8	99,93	99,82	99,93	100,01	100,1	100,2	100,08	100,14	
Qu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Or	0,06	0,12	0,12	0,06	0,12	0,18	0,18	0,12	0,09	0,06	
Ab	0,93	1,10	1,18	0,93	1,10	6,35	1,27	0,93	1,27	1,27	
An	15,71	20,78	20,54	17,65	19,36	21,46	21,91	19,59	20,51	18,51	
Di	17,02	17,50	15,34	18,87	16,31	17,89	13,90	10,86	16,67	21,41	
Hyp	44,57	25,20	27,78	36,09	28,94	19,61	24,81	38,01	23,26	28,31	
Ol	10,40	23,60	22,29	14,03	21,40	23,01	24,74	16,04	25,67	19,43	
Mt	2,33	2,06	2,86	2,74	2,99	1,84	2,96	4,18	2,49	2,10	
Ilm	2,13	2,54	2,66	2,43	2,47	3,11	2,62	2,24	2,62	2,47	
Apt	0,43	0,47	0,52	0,43	0,47	0,57	0,45	0,52	0,52	0,43	

Таблица 4

Состав псевдоморфоз по Орх и реакционных кайм в среднем горизонте Тернаволокского силла по данным микрозондового анализа

Состав, мас. %	Псевдоморфное замещение Орх, шл. 110-8			Реакционная кайма		
	Хлорит	Хлорит	Актинолит	Актинолит по Орх	Актинолит Срх	
MgO	22,72	22,66	19,31	18,1	20,1	19,54
Al_2O_3	17,38	18,24	0,74	0,49	1,02	–
SiO_2	29,09	30,47	57,63	59,18	59,2	59,49
FeO	16,19	17,26	9,53	7,1	7,73	8,54
CaO			13,44	15,13	11,94	12,43
Сумма окислов	85,38	88,63	100,65	100,00	99,99	100,00
Сумма катионов	17,07	17,0	15,69	15,52	15,53	15,53
Сумма анионов	24,0	24,00	24,00	24,0	24,0	24,0

Таблица 5

Составы клинопироксенов среднего горизонта Тернаволокского силла

Компоненты, мас. %	Обр. 110-8							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	53,32	53,26	53,54	51,87	54,65	54,37	53,11	53,32
TiO_2	0,86	0,65	1,29	1,19	0,74	0,72	0,90	0,85
Al_2O_3	3,09	2,87	1,77	4,20	2,11	2,53	3,19	3,13
FeO	5,70	5,820	7,75	5,78	6,32	5,66	5,69	6,05
MgO	16,14	16,12	15,80	15,37	17,00	16,21	16,18	15,73
CaO	20,26	20,63	19,86	20,44	18,93	19,90	20,06	20,23
Cr_2O_3	0,630	0,650	–	1,13	0,24	0,52	0,87	0,70
Wo	42,96	43,35	41,48	44,12	39,85	42,57	42,68	43,20
En	47,60	47,11	45,90	46,14	49,77	48,02	47,88	46,72
Fs	9,43	9,54	12,63	9,74	10,38	9,41	9,45	10,08

Таблица 6

Химический и нормативный состав пород верхнего горизонта Тернаволокского силла

Компоненты, мас. %, г/т	Номера проб						Среднеариф. содержание
	111/10	111/11	111/12	111/13	111/15	112	
SiO_2	47,62	48,54	46,74	50,49	47,82	48,57	48,30
TiO_2	1,77	2,2	2,16	2,24	1,23	2,24	1,97
Al_2O_3	12,23	12,76	11,85	13,04	9,59	11,78	11,88
Fe_2O_3	2,15	2,74	2,91	3,32	1,29	2,71	2,52
FeO	8,62	6,61	9,72	7,41	9,48	9,13	8,50
MnO	0,187	0,148	0,227	0,204	0,168	0,172	0,18
MgO	10,5	8,00	10,54	8,51	14,43	9,52	10,25
CaO	8,81	11,12	7,58	5,99	9,09	7,42	8,34
Na_2O	3,03	3,07	3,00	4,74	1,42	2,84	3,02
K_2O	0,53	0,77	0,46	0,28	0,46	0,99	0,58
H_2O	0,45	0,27			0,33		0,35
ппп	3,74	3,38	4,24	3,35	4,3	3,91	3,82
P_2O_5	0,24	0,28	0,26	0,29	0,19	0,29	0,26
Cr_2O_3	700	230	830	220	1080	470	588
V_2O_5	580	640	650	590	480	680	603
CoO	50	50	50	60	70	60	57
NiO	490	200	460	190	790	370	417
CuO	140	140	120	210	90	260	160
$S_{общ.}$	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Сумма	100,07	100,01	999,89	99,99	100,05	99,75	100,04
Qu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Or	3,13	4,55	2,72	1,65	2,72	5,85	
Ab	25,64	25,97	25,38	40,10	12,01	24,03	
An	18,21	18,77	17,51	13,48	18,44	16,48	
Di	19,31	27,69	14,87	11,51	20,47	14,91	
Hyp	6,88	3,49	12,12	11,83	26,98	20,03	
Ol	15,48	6,96	13,93	8,19	9,90	5,51	
Mt	3,12	3,97	4,22	4,81	1,87	3,93	
Ilm	3,36	4,18	4,10	4,25	2,34	4,25	
Apt	0,57	0,66	0,62	0,69	0,45	0,69	

Таблица 7

Состав клинопироксена верхнего горизонта Тернаволокского силла

Компоненты, мас. %	111-10			111-11		111-12			111-13
	1-3	1-5	2-2	2-3	2-2	1-3	2-2	6-5	3-3
SiO_2	50,38	51,82	50,08	53,30	51,69	51,50	49,09	52,52	50,51
TiO_2	1,41	1,19	1,78	–	1,33	0,57	1,93	1,01	1,71
Al_2O_3	2,70	1,98	3,01	1,39	2,31	2,23	3,82	2,30	2,75
FeO	8,30	8,30	8,95	10,54	8,91	6,91	10,36	8,94	13,11
MgO	14,86	15,44	14,61	15,82	14,78	16,97	13,82	15,86	13,77
CaO	21,27	20,33	20,96	19,81	20,99	19,94	21,19	21,26	20,07
Na_2O	0,63	0,57	–	–	–	–	–	–	–
Cr_2O_3	–	–	–	–	–	0,610	–	–	–
Wo	44,18	42,106	43,43	39,59	43,28	40,75	43,69	422,269	41,04
En	42,94	44,78	42,10	43,97	42,38	48,23	399,63	43,858	38,03
Fs	12,88	13,42	14,47	16,44	14,34	11,02	16,67	13,873	20,93

По первичному парагенезису и структуре породу можно отнести к авгитовым долеритам, формировавшимся в близповерхностных условиях.

Расчет средневзвешенных параметров химсостава пород Тернаволокского силла по трем горизонтам дает следующие классификационные параметры: SiO_2 – 47,95%, MgO – 10,69%, Na_2O+K_2O – 2,92%. Без нижнего горизонта эти параметры составляют соответственно: 46,66%; 13,61% и 3,60%. В обоих случаях исходный расплав попадает в область базальтов, а не пикро-базальтов, как это считалось ранее. Породы Тернаволокского силла являются низкоглиноземистыми, относятся к натриевой серии, а по нормативному составу – к оливиновым толеитам (рис. 6). Нижний горизонт, сопоставляемый с базальтами, сложен мезократовыми разностями нормальной щелочности, а верхний и средний – меланократовыми. Коэффициент фракционирования – 0,37–0,58.

На диаграмме AFM все горизонты обособлены, определяющим является содержание FeO' для каждого из трех. Нижний горизонт наиболее железистый; средний магнезиальный с низкой щелочностью, верхний занимает промежуточную позицию (рис. 7).

Средний и верхний горизонты являются концентраторами Ni и Cr (табл. 1, 3, 6). Хром образует самостоятельную минеральную фазу в клинопироксене – хромшпинелид с содержанием Cr_2O_3 – 34,4% (рис. 4, Г). Для всех горизонтов характерно повышенное содержание ванадия относительно кларка.

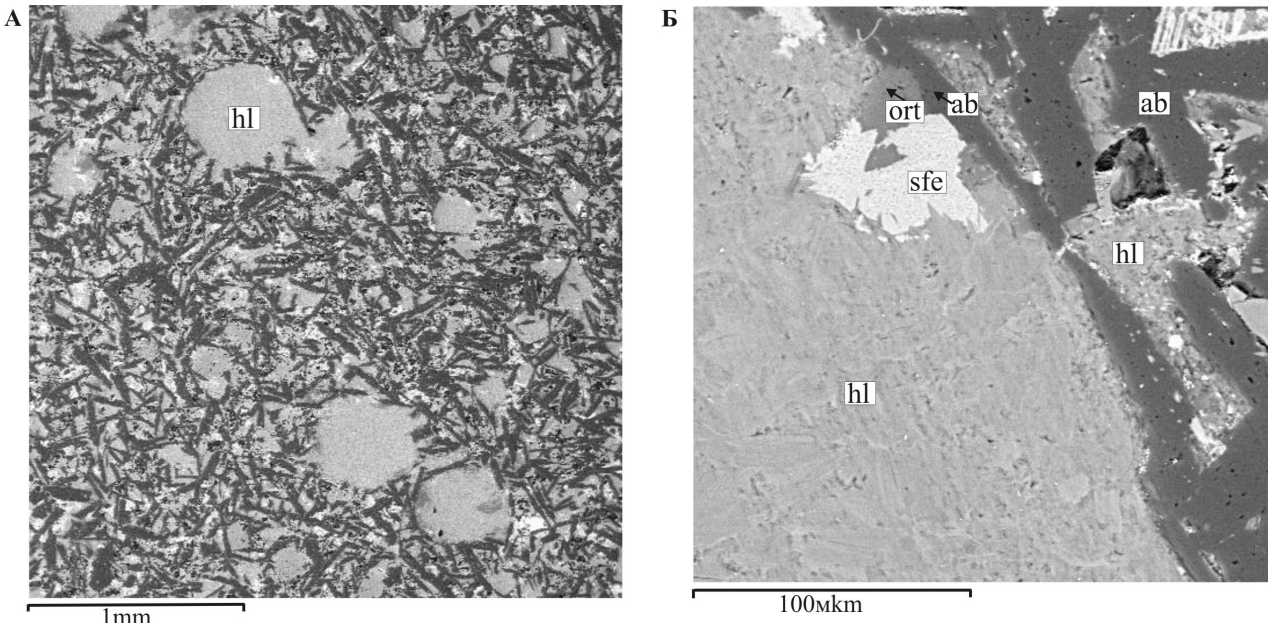


Рис. 5. Кровля верхнего горизонта Тернаволокского силла, шл. 111/13. Состав породы: альбит, авгит, сфен и хлорит. Структура микродолеритовая переходная к интерсертальной. Содержит каплевидные обособления предположительно вулканического стекла (хлоритизировано), окруженного альбитовой каймой (А, Б), и признаки хлоритизированного стекла в интерстициальных промежутках между альбитом (Б)

Таблица 8

Состав хлорита из пород верхнего горизонта Тернаволокского силла

Компоненты,	hl по Ab	hl по породе	hl по Ab	Капли. Вулканическое стекло (?)			Интерстиции между лейстами плагиоклаза		
мас. %	111/11	111/12	111/12	111/13	111/13	111/12	111/11	111/13	111/13
MgO	14,55	14,03	13,44	14,48	14,83	12,76	13,71	14,79	13,37
Al_2O_3	19,22	20,49	20,18	18,09	17,85	19,70	19,91	17,79	21,24
SiO_2	27,37	27,07	26,35	28,07	29,50	26,47	26,91	29,98	27,55
FeO	26,99	27,49	29,00	26,97	27,79	29,10	27,75	26,86	28,33
Сумма	88,13	89,08	88,98	87,61	89,96	88,02	88,28	89,40	90,49

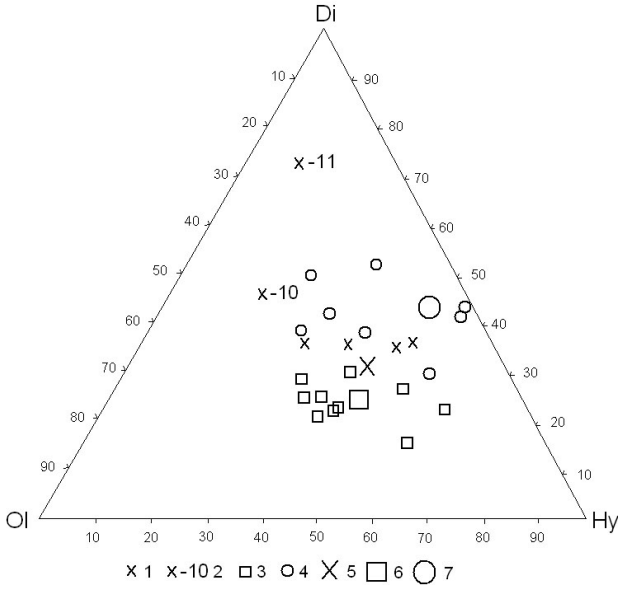


Рис. 6. Классификационная диаграмма CIPW оливинового толеита по нормативному составу пород Тернаволокского силла:

1 – верхний горизонт; 2 – подошва верхнего горизонта и № анализов (111-10 и 111-11); 3 – средний горизонт; 4 – нижний горизонт; 5–7 – средние виртуальные нормативные составы горизонтов соответственно (5 – верхний; 6 – средний; 7 – нижний)

Проведенные исследования заставляют обратить внимание на следующие особенности нижнего горизонта: максимальная железистость пород; наиболее низкая концентрация рудных элементов; максимальная железистость клинопироксена и появление в нем примеси Mn; выдержанность химсостава по разрезу: снизу вверх увеличение содержания вариолей, структурные особенности кристаллизации пироксенов (рис. 2, В) и их морфология.

На основании изложенного нижний горизонт следует считать самостоятельным геологическим телом и отнести его предположительно к эффузивной фации – базальтовым лавам (покров, ?). В составе Тернаволокского силла остаются, таким образом, средний и верхний горизонты общей мощностью 30 м. При полевых исследованиях, однако, зона закалки на границе нижнего и среднего горизонтов визуально не выявлена. Детальный послойный отбор проб не производился. Допускается три возможных варианта: 1 – она не выявлена; 2 – отсутствует; 3 – слабо проявлена вследствие внедрения переохлажденного расплава.

Несмотря на эти отличия, у трех горизонтов много общего: содержание железа близкое и практически неизменное по всему разрезу; полное отсутствие серы; повсеместная альбитизация плагиоклаза, неиз-

мененный Cpx и ведущие вторичные процессы хлоритизации, а не амфиболизации. Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах верхнего и среднего горизонтов идентично. Они одинаково обогащены легкими и обеднены тяжелыми РЗЭ, что сближает их с вулканитами пилгуярвинской серии Печенгской структуры, а по наклону кривой распределения РЗЭ и отсутствию европиевого минимума – с ферропикритами этой серии (Смолькин, Скуфьин, 1995). На их фоне нижний горизонт обособляется за счет наличия европиевого минимума и незначительной обогащенности тяжелыми элементами (рис. 8), что подтверждает необходимость выделения его из состава Тернаволокского силла. Все изложенное позволяет говорить о возможной связи их с единым магматическим очагом и особых условиях эволюции расплава верхнего и среднего горизонтов.

Отсутствие серы в расплаве, прошедшем через двухкилометровую толщу сульфат- и сульфидсодержащих пород туломозерской и заонежской свит, – это феномен. При этом серы нет ни в расплаве, совершившем быстрый подъем (эффузивная фация), ни в расплаве, испытавшем остановку и кристаллизацию Opx на глубине (субвулканическая фация). Возможное объяснение этому явлению – развитие процесса сульфуризации и отделение сульфидного ликвата. А. А. Маракушев и др. (2002) объясняют возникновение сульфидных руд Норильского и Печенгского районов флюидной сульфуризацией богатых железом магматических ультраосновных дифференциатов вследствие реакции оливина с H_2S. Более частный случай сульфуризации – окисление железа при замещении Opx и Ol амфиболом. Этот процесс сопровождается восстановлением диоксида серы в расплаве до двухвалентного аниона, при достаточной концентрации которого образуется сульфидная жидкость (Закревская и др., 2009). Данная схема близка к среднему горизонту, где наблюдается интенсивное, без со-

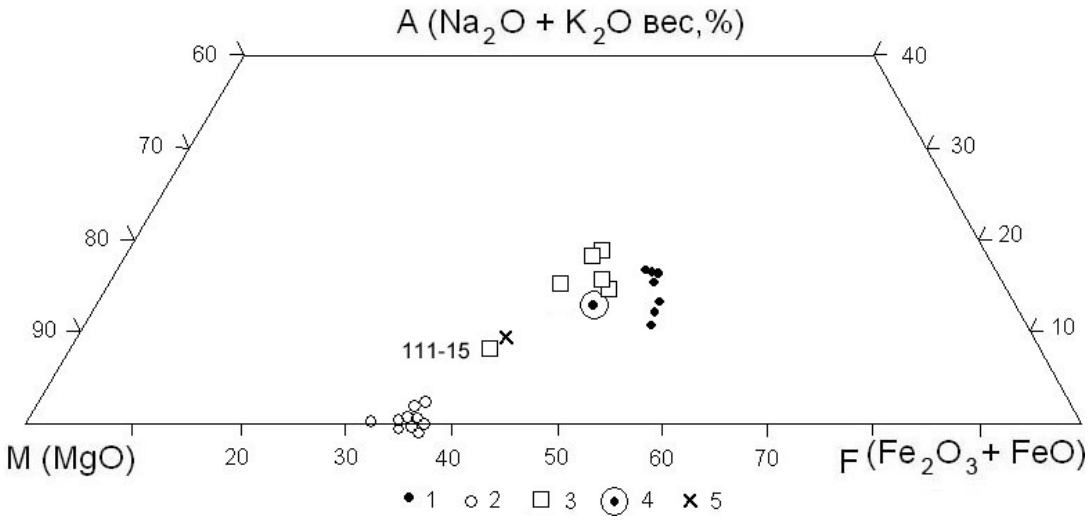


Рис. 7. Диаграмма AFM состава пород по разрезу дифференцированного Тернаволокского силла в горизонтах:

1 – нижнем; 2 – среднем; 3 – верхнем; 4–5 – средневзвешенные составы (4 – трех горизонтов; 5 – верхнего и среднего)

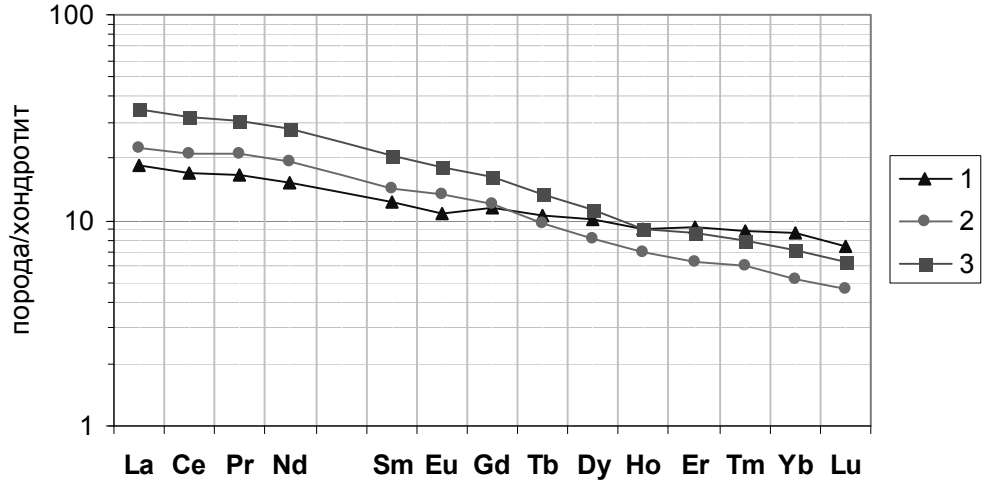


Рис. 8. Распределение РЗЭ в породах Тернаволокского силла по горизонтам:

1 – нижний; 2 – средний; 3 – верхний

хранения реликтов, замещение амфиболом и хлоритом на глубине кристаллов Opx. Поставщиком серы в восстановительной или окисленной форме может являться как глубинный флюид, так и эвапориты туломозерской свиты.

Отсутствие серы в пикритобазальтах суйсария носит площадной характер. В частности, это наблюдается и в более крупном дифференцированном Кончезерском силле. Благоприятные условия образования и отделение сульфидного ликвата из магнезиально-железистых расплавов суйсарского цикла вулканизма возникли вследствие их фронтальной остановки перед трудноодолимым препятствием – мощной толщей заонежской свиты, образованной многократным чередованием жесткой брони долеритов и базальтов с многослойными, в том числе и пластичными, углеродисто-пелитовыми (шунгитовыми) и доломитовыми горизонтами и пачками осадков. Рифтогенный режим и наличие кристаллизационной воды и галогенов в минералах эвапоритов (а возможно, и в погребенных рассолах) способствовали флюидонасыщению расплавов, их расслоению и снижению температур кристаллизации.

Взрывное преодоление заонежской толщи выразилось в особенности суйсарского вулканизма – чередовании лавовых и эксплозивных фаций. Структурно-текстурные особенности среднего горизонта Тернаволокского силла указывают на медленное выдавливание переохлажденного пластичного расплава, с раскристаллизованным на глубине Opx, в субвулканическую камеру. Наблюдаемое в шлифах интерстициальное размещение Cpx и сфена обусловлено не последовательностью их кристаллизации в субвулканической камере, а вынужденным заполнением оставшихся пространств, не занятых Opx. Все предыдущие исследователи, изучавшие Тернаволокский силл, отмечали эту структурную особенность – внедрение переохлажденного расплава в кашеобразном состоянии.

Таким образом, отсутствие серы в этих объектах – это глубинный маркер, указывающий на предполагаемую благоприятную металлогеническую ситуацию – потенциальное экстрагирование Cu, Ni и МПГ в сульфидный ликват и их концентрирование под заонежским экраном вулканитов и углеродистых пород. Эта точка зрения, принятая автором, не исключает и другой вариант – опережающий вынос бессульфидного расплава из области магмаобразования с последующим обогащением рестита, но не снимает проблему стерильности по сере при продвижении магматической колонны через сульфат-карбонатную и сульфид-углеродистую толщи.

ЛИТЕРАТУРА

Закревская Ю. Ю., Симакин А. Г., Салова Т. П. Хроника ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии 2009 г. // Геохимия. 2009. № 12. 1337 с.

Куликов В. С., Слюсарев В. Д., Кочнев-Первухов В. И., Кравченко А. Н. Суйсарский базит-ультрабазитовый комплекс Онежского синклинория // Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л., 1976. С. 98–109.

Куликов В. С., Куликова В. В., Лавров Б. С. и др. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск, 1999. 96 с.

Маракушев А. А., Панеях Н. А., Зотов И. А. Проблемы формирования медно-никелевых сульфидных месторождений // Руды и металлы. 2002. № 5. С. 23–33.

Смолькин В. Ф., Скуфьин П. К. Вулканические ассоциации Северной и Южной зон // Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты, 1995. С. 37–82.

Л. В. Кулешевич, О. Б. Лавров

РУДНИК ВОИЦКИЙ – Au-Cu-S-КВАРЦЕВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ В СЕВЕРО-ВЫГОЗЕРСКОЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЕ КАРЕЛИИ*

История открытия и изучения. Рудник Воицкий (рис. 1, 2) расположен на северном берегу оз. Выгозеро на п-ове Марфин Наволок, недалеко от современного пос. Надвоицы. Здесь в 1742 г. начали разрабатывать богатую кварцевую жилу с сульфидами меди на заложенном медном руднике, действовавшем с перерывами 40 лет, до 1794 г. (Майер, 1907; Соколов, 1923; Кузин, 1961). В старых описаниях приводится план рудника и схема расположения главной разрабатываемой жилы (рис. 3, Озерецковский, 1989). На руднике существовали несколько штолен, одна из них с шахтой глубиной 17 м, система вентиляции и подъема руды. Вначале месторождение разрабатывалось как медно-сульфидное. В те времена (начала горных работ в России) масштаб рудных тел большого значения не имел: разрабатывались небольшие и богатые по содержанию рудные тела, добывались наиболее богатые руды с содержанием меди более 1%. Руды выбирались вручную. Их минеральный состав был преимущественно халькопиритовый и халькопирит-борнитовый. Через два года после начала разработок, в 1744 г., в медной руде месторождения было обнаружено самородное золото. Осенью того же года указом Берг-коллегии предписывалось начать на руднике добычу благородного металла. В результате эксплуатации рудника жила была отработана на глубину 120 м (по другим данным – до 150 м) и в длину на 60 м. Из нее добыто около 106 т меди с попутным извлечением золота более 76 кг. По описанию горного начальника Александровского завода А. С. Ярцова, «золото в виде проволоки переплеталось с минералами меди». Иногда оно встречалось в жильном кварце мелкими блестками и даже самородками весом до 3,5 фунта (около 1,4 кг). Количество добытого золота по годам отражено в табл. 1, составленной по информации, приводимой в Горных журналах, и данным Центрального государственного архива древних актов (ЦГАДА) А. А. Кузиным (1961).

Рудник посещали известные геологи и академики РАН Э. Г. Лаксман, Н. Я. Озерецковский, путешественник П. И. Челищев. Поэт Г. Р. Державин, будучи губернатором Олонецкого края, в 1783 г. также удостоил своим посещением эту горную разработку. В период строительства Беломорско-Балтийского канала часть старых выработок и главная жила были затоплены, а вблизи рудника сейчас поставлен памятный знак горнорудным разработкам – производственный памятник XVIII в. (рис. 4).

Самородное золото, извлеченное из жилы, доставлялось в государственную казну, единичные образцы его хранятся в некоторых музеях России и мира, например, в Музее естественной истории г. Вены (рис. 5). Открытие рудного золота в кварцевой жиле Воицкого медного месторождения предшествовало находкам благородного металла на Урале, и именно здесь, на карельской земле, горняки положили начало золоторудным промыслам в России.

Геологическое строение и история изучения золотоносности Выгозерской структуры. Месторождение приурочено к западному окончанию полуострова, к кварцито-песчаникам ятулийского надгоризонта. Кварцито-песчаники (летнереченской свиты) имеют простирание СЗ 320° и крутое падение, близкое к 85–90°, к СВ либо СЗ. Предполагается существование антиклинальной складки в пределах участка (рис. 2). Севернее полуострова кварцито-песчаники перекрываются метабазальтами. В кварцито-песчаниках зерна кварца имеют размер около 1 мм, цементирующая масса представлена тонкочешуйчатым серицитом; цемент соприкосновения, слюда перекристаллизована. Состав безрудных кварцитов (обр. РВ-10) (мас. %): SiO_2 – 91,06 %, TiO_2 – 0,18, Al_2O_3 – 3,36, Fe_2O_3 – 0,48, FeO – 0,5, MnO_2 – 0,026, MgO – 0,88, CaO – 0,72, Na_2O – 0,05, K_2O – 1,15, H_2O – 0,13, ппп – 1,39, P_2O_5 – 0,05, Cr_2O_3 <0,001, V_2O_5 – 0,021, CoO <0,001, NiO – 0,003, CuO – 0,078, ZnO – 0,001, Li_2O – 0,0006, Rb_2O – 0,004, Cs_2O – 0,001, сумма – 99,96%. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Южнее основной жилы (точнее расщелины, оставшейся от нее) в обнажениях наблюдаются деформации двух направлений.

* Работа выполняется по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 2 «Эволюция литосферы, металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов», проекту «Золоторудные системы в архейских зеленокаменных поясах: геодинамические обстановки, возрасты, минералого-геохимическая типизация». Грант РФФИ (08-05-98815-р_север_а) «Гидротермальные цирконы в терригенных породах Карелии как индикаторы древних геодинамических и рудогенных систем».

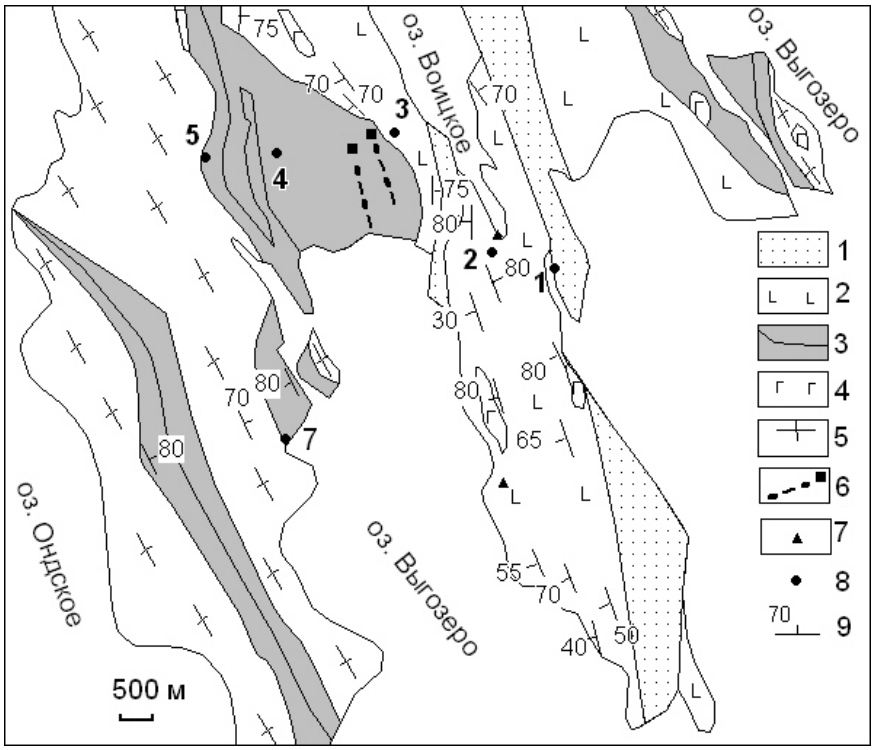


Рис. 1. Схема геологического строения Северо-Выгозерской структуры (оз. Воицкое, построена на основе материалов КГЭ):

1 – кварцито-песчаники летнеозерской свиты (PR_1jt_1); 2 – метабазальты (PR_1sm); 3 – лопийские вулканогенно-осадочные толщи (AR_2lp); 4 – габбро (нерасчлененные); 5 – граниты, гранито-гнейсы; 6 – углеродсодержащие сланцы с колчеданным оруденением (AR_2lp); 7 – медная минерализация; 8 – рудопроявления (2 – Серебряная горка, 3 – С-1, 4 – С-9, 5 – С-14) и месторождение (1 – рудник Воицкий); 9 – элементы залегания

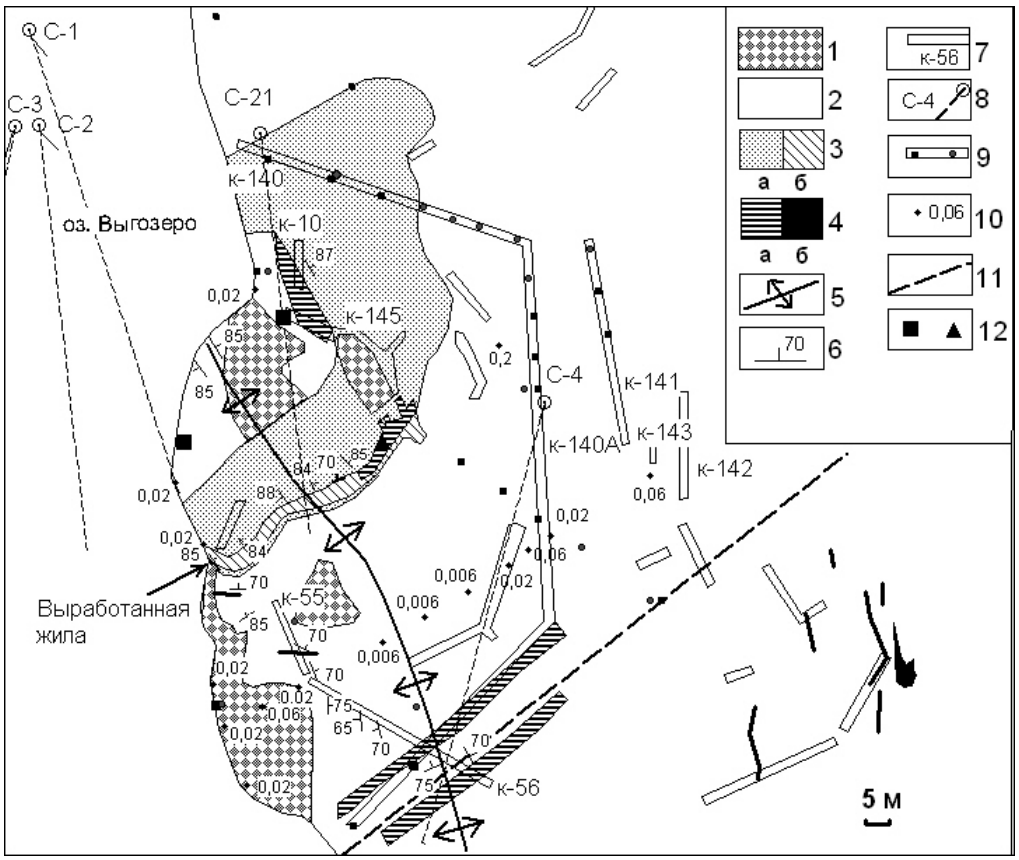


Рис. 2. Схематический план Воицкого рудника (построен на основе схемы, составленной А. Ф. Горошко):

1 – рудные отвалы; 2 – ятулийские кварцито-песчаники, летнеозерская свита); 3 – березитизированные кварцито-песчаники (а – с кварцем, серицитом, карбонатом, б – то же, с мелкозернистым пиритом); 4 – штокверк (а – участки кварцево-жильной пропитки, в том числе выработанные жилы, б – кварцевые жилы и прожилки); 5 – ось складки; 6 – элементы залегания; 7 – канавы; 8 – скважины; 9 – опробование шлиховое: пирит (а) и золото (б); 10 – литохимическое: содержание золота; 11 – предполагаемый разлом; 12 – шурф (а) и вентиляционная шахта (б)

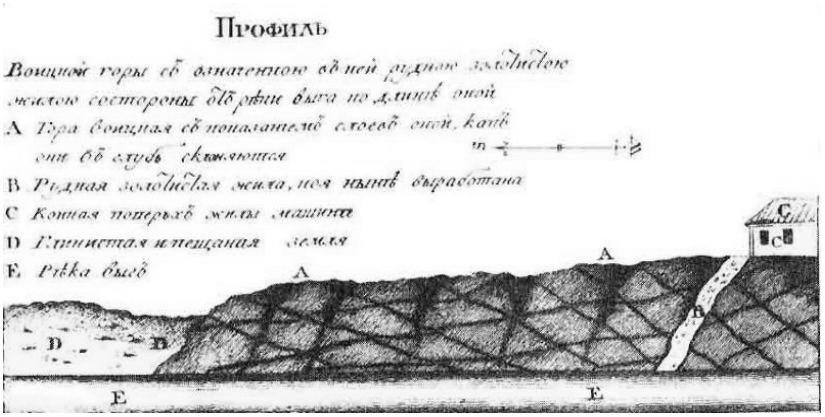


Рис. 3. Схема расположения Главной жилы Воицкого рудника (Озерецковский, 1989)



Рис. 4. Воицкий медный рудник – производственный памятник XVIII в., действовал с 1742 по 1791 г. (современные фотографии памятного знака, установленного в д. Воицкое)

Таблица 1

Добыча золота и меди на Воицком руднике (1744–1754 г.)
(Кузин, 1961)

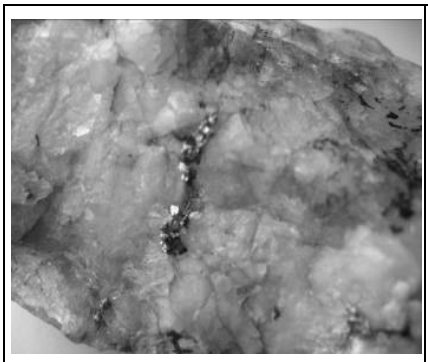
Год	Золотосодержащая порода			Медьсодержащая руда		
	фунтов	золотников	кг	пудов	фунтов	тонн
1744				685	10	11,2244
1745				630	20	10,3276
1746	2	78	1,1178	783	5	12,8276
1747	3	39	1,3538	619	35	10,1535
1748	2	14	0,8528	766	10	12,5512
1749	2	41	0,9646	888	15	14,5516
1750	1	52	0,6127	820	5	13,4336
1751	2	4	0,8114	633		10,3685
1752	1	10	0,4388	1633	10	26,7526
1753				1420	10	23,2637
1754				1004	10	16,4496

На участке месторождения крутопадающие кварцевые жилы секут вмещающие их кварцито-песчаники. Они имеют преимущественно СВ и СЗ простирание (40–45° и 320°) и формируют штокверк. Мощность жил на участке колеблется от 0,5 до 4 м, прожилки более маломощные. Главная кварцевая жила имела СВ простирание, мощность 0,7–2,5 м, в раздуве – до 4 м, при вскрытой длине 50 м и крутом падении на СЗ под углом 70°. Благодаря геологическим работам Карельской экспедиции, проводимым в 1970-х гг. по доизучению, серия жил была прослежена скважинами до глубины 130 м. Сейчас главная жила частично затоплена, на поверхности осталась только выработанная расщелина, а штольни обвалились.

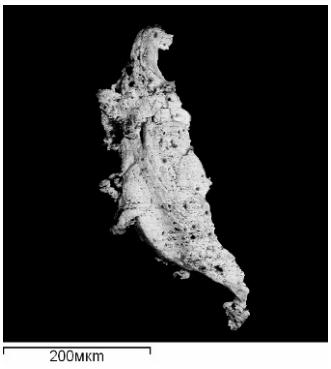
В обнаженной части площади жильного штокверка развиты низкотемпературные изменения, не контрастные, плохо отличимые от первичных минералов вмещающих кварцито-песчаников и устанавливаемые лишь по развитию мелкого коричневатого карбоната и гидроокислам, образовавшимся по окисленным сульфидам (размер 1–3 мм). По этим изменениям можно оконтурить площадь измененных пород (березитизации), охватывающую почти все плохо обнаженное пространство в ореоле развития жил и прожилков (рис. 2). В зальбандах жил развиты скопления тонкочешуйчатой плотной слюды бледно-зеленоватого цвета.

Геохимия и минеральный состав руд

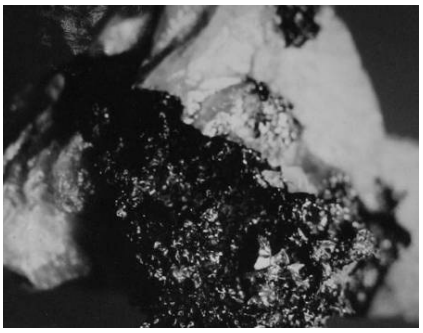
Руды уч. Воицкого золото-медно-сульфидно-кварцевые прожилковые и гнездовые. Руды содержали халькопирит, борнит, халькозин, в них были отмечены пирит, молибденит, галенит, среди минералов из зоны окисления – ковеллин, малахит, гематит и даже самородная медь. Среднее содержание Cu в рудах – 1,27%, максимальные концентрации достигали 14,2%. Запасы меди (забалансовые) оцениваются в 114 т (Минерально-сырьевая база..., 2005).



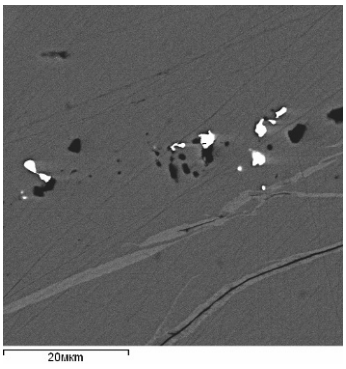
1. Золото в кварцевой жиле. Воицкий рудник (ККМ, г. Петрозаводск)



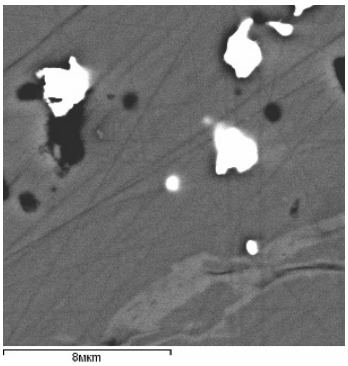
2. Золотина. Состав: Au – 93,47–94,96%, Ag – 5,06–6,53%



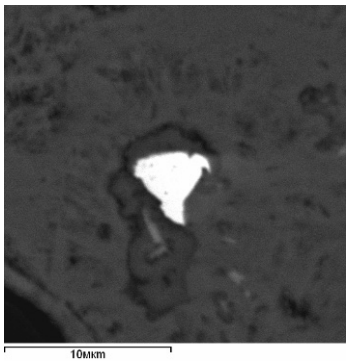
3. Золото с Воицкого рудника. Музей естественной истории, г. Вена, Австрия (фото П. В. Медведева)



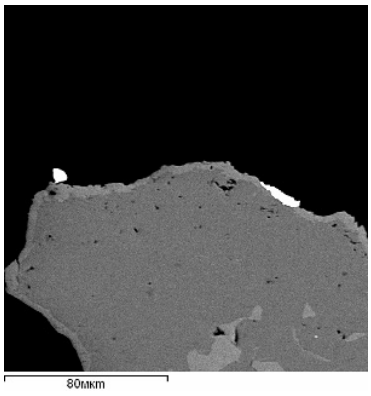
4. РВ-11/2_15. Золото (белое, Ag – 13,6–18,39) в борните



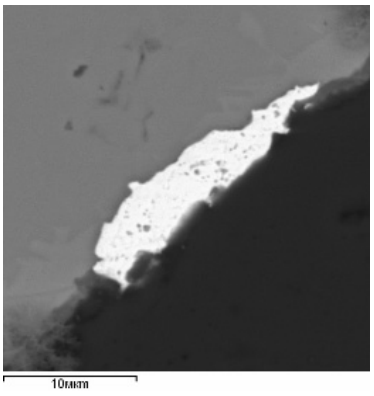
5. РВ-11/16_1. Золото в борните



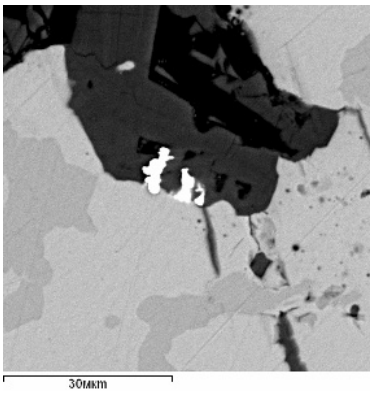
6. РВ-11/2_ 20. Золото (Ag – 17,57) в куприте



7. ВО2/9-1.Золото (белое), борнит, халькозин (светло-серое)



8. ВО2а/10-1. Золото (белое), борнит, халькозин



9. ВО3/3-1. Золото (белое), борнит, халькозин (светло-серое)

Рис. 5. Самородное золото из кварцевой жилы Воицкого рудника

Кроме того, в главной жиле было обнаружено самородное золото, и оно же установлено в рудах, где его концентрация равна 0,1–10 г/т Au (среднее на массу руды – 0,26 г/т). На отдельных участках с прожилковым окварцеванием также были встречены жилы с концентрацией Au до 13,2 г/т. Опробование, проводимое с поверхности, позволило установить фоновые содержания в околожильных метасоматитах 0,01–0,06 г/т. На руднике повсеместно встречается шлиховое золото (работы А. Ф. Горошко, В. В. Ушкова, Г. Г. Плетнева). Самородное золото выделяется в виде мелких чешуек, комковатых зерен и их скоплений размером ~1–2 мм. Согласно результатам предшествующих изучений, золото содержит примесь Ag и имеет пробу 800–980 (ЦНИГРИ).

Севернее Воицкого рудника на Надвоицком участке в скважинах С-12 и С-13 были обнаружены прожилковые и жильные руды подобного типа с содержанием Au 0,01–0,13 г/т. На участке Серебряная

горка в кварцевых и кварц-карбонатных жилах установлено 0,2–3 г/т Au (рис. 1; Ушков и др., 1978).

Проведенное авторами опробование отвалов медно-сульфидно-кварцевых руд позволило установить, что в них содержится (в %): Ag – 0,001–0,046, Mo – до 0,032, Ni – 0,002–0,01, Co – до 0,001, Mn – 0,015–0,032, B – 0,046–0,1, Cr – до 0,005, Ti – 0,015–0,1, Ba – 0,015–0,022, Sr – до 0,032, Zr 0,01 (данные спектрального анализа). Так же, как и на месторождении Воронов Бор (Кулешевич и др., 2009), руды уч. Воицкого можно разделить на два минеральных типа – существенно халькопиритовые и борнитовые. Среди них первые имеют массивное гнездовое или прожилковое строение и содержат преимущественно халькопирит, вторые содержат борнит, в меньшем количестве – халькопирит и халькозин.

Нерудная ассоциация. Микрозондовое изучение отобранных образцов показало, что нерудная ассоциация жил и прожилков представлена преимущественно кварцем, в зальбандах встречаются серицит, альбит, барит (табл. 2–4). *Альбит* имеет практически чистый состав, иногда с небольшим количеством Ca-компонента (табл. 2). *Кварц* составляет основу жил и прожилков. Он белый, полупрозрачный, иногда с включениями тонкочешуйчатого фенгита, реже альбита. По границам зерен вблизи контактов с сульфидами развиты гидроокислы железа, иногда окрашивающие его в красно-коричневатые цвета.

Фенгит. Мелкочешуйчатые слюды, названные при документации серицитом, представлены несколькими генерациями: 1-й тип, во вмещающих песчаниках и сланцах, имеет белый цвет и тонкочешуйчатый облик. 2-й тип развит в зальбандах кварцевых жил, зонах рассланцевания, где они сгруппированы в зеленовато-желтоватые и бежевые по цвету прослои значительной протяженности («сплошные пласты», полосы и линзы толщиной от 1 мм до 2 см). Слюда 2-й генерации выделяется в виде плотных тонкочешуйчатых масс, они формируют так называемые изогнутые блестящие «зеркала скольжения». Состав этих слюд (табл. 3; рис. 6: 1) отличается незначительно. Для них характерно количество Si 3,23–3,53 (форм. ед.) и присутствие в составе небольшого количества Mg, Fe, иногда и реже Na и Ti. Соотношение Si/Al > 5.

Таблица 2

Полевые шпаты в зальбандах кварцевых прожилков

Компонент	1	2	3	4
Na (мас. %)	7,84	7,99	8,03	8,51
Al	10,15	9,88	9,93	10
Si	32,53	32,98	32,91	32,32
Ca	0,48			0,36
O	49	49,14	49,12	48,81
Сумма	100	99,99	99,99	100
		К. ф.		
Na	0,90	0,92	0,92	0,97
Al	1	0,97	0,97	0,98
Si	3,07	3,11	3,10	3,03
Ca	0,03	0	0	0,02
Сумма	5	5	5	5
№ обр.	РВ-11/2а	РВ-11/2а	РВ-11/2а	РВ-11/2а
Участок	2_1	5_4	6_1	7_4

Таблица 3

Слюды в зальбандах кварцевых прожилков

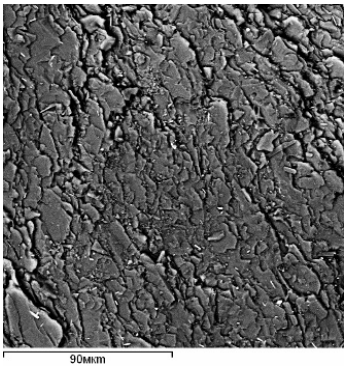
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Na (мас. %)	0,24	0,29	0	0	0,46	0,54	0	0	0	0	0	0,62
Mg	1,21	1,5	1,22	0,67	0,66	1,38	1,25	0,53	1,51	1,5	0,8	0,5
Al	16,34	15,95	16,58	17,79	17,74	15,78	15,96	17,78	15,64	16,34	17,52	18,05
Si	24,35	24,75	24,58	24,3	23,63	24,74	24,42	24,87	25,72	24,27	24,06	23,69
K	8,86	8,92	9,49	8,72	8,7	9,5	9,21	10,24	9,07	9,43	9,46	9,3
Ti	0,93	0,42	–	–	0,34	–	0,52	–	–	0,49	–	0,48
Fe	1,91	2,03	2,05	2,16	2.46	2,16	2,79	–	1,54	1,98	2,12	1,18
O	46,15	46,15	46,08	46,36	46,01	45,89	45,86	46,59	46,51	45,99	46,05	46,16
Сумма	99,99	100,01	100	100	100	99,99	100,01	100,01	99,99	100	100,01	99,98
						К. ф.						
Na	0,04	0,05	0	0	0,08	0,09	0	0	0	0	0	0,10
Mg	0,19	0,24	0,19	0,11	0,10	0,22	0,20	0,08	0,24	0,24	0,13	0,08
Al	2,34	2,27	2,36	2,54	2,53	2,24	2,29	2,52	2,23	2,33	2,50	2,56
Si	3,35	3,39	3,37	3,34	3,24	3,37	3,36	3,39	3,53	3,36	3,30	3,23
K	0,87	0,88	0,93	0,86	0,86	0,93	0,91	1,00	0,89	0,93	0,93	0,91
Ti	0,07	0,03	0	0	0,03	0	0,04	0	0	0,04	0	0,04
Fe	0,13	0,14	0,14	0,15	0,17	0,15	0,19	0	0,11	0,14	0,15	0,08
Сумма	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7
Al^{IV}	0,65	0,61	0,63	0,66	0,76	0,63	0,64	0,61	0,47	0,67	0,70	0,77
Al^{VI}	1,69	1,66	1,73	1,88	1,77	1,61	1,65	1,91	1,76	1,66	1,80	1,79
K (2)	0,40	0,41	0,33	0,26	0,30	0,37	0,43	0,08	0,35	0,41	0,27	0,20
K (2–3)	2,08	2,07	2,07	2,14	2,07	1,98	0,09	2,00	2,11	2,07	2,07	1,99
K (1)	0,92	0,9	0,93	0,86	0,93	1,02	0,91	1,00	0,89	0,93	0,93	1,01
Сумма K	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Si/Al^{IV}	5,13	5,55	5,32	5,05	4,24	5,39	5,3	5,56	7,47	4,94	4,69	4,18
№ обр.	РВ-6	РВ-6	РВ-11/2	11/2а	11/2а	РВ-11/3а	ВО-1	ВО-2а	ВО-2а	РВ-10	РВ-10	РВ-10
Участок	1	2_3	11_1	4_2	7_1	2_2	3-4	1-4	18-1	1-2	8-8	12-1

Примечание. 1–2 – пластинчатые фенгиты из зальбандов жил (обр. РВ-6); 3–7, 8–9 – борнитовые и борнит-халькозиновые руды; 10–12 – вмещающие кварцито-песчаники. Здесь и далее использованы образцы из коллекций Л. В. Кулешевич, О. Б. Лаврова. Расчет катионов (К) 1, 2, 3-валентных осуществлялся с учетом рекомендаций номенклатуры, $Si/Al^{IV} > 5$. Количество коэффициентов в формуле (к. ф.) рассчитано по катионному методу.

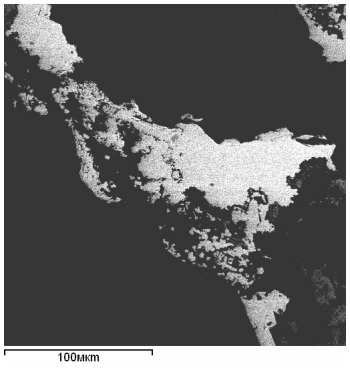
Таблица 4

Циркон

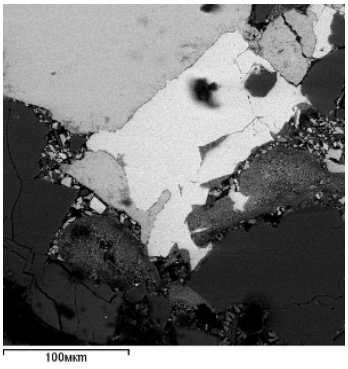
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na					0,83				
Al	0,44			1	1,17		0,51		
Si	13,12	14,41	14,32	14,4	14,95	14,52	13,08	14,73	14,96
Ca	1,39			1,24	1,33		1,1		
Fe	0,86			2,46			1,07		
Cu	2,64						2,83		
Zr	47,92	51,21	51,35	46,21	46,52	51,03	47,81	50,7	50,33
O	33,62	34,38	34,33	34,7	35,21	34,45	33,59	34,57	34,7
Сумма	99,99	100	100	100,01	100,01	100	99,99	100	99,99
№ обр.	РВ-10	РВ-10	РВ-10	РВ-10	РВ-10	РВ-10	РВ-10	РВ-10	ВО-3
Участок	1_5	2_1	2_2	2_3	2_8	6_1	6_2	13_4	9_1



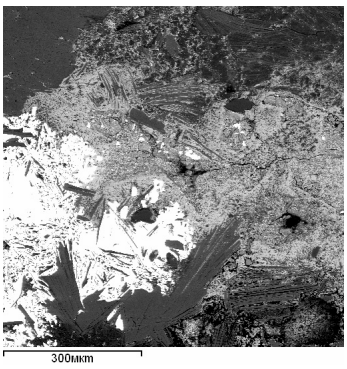
1. РВ-6_2. Поверхность тонкочешуйчатого фенгита в зальбанде кварцевой жилы



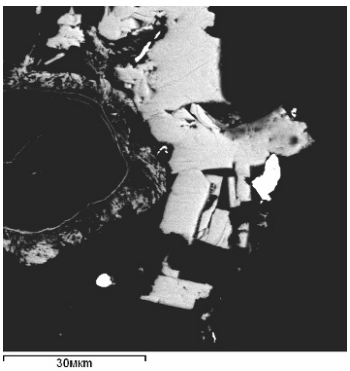
2. РВ-11/2_1. Баритовый прожилок (белый) в кварце (черный)



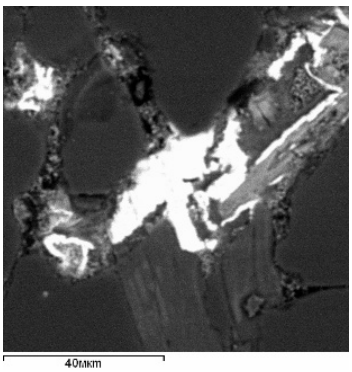
3. РВ-11/2_10. Барит (белый), цементирует борнит (светло-серый)



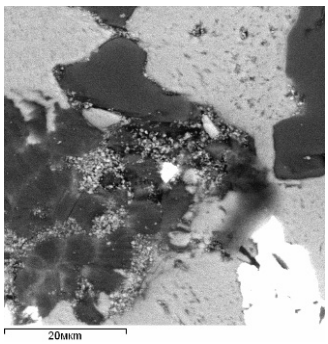
4. РВ-11/2а_7. Фенгит (темно-серые пластинки) срастается с баритом (белый) и цементируется гематитом



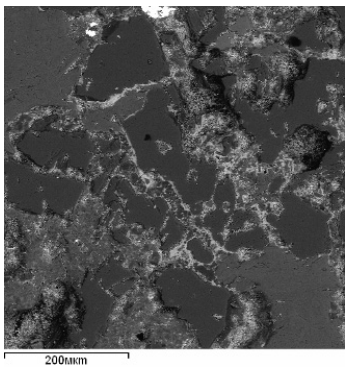
5. РВ-11/1_4. Барит (светло-серый), науманнит (белый), кварц (черный)



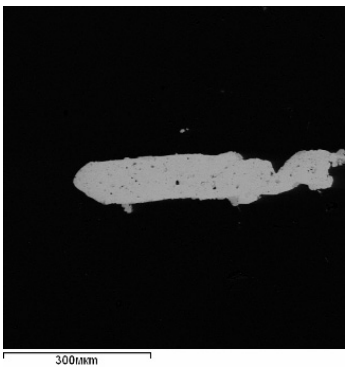
6. РВ-11/1_10. Барит (белый) прорастает фенгит. Кварц (черный)



7. РВ-11/2а_ 5-1. Барит (белый) в куприте (светло-серый). В левом углу – каолинит (темно-серый, тонкопластинчатый)



8. РВ-11/2а_6. Раздробленный кварц (черный) и альбит (серый) цементируются баритом, фенгитом и гематитом



9. ВО2/5-1. Кристалл барита необычной формы (белый)

Рис. 6. Нерудная ассоциация сульфидно-кварцевых жил участка Воицкого

Перекристаллизация слюд наблюдается и в околорудных изменениях по появлению тонких просечек и скоплений фенгита, «обтекающего» песчинки кварца и образующего прослои. К этим же просечкам приурочены выделения мелких зерен халькопирита и срастаний акцессорных минералов – циркона, фосфатов редкоземельных элементов и апатита. Эти минералы имеют хорошую огранку и общую приуроченность к прослоям с сульфидами, что свидетельствует об их гидротермальном генезисе.

Циркон, апатит и фосфаты РЗЭ (Ce, La, Nd, Y) были установлены в зальбандах жил в срастании с сульфидами и в околорудно-измененных породах, где наблюдается их высыпание по тонким прослоям с перекристаллизованным фенгитом (табл. 4–6). *Циркон* образует крупные (40–60 μкм) зональные зерна (рис. 7), в которых чередуются светлые и более темные зерна. Темные участки содержат более высокие концентрации примесей Ca, Fe, Al, реже Na, в некоторых цирконах установлена примесь Cu, причем сульфидов на контакте с акцессорием не было обнаружено. В одном из зерен циркона из борнитовых руд были обнаружены включения сульфида меди, замещенного купритом, и микровключение монацита. Монацит по микротрещинке проникает в циркон и, соответственно, образуется позднее. Удлиненное зерно куприта, вероятно, образовалось при замещении оксидом захваченного цирконом сульфида меди.

Монацит образует небольшие (до 10–40 μкм) овальные, реже пластинчатые зерна в срастании с фенгитом, апатитом, цирконом, реже торитом. Он содержит в своем составе: Ce_2O_3 – 31,30–36,16, Nd_2O_3 – 15,01–15,2, La_2O_3 – 12,08–12,57, P_2O_5 – 36,25–41,42% и в меньшем количестве другие редкоземельные элементы, иногда Ca и F.

Ксенотим встречается в небольших редких зернах в срастании с цирконом. Он выделяется как включение, вросшее в циркон, содержит микровключения торита.

Торит образует очень мелкие включения в ксенотиме, монаците, цирконе, он обогащен U (5,06%) и Pb (5,85%). Фтористый *анатит* встречается в той же ассоциации в околорудных изменениях, он образует хорошо ограненные зерна размером 50×120 μкм. Эти минералы находятся в срастании с Ce-минералом группы эпидота – *ортитом* (алланитом), который кроме традиционных элементов содержит такие примеси, как La (3,94–4,22%), Nd (1,92–2,41%), Mn (1,17–1,19%), Pb (2,91–3,64%). Присутствие всех этих минералов, Ba, Sr и РЗЭ элементов свидетельствует о связи предрудного метасоматоза с субщелочным источником.

Таблица 5

Монацит

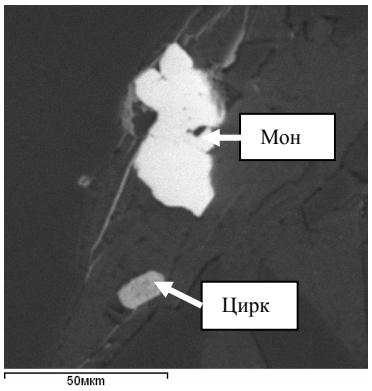
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
F						0,61					0,12			
P	15,82	18,08	15,67	20,81	15,97	15,96	15,82	15.9	15,76	15,79	15,16	16,15	16,23	16,3
La	10,72	10,3	13,49	12,26	15,08	14,99	15,32	13,35	14,78	15,34	13,94	16,21	8,96	7,48
Ce	30,87	26,72	27,94	23,86	29,07	28,88	29,48	29,56	28,76	29,5	26,95	28,27	25,06	22,76
Nd	12,87	13,03	13,32	8,56	10	9,78	9,64	11,38	10	9,67	9,62	9,31	16,89	19,93
Pr											1,81			
Sm													2,81	3,43
Th											3,43			
O	29,71	31,87	29,56	34,5	29,88	29,78	29,73	29,8	29,84	29,7	28,98	30,05	30,06	30,1
Сумма	99,99	100	99,98	99,99	100	100	99,99	99,99	99,14	100	99,22	99,99	100,01	100
№ обр.	РВ-11/1	РВ-11/1	ВО1	ВО3	РВ-10	РВ-10	РВ-10	РВ-10	РВ-10	РВ-10	РВ-10	РВ-10	РВ-11/3а	РВ-11/3а
Участок	9_1	9_2	4_1	10_1	1_1	8_5	8_6	9_2	10_1	12_2	13_2	16_1	5_1	17_2

Таблица 6

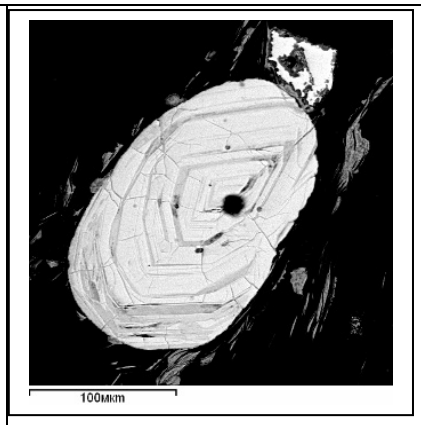
Акцессорные минералы из околорудно-измененных пород

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
F	5,25	5,42	5,86	4,73	6,5				
P	19,45	19,4	19,66	19,49	19,76		20,11		
Ca	35,88	35,83	35,08	36,18	34,47			9,11	8,54
Al								10,38	9,93
Si						10,44		17,55	17,19
Mn								1,19	1,17
Fe								8,15	8,04
La								3,94	4,22
Ce								6,42	7,40
Nd								2,41	1,92
Pb						5,85		2,91	3,64
Th						57,38	3,65		
U						5,06			
Y							32,33		
Gd							2,49		
Dy							5,08		
O	39,43	39,35	39,4	39,61	39,27	21,28	36,33	37,94	37,07
Сумма	100	100	100	100,01	100	100,01	99,99	100,01	100
Участок	3_1	5_1	7_1	11_1	13_7	13_1	13_5	13_3	13_6

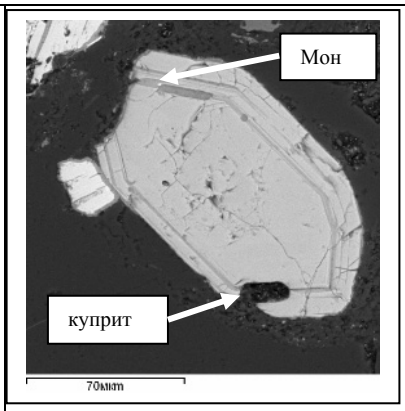
Примечание. Изучался обр. РВ-10. 1–5 – апатит; 6 – торит; 7 – ксенотим; 8–9 – ортит (алланит).



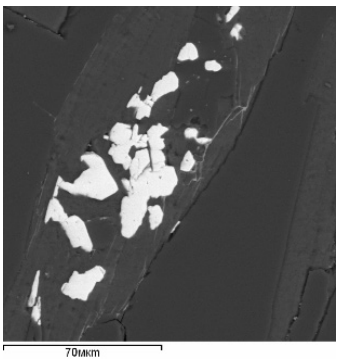
1. РВ-10/1-1. Монацит, циркон



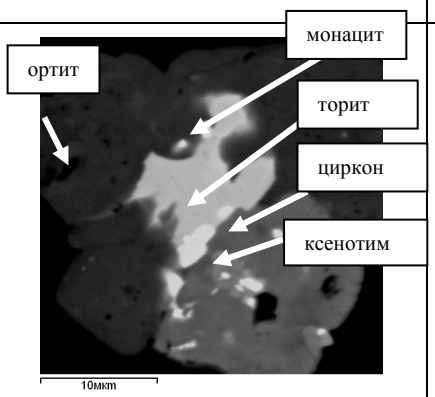
2. РВ-10/ 2-1. Зональный циркон и халькопирит (в правом верхнем углу)



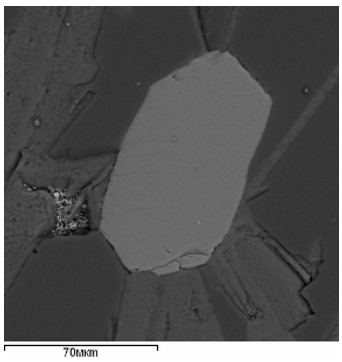
3. ВО-3/8-1. Циркон в рудах с микровключением монацита (белый) и куприта (черный)



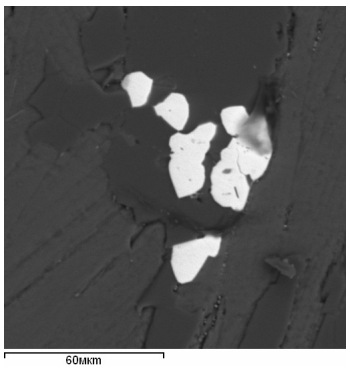
4. РВ-10/11-2. Монацит (белый) в фенгите



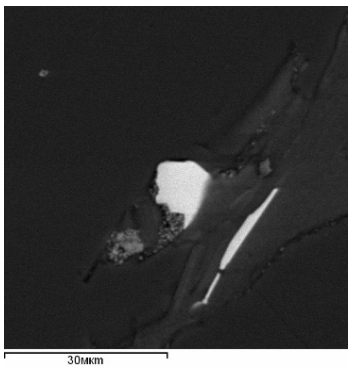
5. РВ-10/13_3. Срастание ортита, ксенотима, циркона, торита (белый), монацита



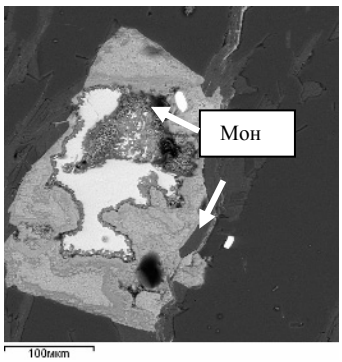
6. РВ-10/7-1. Апатит (серый)



7. РВ-10/11-10. Монацит (белый) в фенгите



8. РВ-11/1_9. Монацит (белый), справа – фенгит (черный) в борнитовых рудах



9. РВ-10/8-6. Белый монацит в окисленном халькопирите (в центре), замещенном гематитом

Рис. 7. Акцессорные минералы – циркон, монацит, апатит – в околорудно-измененных кварцито-песчаниках и рудах

Наиболее часто в кварцевых жилах с сульфидами встречается *барит* (рис. 6: 2–9; табл. 7), поэтому его можно отнести к типоморфным минералам нерудной ассоциации. Барит сечет и цементирует халькопирит и борнит. Он срастается с фенгитом и по микротрещинкам проникает в него, ассоциирует с купритом. Барит образует неправильные срастания просечки и веретенообразные зерна. Иногда барит содержит Sr до 1,1–1,42%. В пластинчатых кристаллах он встречается во внутрирудной брекчии. Окисление руд, по-видимому, происходило до и после образования барита, так как он сечет халькозиновые каймы и сам пересекается гематитом.

В медно-сульфидных рудах в кварце и в фенгите в ассоциации с молибденитом встречаются мельчайшие иголки *рутила* (TiO_2; рис. 8: 5), что подчеркивает более кислотный характер среды, чем в метасоматитах уч. Воронов Бор, где доминировал сфен. Рутил иногда содержит небольшую примесь Fe (до 0,97%).

Таблица 7

Состав барита и шеелита

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
S	14,76	15,61	14,51	14,13	14,07	13,98	14,94	13,5		
Sr		1,3			1,1			1,42		
Ba	56,57	53,28	57,11	57,98	56,93	58,3	56,15	57,88		
Ca									13,88	12,38
W									63,90	65,56
O	29,68	29,81	28,38	27,9	27,9	27,72	28,91	27,2	22,22	22,06
№ обр.	РВ-11	РВ-11	РВ-11/2а	РВ-11/2	РВ-11/2	РВ-11/2	РВ-12	РВ-12/1	РВ-11/3а	РВ-12/1
Участок	2-1	3-1	5-1	1-1	2-1	10-1	1	1-1	12_1	3_1

Примечание. 1–8 – барит; 9–10 – шеелит.

Брекчированные кварц и альбит цементируются баритом. Участки пострудных брекчий содержат обломки борнита, кварца, альбита, кристаллы барита и наиболее поздний тонко-пластинчатый *каолинит*, который выделяется в пустотах (рис. 6: 7). В своем составе он содержит Al_2O_3 39,88 %, SiO_2 57,59% и примесь CuO до 2,53%.

Рудные минералы. Для медных руд помимо ведущих сульфидов характерно большое разнообразие минералов-спутников, представленных молибденитом, Ag-золотом, галенитом, клаусталитом, гесситом, штютцитом, богдановичитом, виттихенитом, фишессеритом, более сложными соединениями Au-Ag-Se-Te и реже сам. теллуром (рис. 8, 9). В борнитовых рудах иногда встречается теннантит с каймой борнита. Срастания молибденита установлены в борнитовых и халькопиритовых рудах, в срастании с кварцем, борнитом. Более крупные выделения молибденита в ассоциации с рутилом видны в фенгите невооруженным глазом. Барит замещает главные сульфиды меди (рис. 8: 12). Золото установлено в кварце и в борнитовых и халькозиновых рудах в срастании с халькозином. Теллуриды и селениды выделяются совместно с халькозином. Рассмотрим минеральный состав руд и последовательность минералообразования.

Халькопиритовые руды. Халькопирит образует богатые гнезда, прожилки (табл. 8, 9). Выделяется первым, замещается борнитом, цементируется и замещается баритом. В халькопирите установлены в пределах 2–3% небольшие колебания в содержании Fe. В нем встречаются мелкие выделения галенита (1–5 мкм), тонкопластинчатые кристаллы молибденита (4×10 μкм) и небольшие (микронные) выделения самородного Te, в котором зафиксирована примесь Se. Эти минералы выделяются в микротрещинках в халькопирите и на границе сульфидов с кварцем. В такой же ситуации на границе с борнитом в халькопиритовых рудах были обнаружены Ag-Bi-Se соединения (размером 2–5 μкм), которые относятся к богдановичиту $AgBiSe_2$ (рис. 9; табл. 9). Очень редко встречаются единичные зерна шеелита в рудах в ассоциации с мелкими зернами кварца (табл. 7; CaO – 17,32%, WO_3 – 82,68%).

Борнитовые и борнит-халькозиновые руды. Борнит и халькозин образуют гнезда и прожилки в кварце, имеют розоватый и синеватый цвет. Халькозин образует неправильные зерна и ламелли в борните. При снижении температуры происходит распад твердого раствора борнита, содержащего избыточные компоненты относительно стехиометрического состава. Встречены зерна с промежуточным составом, отнесенные к идаиту. В связи с этим и появляется решетка, представленная ламеллями халькозина и мелкими зернами халькопирита-2. К ним чаще всего приурочены поздние селениды и теллуриды, а также самородные золото и реже теллур.

Борнит выделяется после халькопирита-1, он содержит Fe 8,5–11,8% (рис. 8; табл. 8). В борните по ортогональной сетке выделяются ламелли – пластинчатые зерна халькозина и мелкие неправильные чечевицеобразные вростки халькопирита-2 (рис. 9). «Халькозином» здесь мы называем все минералы этой системы с разным содержанием меди. В этой ассоциации с халькопиритом-2 в борните снижается содержание Fe до 7,57%, а более светлый минерал содержит 5,36% Fe. При пересчете составов «халькозина» получаем соотношения (S = 1 ф. ед., Cu+Fe = 1,22–1,69 ф. ед.), позволяющие отнести его к спионкопиту и гириту-(анилиту?), их верхний предел устойчивости имеет T = 157–70 °C (Справочник-определитель..., 1988). Реже встречается ковеллин (CuS). Характерно то, что именно к халькозину приурочены селениды и золото. В борните, содержащем халькозин, и, главным образом, в халькозине встречаются мельчайшие включения галенита, селениды Pb и Ag – клаусталит, науманнит и теллуроселениды, тонкодисперсное Ag-золото, реже микроскопические выделения самородных Ag, Te (рис. 9; табл. 9). Шеелит обнаружен лишь в одном зерне размером 3–5 μкм в срастании с кварцем, включенном в борнит (обр. РВ-11/3а).

Молибденит – достаточно широко распространенный минерал, образующий мелкие чешуйки и пластинки (рис. 8: 5–9). Молибденит чаще встречается в борнитовых рудах, встречен в халькопиритовых, где выделяется в сульфидах, но также образует самостоятельные обособления в кварце, сериците в ассоциации с рутилом. Встречаются тонкочешуйчатые («порошковые») формы и более хорошо ограненные зерна и их скопления, видимые невооруженным глазом. *Галенит* (рис. 8: 11) встречается редко, образует небольшие зерна (1–4 μкм). В своем составе он иногда содержит небольшую примесь Se. Состав минералов приведен в табл. 8.

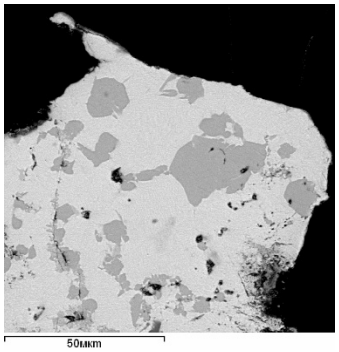
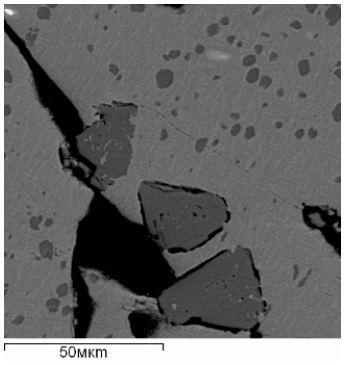
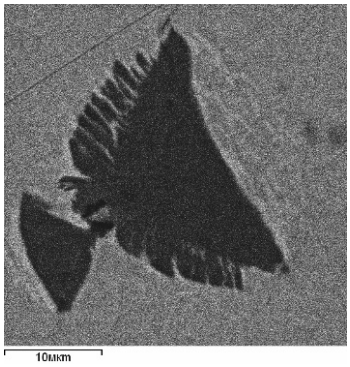
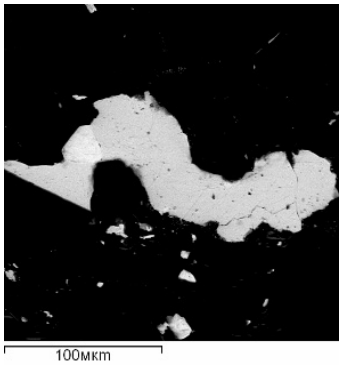
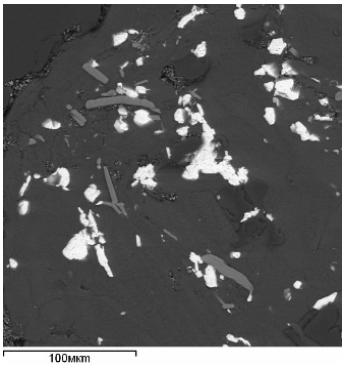
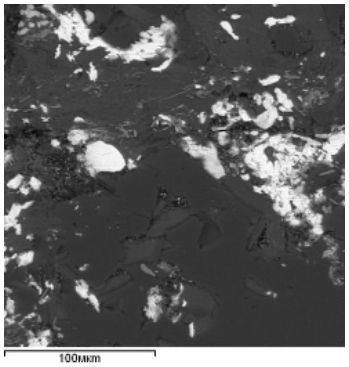
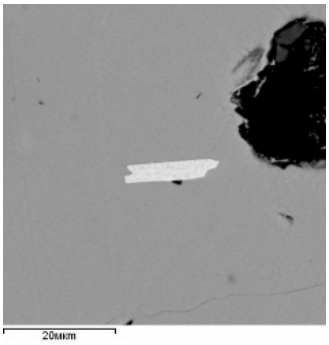
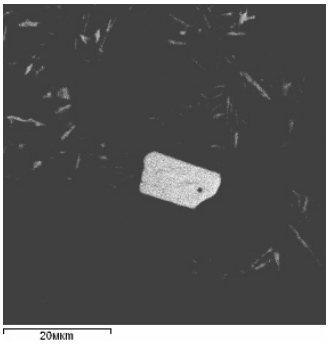
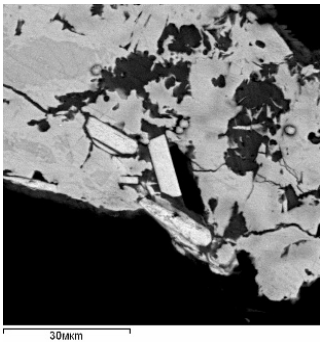
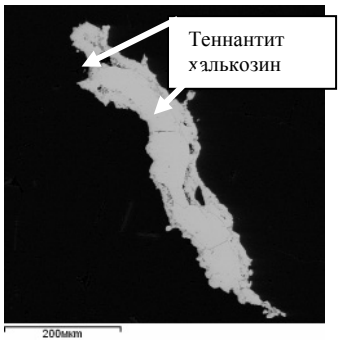
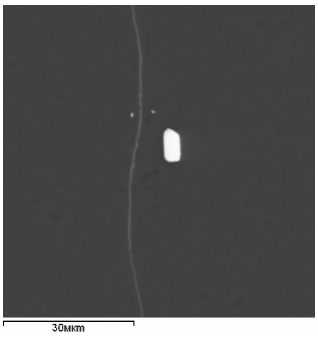
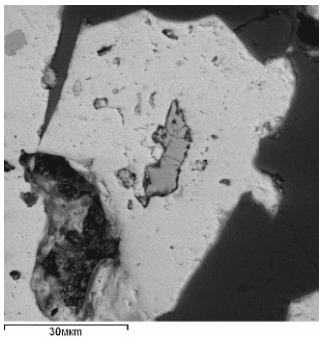
		
1. РВ-11/3а_5. Халькопирит (серый) в борните	2. РВ-11/3б-6. Халькопирит-1 (крупный темно-серый) и 2 (мелкие зерна) в борните (серый)	3. РВ-11/16-1 халькопирит (темный, «рыбка») в борните (серый)
		
4. ВО-1/1-1. Молибденит (белый кристалл) в халькозине (светло-серый)	5. ВО-1/5-1. Молибденит (белый), рутил (серый, игольчатый) в фенгите	6. ВО1/5-1. Молибденит, мелкочешуйчатое скопление (белый)
		
7. РВ-12_9. Пластинка молибденита в халькопирите	8. ВО-2а/9-1. Молибденит в кварце	9. ВО-2а/1. Молибденит (белые пластинки) в борните (серый) с халькозином (светло-серый)
		
10. ВО-1/2_1. Теннантит (в центре белый) и кайма халькозина	11. ВО-3/8-1. Se-галенит (белый кристалл)	12. РВ-12_1. Реликты халькопирита (серый в центре) и борнита (серый слева в верхнем углу) в барите (белый)

Рис. 8. Соотношения главных сульфидов меди, молибденита, галенита, теннантита в рудах Воицкого месторождения

Таблица 8

Сульфиды меди, молибденит и менее распространенные минералы в рудах Воицкого месторождения

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
S	37,72	38,26	38,2	37,35	31,32	29,16	29,1	28,88	29,16	28,60	36,87	27,49	27,76	25,96	26,15	29,14	25,63	24,67	24,02	33,26	30,54	30,34
Fe	30,59	28,62	30,01	30,03	10,59	10,54	10,87	10,76	10,93	11,05	15,05	8,84	5,36	2,64	1,13	0,77	0,43				2,01	2,55
Cu	31,69	33,12	31,79	32,62	58,1	60,3	60,03	60,36	59,91	60,35	48,08	63,67	66,87	71,4	70,95	70,1	73,93	75,33	75,98	66,74	43,39	44,60
Zn																					3,71	2,73
As																					20,35	19,78
Ag															1,77							
Сумма	100	100	100	100	100,01	100	100	100	100	100	100	100,01	99,99	100	100	100,01	99,99	100	100	100	100	100
№ обр.	РВ-11/3а	РВ-12	РВ-12/1	РВ-12/1	РВ-11/1	РВ-11/2	РВ-11/2	РВ-11/2	ВО-1	ВО-2	РВ-12	РВ-11/3а	РВ-11/3а	РВ-11/2	кВО-2а	РВ-11/2	ВО-2 а	ВО-2	ВО-1	РВ_3	ВО-1	ВО-1
Участок	2_1	1_1	1_1	6_2	2_2	5_2	23_2	15_6	2_3	10_3	3_2	4_4	4_3	15_5	5_3	11_2	1_6	10_4	1_2	11_2	2_1	2_2
Тип руд	Б	Х	Х	Х	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Х	Б	Б	Б	С	Б	Б	ХЗ	Б	Б	Б	Б

Примечание. 1–4 – халькопирит $CuFeS_2$; 1, 5–10, 12 – борнит Cu_5FeS_4 (8 содержит распад халькозина); 14, 10 – срастание с 15, 12 – срастание с 13; 11 – идаит Cu_3FeS_4; 13–15 – спионкопит $Cu_{1,3\text{-}1,5}S_1$ (T < 157°). Более низкотемпературные: 16–19 – гирит $Cu_{1,5\text{-}1,6}S$ (№ 18 в кайме борнита, содержит золото, № 19 обрастает теннантит – № 21–22); 20 – ковеллин CuS; 21–22 – теннантит. Х – халькопиритовые руды (авторский номер РВ-12 и 12/1); Б – борнитовые руды; ХЗ – халькозиновые руды.

Окончание табл. 8

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
S	14,62	14,75	15,35	16,45	15,35	38,19	39,82	41,5	42,21	39	40,53	38,19
Pb	85,38	85,25	84,65	83,55	84,65	–	–	–				
Mo	–	–	–	–	–	61,81	60,18	58,5	57,79	61	59,47	61,81
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
№ обр.	РВ-11/2	РВ-11/1	РВ-12	РВ-12/1	РВ-12/1	РВ-12	ВО-1	ВО-1	ВО-3	ВО-2а	ВО-2а	ВО-2а
Участок	25_1	4_1	8-1	5_1	6_1	6_2	5-1	5_2	1_3	1_2	1_3	9-1
Тип руд	Б	Б	Х	Х	Х	Х	Б	Б	Б	Б	Б	Б
Размер, μкм	3		3×4			4×20				15×5		17×10

Примечание. 1–5 – галенит, 6–12 – молибденит. Тип руд – обозначения выше.

Таблица 9

Селениды и более редкие минералы в рудах месторождения участка Воицкого

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Se	6,22			26,45	27,16	29,58	25,69										10,83	7,61	30,62	21,51	9,88	15,75	53,38	1,98	21,23
Ag				73,55	72,84	70,42	73,86	63,72	61,15	62,33	60,24	58,37	57,75	56,72	58,26	29,58	66,12	63,18	64,34	69,82	57,44	68,8	11,13	50,73	46,73
Te	93,78	97,75	100				0,46	36,28	38,85	37,67	39,76	41,63	42,25	43,28	41,74	70,42	23,05	29,01	5,04	6,51	32,68	15,46	9,39	41,25	1,34
Au																				2,16			26,11	6,04	30,70
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100,01	100,01	100	100
№ обр.	РВ-12	РВ-11/3а	РВ-11/2	РВ-11/1	РВ-11/1	РВ-11/2	ВО-2а	ВО-2	ВО-2	ВО-2а	ВО-1	ВО-2а	ВО-2а	ВО-2а	ВО-2	РВ-11/2	ВО-2а	ВО-2а	ВО-2	ВО-2	ВО-2	ВО-2	ВО-2	ВО-2	ВО-2
Участок	4_1	6_6	14	4_1	5_1	13_1	3_1	3-1	1_2	4_1	8_1	4_2	5_1	12_1	8_1	13_1	15_1	15_2	4_5	4_1	2_2	4_2	2_1	2_3	6_1
Размер, μкм	1×2	6×8	2					40×20	10×20	1×2	1	15×10	30×25	20	1	3	5×4	3×7		10×5			5	2×3	3
Тип руд	Х	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б

Примечание. 1–3 – теллур; 4–7 – науманнит; 8–11 – гессит; 12–15 – штюцит; 16 – фаза $AgTe_2$; 17–18 – Se-гессит; 19–20 – Te- и Au-Te-науманнит; 21–22 – Se-штюцит; 23–24 – Au-Se-штюцит; 25 – фишессерит.

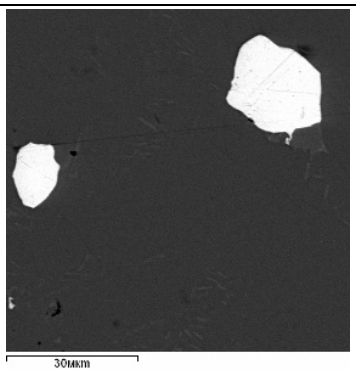
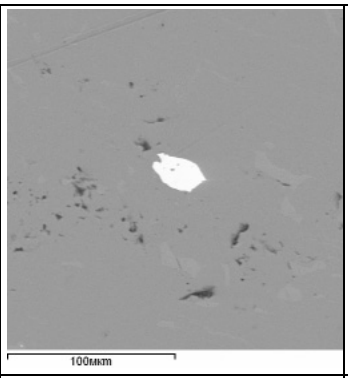
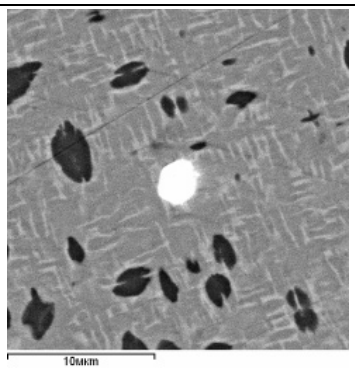
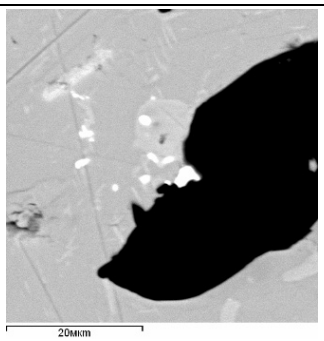
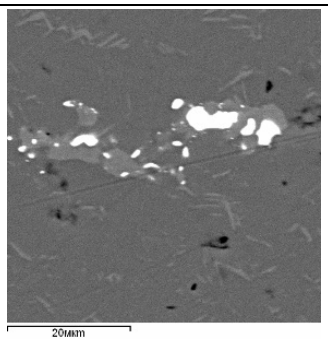
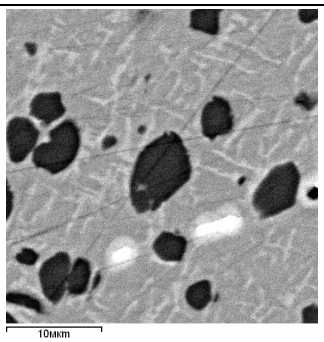
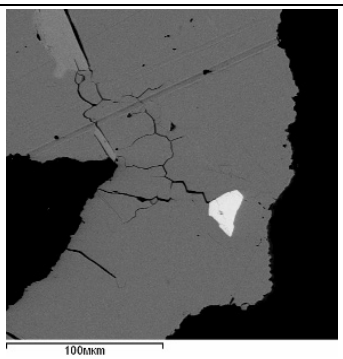
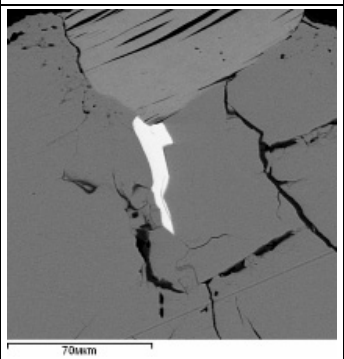
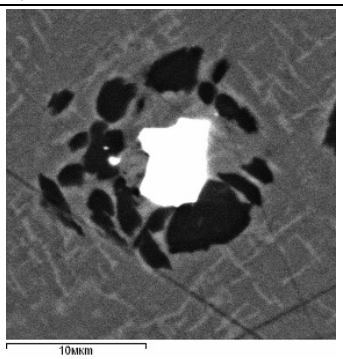
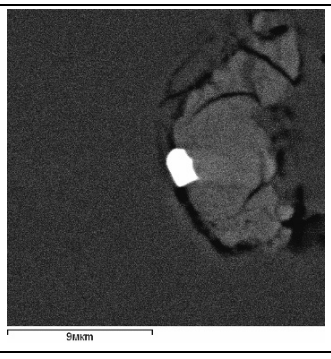
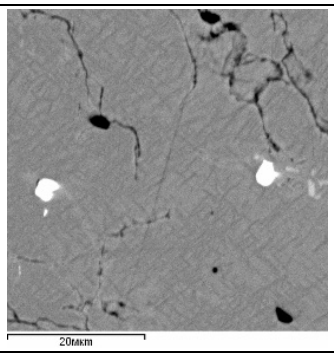
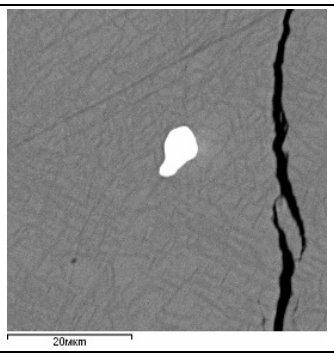
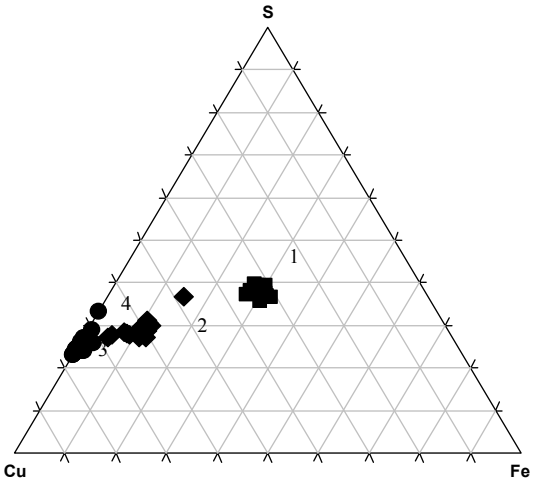
		
1. ВО-2а/4-1. Гессит Ag_2Te (белый, слева) и штюцит ($Ag_{5-4}Te_3$, справа) в борните	2. ВО-2/3-1. Гессит (Ag_2Te) в борните	3. РВ-11/3а_4. Распад борнита с ламеллями халькозина (светло-серый) и халькопирита (черный). Гессит Ag_2Te (белый в центре)
		
4. ВО-2/6-1. Фишессерит, соединения $(Ag,Au)_2(Se,Te)$ (белые) в халькозине (светло-серый). Борнит (серый)	5. ВО-2/4-1. $(Ag,Au)_2(Se,Te)$, $Ag_2(Te,Se)$ (белые) в халькозине (серый). Борнит (темно-серый)	6. РВ-11. 3-1. Науманнит Ag_2Se (белый) с каймой Ag-халькозина. Распад борнита на халькозин (решетка, светло-серый) и халькопирит-2 (черный)
		
7. ВО-3/1-1. Виттихенит Cu_3BiS_3 (белый), молибденит (серый), халькозин (темно-серый)	8. ВО3/2-1. Виттихенит (белый), молибденит (серый) в халькозине	9. РВ-11/3_б-6. Сам. теллур (белый) с халькопиритом-2 (черный) в борните с решеткой халькозина
		
10. РВ-12_3. Богдановичит (белый) в борните (серый) в халькопиритовой руде (темно-серый)	11. ВО-3/5-1. Богдановичит $AgBiSe_2$ (белый) в борните с решеткой распада халькозина	12. ВО-3/4-1. Богдановичит $AgBiSe_2$ в борните

Рис. 9. Редкие селениды и теллуриды в сульфидных медных рудах участка Воицкого

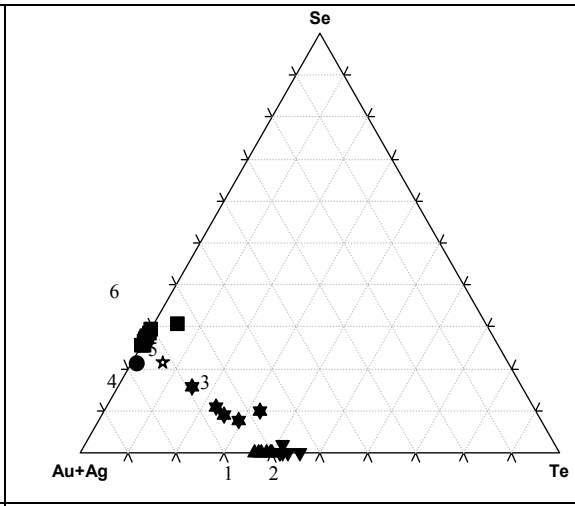
Селениды и теллуриды. В округлых и неправильных обособлениях халькозина встречаются включения селенидов и теллуридов (рис. 9). В кайме халькозина, окружающего науманнит и более светлого, чем основная масса. Для «халькозина», ассоциирующего с науманнитом, характерно увеличение содержания Ag до 1,77%. Минералы *системы Ag–Te* имеют размер от 2–3 до 40–50 μкм и относятся к гесситу или штютциту (табл. 9). В минералах этой группы намечается изоморфизм Ag и Au, Te и Se (табл. 9; рис. 10). Распространены мелкие промежуточные соединения мельчайших зерен Au-Ag-Se-Te состава (Au до 2,16–12,35%). Среди них О. Б. Лавровым обнаружен редкий селенид золота и серебра – фишессерит $AuAg_3Se_2$. В нем содержание золота достигает 30,7%. (Следует отметить, что этот минерал является типоморфным для Au-U-Se месторождений.) Все изученные минералы могут содержать незначительное количество Cu, чаще связанное с матрицей. В подобной же ассоциации встречаются самородный теллур, иногда с примесью Se или Ag, и очень редко – серебро.

Самородный теллур образует зерна до 40 μкм в окружении мелких чечевицеобразных образований халькопирита-2 и ламеллей халькозина, которые выделяются в его окружении в борните (табл. 9; рис. 9: 9).

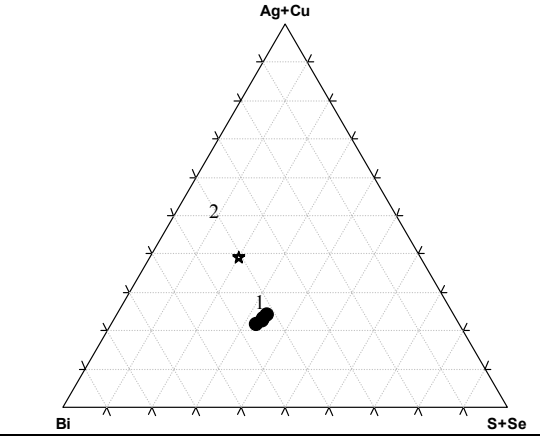
В тонких срастаниях с борнитом и халькозином и реже в халькопирите встречаются редкие селениды и сульфиды Bi и Ag, Bi и Cu – *богдановичит* $(Ag,Bi)Se_2$ и *виттихенит* – Cu_3BiS_3 (табл. 10; рис. 9–10), образующие мелкие зерна.



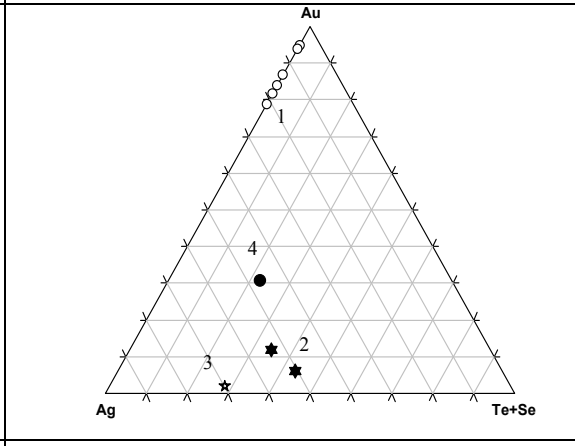
1. Сульфиды меди: 1 – халькопирит, 2 – борнит, промежуточный с халькопиритом – идаит, 3 – группа «халькозина», 4 – ковеллин



2. Селениды и теллуриды Ag и Au: 1 – гессит, 2 – штюцит, 3 – Au-Ag-соединения (со структурой типа штюцита), 4 – фишессерит, 5 – Au-Te-науманнит, 6 – науманнит, в том числе Te-содержащий



3. Bi-содержащие минералы: 1 – богдановичит $AgBiSe_2$, 2 – виттихенит Cu_3BiSe_3



4. Au-Ag-содержащие минералы: 1 – самородное золото, 2 – Au-содержащий штюцит, 3 – Au-Te-содержащий науманнит, 4 – фишессерит

Рис. 10. Треугольные диаграммы ведущих сульфидов меди, редких селенидов и теллуридов, Au-содержащих минералов, а также Ag, Au, Bi и Bi-Cu-сульфидов (изоморфизм в минералах)

Изоморфизм в минералах и состав разных фаз (ведущих сульфидов, селенидов и теллуридов, Bi и Au-Ag-содержащих редких минералов, приводимых в таблицах), а также изменения в составе самородного золота можно проследить на треугольных диаграммах (рис. 10).

Самородное золото встречается в борните, халькозине, на контакте с кварцем, и даже в куприте, вероятно полностью заместившем сульфид меди (рис. 5). Золото в борнитовых рудах тонкодисперсное, а кварцево-жильной ассоциации – мелкое,

Таблица 10

Bi-содержащие минералы, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
Se	33,71	33,11	34,13	33,57	31,59		
Ag	23,21	21,87	23,96	22,57	26,09		
Bi	43,07	46,02	41,91	43,95	40,96	40,94	41,07
Pb					1,36		
S						20,01	20,02
Cu						39,05	38,91
Сумма	99,99	100	100	100,09	100	100	100
Образец	РВ-12	ВО-3	ВО-3	ВО-3	ВО-2	ВО-3	ВО-3
Участок	3_1	4_1	5_1	5_2	7_1	1_1	2_1
Размер, μкм	1–2	5×10	3	1	3–4	20×30	17

Примечание. 1–5 – богдановичит; 6–7 – виттихенит.

Таблица 11

Золото в рудах Воицкого месторождения

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Ag	21,71	18,39	17,36	16,51	13,29	16,17	17,96	18,39	15,63	17,57	16,3	11,85	19,83	17.3
Au	78,29	81,61	82,37	83,49	86,71	83,83	82,04	81,61	84,37	82,43	83,7	88,15	80,17	82,7
Сумма	100	100	99,73	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
№ обр.	РВ-11/2													
Участок	5_1	6_1	7_1	9_1	15_1	15_2	15_3	15_4	18_1	20_1	21_1	24_1	24_2	24_3

Окончание табл. 11

Компонент	15	16	17	18	19	21	22	23	24	25	26	27
Ag	6,53	5,86	6,09	5,17	5,06	21,25	18,43	14,98	17,52	13,85	14.44	14.49
Au	93,47	94,14	93,91	94,83	94,94	78,75	81,57	85.02	82,48	86,15	85,56	85,51
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
№ обр.	ККМ					ВО-1	ВО-2			ВО-3		ВО-2а
Участок	1	2	3	4	5	6_2	9_1	10_1	10_2	3_1	3_2	10_1

Примечание. 1–14, 21–27 – Ag-золото в борнитовых рудах; 15–19 – золото из кварцевых жил.

размером 2–50 μкм. Оно образует округлые неправильные изогнутые выделения, иногда цепочкой тянущиеся по одной линии с селенидами в микротрещинках в борните. Более крупное самородное золото изучалось по образцу Карельского краеведческого музея. Оно представлено комковатыми зернами размером 1–3 мм и их тонкими вытянутыми скоплениями до 0,3÷0,5 × 3 см. Золото борнитовых руд содержит 11,75–21,71% Ag, из кварцевых жил – 5,06–6,53% (рис. 5, 10; табл. 11). По историческим сведениям оно встречалось и в более крупных гнездах, дендритовидных и проволочных формах. В кварцевой жиле золото отложилось несколько позднее сульфидов. Более низкая концентрация Ag в нем обеспечивает, соответственно, его более высокую пробность – выше 950.

В зоне окисления руд установлены ковеллин, гематит, куприт, сложные минеральные смеси по сульфидам. Халькопирит при окислении замещается гематитом и гидроокислами железа, при этом по нему образуются зональные кружевные каймы – сложная минеральная смесь, содержащая S и O. На поверхности руд встречаются порошкообразные налеты карбонатов и сульфатов меди. Окисление сульфидов иногда сопровождается полным замещением купритом. В такой ассоциации было встречено зерно золота, хорошо сохранившееся в зоне окисления в куприте (рис. 5: 6).

Заключение

Таким образом, детальное изучение золото-медносульфидно-кварцевых руд Воицкого месторождения позволяет отнести жилы к низкотемпературным, содержащим Ag, Mo, Se, Te, Th, РЗЭ, образующие соответствующие минералы в рудах и околорудных измененных кварцито-песчаниках. Селениды, теллуриды и самородное золото встречаются в борнитовых рудах, содержащих распад «халькозина», и ассоциируют с ним. Состав «халькозина» позволяет говорить о температуре, не превышающей 150–70 °С. В системе селениды – теллуриды установлен широкий спектр замещений Se – Te, Ag – Au и некоторые новые фазы, требующие дополнительного изучения. Определен новый, выявленный впервые в Карелии минерал – фишессерит, обнаружены редкие Bi-содержащие минералы богдановичит и виттихенит. Золото в рудах встречается в двух генерациях – в борнитовых рудах и жильном кварце. Тонкодисперсное золото в борнитовых рудах тяготеет к участкам с распадом «халькозина» и отличается от золота кварцевых жил (5,0–6,5% Ag) более высоким содержанием Ag – 11,75–21,71%. На уровне, близком к поверхности, жилы выработаны. Околожильные изменения низкотемпературные: представлены фенгитом, альбитом, баритом, редкими акцессориями, во внутрирудных брекчиях развит каолинит (аргиллизация).

ЛИТЕРАТУРА

Кузин А. А. История открытий рудных месторождений в России. М., 1961. 360 с.

Кулешевич Л. В., Лавров О. Б., Голубев А. И. Золотосодержащее медносульфидное месторождение Воронов Бор и перспективы медносульфидных проявлений Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск, 2009. С. 26–47.

Майер Г. Воицкий рудник // Горный журнал. 1907. Т. 1, кн. 3. С. 277–281.

Минерально-сырьевая база Карелии / Михайлов В. П. и др. Петрозаводск, 2005. 280 с.

Озерецковский Н. Я. Путешествия по озерам Ладожскому и Онежскому. Петрозаводск, 1989. 208 с.

Соколов В. И. Справка о Воицком и Серебряногорском рудниках // Известия геологического комитета. 1923. Т. 38, № 2. С. 12–15.

Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете. М., 1988. 504 с.

Ушков В. В. и др. Отчет о результатах поисковых работ на золото в Янгозерской структуре, в зоне стыка Койкарской и Кумсинской структур, в зоне сочленения беломорид и карелид в районе оз. Выгозеро за 1975–78 гг. Инв. № 1370 // Фонды КГЭ. 1978.

Л. В. Кулешевич, Н. Ю. Ларькина, И. С. Инина

МИНЕРАЛЫ ЖЕЛЕЗА В КОЛЛЕКЦИИ МУЗЕЯ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ: ЛИМОНИТОВЫЕ И ГЕМАТИТОВЫЕ РУДЫ КАРЕЛИИ

Железо в природе встречается в различном виде: образует собственные минералы (магнетит, гематит, гидроксиды железа), составляющие различных типов железных руд, входит в силикаты горных пород и установлено в ионной форме в составе железистых вод источников. Значительные скопления минералов железа образуют месторождения или проявления. Железные руды Карелии представлены разными рудными формациями и минеральными типами (магнетитовыми, гематитовыми, лимонитовыми и др., рис. 1).

В настоящее время в Карелии разрабатываются магнетитовые кварциты Костомукшского железорудного месторождения, доразведывается Корпангское. О первых разработках железных руд XI–XII вв. в За-

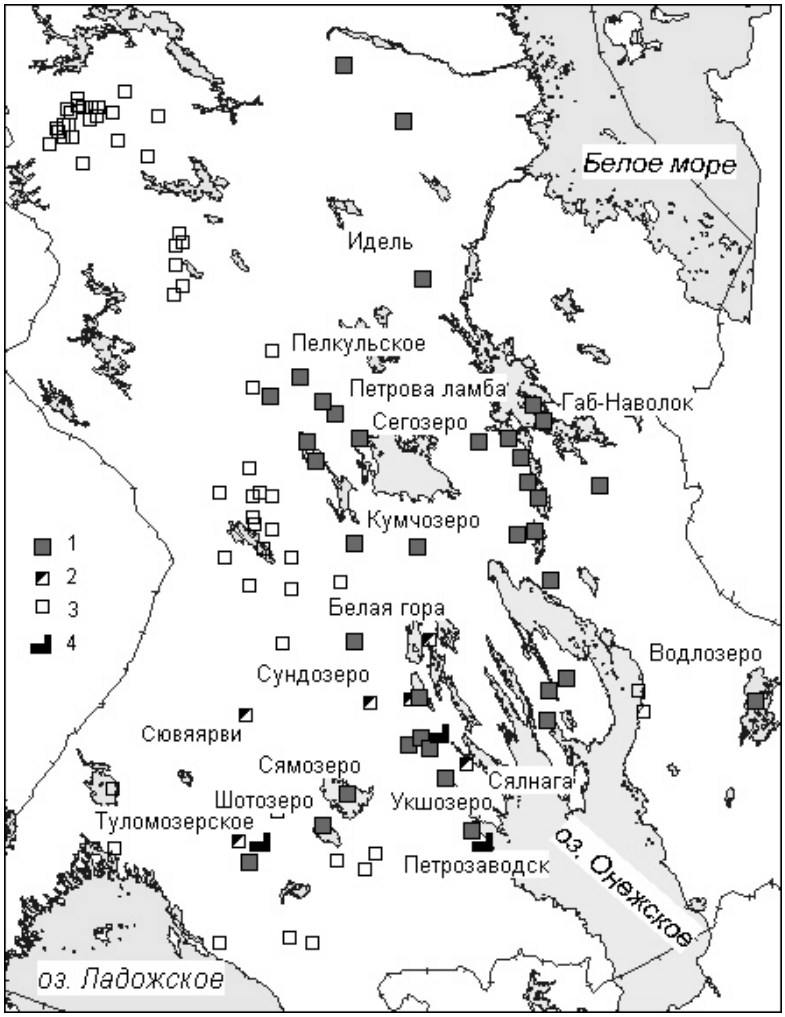


Рис. 1. Лимонитовые и гематитовые руды Карелии (схема расположения месторождений/проявлений черных металлов):

1 – лимонитовые озерные и болотные руды; 2 – гематитовые руды (PR_1); 3 – железистые кварциты (AR_2); 4 – Петровские заводы

онежских и Лопских погостах известно из истории: использовались озерные и болотные лимонитовые руды, которые можно было легко извлекать и перерабатывать (Балагуров, 1958). Воды природных источников дали начало санаторию «Марциальные воды» благодаря присутствию в них железа в растворимой и более легко усваиваемой в организме человека форме. Они используются в медицине для лечения заболеваний, связанных с дефицитом железа. В Средние же века осваивались только более легко обогатимые лимонитовые руды. Близкое расположение найденных рудных объектов от Санкт-Петербурга оказало решающее значение для их освоения в XVIII–XIX вв. – в пору развития горнорудных промыслов в Олонецкой губернии.

Вся история освоения карельских озерных и болотных руд и развития железоделательных заводов связана с началом Петровской эпохи и Северной войной. Первые Петровские заводы появились и начали действовать уже в первой четверти XVIII в.: в 1703 г. в устье р. Лососинки был учрежден первый чугунолитейный и плавильный завод под именем Олонецкий Петровский. К этим заводам относились и Кончезерский и Суоярвский. Использовались известные и вновь найденные озерные и болотные лимонитовые руды, которые легко плавились, и из них получали чугун. К 30–60-м годам первые Петровские заводы начали приходить в упадок и к началу 70-х годов прекратили свое производство или существование. Все выплавляемое железо шло на вооружение армии и оснащение кораблей – отливались пушки, ядра, пули, изготовлялось оружие.

В начале XIX в. место первых заводов заняли новые металлургические предприятия – Александровский пушечный завод и его отделения: литейные заводы в Кончезере, Кронштадте и Петербурге (Балагуров, 1958). Все эти заводы получили уже укрепившееся общее название – Олонецкие горные заводы. Существовал план и подробное описание разрабатываемых рудников, состава руд, из которых выплавлялось железо (чугун), сведения о его качестве и проводимых на прочность испытаниях. Александровский пушечно-литейный завод в Петрозаводске действовал с 1774 г., являясь одним из главных арсеналов русского военно-морского флота. Во время русско-турецких и русско-шведских войн XVIII–XIX вв., в период Отечественной войны 1812 г. и в годы Крымской войны (1853–1856 гг.) Олонецкие горные заводы поставили тысячи пушек и сотни тысяч ядер для флота и армии. Кроме того, на этих заводах изготовлялись важные детали паровых, текстильных и других машин, а также художественное литье, украшающее многие улицы и мосты Санкт-Петербурга. Однако со временем роль Олонецких горных заводов в российской металлургии стала уменьшаться в связи с небольшими запасами используемых руд и началом разработок на Урале. В настоящее время большую лепту в изучение истории развития горных и металлургических заводов в Карелии и краеведение середины XVII–XVIII вв. внес А. М. Пашков (2007).

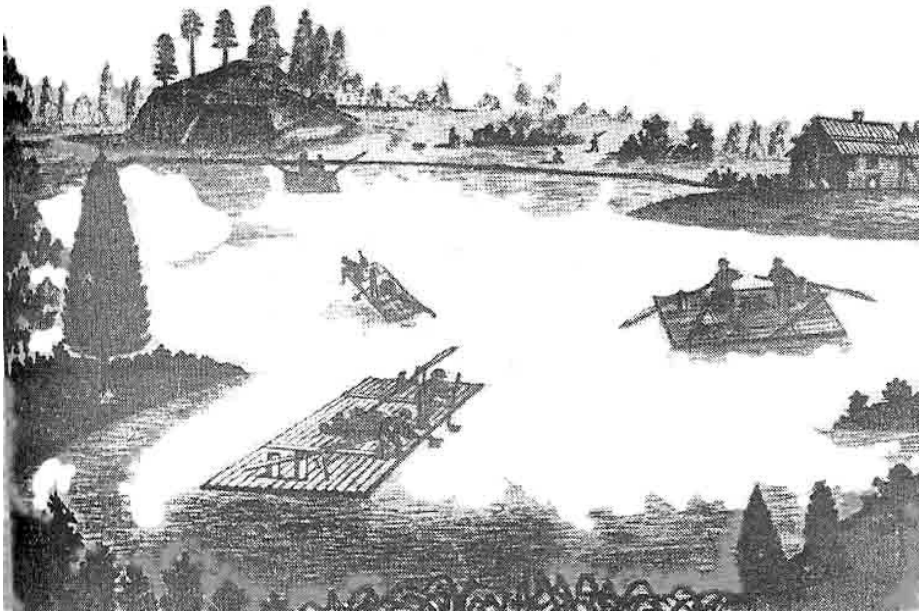
В Музее геологии докембрия ИГ КарНЦ РАН собрана представительная коллекция железных руд, среди них лимонитовые и гематитовые руды представлены образцами с разных рудных объектов (рис. 1). Задачами данной работы, проводимой в Музее геологии докембрия в рамках создаваемого раздела «Эволюция накопления железа в Карелии», являлись изучение минерального состава различных типов руд, представленных в коллекции музея, организация базы данных «Минералы Карелии» и лекционного фонда музея, касающегося истории изучения и освоения этих руд.

Лимонитовые озерные и болотные руды. Добыча этих руд началась в Петровскую эпоху и имела огромное значение для укрепления военной мощи Российского государства. Руды собирали вручную и свозили их на лодках или телегах на небольшие заводы (рис. 2). По проводимым испытаниям чугун, полученный из карельских озерных и болотных руд, был гораздо прочнее, чем выплавленный из уральских и английских руд (по опубликованным результатам испытаний, проведенных на Александровском заводе в первой половине XIX в. и изложенных инженером Н. Ф. Бутеневым; Пашков, 2007). Сразу возникает вопрос – почему?

Озерные руды и сходные с ними болотные руды – бурые железняки, или лимонитовые руды, состоящие главным образом из гидроксидов Fe (гетит, лепидокрокит), оксидов марганца, содержащие небольшое количество глинистых минералов, кварца, реже карбонаты, – отлагались на дне водоемов. Озерные руды образуются за счет выпадения избытка железа из коллоидных растворов и взвесей, переносимых реками. Выпадению коллоидов в осадок с образованием бобовин, оолитов, желваков, плоских округлых блямшек на обломочках мелких камней способствуют бактерии. Болотная руда образуется путем отложения бурого железняка (лимонита) на дне болот в виде конкреций (бобовин), твердых корок, кавернозных образований и слоев. Болотные железные руды накапливаются за счет соединений железа, растворенных в грунтовых водах. В восстановительной среде торфяника железо выпадает в осадок в виде карбоната (сидерита), который, окисляясь кислородом воздуха, переходит в окислы и гидроокислы. Болотные железные руды скапливаются, образуя конкреционные формы разного размера и маломощные линзовидные залежи.

Сейчас месторождения этой формации утратили свое экономическое и промышленное значение. В кадастр месторождений и проявлений черных металлов по озерным и болотным железным рудам Карелии внесено 33 объекта (Минерально-сырьевая база..., 2005), располагающихся в западной и центральной частях территории. Немало и неучтенных объектов – небольших проявлений. Характерным признаком для всех месторождений и проявлений болотных и озерных железных руд является их залегание в прибрежной полосе озер и заболоченных водоемов шириной до 300 м с мощностью залежей 0,15–1 м под слоем

А



Б

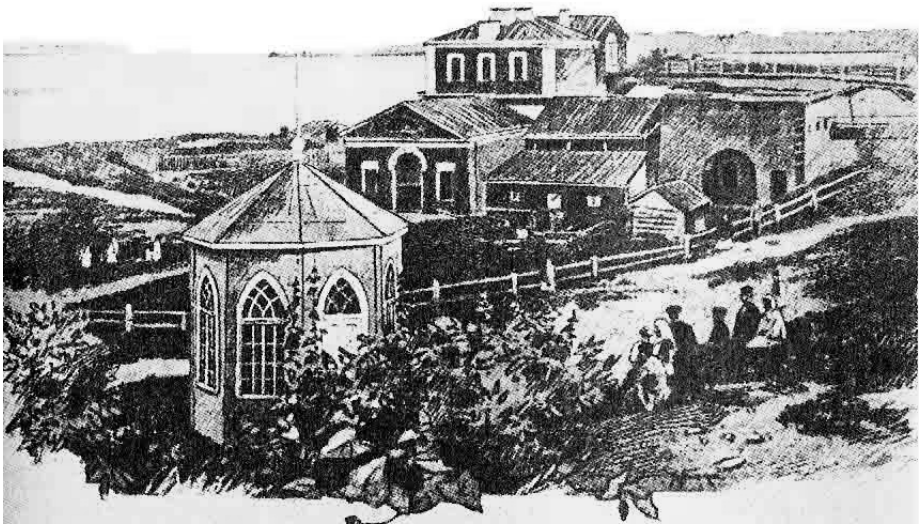


Рис. 2. Добыча железных руд (А) и Кончезерский плавильный завод (Б) (графические рисунки из: Пашков, 2007; Озерецковский, 1989)

торфа и почв от 1 до 5 м. В донных залежах они перекрыты илистым грунтом мощностью 0,3–0,5 м. Время образования этих руд относится к четвертичному периоду – к постледниковой эпохе. А территория распространения максимально сближена с областью развития коренных железорудных месторождений (особенно гематитовых). Подобное залегание и определяло способ добычи этих руд: с плотов, лодок и с прибрежной полосы.

Озерные и болотные руды представлены в центральной Карелии месторождениями Ватчельское и Сундозеро в Кондопожском, Сегозерской группой месторождений (Лазаревское, Пелкульское, Петрова Ламба) в Медвежьегорском, месторождениями Чиясъярви (Гонгинаволок) в Муезерском, Сямозерским – в Пряжинском, Водлозерским – в Пудожском, Габ-Наволок и Центрально-Выгозерским – в Сегежском районе (рис. 1). Из них наиболее известны объекты в районе озер Кончезеро, Сямозеро, Сегозеро, Сундозеро, именно с этих мест руды шли на переплавку и получение железа. Вблизи старых заброшенных плавильных заводов и сейчас встречаются своеобразные шлаки, содержащие кусочки породы, древесный уголь, не полностью переплавленные руды. (Древесный уголь использовался для плавки.) В музейной коллекции озерно-болотные руды представлены образцами с оз. Пялозеро Кондопожского района, из окрестностей г. Петрозаводска, с оз. Каменного Калевальского района, деревень Корза и Шотозеро и оз. Сямозеро Пряжинского района, с оз. Сундозеро Кондопожского района.

Морфология руд. По морфологическим признакам среди них выделяются оолитовые (разных размеров), корковые, губчатые и монетные (рис. 3: 1–4). Толщина корковых образований достигает 5–10 см, их микротекстура напоминает тонкопластинчатые, ветвистые или скорлуповатые сростки. Цвет руд коричневый, «ржавый», желтый, желто-бурый до черного, неравномерный, пятнистый. Они часто содержат включения других минералов, пород и даже органику. Очень часто подобные руды образуются и в зоне окисления железорудных или колчеданных месторождений. Оолитовые руды состоят из мелких шарообразных, округлых скоплений – оолитов. По размеру округлых конкреций (оолитов) руды делятся на бобовые (1–2 см), гороховые (0,3–1 см), дробовые (0,1–0,3 см), пороховые (до 0,1 см). При изучении наблюдается иногда их пустотелое скорлуповатое строение, а образование связано с коагуляцией на пузырьках газа или мелких песчинках (рис. 3: 1, 6). Размер конкреций плоской формы (бляшек), названных монетными рудами, колеблется от 0,2 до 5 см. Необычный внешний вид порождает самые разнообразные мифы об их происхождении, особенно это относится к «монетным» рудам. Образование подобных форм связано с прибрежной полосой озер: стягиванием коллоидных масс вокруг небольших обломков горной породы и круговым «болтанием» в прибойной полосе. Такие руды можно наблюдать на берегу оз. Сундозеро (рис. 3: 5–6). Совершенно необычная форма лимонитовых образований была встречена в отвесном берегу р. Кумбуксы на уч. Золотые Пороги: лимонитовые трубочки как «железные пальцы» торчали из корней подмытого рекой дерева (рис. 3: 10). Здесь они образовались благодаря окислению колчеданов, известных на этом участке.

Химический и минеральный состав руд. Современные методы исследований позволяют авторам дать их характеристику (табл. 1). Сразу следует отметить, что все изученные образцы оказались минеральными смесями некристаллического строения.

Монетные руды содержат (среднее из 4 анализов, табл. 1: 1): Al_2O_3 – 5,8%, P_2O_5 – 1,28%, MnO – 4,12%, FeO – 79,6%. Обычно в них нет серы, которая является «вредной» примесью, но в некоторых рудах, образовавшихся при окислении колчеданов, из примесей сохраняется повышенное количество SiO_2, CaO и сера (SO_3 до 22,03%, табл. 1: 2). Такой тип руд скорее надо относить к «железной шляпе», образовавшейся на колчеданных залежах. Подобную природу имеют также лимонитовые трубочки.

В корковых рудах FeO – 70,4–96,58% (табл. 1: 3–4, 9), количество P_2O_5 низкое, но встречается до 3,56%, что, вероятно, связано с первичным источником железа для этих руд, SO_3 выше – до 1,72–4,41%. В оолитовых рудах Пялозера в зоне окисления по колчеданным рудам установлено содержание SO_3, достигающее 22,06%. Содержание SiO_2 в лимонитовых рудах неравномерно, колеблется и составляет 1,11–18,08%, Al_2O_3 – 0,7–12,29%, P_2O_5 – 0,66–2,37%. Содержание FeO в ржаво-черных Fe-Mn-рудах и черных марганцевых снижается (табл. 1: 5–8, 10–11).

Вады. Черные корковые руды и темные участки бурых лимонитовых руд с озер Каменного и Шатозеро (обр. 7 и 3477), в отличие от железных, содержат MnO от 17,77–30,06 до 78%. Таким образом, бурые железняки Карелии являются первично обогащенными Mn, а черные корковые руды относятся к существенно марганцевым, или вадам. В Fe-Mn и Mn-рудах содержание BaO в отдельных участках повышается до 2,6–3,15%, в связи с чем авторами было высказано предположение, что эти тонкодисперсные фазы могут быть представлены Mn и Mn-Ba минералами (манганит, пиролюзит, псиломелан – ?), и сделана попытка доказать рентгеновским методом.

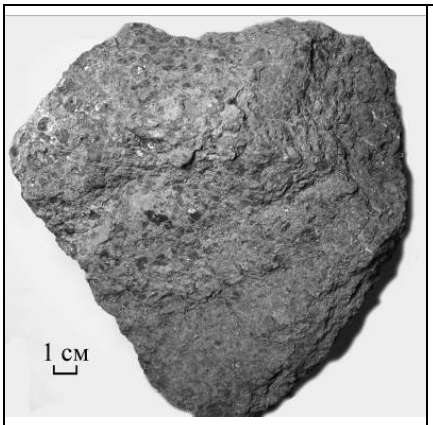
Стало очевидно также и то, что именно присутствие Mn обеспечило природный легированный состав лимонитовых руд и прочность чугуна, полученного из него на Петровских заводах. Интересно отметить, что обследование одного из выходов источников подземных вод в районе г. Петрозаводска (район Ключевая) показало, что вблизи выхода воды на поверхность происходит современное отложение тонкодисперсных бурых налетов гидроокислов железа, которые также обогащены Mn.

Таблица 1

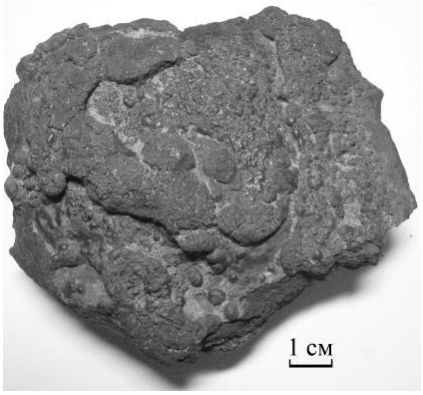
Состав лимонитовых и марганцевых руд из музейной коллекции

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Al_2O_3	5,80	3,28	–	2,25	2,33	1,75	2,31	1,23	1,56	5,32	10,28
SiO_2	8,11	7,22	18,08	6,07	4,62	4,20	4,22	4,15	–	–	2,09
P_2O_5	1,28	3,18	3,56	–	–	–	–	1,06	–	–	3,19
SO_3	–	22,06	1,78	4,41	1,72	24,51	2,68	3,24	1,86	–	1,82
K_2O	–	0,63	–	–	–	–	–	0,50	–	–	–
CaO	0,94	9,54	0,15	–	0,27	–	–	1,22	–	1,59	2,95
MnO	4,12	1,11	–	5,11	20,29	17,77	30,06	51,28	–	77,89	26,69
FeO	79,6	53,02	76,73	82,17	70,40	51,78	57,94	36,01	96,58	13,59	54,29
BaO	–	–	–	–	–	–	2,80	–	–	2,68	–
TiO_2	–	–	–	–	–	–	–	0,55	–	–	–
Сумма	99,85	100,04	100, 3	100,01	99,63	100	100	99,24	100	101,06	100,01
n	4	2	6	1	2	1	1	2	1	5	3
№ обр.	9	6	1771	8	8	8	8	7	2028	3477	3477

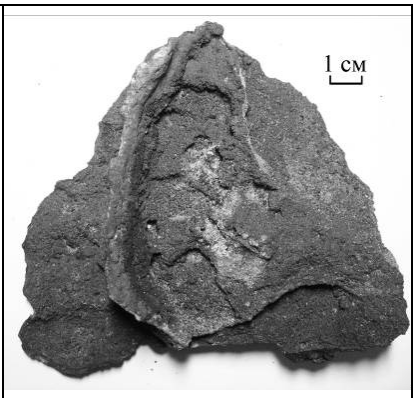
Примечание. n – количество анализов (для этих образцов приводится среднее значение). Руды лимонитовые (1–4, 9): 1 – монетные, Сундозеро; 2 – оолитовые, Пялозеро, Кондопожский район; 3 – корковые руды, д. Корза, Пряжинский район (с примесью сульфидов); 4 – оз. Каменное; 9 – окрестности Петрозаводска. Черные корковые железо-марганцевые и марганцевые руды – вады (5–8): 5–7 – оз. Каменное, Калевальский район; 8 – Пялозеро, Кондопожский район; 10–11 – Шотозеро, Пряжинский район. Микрозондовые определения выполнены на микроанализаторе в ИГ КарНЦ РАН (аналитик А. Н. Терновой).



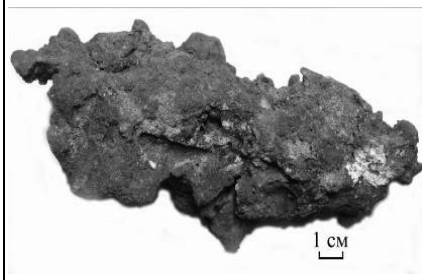
1. Обр. 1771. Оолитовая лимонитовая руда



2. Обр. 7. Корковая Fe-Mn руда



3. Обр. 8. Корковая Mn-руда



4. Обр. 2028. Губчатая железная руда. Окрестности Петрозаводска



5. Обр. 6. Оолитовая (гороховая) лимонитовая руда. Пялозеро



6. Обр. 9. Монетная руда. Сундозеро



7. Гематитовая мелкозернистая руда. Туломозеро



8. Массивная гематитовая руда. Туломозеро



9. Крупнокристаллический гематит в кварце. Туломозеро



10. Лимонитовые трубочки. Золотые Пороги, р. Кумбукса



11. Натечный гетит. Онежская структура



12. «Онегит» – гетит. Великая Губа

Рис. 3. Лимонитовые, гематитовые руды и гетит (морфологические типы – форма выделения)

В связи с возникшей сложностью напрямую рассчитать минеральный состав было проведено рентгеновское изучение образцов лимонитовых, гематитовых руд и «онегита» (табл. 2, рис. 3). Рентгеновское исследование корковых лимонитовых руд и вадов позволяет утверждать, что они представляют собой рентгеноаморфные смеси (со слабо проявленными идентификационными пиками). Кроме того, было проведено сравнение черных корковых руд (вадов) с марганцевыми конкрециями из Тихого океана, имеющимися в минералогической коллекции музея. Эти исследования показали, что черные корковые руды, так же как и конкреции, сложены «рентгеноаморфными» высокомарганцевыми фазами (Кулешевич и др., 2007). То есть, как мы видим, во внутриконтинентальных водоемах Карелии также идет накопление Fe-Mn руд, отдельные прослои которых являются существенно обогащенными Mn и содержат примесь Ba. Таким образом, рентгеновские исследования показали, что данные тонкодисперсные минеральные смеси еще не приобрели полнокристаллическое строение.

Таблица 2

Минералы гематитовых руд и «онегита»

Компонент	1	2	3	4	5	6
Fe	65,99	67,73	58,72	60,17	59,52	40,17
S	–	–	–	–	0,41	0,36
P	–	–	–	0,63	0,49	0,68
Si	–	–	–	–	0,33	3,95
Al	–	–	–	–	0,36	3,40
Mg	–	–	–	–	–	1,92
O	34,01	32,27	41,28	39,20	38,89	49,51
Сумма	100	100	100	100	100	100
№ обр.	12	2	ВГ-1	ВГ-1	ВГ-1	ВГ-1

Примечание. 1–2 – гематитовые руды (2 – богатый гематитовый прослой); 3–6 игольчатый гетит («онегит»). Сумма приведена к 100%.

Ресурсы озерных и болотных лимонитовых руд Карелии составляют около 0,26–0,5 млн т, при среднем содержании $Fe_{общ.}$ в руде 27,68–57,53% (Минерально-сырьевая база.., 2005).

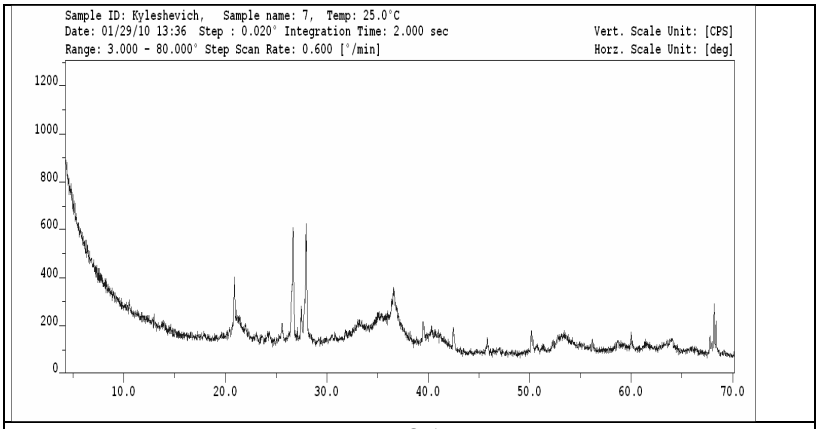
Гематитовые руды в палеопротерозойских породах (ятулийских сланцах и доломитах) широко развиты в центральной Карелии, где они образуют маломощные горизонты. В кадастр Республики Карелия внесено 6 наиболее значительных рудных объектов этой формационной группы (одно месторождение и рудопроявления), такие как Туломозерское (Пряжинский район), проявления Пялозеро, Рудник Белая Гора, Спасская губа, Сялнага (Кондопожский район) и Сювяярви (Суоярвский район). Содержание железа в них находится в интервале 27,0–61,27% (Минерально-сырьевая база.., 2005). Для Туломозерского месторождения среднее содержание железа составляет 35,3%, прогнозные ресурсы P_1+P_2 составляют 3,27 млн т.

Туломозерское месторождение находится в южной части Карелии, на этом месторождении гематитовые руды приурочены к верхнеятулийским песчаникам и доломитам. Месторождение представляет собой группу сближенных мелких объектов рудного поля, протяженностью 20 км в субмеридиональном направлении у дер. Колатсельга. Первое известное геологическое описание этих железных руд относится к 1839 г., тогда же их попробовали добывать, и была проведена опытная плавка этих руд. Туломозерский металлургический завод действовал с 1899 по 1902 г. (Раевская, Горьковец, 2001). Работа завода прекратилась в 1903 г. из-за технических проблем и высокой себестоимости чугуна. Позднее, в 1929 г., рассматривали вопрос о восстановлении завода, в связи с этим с 1930 по 1931 г. на месторождении проводились геолого-разведочные работы под руководством Ю. С. Желубовского. Им было выявлено, что месторождение представлено маломощными крутопадающими рудными телами пластообразной, реже жильной формы. Насчитывается 239 тел протяженностью от 30 до 2400 м, мощностью 0,1–1,5 м. Они залегают в толще доломитов и незначительно – в кварцито-песчаниках и сланцах. Количество выделенных рудных объектов на площади было затем ограничено 11 участками: Гейне-суо, Ахвен-оян, Фаддейн-келья, Реккун-сельга-I, Мечей-кескен, Риго-сельга, Майег-сельга и Мурдо-ярви, Ануфриен-сельга, Реккун-сельга-II и Суонан-сельга (Минерально-сырьевая база.., 2005). Установлено, что наиболее богатые массивные руды содержат до 50–60% Fe. По трем разведанным участкам были подсчитаны запасы по среднему содержанию $Fe_{общ}$ = 37,36%, S – 0,023%, P – 0,142%. Общие запасы по месторождению в целом были подсчитаны в 3,3 млн т до глубины 120 м. Однако по некоторым объективным причинам (сложность проходки карьера, небольшая мощность и неравномерность распределения полезных компонентов залежей и др.) руды не стали разрабатывать, а Туломозерский завод так и не возобновил работы.

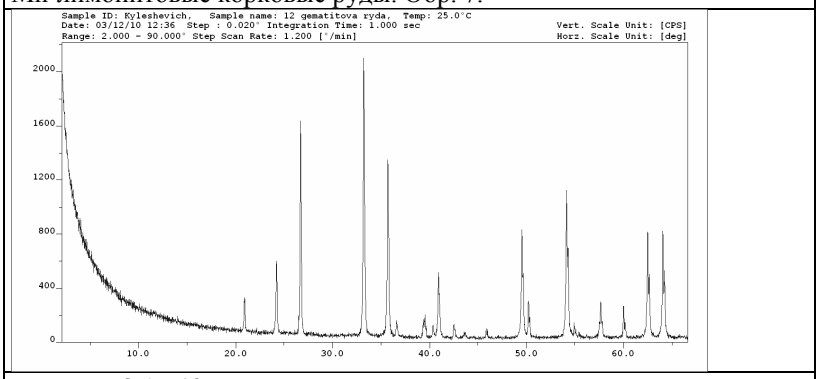
В музейной коллекции гематитовые руды представлены образцами с Туломозерского месторождения и жилами с некоторых других проявлений.

Минеральный состав руд и их морфологические типы. Руды имеют стально-серый и темно-серый до красно-серого цвет, сложены гематитом, кварцем, в них встречаются кварц, серицит и карбонат. Гематит представлен двумя генерациями: 1 – мелко- и среднезернистой (гематит-1) и 2 – крупнокристаллической (гематит-2). Соответственно, структура руд – мелко- и крупнозернистая, текстура слоистая, полосчатая, массивная. Изучение минерального состава руд, тонкозернистого и крупнокристаллического гематита разных генераций показало его чистый без каких-либо примесей состав (табл. 2: 1–3). Интересно отметить, что в рудах были обнаружены небольшие зерна монацита размером 20×50 μкм (микрозондовый анализ: P – 13,38–13,28%, Fe – 4,98–2,88%, La – 14,5–19,19%, Ce – 31,46–22,13%, Nd – 7,77–11,47%, O – 27,9–28,97%).

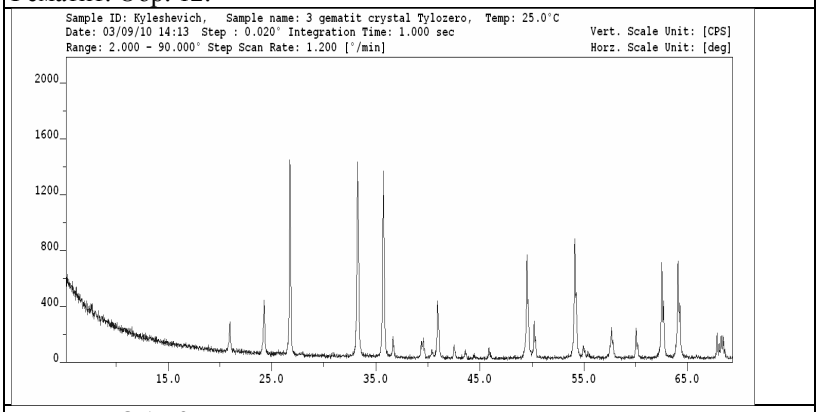
Результаты рентгеновского исследования рудных образцов (табл. 3, рис. 4) показали, что основные отражения принадлежат гематиту, а отдельные небольшие «пики» связаны с присутствием кварца. Минерал имеет четкие интенсивные отражения от плоскостей кристаллической сетки, в отличие от лимонитовых руд.



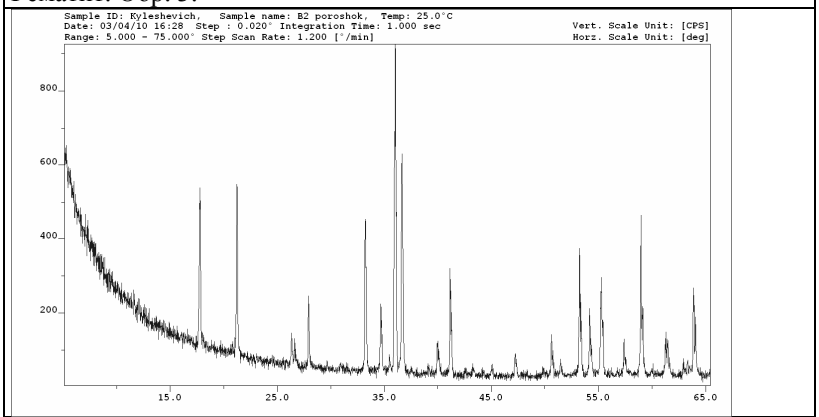
Mn-лимонитовые корковые руды. Обр. 7.



Гематит. Обр. 12.



Гематит. Обр. 3.



Гидрогетит (онегит). Обр. ВГ-1.

Рис. 4. Рентгенограммы минералов железа (лимонит, гематит из руд и жил, «онегит») (автоматический дифрактометр ARLX TPA; режим работы 45 kv, 35 ma, рентгенографические образцы в области углов 2 teta 2–90, шаг 0,02; время набора имульса – 1 с)

Таблица 3

Дифрактограммы минералов группы оксидов железа (музейная коллекция)

Образец ВГ-2			Гетит 00-029- 0713		Г-Гетит 00-002-0272		Образец 3			Образец 12			Гематит 00-013-0534		Кварц 00-003-0437	
2θ	d (Å)	J (%)	d (Å)	J (%)	d (Å)	J (%)	2θ	d (Å)	J (%)	2θ	d (Å)	J (%)	d (Å)	J (%)	d (Å)	J (%)
17,74	4,995	45	4,98	12	5	20	20,92	4,244	12	20,88	4,251	12			4,26	60
					4,6	40				24,17	3,679	23	3,66	25		
21,21	4,186	52	4,183	100	4,18	100	24,21	3,673	24	26,66	3,341	74			3,35	100
26,31	3,384	10	3,383	10	3,36	30	26,70	3,336	100	33,18	2,698	100	2,69	100		
26,60	3,349	7					33,21	2,695	100	35,65	2,516	68	2,51	50		
27,91	3,194	27			2,98	20	35,69	2,514	91	36,58	2,455	6			2,45	40
33,21	2,696	57	2,693	35	2,69	80	36,62	2,452	12	39,32	2,289	6	2,285	2		
34,66	2,586	20	2,583	12	2,57	20	39,36	2,287	9	39,50	2,280	6			2,27	40
35,99	2,494	100	2,489	10	2,47	20	39,55	2,277	9	40,31	2,235	4	2,201	30	2,23	20
36,63	2,451	84	2,45	50	2,45	80	40,92	2,204	30	40,88	2,206	25			2,12	40
39,95	2,255	11	2,253	14	2,25	30	42,50	2,125	7	42,48	2,126	6			1,98	20
41,14	2,192	1					45,86	1,977	6	45,82	1,979	4	1,838	40		
41,15	2,192	41	2,19	18	2,18	50	49,50	1,840	54	49,48	1,841	39			1,81	80
47,22	1,923	8	1,92	5	1,91	20	50,20	1,816	21	50,16	1,817	14	1,69	60		
50,61	1,802	14	1,802	6	1,8	40	54,12	1,693	68	54,09	1,694	56			1,67	40
53,23	1,719	43	1,7192	20	1,72	70	54,93	1,670	7	54,89	1,671	4	1,596	16		
54,18	1,691	23	1,6906	6	1,69	30	57,64	1,598	16	57,60	1,599	13			1,54	70
55,25	1,661	37	1,6593	3	1,66	20	60,02	1,540	17	59,98	1,541	12	1,484	35		
57,39	1,604	12	1,6037	4	1,6	30	62,49	1,485	51	62,46	1,486	41			1,45	10
58,97	1,565	54	1,5637	10	1,56	50	64,05	1,453	56	64,02	1,453	45			1,38	40
61,28	1,512	12	1,5091	8	1,51	40	67,80	1,381	15	67,76	1,382	7			1,37	60
61,49	1,507	7			1,47	40	68,19	1,374	10	68,16	1,375	8				
63,89	1,456	34	1,4541	5	1,45	50	68,37	1,371	8	68,33	1,372	5				
69,00	1,360	43	1,359	3	1,36	30	69,64	1,349	5	69,60	1,350	4				
71,51	1,318	16	1,3173	3	1,32	30	71,98	1,311	17	71,96	1,311	20			1,28	20

Примечание. Данные дифрактометра ARLX TRA. Аналитик И. С. Инина. Сравнение изученных образцов «онегита» и гематита проводилось с гетитом/гидрогетитом и гематитом картотеки ICDD (международного центра дифракционных данных). Интенсивность основных межплоскостных отражений в минералах группы гетит/гидрогетит, по-видимому, зависит от количества воды, входящей в состав минерала.

Гетит («онегит»). Одновременно с железными рудами изучался образец «онегита», переданный в минералогическую коллекцию музея О. Б. Лавровым. Он был найден в районе пос. Великая Губа. Минерал образует тонкие уплощенные игольчатые черные кристаллы с полуметаллическим блеском и формирует радиально-лучистые кучные агрегаты («ежики»). Размер кристаллов от 0,5 до 8 мм. Они выполняют пустотки и развиваются на кристаллическом кварце. Подобные игольчатые кристаллы были описаны еще в прошлом веке и названы онегитом по Онежской структуре, где были найдены в срастании с аметистом на Волкострове (Соколов, Бутин, 1961). Минерал был отправлен в Париж в Сорбоннский университет, где был изучен и назван гетитом (в честь И. В. Гете, поэта и минералога-любителя). Изучение образца с игольчатым «онегитом», найденного вблизи пос. Великая Губа, также показало его существенно железистый состав. Но кроме Fe в темных частях кристаллов (в отраженных электронах при микрозондовом анализе) были установлены небольшие примеси P до 1–0,85%, S до 0,52–0,53, незначительно – Al, Si, Mg. Светлые части содержали исключительно Fe. Таким образом, состав минерала обеспечивается главными компонентами – это FeO и вода, которая не определяется, но фиксируется по дефициту в сумме анализа, достигающему 26%. Проведенные рентгеновские исследования позволяют нам отнести изученный минерал к гетиту-гидрогетиту. Вероятно, вхождение в структуру воды приводит к изменению интенсивности главных отражений (обр. ВГ-2: d – 2,494, J – 100%; табл. 3, рис. 4).

В заключение следует отметить, что получен состав ведущих минералов и минеральных смесей железных руд – лимонитовых и гематитовых. Выявлены высокомарганцевые ассоциации природно-легированных корковых болотных – озерных руд – вады. Они бывают обогащены Ba. Гематитовые руды Туломозерского месторождения содержат гематит, представленный несколькими генерациями, и он не содержит примесей. В гематитовых рудах обнаружены фосфаты РЗЭ. Игольчатые черные кристаллы «онегита», обнаруженные в районе пос. Великая Губа и выполняющие пустоты в кварце, относятся к наиболее поздним низкотемпературным образованиям. Минерал представляет собой гидроксид железа, по рентгеновским данным – это гетит.

ЛИТЕРАТУРА

Балагуров Я. А. Олонецкие горные заводы в дореформенный период. Петрозаводск, 1958. 212 с.

Кулешевич Л. В., Инина И. С., Парамонова А. А., Пудовкин А. А. Организация хранения коллекций и диагностика минералов в музее Института геологии Карельского НЦ РАН // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии: Материалы юбилейной науч. сессии, посвящ. 45-летию Ин-та геологии Карельского

НЦ РАН и 35-летию Карельского отд. РМО. Петрозаводск, 2007. С. 62–67.

Минерально-сырьевая база Карелии / Михайлов В. П. и др. Петрозаводск, 2005. 280 с.

Озерецковский Н. Я. Путешествия по озерам Ладожскому и Онежскому. Петрозаводск, 1989. 208 с.

Пашков А. М. Горнозаводское краеведение Карелии конца XVIII – начала XX века. Петрозаводск, 2007. 303 с.

Раевская М. Б., Горьковец В. Я. Туломозерское железорудное месторождение – исторический горнозаводский памятник // 300 лет учреждения Приказа рудокопных дел в России: Материалы междунар. конф. Петрозаводск, 2001. С. 66–70.

Соколов В. А., Бутин Р. В. Геологическая экскурсия на Южный Олений остров и Волкостров. Петрозаводск, 1961. 58 с.

О. В. Мясникова, В. А. Шеков*, Ф. Ф. Горбацевич**,*
*О. М. Тришина**, М. В. Ковалевский***

ВАРИАЦИИ ФИЗИЧЕСКИХ И МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГРАНИТОИДОВ КАРЕЛИИ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ

Горные породы, слагающие литосферу Земли, чрезвычайно разнообразны по своему строению, составу и свойствам, которые предопределяют область их практического применения.

Для оценки перспектив использования горных пород в качестве строительных материалов нами исследованы состав, структура, физические и механические свойства некоторых гранитоидов различных генетических типов Карелии, расположенных в пределах Свекофеннского подвижного пояса и Карельского геоблока. Тектоническое районирование исследуемого региона и используемые термины взяты из монографии (Светов и др., 1990).

Характеристика объектов исследования

Участки Репомяки (РЕ-1) и Кяснесельгский (С-1) расположены в пределах Свекофеннского подвижного пояса, локализованы в границах Салминского массива (юго-западная Карелия) ранней верхнепротерозойской интрузии, вытянутой в северо-западном направлении (Свириденко, 1968).

Участок Репомяки (РЕ-1) представлен порфировидными неравномернозернистыми биотитовыми гранитами рапакиви с мелкозернистым основным матриксом от розовых до желто-розовых оттенков и соответствует IV интрузивной фазе Салминского массива (Свириденко, 1968). Характерной особенностью гранитов является отсутствие овоидов калиевого полевого шпата, проявление процессов катаклаза, выражающееся в дроблении и смещении табличек ортоклаза, и наличие в гранитах многочисленных миароловых пустот, выполненных кристаллами калиевого полевого шпата и мориона. Порфировые выделения ортоклаза распределены в породе равномерно, нередко замещаются биотитом и альбитом. При этом процессы альбитизации наиболее характерны для гранитов рапакиви IV интрузивной фазы.

Участок Кяснесельгский (С-1) представлен крупноовоидными гранитами с крупнозернистой основной массой, темно-красного цвета, относящимися к I интрузивной фазе Салминского массива, – выборгитами (Свириденко, 1968). Характерной особенностью выборгитов является наличие олигоклазовой оболочки вокруг зерен ортоклаза, большей частью она сплошная, реже прерывистая от 1 мм до 5 мм. Порфировые выделения представлены как овоидами, так и относительно правильными таблитчатыми зернами ортоклаза размером от 1,5 см до 2–4 см по длинной оси. Резкой границы между ортоклазовыми выделениями и основной массой не наблюдается, что объясняется извилистостью краев выделений и их глубоким проникновением между граничащими с ними идиоморфными зернами кварца.

В пределах Карельского геоблока были исследованы два участка: Кашина Гора (юго-восточная Карелия) и Кестеньгский (северная Карелия).

Участок Кашина Гора (KG-1) сложен плагиомикроклиновыми гранитами – гнейсогранитами архейского возраста, представленными средне-, крупнозернистыми массивными породами от розово-серого до коричнево-серого цвета (Михайлов, Аминов, 2006). Для гранита характерно наличие порфировых выделений таблитчатых зерен микроклина (от 0,5 до 6–8 мм, чаще 1–3 мм) на фоне гипидиоморфнозернистой основной массы, сложенной таблитчатыми зернами плагиоклаза (размер 2–3 мм) и неправильными, реже округлыми зернами кварца (размер 1–3 м). В большинстве зерен микроклина наблюдается значительное количество мелких альбитовых вростков, образующих участки с микропертитовой структурой.

Участок Кестеньгский (К-1) приурочен к массиву щелочных гранитов нижнепротерозойских интрузий, которые залегают в виде изометричных или вытянутых тел и представлены мигматизированными плагиомикроклиновыми гранитогнейсами светло-серого до красного цвета (Родионов, 1999). Характерной особенностью является чередование кварц-полевошпатовой породы с гранобластовой структурой с меланократовыми участками – полосами (скопления биотита, рудного минерала и эпидота), приуроченными к субпараллельным трещинам, вытянутым в направлении сланцеватости. Вдоль трещин наблюдается интенсивное ожелезнение.

* Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск.

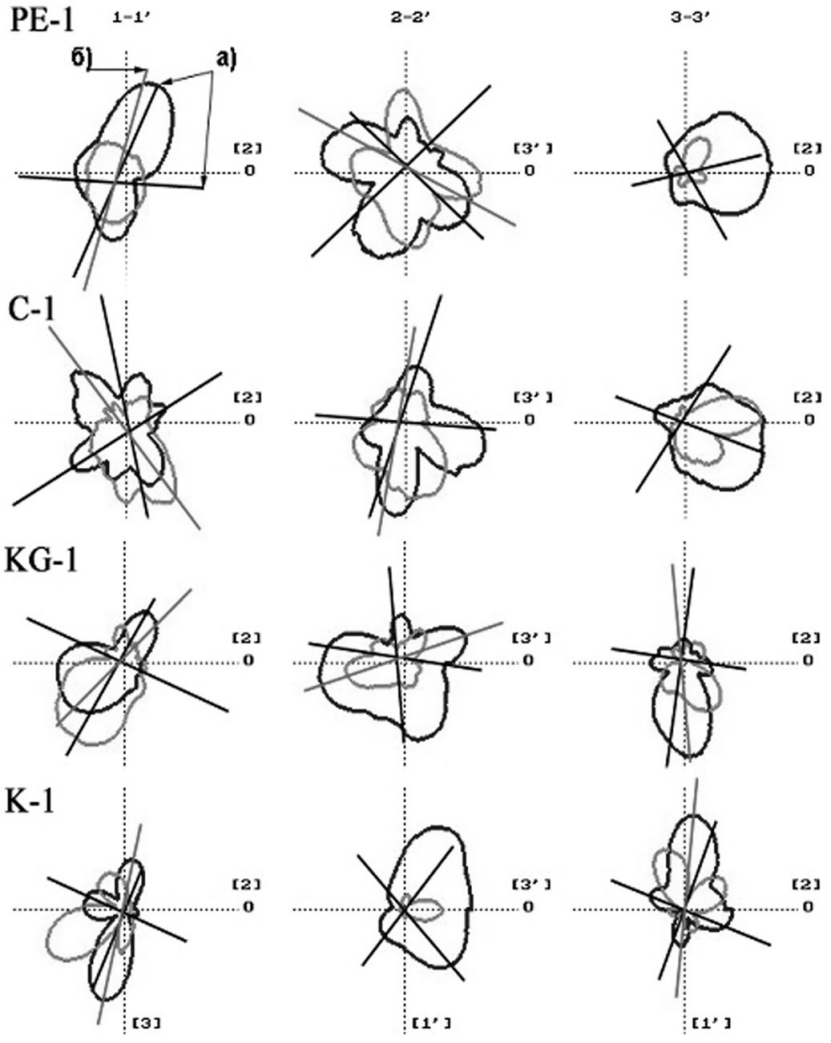
** Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты.

Методика исследования

На всех участках были отобраны представительские пробы и изучены физические и механические свойства, регламентирующие качество данных пород как облицовочного и строительного материала. На отдельных образцах различных генетических типов гранитоидов было изучено пространственное положение элементов упругой симметрии методом акустополярископии (Горбацевич, 2002) и определены упруго-анизотропные свойства пород. Образец помещался на поворотную платформу между излучателем и приемником чисто поперечных линейно-поляризованных колебаний. Измерения амплитуды проходящих колебаний проводили через 1° в пределах угла поворота 360° (Ковалевский, 2003). Согласно методике, на первом этапе измерения амплитуд проходящих колебаний выполняются при параллельных векторах поляризации излучателя и приемника (положение ВП). На втором этапе векторы поляризации преобразователей устанавливаются под прямым углом (положение ВС) (Горбацевич, 2002). Результатом измерений являются акустополяриграммы ВП и ВС – круговые диаграммы изменения амплитуды огибающей импульса в пределах полного угла поворота поворотной платформы (рис.).

Степень эффекта линейной акустической анизотропии поглощения (ЛААП) определяли по акустополяриграмме, полученной при параллельных векторах поляризации (ВП). Эффект ЛААП позволяет определить направление наибольшего и наименьшего «пропускания» сдвиговых ультразвуковых колебаний, направление наибольшего прохождения света совпадает с ориентацией линейных элементов.

Практически на всех акустополяриграммах наблюдается несоответствие проекций элементов упругой симметрии с направлением, в котором отмечается наименьшее поглощение волны. Данное явление получило название эффекта углового несогласия.



Акустополяризационные диаграммы гранитоидов Карелии различных генетических типов:

PE-1 – граниты рапакиви IV интрузивной фазы; C-1 – граниты рапакиви I интрузивной фазы; KG-1 – плагиомикроклиновые граниты, гнейсограниты; K-1 – гранитогнейсы; а – проекции элементов упругой симметрии, б – направление наибольшего пропускания волн; темная линия – векторы параллельны, светлая – векторы скрещены

Пространственные элементы упругой симметрии (рисунок) переносятся на образец горной породы и на последующих этапах в соответствии с выявленными пространственными направлениями элементов упругой симметрии измеряются скорости распространения двух квазипоперечных (сдвиговых) и одной продольной волн на каждой грани образца. Результаты определений записываются в виде квазиматрицы скоростей (формула) и рассчитываются характеристики упругой анизотропии пород (Горбацевич, 2002):

$$\begin{matrix} V_{11} & V_{12} & V_{13} \\ V_{21} & V_{22} & V_{23} \\ V_{31} & V_{32} & V_{33} \end{matrix},$$

где V_{11} – скорость распространения продольных колебаний, измеренная в направлении 1-1' кубического образца; V_{22} – то же, в направлении 2-2'; V_{33} – то же, в направлении 3-3'; V_{12} – скорость распространения сдвиговых колебаний, измеренная в направлении 1-1' при ориентировке вектора поляризации излучателя в направлении 2-2'; V_{13} – то же, в направлении 1-1' при ориентировке вектора поляризации в направлении 3-3'. Аналогично обозначены V_{21}, V_{23}, V_{31}, V_{32}.

Механические и плотностные свойства гранитоидов определены согласно ГОСТ 30629. В таблице представлены физические и механические характеристики исследуемых генетических типов гранитоидов.

Результаты изучения

Анализ данных, представленных на рисунке и в таблице, позволяет оценить прочностные, коллекторские, упруго-анизотропные и технологические свойства гранитоидов различных генетических типов.

Наиболее прочными являются плагиомикроклиновые граниты, гнейсограниты участка Кашина Гора с относительно невысоким содержанием калиевого полевого шпата (микроклина) и незначительной степенью вторичных изменений. По данным акустополярископии, этот тип гранитоидов (KG-1) представляет собой слабоанизотропную среду, но с отчетливо выраженным эффектом ЛААП на грани 1 и 3. Это указывает на наличие ориентированной микротрещиноватости. Для плагиомикроклиновых гранитогнейсов участка Кестеньгский (К-1) невысокие показатели прочности и высокое значение $K_р$ объясняется вторичными изменениями в полевых шпатах, наличием меланократовых участков (скопления биотита, рудного минерала и эпидота), приуроченных к субпараллельным трещинам, а также интенсивным ожелезнением трещин (процессы выветривания). Акустополярископия образца К-1 указывает на отчетливо выраженный эффект ЛААП на грани 1 и 3. Сравнительно небольшое значение коэффициента анизотропии позволяет отнести образец этой породы к слабоанизотропной разновидности. Водопоглощение, характеризующее наличие открытых дефектов в горной породе, для данных гранитогнейсов имеет более высокие показатели по сравнению с горными породами участка Кашина Гора. Невысокие прочностные свойства, высокое значение водопоглощения и сравнительно низкая величина средней и истинной плотности для крупноовоидных с крупнозернистой основной массой гранитов рапакиви – выборгитов участка Кяснесельгский (С-1), очевидно, связаны не только с крупнозернистью и формой зерен основных породообразующих минералов, но и с составом и содержанием полевого шпата. Большое содержание калиевого полевого шпата – ортоклаза (от 52 до 67%),

Физические и механические характеристики гранитоидов Карелии различных генетических типов

Участок	Минеральный состав, %	Истинная плотность, г/см^3	Средняя плотность, г/см^3	Водопоглощение, %	Показатель анизотропии		α°	ЛААП *D1*, *D2*, *D3*	Средняя скорость		Предел прочности при одноосном сжатии, МПа		$K_р$, %
					A_P, %	B_S, %			$V_{ра}$, км/с	V_{sa}, км/с	в сухом состоянии	в водонасыщенном состоянии	
Репомяки, граниты рапакиви, IV интр. ф. (РЕ-1)	Ортоклаз – 57 Кварц – 25 Плагиоклаз – 8 Биотит – 6	2,58–2,70 2,65	2,52–2,66 2,58	0,10–1,40 0,40	3,36	1,5	9,8 15,0	0,43 0,09 0,08	3,80	2,48	103–184 163	63–154 122	25
Кяснесельгский, граниты рапакиви I, интр. ф. (С-1)	Ортоклаз – 58 Плагиоклаз – 25 Кварц – 10 Биотит – 3–6	2,68	2,59–2,63 2,61	0,25–0,38 0,35	17,8	28,8	26,3 9,0	0,10 0,06 0,16	5,38	2,18	82–100 89	40–70 51	43
Кашина Гора, Pl-Mic граниты, гнейсограниты (KG-1)	Плагиоклаз – 47 Кварц – 28 Микроклин – 22 Биотит – 5	2,69–2,72 2,71	2,66–2,70 2,69	0,12–0,18 0,15	3,5	15,3	17,8 25,2 13,1	0,62 0,13 0,28	3,95	2,60	142–210 177	94–191 143	19
Кестеньгский, гранито-гнейсы (К-1)	Плагиоклаз – 60 Кварц – 22 Микроклин – 10 Биотит – 3–4	2,66–2,77 2,71	2,62–2,73 2,67	0,20–0,45 0,29	5,0	7,4	12,8 16,0	0,43 0,24 0,18	4,78	2,58	96–124 106	60–78 68	34

Примечание. $A_р$, B_s – показатели анизотропии по продольным и поперечным УЗК; α – угол между проекциями элементов упругой симметрии и эффекта линейной акустической анизотропии поглощения (ЛААП); D – показатель степени проявления линейной акустической анизотропии поглощения (ЛААП); $V_{ра}$ и V_{sa} – средние величины скорости распространения продольной и квазипоперечной волн; $K_р$ – коэффициент снижения прочности при водонасыщении.

обладающего совершенной спайностью и способностью образовывать двойники, в которых двойниковый шов представляет ослабленную зону, создает условия для развития и накопления различных микродефектов. Акустополяриграммы выборгитов (С-1) свидетельствуют о наличии упругой анизотропии и наличии структурной неоднородности (рисунок). Величины коэффициента анизотропии и показателя анизотропии характеризуют этот образец как высокоанизотропный. На грани 2-2’ наблюдается эффект деполяризации сдвиговых волн (ДСВ), сопровождаемый снижением скорости поперечных волн (таблица), что также может служить подтверждением наличия развитой микротрещиноватости в образце. Граниты рапакиви участка Репомяки (РЕ-1) обладают сравнительно высокими прочностными показателями и широким диапазоном водопоглощающих свойств по сравнению с породами других месторождений. Акустополяриграмма гранита РЕ-1 указывает на влияние структурных неоднородностей и направленной микротрещиноватости, проявленной на гранях 1 и 3. У образца РЕ-1 низкие значения средних скоростей продольных и поперечных волн и слабая упругая анизотропия (табл.).

Средняя плотность гранитоидов зависит от состава и содержания полевых шпатов и присутствия темноцветных минералов. Более плотными являются породы с большим содержанием натриево-кальциевых полевых шпатов в составе и присутствием темноцветных минералов.

Учитывая, что характеристикой микротрещиноватости изверженных горных пород может быть водопоглощение в изученных образцах, можно полагать, что невысокие значения параметров анизотропии, полученные для участка Репомяки (РЕ-1), вместе с высокими значениями водопоглощения могут являться свидетельством того, что ориентировка микротрещин в этих образцах скорее хаотичная (Мясникова, Шеков, 2008).

Образцы участка Кяснесельгский (С-1) обладают достаточно высокими значениями водопоглощения и явно выраженной анизотропией, что может свидетельствовать о том, что микротрещины в данной породе имеют упорядоченную ориентировку.

Выводы

Показатели прочности пород в сухом и в водонасыщенном состоянии являются одним из основных параметров, по которым оцениваются гранитоиды как строительный материал. Выявление заметной анизотропии по продольным и поперечным волнам у Кяснесельгских гранитов (С-1) и в меньшей мере у гранитов и гнейсогранитов Кашиной Горы (KG-1) позволяет предположить различную ориентировку микротрещин в этих породах по разным направлениям. Проявление эффекта линейной акустической анизотропии поглощения также может быть связано с наличием направлений ослабления прочности на микроуровне.

ЛИТЕРАТУРА

Горбацевич Ф. Ф. Акустополярископия породообразующих минералов и кристаллических пород. Апатиты, 2002. 140 с.

Ковалевский М. В. К вопросу о совершенствовании методики исследований упругих характеристик геоматериалов методом акустополярископии // Информ. материалы 12-й науч. конф.: Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар, 2003. С. 123–125.

Михайлов В. П., Аминов В. Н. Неметаллические полезные ископаемые: подземные воды и лечебные грязи // Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 2. Петрозаводск, 2006. С. 149–227.

Мясникова О. В., Шеков В. А. Некоторые аспекты оценки разрушения горных пород // Строительные материалы. 2008. № 7. С. 26–27.

Родионов В. С. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Лист Q-36-XV, XVI. Объяснительная записка. СПб., 1999.

Светов А. П., Свириденко Л. П., Иващенко В. И. Вулкано-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск, 1990. 321 с.

Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Петрозаводск, 1968. 115 с.

П. В. Медведев, В. В. Макарихин

СТРОМАТОЛИТОВЫЕ ПОСТРОЙКИ В РАЗРЕЗЕ ТУЛОМОЗЕРСКОЙ СВИТЫ, ВСКРЫТОМ ОПОРНЫМИ БУРОВЫМИ СКВАЖИНАМИ В ОНЕЖСКОМ СИНКЛИНОРИИ*

Введение

Решениями двух последних совещаний по общим вопросам расчленения докембрия в г. Уфе (1990 г.) и в г. Апатиты (2000 г.) территория Карелии признана стратотипической местностью для нижнего протерозоя России. Онежский синклинорий является наиболее крупной геологической структурой на территории Карелии, где с максимальной полнотой представлен разрез нижнепротерозойских образований.

В данной статье освещена небольшая часть результатов бурения, связанная с находками следов жизни, в частности строматолитов, приуроченных к карбонатным породам (главным образом доломитам) туломозерской свиты. Туломозерская свита сопоставляется с ятулийским надгоризонтом региональной стратиграфической шкалы и является характерным местным подразделением верхней части ятулия. Авторами уже неоднократно обосновывалась целесообразность и логичность разделения ятулия на две части: нижнюю – существенно терригенную и верхнюю – существенно карбонатную – и выделение двух горизонтов, соответственно сегозерского и онежского, как основных единиц региональной стратиграфической шкалы (Сацук и др., 1988, 1989; Магницкая и др., 1996). Это предложение подтверждено как многочисленными наблюдениями обнажений, так и скважинами (в том числе опорными), пробуренными в последние десятилетия в Онежском синклинории (рис. 1).

Результаты опорного бурения

Детальное описание керна опорных скважин (рис. 2) позволило дать палеонтологическую характеристику разреза туломозерской свиты и на основании изученных строматолитов выделить маркирующие горизонты для расчленения и корреляции разрезов свиты. Все микробиальные постройки, включая строматолиты, мы относим к отделу *Litophyta* (Медведев, Макарихин, 2005).

Опорные скважины 7 и 9, пробуренные Карельской экспедицией в районе оз. Пялозеро, вскрывают полный разрез туломозерской свиты с верхним и нижним контактами. Здесь обнаружено большое количество строматолитов, обеспечивающих расчленение доломитовой толщи на слои с *Litophyta*, а также корреляцию разрезов по скважинам 7 и 9 как между собой, так и с разрезом Сундозерско-Пялозерского стратотипического района, составленным по коренным выходам (Макарихин и др., 1992).

Заходящие скважины 4699 и 5177, пробуренные ПГО «Невскгеология» в юго-восточной части Заонежского п-ова (район д. Каскосельга), вскрыли почти полный разрез туломозерской свиты, за исключением базальных слоев и нижнего контакта. Строматолиты, содержащиеся в карбонатных породах по всему разрезу, закономерно сменяют друг друга по вертикали, образуя неповторяющиеся сообщества. Это позволяет выделить устойчивые корреляционные уровни для сопоставления разрезов туломозерской свиты между этими скважинами, а также скоррелировать их с опорным разрезом, вскрытым скважинами 7 и 9 в районе оз. Пялозеро. Скважина 4699 пересекла нижнюю часть верхнетуломозерской подсвиты и среднетуломозерскую подсвиту, в которой выделены снизу вверх слои: с *Lukanoa*, содержащие столбчатые министроматолиты высотой менее 1 см, с *Sundosia*, охарактеризованные постройками *Carelozoon ex gr. metsgerii*, и с *Omachtenia kintsiensis* с одноименными строматолитами. Скважина 5177 прошла по породам средне- и верхнетуломозерской подсвит. В разрезе отчетливо выделяются слои с *Butinella* в верхней подсвите, охарактеризованные полным сообществом строматолитов данного уровня, таким же, как и в стратотипе на Южном Оленьем острове. В нижней подсвите можно выделить слои с *Omachtenia kintsiensis*, охарактеризованные сообществом *Stratifera-Irregularia* и *Carelozoon* sp. В низах вскрытого скважиной разреза туломозерской свиты обнаружены столбчатые (высотой менее 1 см) министроматолиты *Minicolumellales* (Макарихин и др., 1994).

* Работа выполнена по проекту «Микробиальные сообщества раннего докембрия: состав, распространение, условия существования, стратиграфическое значение», финансируемому в рамках подпрограммы II Программы Президиума РАН «Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических процессов».

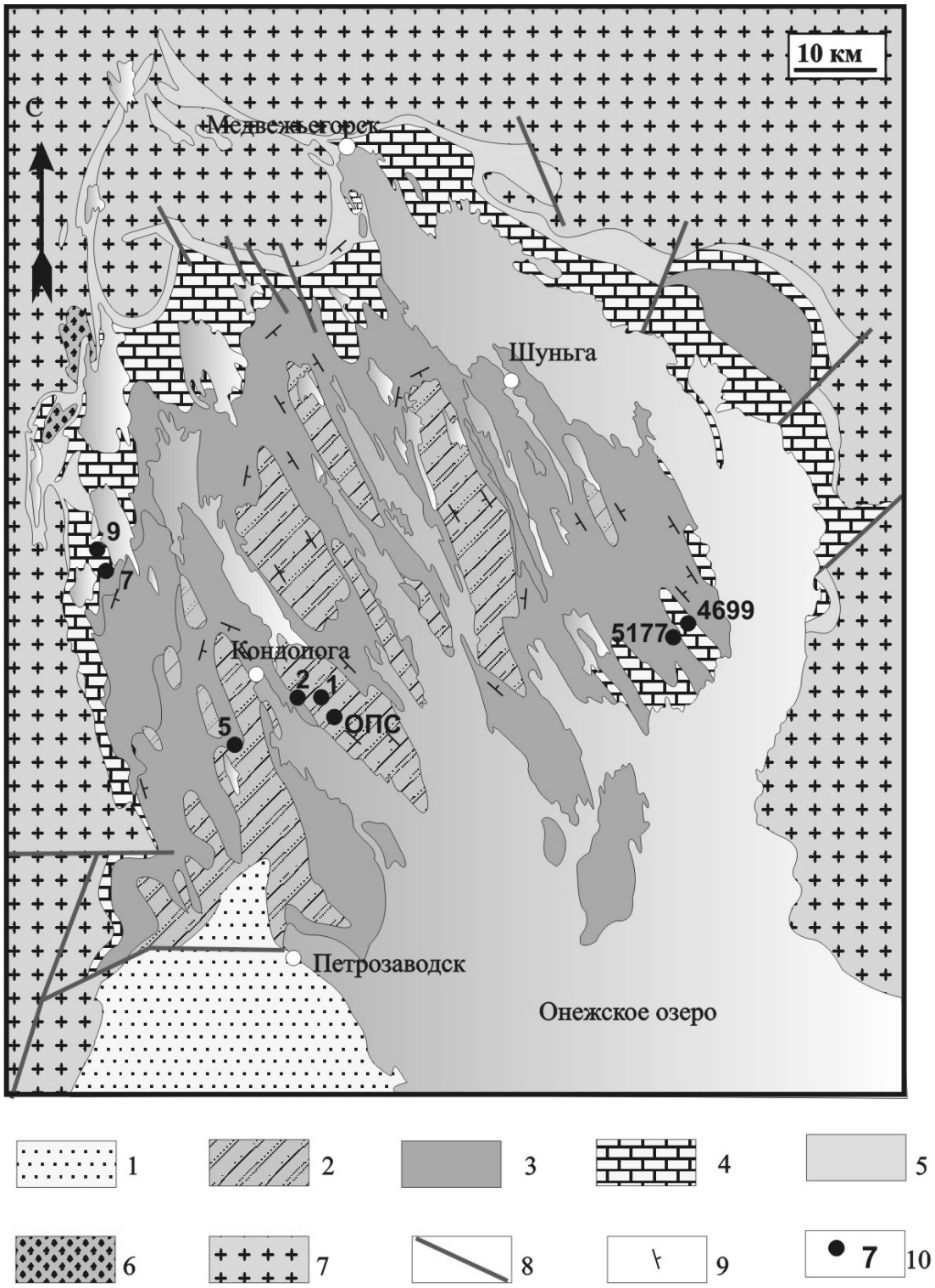


Рис. 1. Геологическая схема Онежского синклинория:

1 – вепсийский надгоризонт; 2 – калевийский надгоризонт; 3 – людиковийский надгоризонт; 4, 5 – ятулийский надгоризонт (4 – онежский горизонт; 5 – сегозерский горизонт); 6 – сариолийский надгоризонт; 7 – архейский фундамент; 8 – разрывные нарушения; 9 – элементы залегания слоистости; 10 – опорные буровые скважины

Таким образом, на основании определения строматолитов представляется возможным сопоставить разрез скважины 4699 с нижней частью разреза, вскрытого скважиной 5177. Можно также сделать вывод о латеральной устойчивости слоев с *Butinella* в верхнетуломозерской подсвите, благодаря чему уверенно коррелируются разрезы западного крыла (район Пялозеро – Сундозеро) и центральной части (юго-восток Заонежского п-ова) Онежского синклинория.

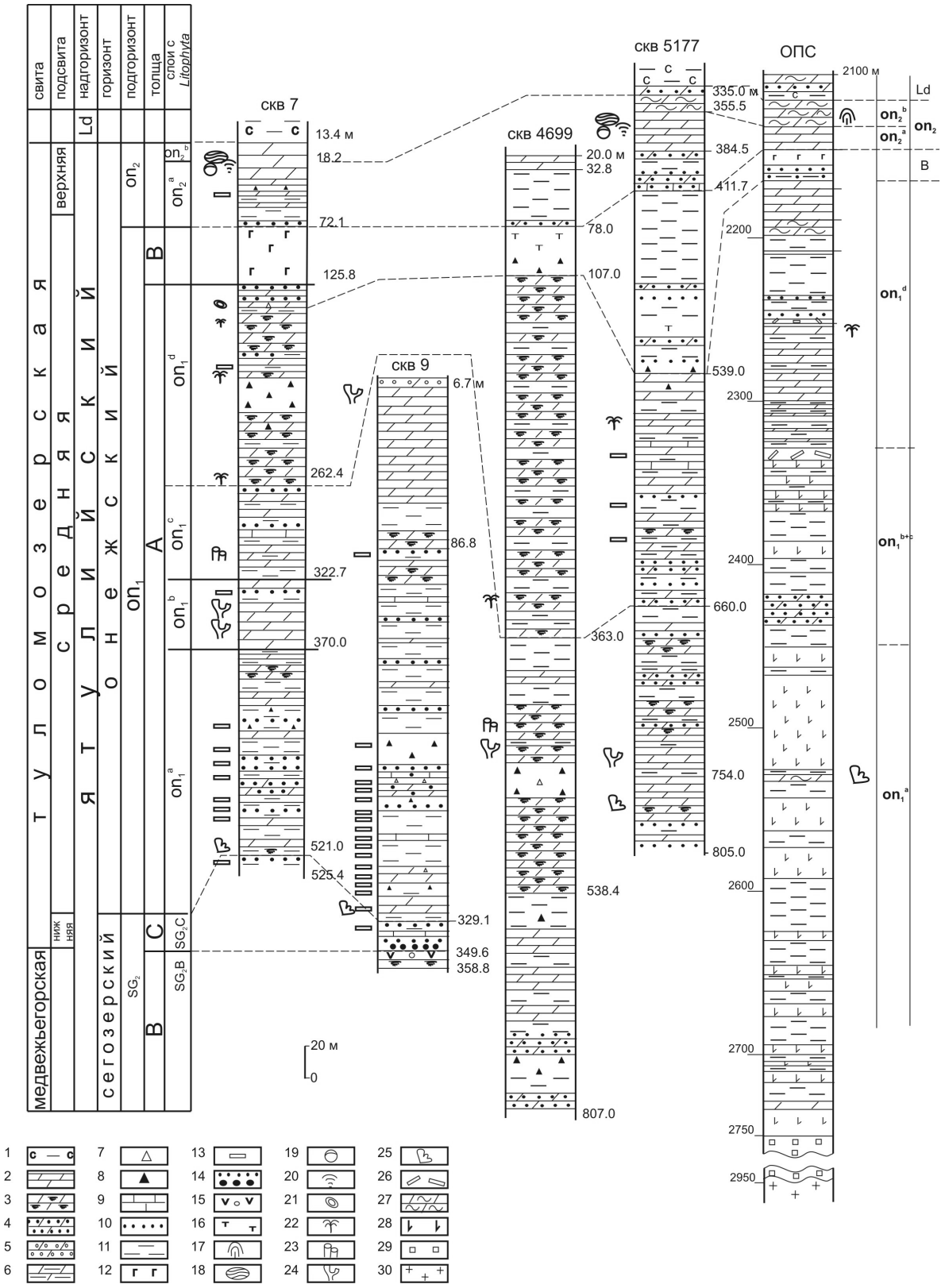


Рис. 2. Разрезы по скважинам

Людиковий, заонежский горизонт. 1 – алевролиты глинистые. Ятулий, онежский горизонт. Доломиты: 2 – нормальные, 3 – кремнистые, 4 – песчанистые, 5 – обломочные, 6 – с прослоями алевролитов. Брекчии: 7 – карбонатные, 8 – сланцевые, 9 – известняки, 10 – песчаники, 11 – алевролиты, 12 – диабазы, 13 – известковистость (раздоломичивание). Сегозерский горизонт: 14 – конгломераты кварцевые, гравелиты, песчаники, 15 – базальты миндалекаменные, 16 – туфы. Строматолиты: 17 – *Djulmekella*, 18 – *Stratifera*, 19 – *Klimetia*, 20 – *Butinella*, 21 – *Palia*, 22 – *Omachtenia*, 23 – *Sundosia*, 24 – *Carelozoon*, 25 – *Minicolumellales,* Слои с *Litophyta*: on_1^a – слои с *Lukanoa,* on_1^b – слои с *Nuclephyton*, on_1^c – слои с *Sundosia,* on_1^d – слои с *Omachtenia kintsiensis,* on_2^a – слои с *Butinella,* on_2^b – слои с *Calevia ruokanensis*. 26 – калькарениты, 27 – доломиты слюдистые, 28 – ангидриты, 29 – соли, 30 – гранитоиды

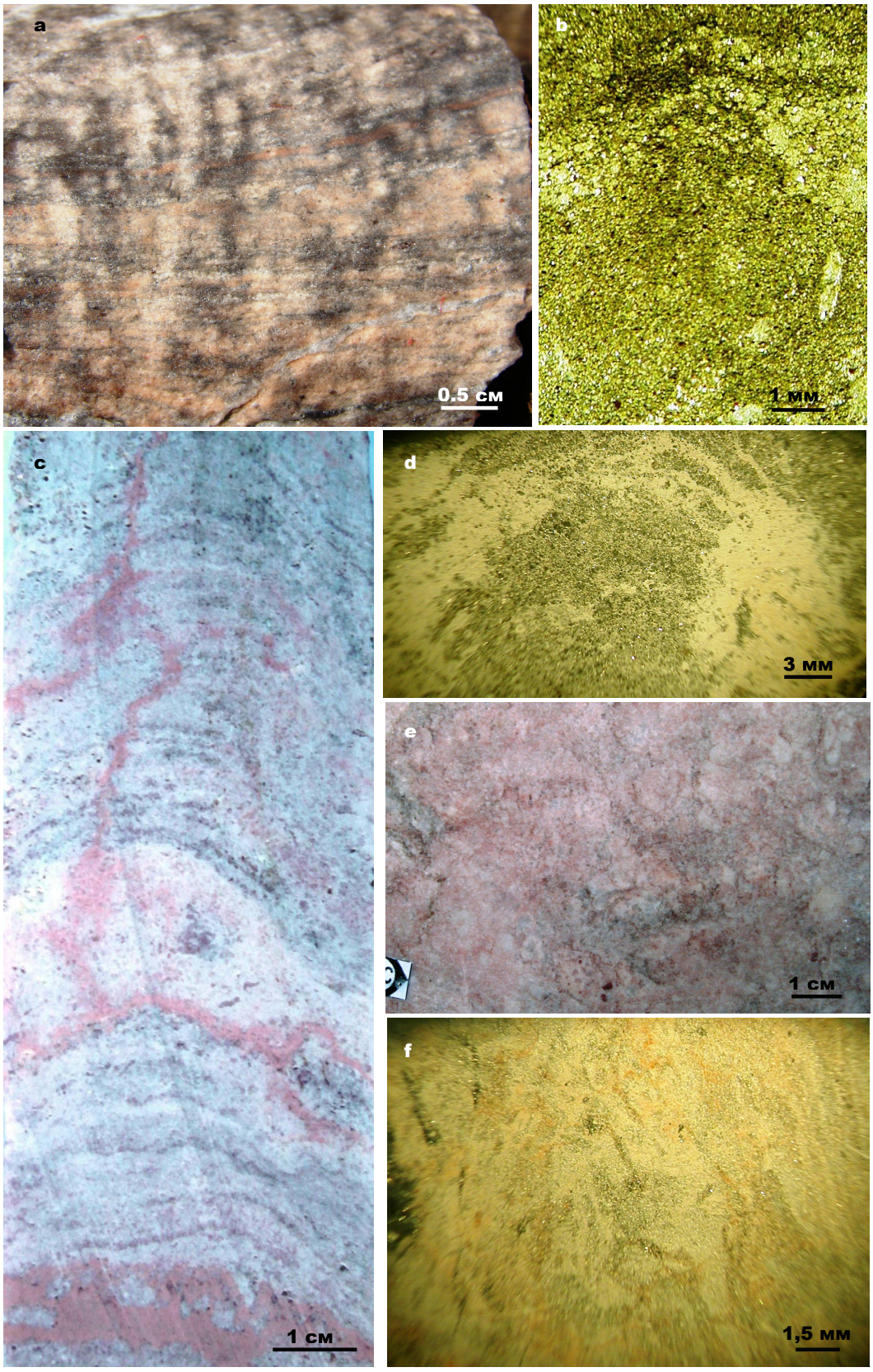


Рис. 3. Строматолиты в керне Онежской параметрической скважины:

a – мелкие столбики *Minicolumellales*, образец 4350, глубина 2546 м; b – структура строматолитовых наслоений *Minicolumellales*, шлиф 4353, глубина 2550 м; c – пластово-столбчатая постройка *Omachtenia* sp., обр. 3969, глубина 2261 м; d – структура строматолитовых наслоений *Omachtenia* sp., шлиф 3969, глубина 2261 м; e – красноцветный доломит со строматолитовой текстурой из слоев с *Calevia ruokanensis*, образец 3733, глубина 2129 м; f – реликты строматолитовых наслоений в красноцветном доломите из слоев с *Calevia ruokanensis*, шлиф 3733, глубина 2129 м

Онежская параметрическая скважина

В 2008 г. завершено бурение Онежской параметрической скважины (ОПС), выполнявшееся ОАО НПЦ «Недра» (г. Ярославль). Скважина достигла проектной глубины – 3500 м, при этом с отбором керна было пробурено 1754,75 м, или 50,1% всего метража. Несмотря на малый процент выхода керна (в среднем по скважине он составил 42%), получен новый и уникальный материал по разрезу нижнего протерозоя (http://karelnedra.karelia.ru/geolinform/onego_skv0.htm). Находится скважина в Кондопожском районе Карелии на северной окраине деревни Улитина Новинка (центральная часть Онежского синклинория, рис. 1). Первые палеонтологические находки в керне еще бурившейся скважины были сделаны в августе 2008 г. На глубине 2546 м обнаружены столбчатые министроматолиты, относящиеся к классу *Ministromatophyceae*. При дальнейшем исследовании керна Онежской параметрической скважины, хранящегося на базе ОАО НПЦ «Недра» в г. Ярославле, было изучено шесть образцов, перспективных на обнаружение строматолитов. По этим образцам и шлифам сделаны следующие определения (рис. 3): № 3733 (2129 м) – строматолиты плохой сохранности из слоев с *Calevia ruokanensis*; № 3969 (2261 м) – строматолиты *Omachtenia* sp. из слоев с *O. kintsiniensis*; № 4350 (2546 м) – строматолиты класса *Ministromatophyceae* из слоев с *Lukanoa*. Остальные образцы не содержат определимых строматолитов. Таким образом, в разрезе ОПС, вскрывшем карбонатную толщу ятулия (онежский горизонт, туломозерская свита), по строматолитам можно выделить три подразделения в ранге слоев с *Litophyta* из имеющихся шести (снизу вверх: слои с *Lukanoa*, слои с *O. kintsiniensis* в нижнеонежском подгоризонте и слои с *Calevia ruokanensis* в верхнеонежском подгоризонте). Кроме того, по литологическим и общегеологическим признакам выделяются слои с *Butinella*: их верхняя граница проходит по подошве красноцветных доломитов в основании слоев с *Calevia ruokanensis*, а нижняя – по кровле терригенной пачки с диабазами, пройденной ОПС без отбора керна.

Выводы

В результате сделанных палеонтологических определений по опорным скважинам 7, 9 и 4699, 5177 можно сопоставить карбонатную часть разреза туломозерской свиты, вскрытого параметрической скважиной, с разрезами западного крыла и центральной части Онежского синклинория (рис. 1, 2).

При дальнейшем изучении керна ОПС, поступившего в Территориальное хранилище Карелии, станет возможной более детальная характеристика строматолитов, а следовательно, и более точная корреляция разрезов туломозерской свиты в пределах Онежского синклинория.

ЛИТЕРАТУРА

Магницкая Т. Э., Макарихин В. В., Медведев П. В. и др. Опорный разрез ятулийского надгоризонта и вопросы корреляции // Тез. докл. на Междунар. конф. «Корреляция геологических комплексов Фенноскандии». СПб., 1996. С. 44–45.

Макарихин В. В., Меведев П. В., Сацук Ю. И., Филимонов А. И. Предварительные результаты опорного бурения в Сундозерско-Пялозерском биостратотипическом районе (ятулийский надгоризонт) // Вопросы геологии и магматизма докембрия Карелии: Опер.-информ. материалы за 1991 г. Петрозаводск, 1992. С. 48–51.

Макарихин В. В., Медведев П. В., Лавров Б. С., Сацук Ю. И. Палеонтологическая характеристика разреза туломозерской свиты в Онежской структуре по материалам опорного бурения // Вопросы геологии, магматизма и метаморфизма Карелии: Опер.-информ. материалы за 1993 г. Петрозаводск, 1994. С. 9–13.

Медведев П. В., Макарихин В. В. Фитогенные постройки и их место в поле информации о биосфере // Тр. 3-го Междунар. симпоз. «Эволюция жизни на Земле». Томск, 2005. С. 405–406.

Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. Апатиты, 2002. 13 с.

Сацук Ю. И., Макарихин В. В., Медведев П. В. Геология ятулия Онего-Сегозерского водораздела. Л., 1988. 96 с.

Сацук Ю. И., Макарихин В. В., Медведев П. В. Ятулийский надгоризонт // Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1989. С. 67–105.

О. В. Лазарева, В. В. Колька***

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛИНОСПЕКТРОВ ПРИБЕЛОМОРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ В СВЯЗИ С КОЛЕБАНИЯМИ УРОВНЯ БЕЛОГО МОРЯ

Введение

Исследованы донные отложения оз. Безымянного (65°50' с. ш.; 34°34' в. д., абс. отм. 22,6 м), которое расположено на Карельском берегу Белого моря. Для этой части побережья характерно широкое развитие плоских денудационно-тектонических форм рельефа, на которые наложились более молодые осадки в основном ледникового и морского генезиса. Основу современного растительного покрова составляют сосновые северотаежные леса: олиготрофные сфагновые грядово-мочажинные и дистрофные лишайниково-печеночные грядово-озерковые, сочетающиеся с аапа болотами. Меньшее значение имеют редкостойные леса с сосной и березой (Елина и др., 2000). Климат умеренно морской.

Цели и методики

Основной целью исследования является выделение палеоэкологических рубежей голоцена и определение изменений в растительном покрове в связи с колебаниями уровня Белого моря, а также определение временного интервала перехода морских отложений в озерные. Палинологическим анализом был исследован разрез донных осадков мощностью 2,50 м, образцы отбирались каждые 5–10 см и обрабатывались по стандартной методике (Гричук, Заклинская, 1948). С помощью программы Tilia построена спорово-пыльцевая диаграмма и выделено 6 пыльцевых зон.

Результаты

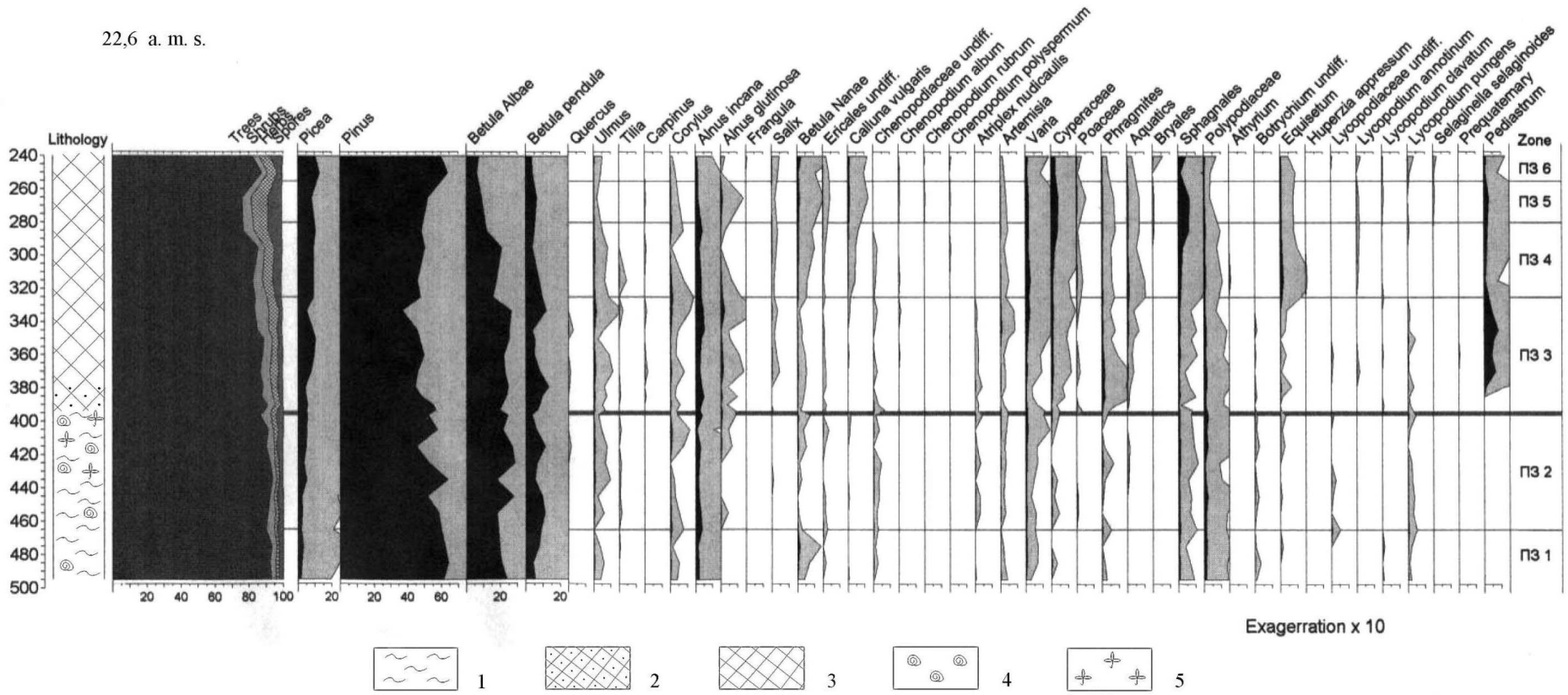
Интерес к данной территории вызван малым количеством изученных разрезов южного побережья Кандалакшского залива Белого моря, которое в голоцене подвергалось гляциоизостатическому поднятию. Существуют СПД для двух разрезов – разреза Узкое и разреза Солнечное (Елина, Лебедева, 1992). По данным для района Лесозавода и Чупы (Колька и др., 2005), смена гидрологического режима в озерах с отметками 23–24 м над уровнем моря произошла 3400–4100 лет назад, соответственно. Так как оз. Безымянное расположено восточнее района Чупы и интенсивность гляциоизостатического поднятия там слабее, можно предположить, что смена условий осадконакопления произошла здесь приблизительно 4800–6000 тыс. лет назад.

ПЗ 1 (гл. 4,95–4,65 м) Pinus – B. Albae – B. Nanae выделена в слое темно-зеленого уплотненного алеврита, с редко встречающимся ракушняковым детритом, отсутствующим в нижней части колонки. Для зоны характерно максимальное количество пыльцы Pinus и B. Albae, а также пыльцы карликовой березы. Обнаружение ее в спорово-пыльцевом спектре имеет значение даже при малом количестве, так как пыльцевая продуктивность данного вида очень мала и пыльца откладывается в отложениях in situ. Значение разнотравья невелико и представлено видами сем. Asteraceae, Apiaceae, Ranunculaceae, Rosaceae. Присутствие в спектре небольшого количества пыльцы Chenopodiaceae и Artemisia говорит об их пионерном расселении на освобождающихся участках суши. В группе споровых главенствующее положение занимают папоротники. Наличие пыльцы термофильных элементов флоры Ulmus laevis, Tilia cordata, Corylus avellana, Betula pendula позволяет отнести данную пыльцевую зону предположительно к атлантическому (АТ) периоду. Отмечено присутствие морских планктонных диатомей, определение которых до таксономической единицы ввиду плохой сохранности невозможно (аналитик Т. С. Шелехова).

ПЗ 2 (гл. 4,65–3,95 м) Pinus – B. Albae – B. pendula – Q-mix – Corylus характеризует слой однородного темно-зеленого алеврита с морскими раковинами, выше осветленного и более насыщенного органикой. Увеличение пыльцы термофильных элементов, ход кривой пыльцы ели, а также постоянное присутствие пыльцы Pinus – все это позволяет отнести данные отложения к атлантическому периоду. Количество пыльцы разнотравья невелико и представлено видами 6 семейств. Единичные находки в

* Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск.

** Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты.



Спорово-пыльцевая диаграмма отложений оз. Безымянного (аналитик О. В. Лазарева):

1 – алеврит, 2 – сапропель с песком, 3 – сапропель, 4 – ракушняковый детрит, 5 – растительные остатки

образцах морских планктонных сферических диатомей рода Thalassiosira sp., Paralia sulcata и Coscinodiscus sp. характеризуют морские условия обитания. Присутствуют пыльцевые зерна Atriplex nudicalus (сем. Chenopodiaceae), произрастающего на солоноватых и засоленных почвах. Залегающие над ними слои характеризуются максимальным присутствием пыльцы широколиственных пород деревьев и других термофильных элементов в спорово-пыльцевой диаграмме и могут быть отнесены к климатическому оптимуму голоцена.

ПЗ 3 (гл. 3,95–3,25 м) Q-mix – Alnus glutinosa – Phragmites – Cyperaceae – Pediastrum соответствует слой сапропеля с неотчетливой слоистостью, с включениями минеральных частиц в виде песка и алеврита в нижней части интервала. Граница зоны проводится по увеличению пыльцы широколиственных пород деревьев и Alnus glutinosa. Отмечен ход кривой пыльцы Picea, количество которой падает на фоне максимума пыльцы термофильных компонентов. Резко возрастает содержание в спектре пыльцы Phragmites и Cyperaceae – показателей зарастания прибрежной зоны. Это свидетельствует о резком падении уровня моря и его регрессии, что подтверждается сменой в составе осадков, проявившейся в увеличении содержания минеральной фракции. В береговой зоне широко распространяются водные растения, произрастающие в пресноводных условиях. Отмечены колонии Pediastrum, которые представлены в основном космополитами с широкой экологической амплитудой.

Данные ПЗ 1 – ПЗ 3, а именно: постоянное присутствие пыльцы широколиственных и других термофильных элементов, ход кривой ели, а также широкое распространение папоротников – свидетельствуют о том, что спектры этих зон образовались в теплое время атлантического периода. На данной территории с начала AT были распространены северотаежные светлохвойные сосново-березовые леса с подчиненным значением трав и споровых. Кустарниковый ярус занимали ольха с небольшой примесью лещины и карликовой березы. С увеличением тепло- и влагообеспеченности становится возможным распространение широколиственных пород деревьев. Затем в связи с регрессией Белого моря освобожденные от воды участки суши осваиваются пионерной травяной растительностью. На этом фоне несколько снижается присутствие в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы древесной растительности. Постоянные находки в спектрах морских планктонных диатомей на гл. 4,95–3,91 м и их исчезновение выше позволили определить смену морских условий пресноводными. Смену гидрологического режима также подтверждает постоянное присутствие в спектрах выше 3,91 м пыльцы прибрежно-водной и водной растительности. В связи с опреснением водоема она получила широкое распространение. Изменение характера растительности указывает на потепление климата и повышение влажности, поэтому отложения богаты органикой и скорость осадконакопления велика.

Отложения суббореального периода представлены в ПЗ 4 и ПЗ 5.

ПЗ 4 (гл. 3,25–2,80 м) Pinus – Picea – B. Albae – B. Nanae – Equisetum выделена в слое сапропеля светло-коричневого цвета. Характеризуется снижением в спектре пыльцы широколиственных и увеличением – сосны и березы. Максимум пыльцевых зерен прибрежно-водных растений указывает на их широкое распространение в пресноводном водоеме. Появление в спектре пыльцы Menyanthes – вахты трехлистной, предпочитающей топкие, сплавинные местообитания, и большого количества спор Equisetum отражает некоторое повышение уровня грунтовых вод и активное зарастание прибрежной зоны. Разнотравье представлено видовым разнообразием 8 семейств. В это время на данной территории распространялись сосново-еловые кустарничковые леса с участием ольхи черной и карликовой березы. Широкое распространение получили травы сем. Cyperaceae и Poaceae, отражающие локальные условия осадконакопления. Преобладающее значение приобретают леса с сосной, елью и березой.

ПЗ 5 (гл. 2,80–2,55 м) Pinus – Alnus glutinosa – B. Nanae – Calluna vulgaris – Cyperaceae — Sphagnales соответствует слою однородного сапропеля темно-коричневого цвета без минеральных частиц. Характеризуется увеличением пыльцы в группе древесных и уменьшением – в группе трав. Количество пыльцы широколиственных уменьшается и к концу зоны минимально. Присутствие в спектре пыльцы Calluna vulgaris и других Ericales свидетельствует о развитии кустарничкового яруса. Из споровых преобладают Sphagnales. Видовой состав приморских лугов обеднен. Спорово-пыльцевые спектры данной зоны по составу близки к современным.

Выше гл. 2,60 м скорее всего залегают осадки субатлантического (SA) периода.

ПЗ 6 (гл. 2,55–2,40 м) Pinus – Picea выделяется в слое однородного сапропеля. Участие березы в пыльцевых спектрах снижается, абсолютное господство получает пыльца сосны, кривая пыльцы ели после небольшого снижения снова увеличивается. Отмечено резкое возрастание спор Bryales. По сравнению с суббореальным в SA периоде идет уменьшение тепла и нарастание влажности, но заболоченность территории не способствует распространению еловых лесов, поэтому широкое развитие получают сосновые северотаежные леса. Диаграмма носит незавершенный характер, так как верх разреза отобран не полностью в связи с разжиженностью отложений. Спорово-пыльцевой спектр данной зоны сформировался на заключительных этапах голоцена.

Выводы

На основании палинологического анализа изменения в растительном покрове прослеживаются с атлантического и до начала субатлантического периода.

Регрессия Белого моря и опреснение водоема произошли приблизительно в середине атлантического периода, во время климатического оптимума голоцена. С начала суббореального периода водоем развивается как самостоятельный и пресный.

ЛИТЕРАТУРА

Гричук В. П., Заклинская Е. Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М., 1948. 223 с.

Елина Г. А., Лебедева Р. М. Динамика растительности и палеогеография голоцена Карельского берега Прибеломорской низменности // Ботан. журн. 1992. Т. 7, № 5. С. 17–29.

Елина Г. А., Лукашов А. Д., Юрковская Т. К. Позднеледниковье и голоцен Восточной Фенноскандии (палеорастительность и палеогеография). Петрозаводск, 2000. 242 с.

Колька В. В., Евзеров В. Я., Мёллер Я. Й., Корнер Д. Д. Послеледниковые гляциоизостатические поднятия на северо-востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты, 2005. С. 15–25.

Н. В. Крутских, Н. Б. Лаврова

ЗАГРЯЗНЕНИЕ ПОЧВ г. ПЕТРОЗАВОДСКА ТЯЖЕЛЫМИ МЕТАЛЛАМИ И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ПАЛИНОИНДИКАЦИИ

Растительность активно реагирует на изменения главных природных компонентов своего окружения. Из почвы и атмосферного воздуха различные загрязняющие вещества проникают в растительные организмы, где и оказывают, как правило, свое негативное влияние как на физиологические, так и на генетические процессы. Состояние репродуктивной системы – чувствительный показатель адаптации растительного организма к среде обитания. В условиях дестабилизации среды растение продуцируют много тератоморфных и стерильных пыльцевых зерен. Чем хуже экологическая обстановка, тем больше дефектной и стерильной пыльцы продуцируется растениями. По этому показателю можно давать сравнительную оценку загрязненности разных регионов и отдельных зон в пределах региона. Пыльца растений служит также для установления экологической опасности для генеративной сферы человека и животных. Как показали исследования, гаметопатогенный риск в условиях экологического неблагополучия существует не только для растений, но и для животных и человека, при этом растения раньше, чем животные, реагируют на смену условий среды обитания (Дзюба, 2006).

Следует отметить, что наибольшую экологическую нагрузку испытывают дети, составляющие группу экологического риска. Детские игровые площадки – важнейшие места активного отдыха детей, поэтому большое внимание должно уделяться этим объектам. Детских площадок в городе достаточно много, однако исследования по экологической безопасности их почти не проводились.

Материалы и методы

Геохимическое опробование почв и техногенных грунтов г. Петрозаводска проводилось с учетом ландшафтной ситуации и функциональных зон по пяти профилям, протягивающимся в субширотном направлении и расположенным вдоль линий стока. Дополнительно были взяты пробы в пределах территорий некоторых детских садов города.

Для определения фоновых значений химических элементов в грунтах отобраны пробы восточнее пос. Ужесельга, в 100–150 м от Онежского озера. Выбор данного участка обусловлен тем, что при сходных природных условиях формирования эколого-геологической обстановки здесь отсутствует влияние техногенной нагрузки на компоненты природной среды.

Аналитические работы по определению содержания тяжелых металлов в почвах и грунтах выполнены методом полуколичественного спектрального анализа в аналитической лаборатории Института геологии Карельского научного центра РАН.

Для оценки загрязнения почв тяжелыми металлами используется несколько подходов:

– индикация загрязнения относительно фоновых значений. При этом применяется коэффициент концентрации (Кс), показывающий, во сколько раз содержание элемента в городских почвах выше его содержания в фоновых почвах. Коэффициент Кс отражает интенсивность загрязнения, но не указывает непосредственно на его опасность;

– индикация загрязнения относительно предельно допустимых концентраций (ПДК) и ориентировочно допустимых концентраций (ОДК) элементов, установленных экспериментально. Данный метод используется для экологической и санитарно-гигиенической оценки загрязнения почв. По М. А. Глазовской (1988), предельно допустимое загрязнение почв – это тот уровень, при котором начинает изменяться оптимальное количество и качество создаваемого живого вещества, т. е. биологическая продукция.

Для проведения биоиндикационных исследований параллельно с отбором проб почв в начале цветения были собраны мужские соцветия березы пушистой, произрастающей в пределах некоторых детских игровых площадках или в непосредственной близости от них, и зафиксированы в пробирках с раствором Карнуа (6 частей этилового спирта : 3 части формалина : 1 часть ледяной уксусной кислоты). Материал помещался в холодильник и хранился в растворе Карнуа до проведения теста. Мужские соцветия отбирали на высоте примерно 1,5 м с 3–4 стоящих рядом деревьев для формирования образца пыльцы данного участка. Тест на определение стерильной/фертильной пыльцы проводился по ацетокарминовой методике (Паушева, 1974).

Ацетокарминовый метод основан на дифференциальной окраске фертильных и стерильных пыльце-

вых зерен. Внутреннее содержимое фертильных пыльцевых зерен после обработки ацетокармином полностью и равномерно окрашивается в яркий малиновый или темно-красный цвет. Стерильные зерна не окрашиваются совершенно или их внутреннее содержимое окрашивается неравномерно. Изучалось 2000–2500 образцов каждой пробы. Количественные показатели исследуемых объектов определялись как частота встречаемости стерильных или фертильных пыльцевых зерен, выражаемая в процентах от общего количества исследуемой пыльцы.

Результаты исследования

В пределах г. Петрозаводска выявлены несколько основных элементов-загрязнителей, различных классов опасности, превышающих ПДК, ОДК и фоновые значения. Среди них: Pb, Zn (1 класс опасности), Cu (2 класс опасности), V, Mn (3 класс опасности).

Свинец является наиболее распространенным элементом-загрязнителем. Основной техногенный источник свинца в окружающей среде – выхлопы автомобильных двигателей. Также загрязнение свинцом происходит при сжигании топлива (уголь, мазут, природный газ). Свинец не является жизненно необходимым элементом. Он токсичен и относится к I классу опасности. Избыток свинца в растениях, связанный с высокой его концентрацией в почве, ингибирует дыхание и подавляет процесс фотосинтеза, иногда приводит к увеличению содержания кадмия и снижению поступления цинка, кальция, фосфора, серы. В организм человека свинец в основном поступает через пищеварительный тракт. При токсичных дозах элемент накапливается в почках, печени, селезенке и костных тканях. При свинцовом токсикозе поражаются в первую очередь органы кроветворения (анемия), нервная система (энцефалопатия и нейропатия) и почки (нефропатия). Наиболее восприимчива к свинцу гематопоэтическая система, особенно у детей (Убугунов, Кашин, 2004).

В целом территорию г. Петрозаводска можно характеризовать как слабозагрязненную (рис. 1). Допустимые значения концентрации Pb в почвах определены в 80% точек. Однако в большинстве случаев наблюдается превышение фоновых концентраций. По значениям $К_{одк}$ выявлено несколько зон, отличающихся высоким уровнем загрязнения. Так, в промышленной зоне на ул. Новосулажгорской концентрация свинца превышает ОДК в 14 раз. Также очень высокие значения $К_{одк}$ зафиксированы в районах железнодорожного вокзала, станкостроительного завода, по берегу Онежского озера в пределах ул. Ригачина ($К_{одк} > 3$). Высокие уровни загрязнения почвенного покрова Pb наблюдаются в центральной части города, что объясняется значительным количеством автомобильного транспорта в пределах данной территории. Наименьшие показатели $К_{одк}$ по Pb отмечены в рекреационных зонах.

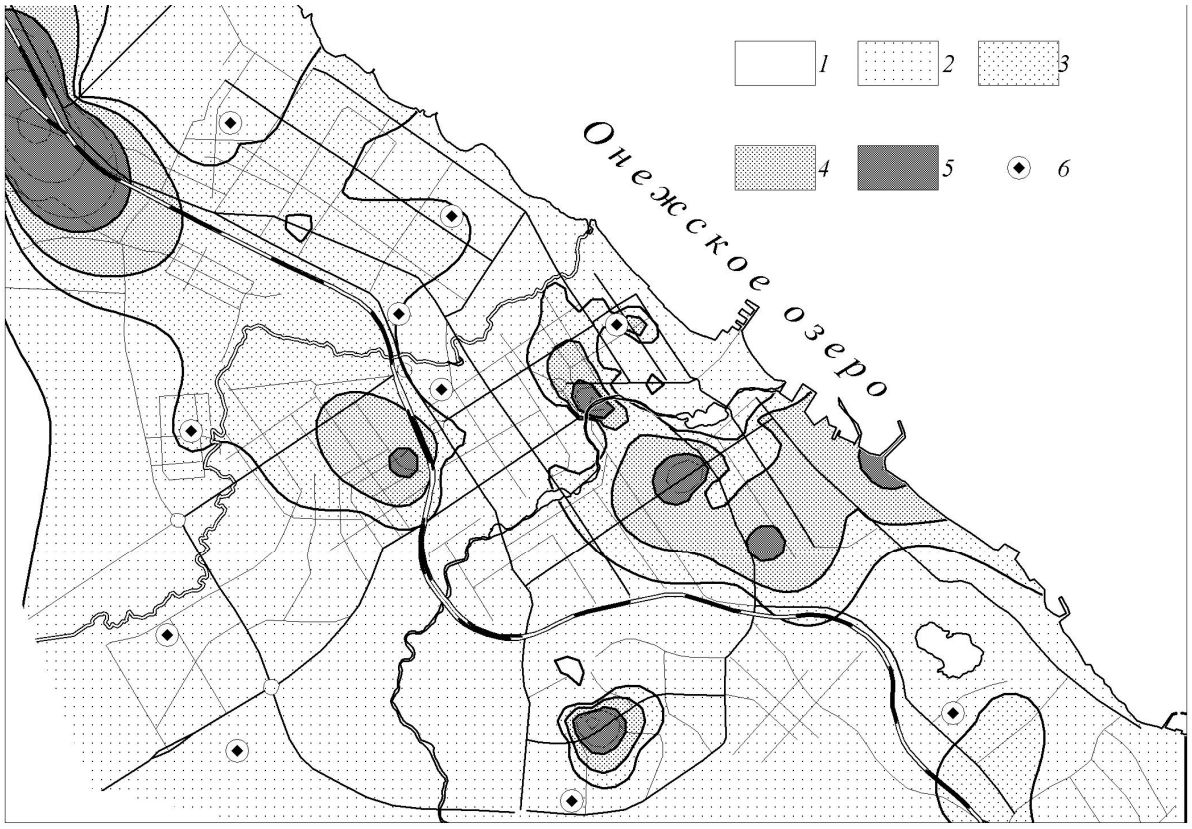


Рис. 1. Схема загрязнения г. Петрозаводска свинцом:

уровни загрязнения: 1 – минимальный ($К_{одк} < 1$); 2 – низкий ($1 < К_{одк} < 1{,}5$); 3 – средний ($1{,}5 < К_{одк} < 2$); 4 – высокий ($2 < К_{одк} < 3$); 5 – очень высокий ($3 < К_{одк}$); 6 – точки отбора соцветий березы

Основными антропогенными источниками поступления цинка являются металлургические предприятия. Физиологическое воздействие цинка заключается в действии его как активатора ферментов. В организмах животных и человека цинк оказывает влияние на деление и дыхание клеток, развитие скелета, формирование мозга и поведенческих рефлексов, заживление ран, воспроизводительную функцию, иммунный ответ, взаимодействует с инсулином. При дефиците элемента возникает ряд кожных заболеваний. В растениях цинк регулирует рост, влияет на образование аминокислоты триптофана. Цинк необходим для развития как мужского гаметофита, так и зародыша (в его отсутствие не образуются семена).

Цинк относится к малотоксичным элементам. Тем не менее он становится токсичным, если попадает в организм в избытке. У человека он вызывает тошноту, рвоту, дыхательную недостаточность, фиброз легких, является канцерогеном (Убугунов, Кашин, 2004). Большинство видов растений обладают высокой толерантностью к его избытку в почвах. Однако при очень высоком содержании этого металла в почвах обычным симптомом цинкового токсикоза является хлороз молодых листьев.

В пределах изучаемой территории значительная часть проб характеризуется высоким и очень высоким уровнем загрязнения по Zn (ОДК > 3). Территориально они расположены в селитебной зоне в пределах ул. Мурманской, в центральной части города (ул. К. Маркса, пр. Ленина), а также у ж/д полотна на ул. Правда и берега Онежского озера в районе ул. Чернышевского. Низкий уровень загрязнения характерен для проб, отобранных в зонах с низкой транспортной нагрузкой и рекреационных зонах. Одной из причин накопления цинка в поверхностных почвенных горизонтах является его способность сорбироваться минеральными и органическими компонентами с образованием устойчивых соединений.

Содержание меди в почвах г. Петрозаводска варьирует от 15 до 220 мг/кг. При этом более 40% проб превышают значения ОДК. К наиболее загрязненным относятся пробы, взятые у берега Онежского озера в районе ул. Чернышевского ($К_{одк}$ = 6,7), а также на пересечении ул. Ключевой и ул. Корабелов ($К_{одк}$ = 4,5). Основными техногенными источниками меди для г. Петрозаводска являются автотранспорт и стационарные источники сжигания топлива.

Высокие концентрации свинца в городских почвах определяет его транспортный генезис, причем максимальные концентрации тяготеют к главным автомагистралям города. Большие содержания цинка, меди отражают влияние выбросов котельных, ТЭЦ и промпредприятий.

Содержание марганца в более 50% проб превышает фоновые значения, при этом превышение ПДК наблюдается в 2 пробах, расположенных на пересечении ул. Древлянка и ул. Березовая аллея и у ж/д полотна на ул. Правда ($К_{пдк}$ = 1,5). Природное содержание

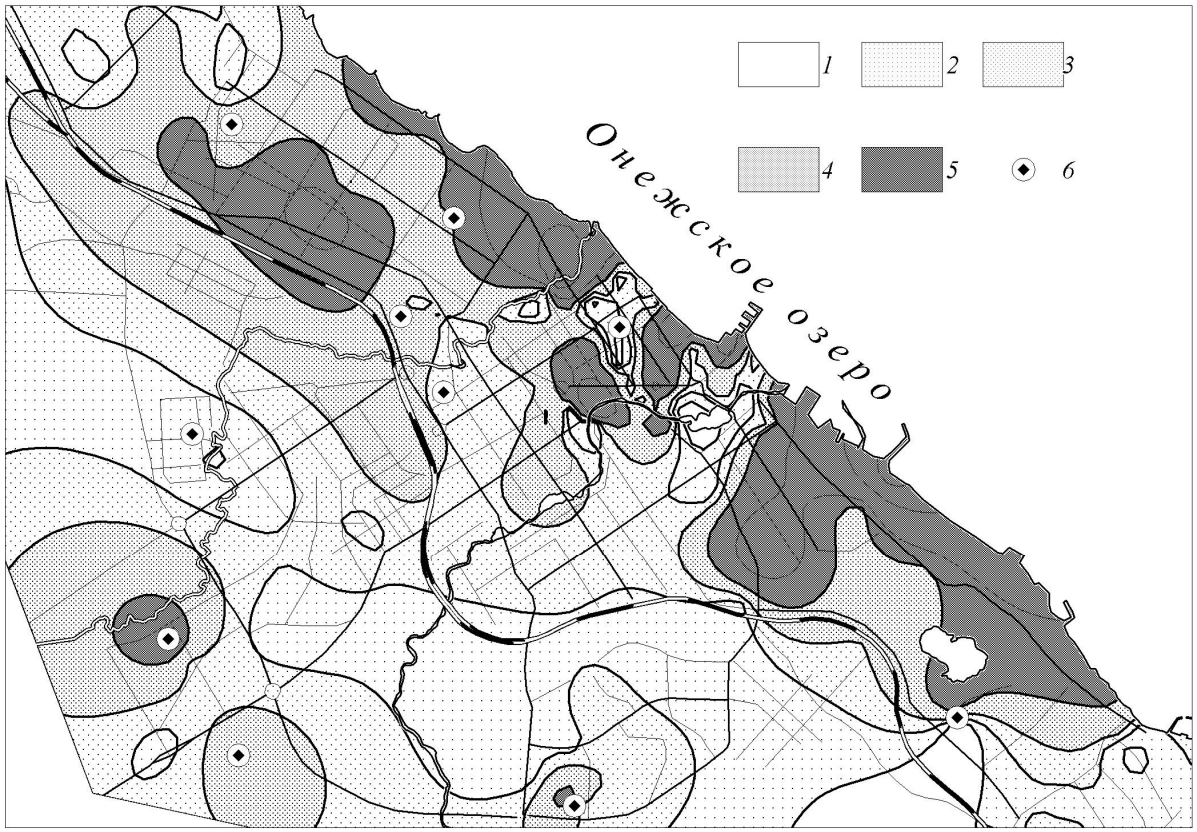


Рис. 2. Схема загрязнения г. Петрозаводска цинком:

уровни загрязнения: 1 – минимальный ($К_{одк}$ < 1); 2 – низкий (1 < $К_{одк}$ < 1,5); 3 – средний (1,5 < $К_{одк}$ < 2); 4 – высокий (2 < $К_{одк}$ < 3); 5 – очень высокий (3 < $К_{одк}$); 6 – точки отбора соцветий березы

марганца (Mn) в растениях, животных и почвах очень высоко. Основные области производства марганца – производство легированных сталей, сплавов, электрических батарей и других химических источников тока. Марганец относится к III классу опасности.

Превышение ПДК по ванадию наблюдается лишь в одной пробе, расположенной в пределах промзоны на ул. Новосулажгорской ($К_{пдк}$ = 1,5). Однако в более 60% проб содержание V выше фоновых значений, что говорит о загрязнении почвенного покрова города данным элементом.

Результаты проведенного исследования позволили оценить уровень фертильности пыльцы березы пушистой (*Betula pubescens*) (табл.) и сравнить полученные данные с результатами анализа загрязнения почв тяжелыми металлами.

Ранее качественные характеристики пыльцы *Betula pubescens* изучались Н. А. Елькиной (2008) с целью проведения сравнительного анализа качества пыльцы березы из разных районов города. Отметим, что в пробах, отобранных нами с детских игровых площадок при детских объединениях, количество фертильной пыльцы не имеет значений ниже 80%, тогда как доля фертильной пыльцы из разных районов города варьирует от 46 до 92%. По данным Н. А. Елькиной, наименьшее количество фертильной пыльцы наблюдается в образцах из районов, в которых расположены самые крупные действующие промышленные предприятия города или проходят оживленные автомобильные трассы и железная дорога: район пр. Октябрьский, верхняя часть пр. Чапаева, Ключевское шоссе, ул. Судостроительная, Комсомольский проспект. Самое низкое качество пыльцы в Петрозаводске обнаружено в пробе, взятой в районе ЗАО «Петрозаводскмаш» и ООО «Севербуммаш», наиболее крупных из действующих на территории города предприятий. Кроме того, в данном районе отмечается высокая интенсивность автомобильного движения. В пробах пыльцы из районов, расположенных вблизи пр. Ленина, ул. Гоголя, Лососинского шоссе, количество фертильных пыльцевых зерен было выше. В районе Зареки и пос. Соломенное количество фертильной пыльцы превышает 90% и близко к контрольному образцу из экологически благоприятного района оз. Сямозеро, где наиболее высокое содержание фертильной пыльцы – около 95% (Елькина, 2008). На фоне такого большого разброса в данных значения фертильной/стерильной пыльцы, полученные в результате наших исследований, имеют весьма близкий, «сглаженный» характер. Это обусловлено разным подходом к отбору проб: Н. А. Елькиной все пробы пыльцы были отобраны с территорий, находящихся в непосредственной близости от автомобильных дорог, нами же собиралась пыльца с деревьев, расположенных в пределах территории или вблизи детских площадок, каковые расположены, как правило, в глубине кварталов.

Тем не менее даже при столь близких значениях качества пыльцы (табл.) можно отметить некоторое различие: наименьшее количество фертильной пыльцы обнаружено вблизи детских площадок, расположенных в районах Перевалки (ул. Зеленая), ул. Калевалы (район вблизи завода «Петрозаводскмаш»), районе Ключевая – до 85%, несколько больше – Сегежская, Железнодорожная, Шотмана, Кирова – до 88%. Наиболее высокое качество пыльцы – вблизи детских площадок на ул. Сыктывкарской, ул. Интернационалистов (Древлянка) и Октябрьском проспекте (район ул. Московской).

В целом полученные результаты совпадают с данными Н. А. Елькиной (2008). Из этого ряда выпадает проба, собранная с деревьев, произрастающих вблизи детской площадки ДО № 107 (район ул. Московской), которая характеризуется высоким содержанием фертильной пыльцы. По всей вероятности, как мы уже говорили, это связано с методикой отбора проб. Интересно отметить, что в пробах, отобранных с деревьев, произрастающих на территории детских площадок на ул. Железнодорожной и ул. Шотмана, расположенных достаточно близко от железной дороги, фертильность пыльцы довольно высока и составляет 89,4% и 87,7% соответственно. Возможно, это связано с тем, что площадки находятся в глубине квартала, что предотвращает воздействие доступных для организмов форм тяжелых металлов.

Некоторое недоумение вызывает незначительное содержание стерильной пыльцы в пробе, отобранной с деревьев, произрастающих около детского сада на ул. Кирова, игровая площадка которого отделена от проезжей части лишь тротуаром. По современным нормам строительства детские игровые площадки должны располагаться от дороги на расстоянии не менее 15 м. Только это условие обеспечивает их минимальную запыленность и химическое загрязнение. Тем не менее

Показатели качества пыльцы Betula pubescens, произрастающих вблизи игровых площадок детских дошкольных учреждений

	Количество исследованных пыльцевых зерен	Количество фертильных пыльцевых зерен	Количество стерильных пыльцевых зерен	Содержание фертильных пыльцевых зерен в %
ул. Зеленая, № 110	2759	2300	459	83,4
ул. Калевалы, № 104	2386	2000	386	85,6
пр. Октябрьский, № 107	2165	2000	165	92,4
ул. Сегежская, № 115	2477	2200	277	88,8
ул. Сусанина, № 35	2482	2100	381	84,6
ул. Сыктывкарская, № 108	2158	2000	158	92,7
ул. Интернационалистов, № 118	2126	2000	126	94,1
ул. Кирова	2482	2200	282	88,6
ул. Железнодорожная, № 34	2238	2000	238	89,4
ул. Шотмана, № 93	2281	2000	281	87,7
ул. Сортавальская, № 99	2183	2000	183	91,6

количество фертильной пыльцы в пробах с этой детской площадки достаточно высоко – 88,6%, что, вероятно, обусловлено удаленностью от действующих промышленных предприятий.

Наиболее опасным источником загрязнения атмосферы являются промышленные предприятия и автомобильный транспорт. Присутствие большей части железа, цинка, меди и свинца в верхнем слое городских почв обусловлено аэрозольными выпадениями (Тютюнник, 1997), а повышенное содержание цинка, никеля, хрома, меди и свинца в почве придорожных зон является следствием высокой эмиссии выбросов автотранспорта (Ибрагимова, Баличиева, 2006). Известно, что тяжелые металлы в воздухе и в почвах токсически действуют на растения. Представляется весьма интересным сравнить данные по качеству пыльцы и геохимическому анализу почв.

В связи с этим проведен корреляционный анализ между содержанием тяжелых металлов в почвах и стерильностью пыльцы, с помощью которого устанавливается, как изменяются значения одного признака при изменении другого. В ходе исследований получены следующие значения коэффициентов линейной корреляции (уровень значимости при 95% вероятности – 0,6):

	Mn	V	Pb	Zn	Cu	Co
Стерильность	0,06	0,37	0,31	–0,80	0,03	0,09

Наибольшая значимая связь наблюдается между стерильностью пыльцы и содержанием цинка в почвах. Эта связь является отрицательной, т. е. при увеличении концентрации цинка значения стерильности уменьшаются. Эти данные объясняются тем, что цинк является важнейшим элементом при образовании фертильной пыльцы. Однако значительное превышение концентраций цинка в компонентах природной среды становится токсичным для живой природы и негативно сказывается на других функциях живых организмов.

Прямые положительные корреляционные связи выявлены между стерильностью пыльцы и содержанием свинца в почвенном горизонте. Однако теснота связи для этих двух признаков является менее значимой и составляет 0,31. Это обусловлено тем, что между стерильностью пыльцы и концентрацией свинца в почве имеется умеренная связь, но качество пыльцы определяет и множество других факторов, например, аэротехногенные загрязнения. Так, например, проба из детского объединения № 104 (ул. Калевалы), расположенного в зоне с минимальным уровнем загрязнения свинцом, характеризуется более низким содержанием фертильной пыльцы, чем пробы из зон с повышенным уровнем загрязнения свинцом (рис. 1). Вполне вероятно, данное обстоятельство связано с тем, что детское объединение № 104 находится в зоне воздействия вредных выбросов предприятия «Петрозаводскмаш».

Отметим, что аналогичная умеренная связь наблюдается и для содержания ванадия в почвах, в этом случае коэффициент парной корреляции составляет 0,37, тогда как для других элементов корреляционные связи отсутствуют.

Заключение

1. Растительность является одним из основных индикаторов негативных преобразований в приземном слое атмосферы и почвенном покрове. Это обусловлено тем, что значительную долю всех поступающих веществ растения получают из приповерхностной части литосферы.

2. Уровень загрязнения городских почв некоторыми тяжелыми металлами отражается на состоянии компонентов экосистем. Выявленные корреляционные зависимости между содержанием химических элементов в почвах и состоянием растительного покрова подтверждают такую взаимосвязь.

3. В протестированных нами пробах значения фертильной пыльцы колеблются в пределах от 83,4 до 94,1%, тогда как контрольная проба, отобранная в экологически чистом районе, содержит 94,9% фертильной пыльцы (Елькина, 1998). Отклонения не столь значительные, но, тем не менее, они существуют. Большинство игровых площадок детских учреждений расположены в пределах кварталов, и, таким образом, почва, как правило, защищена зданиями от вредных выбросов автотранспорта, проходящего по оживленным автомагистралям. Загрязнение почв здесь обусловлено выбросами автотранспорта, сосредоточенного на дворовых стоянках, и аэрозольным загрязнением. Для уменьшения вредного воздействия загрязняющих веществ целесообразно окружать детские игровые площадки зелеными насаждениями, выполняющими важнейшие средозащитные и средообразующие функции.

ЛИТЕРАТУРА

Глазовская М. А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов. М., 1988. 328 с.

Дзюба О. Ф. Палиноиндикация качества окружающей среды. СПб., 2006. 198 с.

Елькина Н. А. Состав и динамика пыльцевого спектра воздушной среды г. Петрозаводска: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. 2008.

Ибрагимова Э. Э., Баличиева Д. В. Влияние техногенного стресса на жизнеспособность пыльцы и семян Acer platanoides // Ученые записки Таврического национального университета им. В. И. Вернадского, сер. «Биология, химия». 2006. Т. 19 (58), № 2. С. 4–28.

Паушева З. П. Практикум по цитологии растений. М., 1974. 287 с.

Тютюнник Ю. Г. Зависимость содержания тяжелых металлов в урбаноземах от уровня загрязнения атмосферного воздуха // География и природные ресурсы. 1997. № 2. С. 63–67.

Убугунов В. Л., Кашин В. К. Тяжелые металлы в садово-огородных почвах и растениях г. Улан-Удэ. Улан-Удэ, 2004. 128 с.

Б. Н. Клабуков

ДЕТАЛЬНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ

Введение. Необходимость использования результатов детальной геофизической съемки в районе Онежской структуры (ОС) вызвана, прежде всего, низкой чувствительностью региональной геофизики к верхним частям геологического разреза. Кроме того, за пределами изученности пока остается ряд научных проблем, природа которых без детальных исследований обсуждаться не может. Результаты анализа материалов детальных геофизических съемок позволяют наметить также некоторое подобие контуров геофизических аномалий концентрации изучаемого вещества.

Материалы детальных геофизических работ. Данные могут быть использованы для изучения и дальнейшего практического применения эффектов затухания геофизических полей и вариаций данных.

Согласно результатам работ по гравиметрическим полям и их трансформациям в верхнее полупространство, а также по данным МОВЗ выделяются два типа элементов земной коры: элементы с нормально расслоенной корой и сравнительно узкие структуры растяжения, которые интерпретируются как мобильно-проницаемые зоны (МПЗ). Проявляется явное тяготение областей развития шунгитоносных пород (ШНП) к широким синклинальным структурам, в которых концентрируется основная масса шунгитового вещества (ШВ). Большое количество ШВ в синклинальных структурах создает значительный аномальный эффект в региональных геофизических полях и является хорошим поисковым комплексом. Этот комплекс надежно работает до тех пор, пока размеры изучаемых объектов (синклинали) соответствуют размерам изучаемых геофизических аномалий. Как правило, концентрации ШВ сосредоточены в синклиналях в виде куполов, размеры которых значительно меньше размеров материнских (синклиналей) структур. Исследования показали, что при поисках и разведке куполов можно использовать тот же поисковый комплекс, что и при региональных исследованиях, но в значительно меньших масштабах.

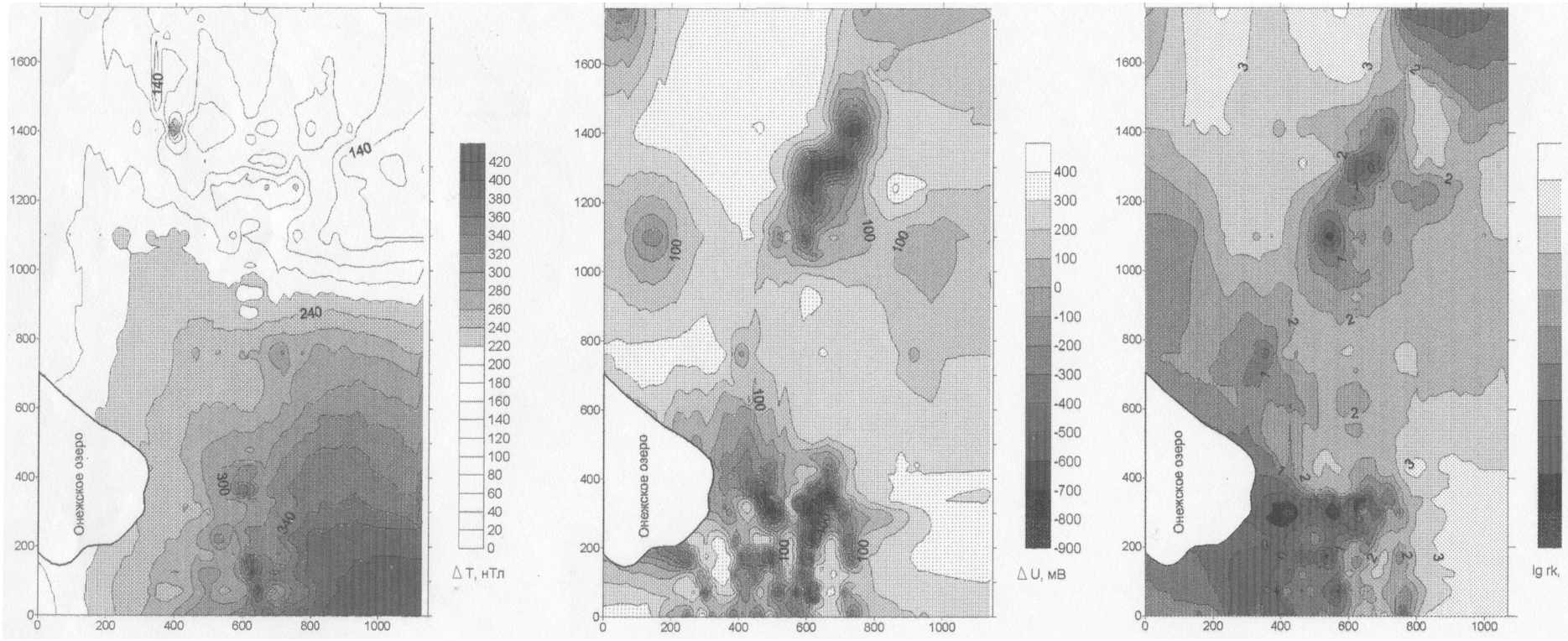
Объекты детального исследования. В качестве объектов детального исследования выбраны структурно-обособленные, обогащенные ШВ части разреза заонежской свиты. Количество ШВ в ШНП, а также его распределение в пределах шунгитовых залежей (ШЗ) – важнейшая характеристика прогнозной оценки объектов продуктивных толщ. Геофизическая параметризация ШЗ могла бы послужить в качестве предварительной оценки объектов на шунгитовое сырье. Из-за геологической сложности изучаемых геологических элементов и соответствующей неоднородности геофизических полей вся совокупность экспериментальных данных была подвергнута статистическому анализу. Геофизические параметры в зависимости от геологических условий залежи будут различаться. Для относительного сравнения залежей удобнее пользоваться рангом того или другого параметра. При таком сравнении полная сумма мест наиболее объективно отражает количество ШВ в объеме залежи. Чем меньше сумма мест, тем больше ШВ в разрезе (Клабуков, 2001).

По данным геофизических исследований различных залежей установлена их контрастность в геофизических полях по отношению к вмещающей среде. Как правило, это связано с аномальным содержанием в залежах ШВ, обладающего высокой электропроводностью, пониженной плотностью и диамагнитностью (Филиппов, Клабуков, 2000). Как отмечалось выше, ШЗ концентрируются в синклинальных структурах (Строение..., 1983). В связи с последним синклинали и антиклинали ОС будут по-разному проявляться в физических полях. Синклинальные структуры, скорее всего, должны фиксироваться отрицательными аномалиями магнитного и гравитационного полей. В силу геологических особенностей каждой синклинальной структуре соответствует свой геофизический параметр, характеризующий ее качественно и количественно (Клабуков, 2002).

Научные проблемы в детальных исследованиях. Рассмотрим данные различных методов геофизики, используемых в пределах ОС.

Первая научная проблема. Геоэлектрическая информация содержит в себе результаты, которые свидетельствуют о существовании в пределах ОС крупной аномалии проводимости, природа которой носит дискуссионный характер. Удельное электрическое сопротивление ШНП заонежской свиты по данным детальных работ меняется в пределах трех порядков. Сопротивление пород кондопожской свиты, содержащей значительно меньшее количество ШВ, меняется всего лишь в 1,5 раза. Результаты расчетов суммарной продольной проводимости по данным геоэлектрического разреза и по магнитовариационным данным не совпадают (Органическое вещество..., 1994). Таким образом, существует вторая научная проблема, касающаяся накопления и распределения ШВ как по латерали, так и в глубину.

а б в



Наблюденные геофизические поля на участке Лебещина:

а – магнитное поле; б – естественное электрическое поле; в – поле кажущегося электрического сопротивления

К аномальным явлениям можно отнести величину теплового потока в районе ОС. Фоновый тепловой поток в карельской части Балтийского щита составляет 40 мВт/м^2. Л. А. Цыбуля, В. Г. Левашкевич (1992), ссылаясь на экспериментальные данные У. И. Моисеенко, приводят для Онежского озера значение ТП, равное 20 мВт/м^2. Одним из решающих факторов формирования температурного поля является теплопроводность. Однако геотермические параметры пород, слагающих ОС, подтверждают, что причина низкого ТП в пределах ОС не связана с ШВ. Согласно представлениям В. А. Голубева (2007), тепловое поле верхних горизонтов Земли формируется под влиянием двух составляющих: кондукции и тепла, переносимого флюидами. Высокие ТП локальны и увязываются с высоким современным разогревом глубинных недр и низким тепловым потоком за пределами рифтовой впадины. Низкие температурные градиенты в коре могут иметь место при значительных объемах вулканитов и интрузивных образований в разрезе ОС при наличии низких теплофизических параметров. Предполагается гипотеза распределения тепла в рифтовых зонах для южной части Карелии: наиболее западная – Ладожская с ТП до 80 мВт/м^2, Онежская – восточная с ТП до 20 мВт/м. Вторая научная проблема связана с геотермикой и геодинамикой земной коры на юге Карелии. Она предполагает детальное сравнительное изучение методами полевой геофизики районов рифтовых зон. Кроме комплекса геофизических работ, используемого при изучении ШНП, предполагается ввести в комплекс теплогенерацию радиогенного тепла. Третья научная проблема связана с региональной магнитной аномалией.

Природа глубинной магнитной аномалии. Магнитное поле гранитоидов, обрамляющих ОС, понижено, так как намагниченность их низка. Магнитное поле структуры характеризуется ярко выраженным северо-западным направлением осей магнитных аномалий. Абсолютные значения величины ΔT_a в южной части ОС больше, чем в северной, с перепадом 500 нТл, что, по-видимому, связано с крупной аномалией в Онежском озере (Строение.., 1983). Природа аномалии большинством исследователей связывается с «диоритовым» слоем (Органическое вещество.., 1994). Детальные геофизические исследования указывают на отсутствие в верхних частях разреза заонежской свиты источников повышенного магнитного поля. По геотермическим данным, приведенным выше, выделяются две осредненные аномалии ТП: северная – 20 мВт/м^2 и южная – 35 мВт/м^2. Южная повышенная магнитная аномалия совпадает с повышенной геотермической аномалией. Можно предположить, что области аномального теплового потока вызвали развитие метасоматических процессов в земной коре и способствовали образованию вторичного магнетита, о чем свидетельствует повышенное магнитное поле южного участка.

Потенциальные поля при поисках и разведке ШНП. По данным гравиметрических съемок можно решить задачу разделения основных и ШНП заонежской свиты, за счет различия плотности между собой до 0,5 г/см^3. Имеет также место наличие локальных Δg, связанных с ШНП. Детальные поля над объектами накопления ШВ в зонах активизации могут быть усложнены за счет аномальных свойств активной зоны. Совместное рассмотрение материалов геофизических съемок на месторождениях ШНП указывает на существование значительных вариаций геофизических данных от участка к участку.

Возможности комплекса детальных геофизических работ подробно показаны на участке Лебещина в Толвуйской синклинальной структуре (Филиппов и др., 2003). Структура геофизических полей, их интенсивность, а также корреляции друг с другом в пределах участка изменчивы (рис.). Особенности геологического строения в южной и северной частях участка хорошо отражаются в структуре и интенсивности геофизических полей. Менее эффективным методом в картировании ШНП является магнитный метод, в связи с чем возможности магнитной съемки для целей картирования ШНП ограничены. В то же время наличие тесной положительной корреляционной связи между значениями χ и ΔU является признаком достаточной мощности тел максовитов (Филиппов и др., 2003). Таким образом, эффективность геофизических работ при исследовании ШНП людиковия – шунгитов и максовитов – в ОС напрямую связана с картированием таких пород в Заонежье.

Заключение. Анализ детальных геофизических данных указывает на сложную взаимосвязь частей геофизического разреза. Причиной таких сложных взаимоотношений, видимо, является наличие температурных градиентов в коре, создающих другие геофизические аномалии.

ЛИТЕРАТУРА

Голубев В. А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск, 2007. 222 с.

Гордиенко В. В. и др. Тепловой поток южного склона Балтийского щита // Геофизический журнал. 1984. № 3. С. 40–45.

Клабуков Б. Н. Сравнительная геофизическая характеристика шунгитовых залежей Толвуйской синклинали // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск, 2001. С. 97–100.

Клабуков Б. Н. Геофизическая параметризация некоторых складчатых структур Онежского синклинория // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск, 2002. С. 117–122.

Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения) / М. М. Филиппов, А. И. Голубев, П. В. Медведев и др. Петрозаводск, 1994. 208 с.

Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. Л., 1983. 180 с.

Филиппов М. М., Клабуков Б. Н. Геофизические признаки шунгитоносных купольных структур // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск, 2000. С. 80–88.

Филиппов М. М., Клабуков Б. Н., Суханов А. В. Экспериментальное определение ведущей длины волны системы купольных структур Толвуйской синклинали // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск, 2003. С. 93–100.

Цыбуля Л. А., Левашкевич В. Г. Тепловое поле Баренцеворского региона. Апатиты, 1992. 115 с.

А. С. Заверткин, В. И. Тяганова

РАЗРАБОТКА ОГНЕУПОРНОЙ ФУТЕРОВКИ ДЛЯ ТЕПЛОАККУМУЛЯТОРОВ И ПРОМЫШЛЕННЫХ ПЕЧЕЙ

В статье представлены результаты изучения физико-механических свойств материалов системы $SiO_2 – Al_2O_3 – C$ при использовании различных связующих. Установлено, что разработанные составы могут найти применение при футеровке теплоаккумуляторов СТЭ типа «Печь», разливочных ковшей для чугуна и цветных сплавов, а также при футеровке верхней части тигля индукционных печей при выплавке чугуна и цветных на основе меди сплавов вместимостью до 1 т, разливочных чаш для производства сушильных цилиндров бумагоделательных машин.

Изделия из теплоизоляционных материалов сокращают потери тепла, обеспечивают экономию топлива и электроэнергии, обусловливают устойчивые режимы эксплуатации тепловых агрегатов (ТА), повышают безопасность условий труда.

Постановка задач и методика исследования

В работе ставились задачи:

1) уточнение условий службы ТА и процесса износа огнеупорно изолирующей футеровки;

2) выбор состава материала футеровочных изделий с целью отказа от дорогостоящих материалов, корунда, периклаза, карбида кремния и др. и замены их более доступными отечественными материалами, разработанными на основе сырья и техногенных материалов местного производства, с целью исключения дальних перевозок;

3) изучение влияния различных связующих добавок по сравнению с глиной на технические свойства футеровки.

С целью выяснения влияния на свойства изделий с широко известным связующим – глиной вводили от 10 до 20% жидкого натриевого стекла плотностью 1300 кг/м^3, а также портландцемент в количестве от 15 до 30%. Массу для прессования готовили влажным способом. Изготовление лабораторных образцов и испытуемых в производственных условиях изделий проводилось из порошка шамота зернистостью <3 мм. Фазовые и структурные соотношения изучались с помощью микроскопа МИН-8. Рентгенограммы снимались на дифрактометре ДРОН при Cu K-α излучении. В качестве внутреннего эталона использовался алюминий. Перемешивание компонентов огнеупорной массы производилось на бегунах лабораторного типа модели 018, прессование образцов выполнялось на прессе ПГ-18 с последующей сушкой в печах МП-2У. Образцы подвергались термической обработке в силитовых печах КО-14 в атмосфере воздуха при 1000, 1200, 1300 °С в течение 1 и 2 ч. Фазовые и структурные соотношения изучали в образцах футеровочных масс после обжига и эксплуатации промышленных изделий. Сравнение и расчет содержания отдельных фаз проводили в сопоставлении с эталонными образцами муллита, кварца, кристобалита и тридимита. При исследовании в качестве заполнителей и связующих применяли:

шамотный порошок производства Боровичского огнеупороного завода (поставка на АО «Петрозаводскмаш» и НПО «Тулачермет»).

Связующие: жидкое стекло ρ = 1300 кг/м^3 , М = 2,8–3,0;

портландцемент М-400, Пикалевский глиноземный комбинат (г. Пикалево Ленинградской обл.);

высокоглиноземистый цемент, содержание Al_2O_3 – 72% (московская фирма «Консолит»);

глина огнеупорная (г. Боровичи), содержание Al_2O_3 – 32%; бентонит польский (поставка на АО «Петрозаводскмаш»), содержание Al_2O_3 – 16,5%;

кварцевый песок 3–4 К – 0,315, месторождение Струги Красные, Новгородская обл. (поставка на АО «Петрозаводскмаш»), содержание SiO_2 – 94–96%.

Образцы были изготовлены методом полусухого прессования на гидравлическом прессе при удельном давлении 30 МПа. Изделия и образцы готовили из полифракционных порошков. В качестве крупномолотой составляющей применяли порошок шамота с размером зерен от 3,0 до 0,1 мм в количестве от 80 до 90%. Количество зерен <0,1 мм составляло 10–12%.

Обсуждение результатов исследования

В результате проведенных исследований была выяснена зависимость свойств образцов и промышленных изделий от зернового состава наполнителя, давления прессования, типа связующего и его количества в составе футеровочной массы, а также температуры обжига и времени выдержки образцов при максимальной температуре.

Влияние зернового состава на пористость и предел прочности при сжатии образцов из футеровочных масс следует из табл. 1.

Таблица 1

Влияние зернового состава на пористость и предел прочности при сжатии образцов из футеровочных масс

Размер основной монофракции, мкм	Соотношение основной монофракции и связки, %	Открытая пористость, %	Предел прочности при сжатии, МПа
1300–1000	70 : 30	32,1	28,0
	60 : 40	28,3	33,0
1000–500	70 : 30	32,0	–
	60 : 40	29,1	54,0
500–250	70 : 30	32,5	50,0
250–150	70 : 30	32,1	73,0
150–100	70 : 30	32,0	90,0
100–50	70 : 30	32,3	118,0

Как показали исследования, для получения плотной упаковки образца этого количества зерен <0,1 мм недостаточно. Образцы с таким зерновым составом имеют низкую механическую прочность. К повышению прочности образцов после спекания приводит увеличение количества фракции <0,1 мм от 25 до 30%. Присутствие тонкозернистого компонента с неправильной формой зерен, что характерно в условиях производства, вызывает большее расширение футеровочной массы, в результате чего происходит снижение механической прочности и увеличение пористости образцов. Во многокомпонентных смесях кажущаяся плотность зависит главным образом от соотношения между грубозернистым и тонкозернистым компонентами, причем промежуточный компонент имеет очень малое значение. На спекание оказывает влияние также форма частиц. Массы, имеющие различную форму частиц, спекаются при обжиге неоднозначно. Образцы, изготовленные из порошков несферической формы зерен, претерпевают, при прочих равных условиях, в пять раз большую усадку в сравнении с образцами, изготовленными из сферических частиц.

Одним из основных материалов, содержащих глинозем и применяемых в литейном производстве в качестве связующего, является огнеупорная глина. К богатому глиноземом природному сырью относятся три минерала – кианит, силлиманит и андалузит группы дистена с содержанием Al_2O_3 63,1% (табл. 2) (Кайнарский, 1969).

Несомненный практический интерес для названных задач представляют концентраты кианита и дистен-силлиманита, содержащие по сравнению с шамотом и огнеупорной глиной значительно большее количество глинозема. Концентраты, полученные из кейвских и хизоваарских кианитов, могут найти применение при производстве футеровочных и ремонтных масс для тепловых агрегатов. Важным свойством кианита является его переход в муллит при обжиге. Муллит может применяться в службе до 1850 °С, отличается устойчивостью к большим тепловым нагрузкам, обладает высокой термостойкостью и низким термическим коэффициентом линейного расширения, удовлетворительной теплопроводностью, устойчивостью к химическому и абразивному воздействиям.

В табл. 3–5 приведены исследованные нами составы и технологические свойства футеровочных масс со связующими: огнеупорной глиной (ОГ), бентонитом (Б), высокоглиноземистым цементом (ВГЦ) и портландцементом (ПЦ). Зависимости физико-механических свойств исследованных составов от температуры обработки приведены на рис. 1–5. Рентгенограммы даны на рис. 6.

Таблица 2

Область устойчивости различных силикатов алюминия при атмосферном давлении, твердость, плотность и изменение объема при нагревании (Кайнарский, 1969, с. 216)

Минерал	Кристаллохимическая формула	Область устойчивости при атмосферном давлении, °С	Твердость по МООСУ	Плотность, кг/м^3	Увеличение объема при нагревании, %
Дистен (кианит)	$Al_2(SiO_4)O$	<1100–1200	6,0–7,5	3,53–3,68	16–18
Силлиманит	$Al(AlSiO_5)_\infty$[1]	<1300–1400	<6,5–7,5	3,23–3,27	7–8
Андалузит	$AlAl(SiO_4)O$	<1350	7,0–7,5	3,13–3,16	3,0–5,4
Муллит ($3Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$)	$Al(Al_{1,25}Si_{0,75}O_{4,875})_\infty$[1]	<1910	6,0–7,0	3,1	–
Прагит ($2Al_2O_3 \cdot SiO_2$)	$Al(Al_{1,40} \cdot Si_{0,60}O_{48})_\infty$[1]	<1910	7,58	3,16	–

Таблица 3

Составы и свойства огнеупорных смесей

Номер смеси	Компоненты смеси, мас. %					Примечание
	Шамотный порошок	Огнеупорная глина	Жидкое стекло	Бентонит	Кварцевый песок	Прессование образцов на копре и сушка при 180–190 °С, 3 ч
1	85	15	–	–	–	
2	85	15	10	–	–	
3	85	–	–	15	–	
4	70	20	–	–	10	
	Физико-механические свойства смеси					
	Температура обработки, °С	$\sigma_{сж}$, МПа	$\hat{G}$, %	W, %	ρ, кг/м^3	
1	900/1200	2,04/3,41	44,2/47,3	25,8/26,4	1710/1790	В знаменателе приведены значения после вторичной обработки образца
	1100/1200	1,73/2,80	47,3/49,4	27,0/28,5	1750/1730	
2	900/1200	0,31/7,58	48,9/41,3	32,2/23,8	1520/1740	
	1100	2,29	45,6	29,3	1540	
3	900/1200	1,82/3,05	38,8/–	21/7/–	1790/–	
	1100	3,57	40,9	22,9	1790	
4	900/1200	0,61/0,76	47,4/–	29,8/–	1590/–	
	1100/1200	1,04/1,07	48,0/49,4	29,6/28,5	1620/1730	

Таблица 4

Составы и свойства огнеупорных смесей с шунгитсодержащей добавкой

Номер смеси	Состав смеси, мас. %				
	Шамотный порошок	Огнеупорная глина	Бентонит	Шунгитовая пудра	Вода
1	85	15	–	–	12,0
2	85	–	15	–	15,0
3	80	20	–	0,4	12,7
4	80	–	20	0,2	19,2
5	80	–	20	2,0	15,0
	Технологические показатели смеси				
	Температура обработки, °С	Потери веса, %	Объемный вес до т. о., кг/м^3	Объемный вес после т. о., кг/м^3	Изменение объема, %
1	900	2,4	1410	1380	+0,3
	1100	2,5	1410	1380	+0,7
	1200	0,2	1380	1390	–1,7
2	900	1,8	1520	1490	+0,5
	1100	2,0	1520	1480	+0,8
	1200	0,6	1490	1480	–0,6
3	900	3,8	1470	1420	+0,2
	1100	4,0	1480	1440	–0,9
	1200	4,2	1480	1410	–1,2
4	900	3,8	1460	1430	–0,6
	1100	4,0	1460	1420	–0,4
	1200	4,2	1460	1460	–1,8
5	900	4,0	1570	1520	–1,3
	1100	4,2	1560	1510	–1,6
	1200	4,5	1550	1500	–1,3

Примечание. Первичная температурная обработка – при 900 °С, в дальнейшем – при 1100 °С.

Таблица 5

Составы и свойства огнеупорных масс с цементом

Номер смеси	Состав смеси, мас. %					Примечание
	Шамотный порошок	Высокоглиноземистый цемент	Портландцемент, М-400	Шамотный мертель	Вода	
1	75	25	–	–	12,5	Способ приготовления смесей составов 1, 2, 5: смешивание сухих компонентов, прессование на копре, сушка при 200 °С, 3 ч Способ приготовления составов 3 и 4: заливка смеси в форму, пропарка при 80 °С, 4 ч (Ø обр. составов 3 и 4/2 – 36 мм, остальных – 50 мм)
2	75	–	25	–	14,4	
3	80	20	–	–	18	
4	80	–	20	–	14	
5	80	–	–	20	12	
	Технологические показатели смеси					
	Температура обработки, °С	Потери веса, %	Объемный вес до т. о., кг/м^3	Объемный вес после т. о., кг/м^3	Изменение объема, %	
1	300	0,75	1450	1450	–0,3	
	900	2,3	1450	1430	0	
	1100	2,5	1450	1400	–1,6	
	1200	4,0	1440	1630	–15,2	
2	300	0,8	1500	1510	–0,5	
	900	1,9	1500	1490	–1,1	
	1100	2,5	1450	1450	+0,4	
3	300	1,0	1670	1640	0	
	900	1,2	1720	1650	–1,5	
	1100	1,7	1750	1690	+1,3	
	1200	2,0	1750	1640	+4,1	
4/1	1100	4,3	1580	1530	–0,6	
	1200	3,6	1520	1440	+2,3	
4/2	900	2,5	1720	1780	–6,5	
	1100	3,2	1750	1690	–0,2	
	1200	3,2	1740	1590	+6,0	
5	900	1,5	1430	1380	+1,8	
	1100	1,8	1440	1410	+0,6	
	1200	1,9	1440	1420	–0,1	

Проведенные исследования показали следующее.

Замена огнеупорной глины на бентонит улучшает физико-механические свойства образцов после термической обработки при 1100 °С. Предел прочности при сжатии ($\sigma_{сж}$) увеличивается в 2 раза. При этом снижается пористость (G) и водопоглощение (W), а кажущаяся плотность (ρ) увеличивается (табл. 3, составы 1 и 3) (рис. 1–4).

Введение в смесь с огнеупорной глиной (ОГ) жидкого стекла в количестве 10% позволило уве-

личить $\sigma_{сж}$ более чем в 2 раза за счет увеличения муллита (кристаллическая форма), а также образования стеклофазы при термообработке образцов (состав 2) (рис. 6) (Ангоненко и др., 2008). Увеличение муллита и стеклофазы способствовало улучшению физико-технических свойств образцов огнеупорной смеси, а именно: возрастанию ρ и снижению показателей G и W (состав 2) (рис. 1–6).

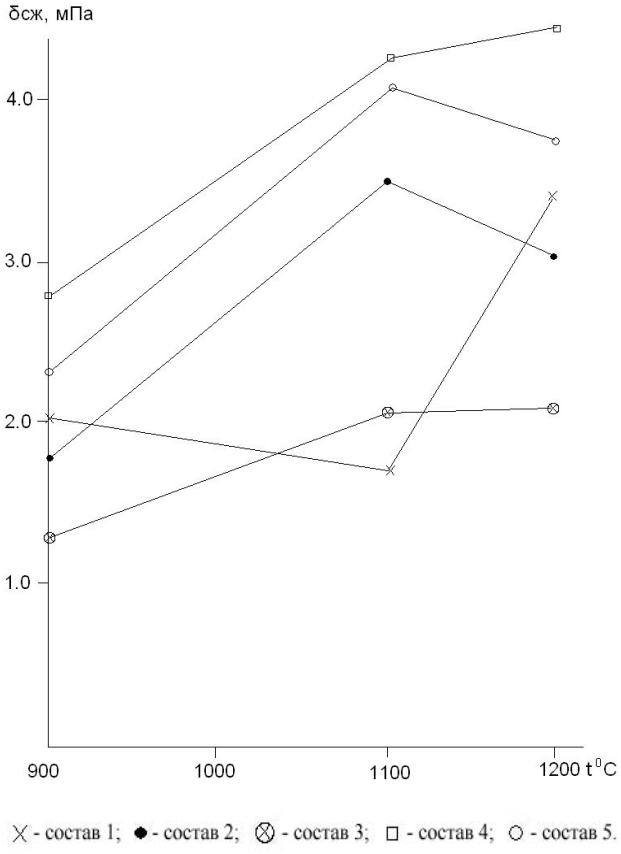


Рис. 1. Зависимость прочности огнеупорных смесей с шунгитсодержащей добавкой

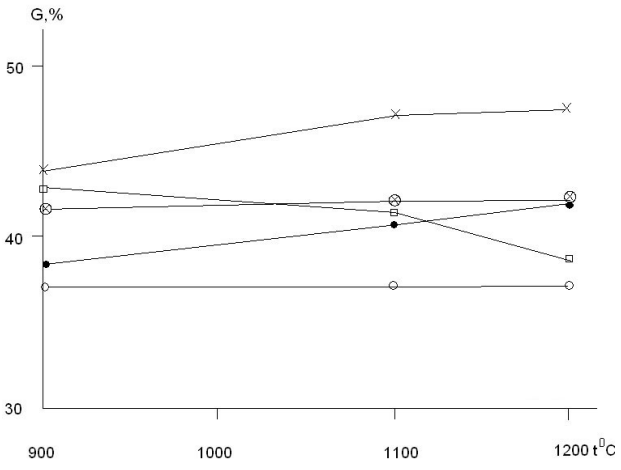


Рис. 2. Зависимость пористости огнеупорных смесей с шунгитсодержащей добавкой:

усл. обозн. см. на рис. 1

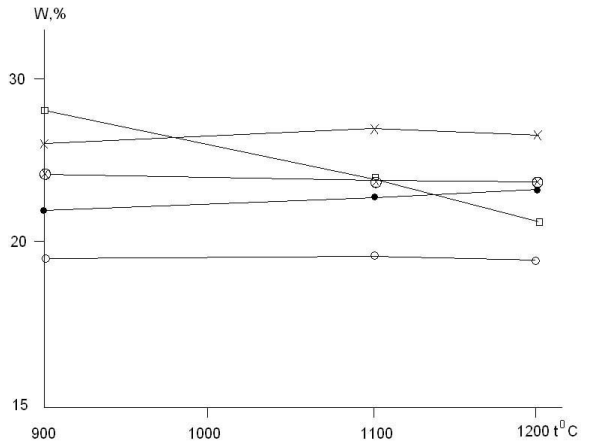


Рис. 3. Зависимость водопоглощения огнеупорных смесей с шунгитсодержащей добавкой:

усл. обозн. см. на рис. 1

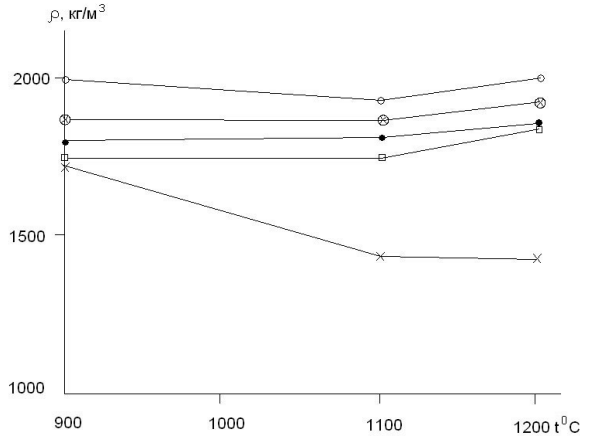


Рис. 4. Зависимость кажущейся плотности огнеупорных масс с шунгитсодержащей добавкой:

усл. обозн. см. на рис. 1

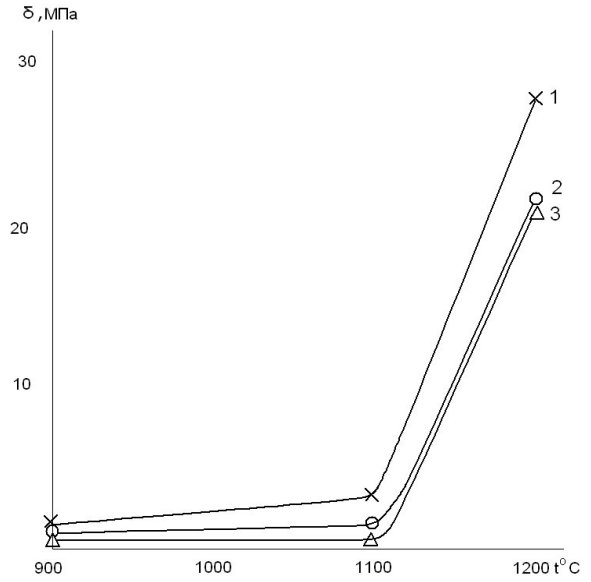


Рис. 5. Зависимость прочности огнеупорных масс с цементом:

1 – состав 1 (диаметр образца – 36 мм); 2 – состав 2 (диаметр образца – 36 мм); 3 – состав 3 (диаметр образца – 50 мм)

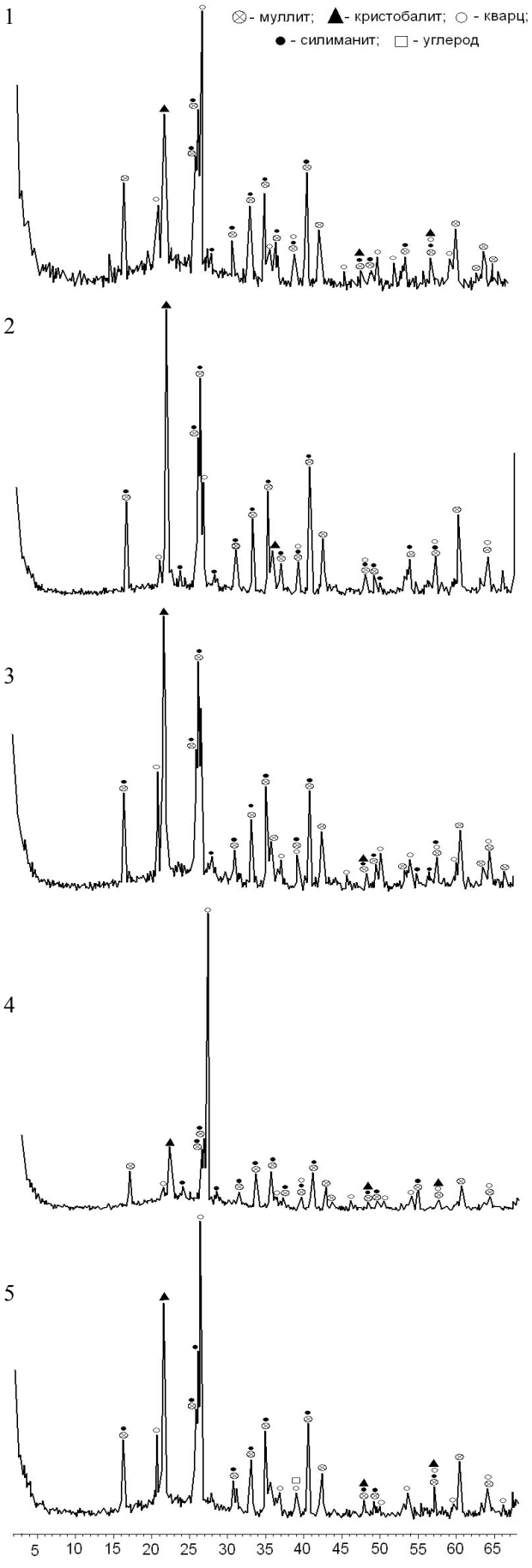


Рис. 6. Рентгенограммы огнеупорных масс составов 1–5

Частичная замена шамотного порошка на кварцевый песок приводит к снижению технологических свойств футеровки (состав 4). При этом наблюдается повышенная осыпаемость. Тем не менее на практике применяется футеровка сталеразливочных ковшей на основе шамотного порошка – 50% и кварцевого песка – 43%, но с добавлением жидкого стекла (ρ = 1280–1320 кг/м^3) в количестве 7%.

Шунгитовый порошок в смесь вводили в виде бентонито-шунгитовой суспензии. Добавка шунгитовой пудры с содержанием углерода 30% составляла 0,2–4,0 мас. % от суммарного содержания компонентов шихты. После сушки образцов последние подвергались обжигу при 900, 1100, 1200 °С в течение 2 ч (табл. 4, составы 3–5).

Кажущаяся плотность образцов с добавкой шунгитовой пудры выше, чем у смесей без нее (рис. 4). Отмечается рост прочности образцов смесей с добавкой шунгитового порошка до 1100 °С, а при более высокой температуре следует ее снижение, по-видимому, за счет интенсивного выгорания углерода (рис. 1). На водопоглощение введение такого количества шунгитового порошка не оказывает существенного влияния, однако отмечается незначительный рост пористости (рис. 2).

Исходя из рентгенограммы, основными минералами исследованных огнеупорных масс с связующими огнеупорной глиной и бентонитом и добавкой шунгита являются муллит, силлиманит, кварц, кристобалит и незначительное количество углерода (рис. 6). При минералогическом исследовании состава с шунгитсодержащей добавкой (табл. 4, состав 3), проведенном на микроанализаторе TESCAN, были обнаружены новообразованные волокнистые частицы, по форме похожие на «нанотрубки», следующего химического состава: C – 64,69%, N – 10,30%, O – 15,48%, S – 4,12%, Cl – 0,43%, K – 2,40%, Cr – 2,58% (рис. 7).

Предполагаемое образование SiC в смесях с шунгитовой добавкой рентгенографическим методом обнаружено не было. Однако, как показали ранее проведенные исследования на НПО «Тулачермет», с увеличением температуры обжига или при длительной службе футеровочной массы с шунгитом образование SiC значительно повышается, увеличивая износоустойчивость желобов доменных печей (Заверткин и др., 1988).

Для кладочного раствора топок каминов и печей применяются в качестве связующего ВГЦ, портландцемент (ПЦ) и шамотный мертель (смесь шамотного порошка – 75% и огнеупорной глины – 25%). Нами были исследованы составы с перечисленными связующими (табл. 5). Были получены смеси с ВГЦ и ПЦ с высоким показателем прочности при 1200 °С, что согласуется с данными других исследователей. Значительное упрочнение образцов с ВГЦ и ПЦ начинается в интервале 1100–1200 °С (рис. 5). Футеровочные массы с мертелем имели низкие физико-механические показатели ввиду

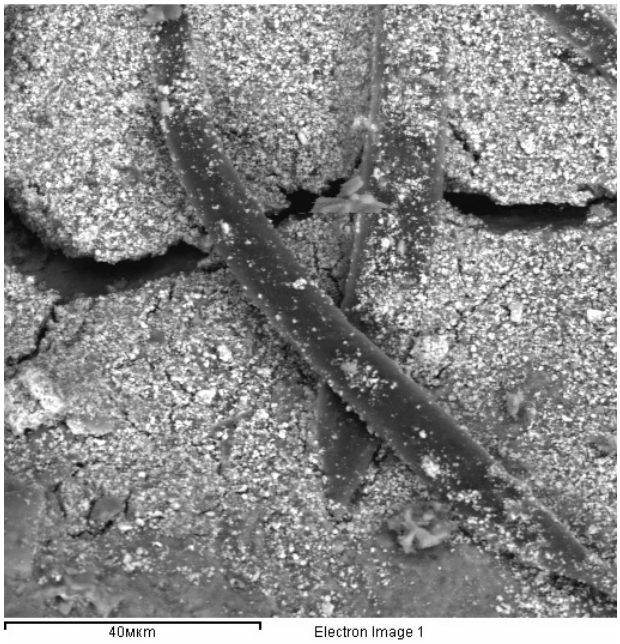


Рис. 7. Волокнистые образования в смеси огнеупорной глины с шунгитом (t – 1200 °С)

недостаточной температуры обжига (необходима температура 1400–1500 °С).

По результатам проведенных лабораторных и производственных испытаний составов огнеупорных масс на основе шамотного порошка для промышленного применения могут быть рекомендованы составы для сталеразливочных ковшей вместимостью до 1 т, а также для ковшей той же вместимости, применяемых при разливке чугуна и цветных сплавов на основе меди. Кроме этого, данные составы могут быть рекомендованы для футеровки и ремонтных масс сливных желобов индукционных печей вместимостью от 1 до 25 т.

Составы на высокоглиноземистом цементе и жидком стекле могут быть рекомендованы для футеровки и ремонта разливочных чаш при заливке сушильных цилиндров на АО «Петрозаводскмаш».

Выводы

1. Состав на жидком стекле (ρ = 1280–1320 кг/м^3) с добавкой кремнефтористого натрия 1% и шунгита в количестве 2% обеспечивает получение теплоизоляционных и огнеупорных изделий, приготовленных на основе шамотного порошка с механической прочностью, необходимой для транспортировки изделий.

2. Свойства теплоизоляционных материалов на основе шамота и связующих: огнеупорной глины, бентонита, портландцемента – позволяют рекомендовать их для применения в футеровке теплоаккумуляторов СТЭ типа «Печь» и для футеровки разливочных ковшей для чугуна и цветных сплавов.

3. Производственные испытания составов на жидком стекле, высокоглиноземистом и портландцементе дали положительные результаты при футеровке теплоаккумуляторов.

ЛИТЕРАТУРА

Ангоненко Л. А., Семченко Г. Д., Тищенко С. В. и др. Влияние вида и количества антиоксидантных добавок на свойства материалов системы Al_2O_3 – SiC – C // Новые огнеупоры. 2008. С. 28–31.

Заверткин А. С., Тяганова В. И., Туктамышев И. Ш. Высокоэффективная футеровка с шунгитом для желобов доменных печей // Технологические свойства и характеристики минерального сырья Карелии. Петрозаводск, 1988. С. 43–45.

Кайнарский И. С. Процессы технологии огнеупоров. М., 1969. 350 с.

СОДЕРЖАНИЕ

С. А. Светов, А. И. Светова, Т. Н. Назарова. Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс Центральной Карелии – новые геохронологические данные и интерпретация результатов 5

А. М. Ручьев. Образование кианитовых гнейсов в тектонофизическом аспекте (беломорский комплекс пород Балтийского щита) 13

Н. Е. Король. Порфировидные интрузивные чарнокитоиды и их метаморфические изменения (оз. Нотозеро, Северная Карелия) 28

О. И. Володичев, Т. И. Кузенко. Структуры распада в пироксенах эклогитизированных габброидов как индикаторы эволюции магматических и метаморфических процессов (с. Гридино, Северная Карелия) 56

О. С. Сибилев. Декомпрессионные симплектиты в апоэклогитах Гридинской зоны меланжа (Беломорский подвижный пояс) 66

А. И. Голубев, А. Е. Ромашкин, Д. В. Рычанчик. Связь углеродонакопления с основным вулканизмом в палеопротеорозое Карелии (ятулийско-людиковийский переход) 73

Н. С. Бискэ. Минеральный состав и структурно-текстурные особенности высокоуглеродистых пород Шуньгского месторождения 80

Н. Н. Трофимов, А. И. Голубев. Особенности формирования и перспективы никеленосности Онежской интракратонной впадины 88

Н. Н. Трофимов. Тернаволокский силл – условия образования и петрохимическая характеристика 107

Л. В. Кулешевич, О. Б. Лавров. Рудник Воицкий – Au-Cu-S-кварцевое месторождение в Северо-Выгозерской палеопротерозойской структуре Карелии 116

Л. В. Кулешевич, Н. Ю. Ларькина, И. С. Инина. Минералы железа в коллекции музея геологии докембрия: лимонитовые и гематитовые руды Карелии 131

О. В. Мясникова, В. А. Шеков, Ф. Ф. Горбацевич, О. М. Тришина, М. В. Ковалевский. Вариации физических и механических свойств гранитоидов Карелии различных генетических типов 140

П. В. Медведев, В. В. Макарихин. Строматолитовые постройки в разрезе туломозерской свиты, вскрытом опорными буровыми скважинами в Онежском синклинории 144

О. В. Лазарева, В. В. Колька. Палеоэкологические условия формирования палиноспектров Прибеломорской низменности в связи с колебаниями уровня Белого моря 149

Н. В. Крутских, Н. Б. Лаврова. Загрязнение почв г. Петрозаводска тяжелыми металлами и некоторые аспекты палиноиндикации 153

Б. Н. Клабуков. Детальные геофизические поля Онежской структуры 158

А. С. Заверткин, В. И. Тяганова. Разработка огнеупорной футеровки для теплоаккумуляторов и промышленных печей 161

CONTENTS

S. A. Svetov, A. I. Svetova, T. N. Nazarova. Vedlozero-Segozero greenstone belt, Central Karelia: new geochronological data and interpretation of results 5

A. M. Ruchyev. The formation of kyanite gneisses: a tectonophysical aspect (Belomorian complex of Baltic Shield rocks) 13

N. E. Korol. Porphyraceous intrusive charnockitoids and their metamorphic alterations (Lake Notozero, North Karelia) 28

O. I. Volodichev, T. I. Kuzenko. Disintegration structures in pyroxenes of eclogitized gabbroids as indicators of the evolution of igneous and metamorphic processes (Gridino, North Karelia) 56

O. S. Sibilev. Decompression symplectites in apoeclogites from the Gridino mélange zone, Belomorian mobile belt 66

A. I. Golubev, A. E. Romashkin, D. V. Rychanchik. Relation of carbon accumulation to Palaeoproterozoic basic volcanism in Karelia (Jatulian-Ludicovian transition) 73

N. S. Biske. Mineral composition and structural and textural characteristics of carbon-rich rocks from the Shunga deposit 80

N. N. Trofimov, A. I. Golubev. Formation pattern and nickel potential of the Onega intracratonic depression 88

N. N. Trofimov. Ternavolok sill: conditions of formation and petrochemical characteristics 107

L. V. Kuleshevich, O. B. Lavrov. Voitsky mine – an Au-Cu-S-quartz deposit in the Palaeoproterozoic North Vygozero structure of Karelia 116

L. V. Kuleshevich, N. Yu. Larkina, I. S. Inina. Iron minerals in the collection of the Museum of Precambrian Geology: Karelian limonite and hematite ores 131

O. V. Myasnikova, V. A. Shekov, F. F. Gorbatsevich, O. M. Trishina, M. V. Kovalevsky. Variations in the physical and mechanical properties of Karelian granitoids of various genetic types 140

P. V. Medvedev, V. V. Makarikhin. Stromatolitic builups in the column of the Tulomozero suite intersected by reference boreholes in the Onega synclinorium 144

O. V. Lazareva, V. V. Kolka. Palaeoenvironmental conditions of formation of the palynspectra of the Pribelomorian Lowland in connection with variations in the White Sea level 149

N. V. Krutskikh, N. B. Lavrova. Heavy metal contamination of soils in Petrozavodsk and some aspects of palynoindication 153

B. N. Klabukov. Detailed geophysical fields of the Onega structure 158

A. S. Zavertkin, V. I. Tyaganova. Development of refractory coating for thermal accumulators and industrial furnaces 161

РЕФЕРАТЫ

УДК 550.42: 552.313: 551.71 (470.22)

Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс Центральной Карелии – новые геохронологические данные и интерпретация результатов. Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2010. С. 5–12: ил. 3, табл. 1. Библиогр. 10 назв.

Показаны результаты прецизионных геохронологических исследований не датированных ранее фрагментов вулканических ассоциаций Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, расположенного в юго-восточной части Карельского кратона, на западном обрамлении Водлозерского блока. Проведенное изучение терригенных цирконов из осадочных прослоев мезоархейских коматиит-базальтовых ассоциаций позволило выявить дискретный временной характер формирования высокомагнезиальных серий Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса в интервалах 3,05–2,95 и 2,95–2,91 млрд лет. Установлено время формирования андезит-дацит-риолитовой дифференцированной серии Эльмусской палеовулканической постройки, которое равно 2866 ± 11 млн лет. Выявлено значительное присутствие метаморфических цирконов с возрастом 2,74–2,67 млрд лет во всех ассоциациях южной части зеленокаменного пояса, что свидетельствует о значительной тектоно-метаморфической реактивизации территории, проходящей после пика (2,74–2,71 млрд лет) санукитоидного магматизма. Полученные результаты существенно дополняют событийную шкалу геологических процессов на западной оконечности Водлозерского блока и позволяют выделить новые объекты для возможного геохронологического изучения – осадочные прослои в разрезах коматиит-базальтовых комплексов – как важный поставщик геохронологической информации о высокомагнезиальном вулканизме.

The authors report the results of the high-precision geochronological study of undated fragments of volcanic assemblages of the Vedlozero-Segozero greenstone belt located in the southeastern Karelian Craton, on the western Vedlozero Block margin. The study of terrigenous zircons from the sedimentary interbeds of Mesoarchean komatiite-basalt assemblages has revealed a discrete time pattern of formation of the Mg-rich series of the Vedlozero-Segozero greenstone belt over the intervals 3.05–2.95 and 2.95–2.91 Ga. The differentiated andesite-dacite-rhyolite series of the Elmus palaeovolcanic edifice was found to have been formed 2866±11 Ma ago. Metamorphic zircons, dated at 2.74–2.67 Ga, are abundant in all assemblages of the southern part of the greenstone belt, suggesting considerable tectono-metamorphic reactivation of the territory that followed a peak (2.74–2.71 Ga) in sanukitoid magmatism. The results obtained add substantially to a scale of geological events and processes at the western end of the Vodlozero Block and make it possible to specify new localities for possible geochronological study, e.g. sedimentary interbeds in komatiite-basalt complexes, a significant source of geochronological information on high-Mg volcanism.

УДК 552.164: 553.078.2 (470.22)

Образование кианитовых гнейсов в тектонофизическом аспекте (беломорский комплекс пород Балтийского щита). Ручьев А. М. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2010. С. 13–27: ил. 7. Библиогр. 26 назв.

Наиболее ранняя, позднеархейская, разновидность кианитовых пород чупинской свиты беломорид – продукт аллохимического преобразования реликтовых гранат-биотитовых плагиогнейсов. Новую информацию о происхождении кианитовых гнейсов дают материалы анализа их структурно-текстурных особенностей, выполненного методом идентификации структурных элементов сдвиговых дислокаций и решения обратной тектонофизической задачи подбором адекватного модельного парагенезиса. Установлено, что формирование минерального парагенезиса кианитового гнейса, отвечающего кианит-биотит-ортоклазовой метаморфической фации, контролировалось возникавшими при разрядке девиаторных напряжений структурными элементами многочисленных сдвиговых парагенезисов. «Фоновые» термодинамические параметры деформируемых пород не достигали уровня, являющегося критическим для минеральной ассоциации гранат-биотитового гнейса, сформированной при значительно более низких температуре и давлении. С учетом роли и специфики деформационных процессов в генезисе кианитового гнейса предполагается связь его происхождения со стресс-метаморфизмом.

The earliest Late Archaean variety of kyanite rocks of the Chupa suite of the Belomorides was produced by allochemical alteration of relict garnet-biotite plagiogneisses. New information on the origin of kyanite gneisses was obtained by analysing their structural and textural characteristics. Analysis was made by identifying the structural elements of shearing and by solving an inverse tectonophysical problem by selecting an adequate model paragenesis. It has been found that the formation of the mineral paragenesis of kyanite gneiss, which corresponds to kyanite-biotite-orthoclase metamorphic facies, was controlled by the structural elements of numerous shear parageneses that arise upon release of deviatoric stresses. The "background" thermodynamic parameters of deformed rocks did not reach the level which is critical for the mineral association of garnet-biotite gneiss formed at much lower temperature and pressure. Considering the role and distinctive pattern of deformation processes in the genesis of kyanite gneiss, its origin is assumed to be associated with stress-metamorphism.

УДК 552: 552.163: 552.18: 552.3: 552.4 (470.22)

Порфировидные интрузивные чарнокитоиды и их метаморфические изменения (оз. Нотозеро, Северная Карелия). Король Н. Е. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2010. С. 28–55: ил. 15, табл. 14. Библиогр. 66 назв.

В статье рассматриваются и впервые обобщены геолого-петрологические и минералогические особенности интрузивных порфировидных чарнокитоидов оз. Нотозеро Северной Карелии и гранат-амфибол-биотитовых гнейсов по ним. Изучены процессы типичных минеральных замещений, определяющие переход порфировидных чарнокитоидов оз. Нотозеро в их диафторированные разновидности в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма беломорского типа. Приводятся новые материалы по составам минералов гранулитовых и диафторических парагенезисов чарноэндербитов и чарнокитов. Установлены PT-параметры формирования чарнокитоидов (750–870 °С при давлениях 6,0–8,0 кбар) на гранулитовом и преобразования на диафторическом (704 °С – 590 °С, P = 10,0–9,0 кбар и до 579–496 °С при P = 9,0–8,0 кбар) этапе метаморфической эволюции ГЭЧ комплекса оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро.

The geological, petrological and mineralogical characteristics of intrusive porphyraceous charnockitoids from Lake Notozero, North Karelia, and garnet-amphibole-biotite gneisses after them are discussed and summed up for the first time. Typical mineral replacement processes, responsible for the transition of Notozero porphyraceous charnockitoids to their diaphthorated varieties under amphibolite and epidote-amphibolite-facies conditions of Belomorian-type metamorphism, were studied. New data on the compositions of minerals of granulitic and diaphthoric parageneses of charnoenderbites and charnockites are presented. The PT-parameters of formation of charnockitoids (750–870 °C at pressures of 6.0–8.0 kbar) at the granulitic stage and alterations at the diaphthoric (704 °C – 590 °C, P = 10.0–9.0 kbar and up to 579–496 °C at P = 9.0–8.0 kbar) stage of the metamorphic evolution of the Lake Notozero-Lake Kovdozero GEC complex were estimated.

УДК 548.7+552.48 (470.22)

Структуры распада в пироксенах эклогитизированных габброидов как индикаторы эволюции магматических и метаморфических процессов (с. Гридино, Северная Карелия). Володичев О. И., Кузенко Т. И. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2010. С. 56–65: ил. 5, табл. 5. Библиогр. 18 назв.

Изучение структур распада (СР) в клинопироксенах палеопротерозойских эклогитизированных габброидов района с. Гридино выявило три генетические группы.

СР первой группы были образованы на поздней субсолидусной стадии магматической кристаллизации, предшествующей автометаморфической стадии формирования эклогитовых парагенезисов.

СР второй группы, вероятно, имеют и магматическую, и метаморфическую природу. Наиболее широко они распространены в дайках, сложенных эклогитами, для которых предполагается их магматическое, интрузивное происхождение. Омфацит, таким образом, является магматическим минералом, и СР в нем образовались на субсолидусной стадии кристаллизации. Однако подобные структуры являются обычными и в метаморфических омфацитах.

СР третьей группы образовались в процессе ретроградного метаморфизма по схемам: Omp + H_2O → Amph + Qtz (Qtz и Amph-Qtz ламелли) и Omp → Di + Pl (симплектиты).

The study of disintegration structures (DS) in clinopyroxenes of Palaeoproterozoic eclogitized gabbroids from the Gridino area has revealed three genetic groups.

The DS of group I CP were formed at a late subsolidus stage in igneous crystallization that preceded an autometamorphic stage in the formation of eclogitic parageneses.

The DS of group II probably have a magmatic and metamorphic nature. They are most common in dykes composed of eclogites for which an igneous, intrusive origin is assumed. Omphacite is thus an igneous mineral, and DS in them were formed at a subsolidus stage in crystallization. However, such structures are also common in metamorphic omphacites.

The DS of group III were produced by retrograde metamorphism according to the schemes: Omp + H_2O → Amph + Qtz (Qtz and Amph-Qtz lamellae) and Omp → Di + Pl (symplectites).

УДК 552.163: 552.4 (470.22)

Декомпрессионные симплектиты в апоэклогитах Гридинской зоны меланжа (Беломорский подвижный пояс). Сибелев О. С. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2010. С. 66–72: ил. 6. Библиогр. 20 назв.

Рассматриваются петрологические аспекты формирования некоторых симплектитовых срастаний, развитых в неоархейских постэклогитовых базитах Гридинской зоны меланжа. На основе парагенетического анализа детально изучена последовательность и характер минералообразования в условиях падения давления (эксгумации). Впервые с этих позиций описаны кварц-клинопироксеновые и кварц-клиноцоизитовые симплектиты. Показано, что минеральные реакции протекали в замкнутой системе, а формированию симплектитов предшествовало увеличение мольного объема и разуплотнение минералов при соответствующем изменении содержаний компонентов.

The author discusses the petrological aspects of formation of some symplectitic intergrowths common in Neoarchean post-eclogitic basic rocks from the Gridino mélange zone. The sequence and pattern of mineral formation at decreased pressure (exhumation) were studied on the basis of paragenetic analysis. Quartz-clinopyroxene and quartz-clinozoisite symplectites are first described from these standpoints. Mineral reactions are shown to have occurred in a closed system, and symplectite formation was preceded by an increase in mole volume and mineral decompaction and a relevant change in the percentages of constituents.

УДК 551.72 (470.22)

Связь углеродонакопления с основным вулканизмом в палеопротерозое Карелии (ятулийско-людиковийский переход). Голубев А. И., Ромашкин А. Е., Рычанчик Д. В. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2010. С. 73–79: ил. 4, табл. 3. Библ. 9 назв.

Ятулийско-людиковийский переход – важный этап в развитии земной коры в палеопротерозое Фенноскандинавского щита (ФСЩ). С ним сопряжена глобальная аномалия изотопно-тяжелого карбонатного углерода Ломагунди-ятулий, а также грандиозное накопление свободного углерода

облегченного изотопного состава. На фоне изменений магматического режима основного вулканизма и условий осадконакопления в бассейнах цикл углерода трансформируется из окислительного в восстановительный. Аномалия Ломагунди-ятулий предполагает поступление в атмосферу и бассейны изотопно-тяжелого CO_2, в качестве источника которого рассматриваются проявления частично окисленных фаз ятулийского вулканизма. Исходя из анализа разрезов, представляется, что биогенно-окислительный цикл привел к накоплению ятулийского изотопно-тяжелого углерода, не компенсированного биогенным фракционированием. В людиковийское время, с углублением бассейна, углеродный цикл трансформируется в биогенно-восстановительный. В результате биогенного фракционирования идет прогрессирующее облегчение изотопного состава захороняемого углерода. Рассматривается связь между развитием магматизма и трансформацией цикла углерода в раннем протерозое ФСЩ.

The Jatulian-Ludicovian period is an essential stage in the Palaeoproterozoic evolution of the earth crust on the Fennoscandian Shield (FSS). A global anomaly of Lomagundy-Jatulian heavy-isotope carbonate carbon and the enormous accumulation of free carbon that has a lighter isotopic composition are associated with the period. An oxidative carbon cycle is transformed to a reducing cycle with changes in the magmatic regime of basic volcanism and sedimentation conditions in basins. The Lomagundy-Jatulian anomaly suggests the supply of heavy-isotope CO_2, to the atmosphere and basins. Manifestations of partially oxidized phases of Jatulian volcanism are assumed to be a source of CO_2. Analysis of cross-sections suggests that a biogenic-oxidative cycle resulted in the accumulation of Jatulian heavy-isotope carbon not compensated by biogenic fractionation. As the basin increased in depth in Ludicovian time, a carbon cycle was transformed to a biogenic-reducing cycle. As a result of biogenic fractionation, the isotope composition of buried carbon progressively becomes lighter. The authors discuss a relationship between the evolution of magmatism and carbon cycle transformation on the FSS in Early Proterozoic time.

УДК 553.9 (470.22)

Минеральный состав и структурно-текстурные особенности высокоуглеродистых пород Шуньгского месторождения. Бискэ Н. С. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2010. С. 80–87: ил. 9, табл. 3. Библиогр. 23 назв.

В результате электронно-микроскопических исследований получены новые данные о минеральном составе и текстурно-структурных особенностях высокоуглеродистых пород Шуньгского месторождения, обоснована миграционная природа значительной части заключенного в них ОВ.

New data on the mineral composition and structural and textural characteristics of carbon-rich rocks from the Shunga deposit were obtained and the migratory nature of a considerable proportion of the OM contained in them is confirmed by electron-microscopy study.

УДК 551.21+553.48 (470.22)

Особенности формирования и перспективы никеленосности Онежской интракратонной впадины. Трофимов Н. Н., Голубев А. И. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2010. С. 88–106: ил. 16, табл. 14. Библиогр. 30 назв.

Онежская впадина – это пострифтовый континентальный прогиб, возникший за счет разрушения свода сумийского рифта при последующих процессах активизации и остывании астенолита. Начиная с верхнего ятулия это замкнутый континентальный бассейн с эвапоритовой формацией в основании (800 м). В людиковии она сменяется карбонатно-терригенно-углеродистой и трапповой формациями. Накопление восстановленных форм углерода в уникальных объемах и вулканизм взаимосвязаны. В бортах впадины проявлен плутонический магматизм с дифференцированными пластовыми интрузиями феррородолеритов, обогащенных Fe, Ti, V, Cu, Au, Pt, Pd, U-Pb возраст которых – 1983–1984 млн лет – аналогичен никеленосным печенгским. Охарактеризован химический и минеральный состав субвулканической фазы вулканитов людиковия, показаны особенности распределения РЗЭ в траппах Онежской впадины. Проведенный сравнительный анализ особенностей строения и магматизма Онежской и Норильско-Хараелахской впадин позволил сделать вывод о высокой перспективности Онежского рудного района на Cu-Ni оруденение магматического генезиса норильского типа.

The Onega trough is a post-rift continental depression produced by destruction of the Sumian rift arc during subsequent activation and cooling of an asthenolith. The trough has been existing since the Upper Jatulian as a closed continental basin with an 800 m thick evaporitic formation at the base. In Ludicovian time, it was succeeded by carbonate-terrigenous-carbonaceous and trapp formations. The accumulation of reduced forms of carbon in unique quantities and volcanism are interrelated. Plutonic magmatism with differentiated intrusive sheets of Fe-, Ti-, V-, Cu-, Au-, Pt- and Pd-enriched ferrodolerites manifests itself at the flanks of the depression. Their age, 1983–1984 Ma, is similar to that of Pechenga nickeliferous ferrodolerites. The chemical and mineral composition of the subvolcanic phase of Ludicovian volcanics is described, and a REE distribution pattern in Onega trough trapps is shown. Comparative analysis of the structural and magmatic characteristics of the Onega and Norilsk-Kharaelakh depressions has led the authors to conclude that the Onega Ore Province is likely to host a high Cu-Ni Norilsk-type magmatically generated mineralization.

УДК 552. 313.5.6 (470.22)

Тернаволокский силл – условия образования и петрохимическая характеристика. Трофимов Н. Н. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2010. С. 107–115: ил. 8, табл. 8. Библиогр.

Приведены результаты детального изучения трех горизонтов дифференцированного Тернаволокского силла людиковия. Охарактеризован погоризонтно химический и минеральный состав пород. Сделан вывод о необходимости выделения из его состава нижнего горизонта, отвечающего составу авгит-лабрадорового базальта со структурами, переходными между микродолеритовой и базальтовой – эффузивная фация. Средневзвешенный состав среднего и верхнего горизонтов с содержанием SiO_2 46,66%; MgO – 13,61%; Na_2O+K_2O – 3,6% соответствует базальтам по классификации TAS. Средний горизонт сложен вебстеритами, верхний – авгитовыми долеритами. Сделан вывод о возможной сульфуризации расплава и отделении сульфидного ликвата до его поступления в субвулканическую ка-

меру. Породы Тернаволокского силла несут повышенные для базальтов содержания Ni, Cr, V.

The results of the detailed study of three horizons of the Ludicovian Ternavolok differentiated sill are reported. The chemical and mineral compositions of rocks in each horizon are described. The author has concluded that the lower horizon that corresponds in composition to augite-labrador basalt with transitional structures between microdolerite and basalt-effusive facies should be understood as a separate unit. The average weighted composition of the middle and upper horizons, 46.66% SiO_2, 13.61% MgO and 3.6% Na_2O+K_2O, corresponds to that of basalts according to the TAS classification. The middle horizon consists of websterites and the upper one is made up of augitic dolerites. The authors assumes that melt sulphurization and separation of sulphide liquate took place before the liquate was supplied to the subvolcanic chamber. Ternavolok sill rocks carry percentages of Ni, Cr and V that are high for basalts .

УДК 553.[43+41] (470.22)

Рудник Воицкий – Au-Cu-S-кварцевое месторождение в Северо-Выгозерской палеопротерозойской структуре Карелии. Кулешевич Л. В., Лавров О. Б. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2010. С. 116–130: ил. 10, табл. 11. Библиогр. 8 назв.

Детальное изучение золото-медносульфидно-кварцевых руд Воицкого месторождения позволяет отнести жилы к низкотемпературным, содержащим Au, Ag, Mo, Se, Te, Th, РЗЭ, образующие соответствующие минералы в рудах и околорудных измененных кварцито-песчаниках. Селениды, теллуриды и самородное золото встречаются в борнитовых рудах, содержащих распад халькозина. Состав халькозина позволяет говорить о температуре, не превышающей 150 °С. В системе селениды – теллуриды установлен широкий спектр замещений Se – Te, Ag – Au и некоторые новые фазы, требующие дополнительного изучения. Установлен новый, выявленный впервые для Карелии минерал – фишессерит, обнаружены редкие Bi-содержащие минералы богдановичит и виттихенит. Тонкодисперсное золото в борнитовых рудах тяготеет к «халькозиновому» распаду и отличается от золота кварцевых жил (5,0–6,5% Ag) более высоким содержанием Ag – 11,75–21,71%. На Воицком руднике впервые в России обнаружили и стали добывать в XVIII в. золото.

Detailed study of gold-copper sulphide-quartz ores from the Voitsky deposit has shown that these are low-temperature veins that contain Au, Ag, Mo, Se, Te, Th and REE that oform corresponding minerals in ores and altered near-ore quartzitic sandstones. Selenides, tellurides and native gold occur in bornite ores that exhibit chalcosine disintegration. Chalcosine composition suggests a temperature not more than 150 °C. A wide spectrum of Se – Te, Ag – Au replacements and some new phases that require further study were revealed in the selenide-telluride system. A new mineral, fischesserite, was found for the first time in Karelia, and rare Bi-bearing minerals, bohdanowiczite and wittichenite, were found. Finely dispersed gold in bornite ores typically shows “chalcosine” disintegration and differs from quartz vein gold (5.0–6.5% Ag) in higher Ag content (11.75–21.71%). Gold was discovered there for the first time in Russia and gold production was launched in this area in the 18th century.

УДК 553.(312+316+322) (470.22)

Минералы железа в коллекции музея геологии докембрия: лимонитовые и гематитовые руды Карелии. Кулешевич Л. В., Ларькина Н. Ю., Инина И. С. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2010. С. 131–138: ил. 4, табл. 3. Библиогр. 7 назв.

Железные руды Карелии представлены разными рудными формациями и минеральными типами (магнетитовыми, гематитовыми, лимонитовыми). Изучались различные морфологические типы лимонитовых и гематитовых руд. Среди корковых болотных-озерных руд выявлены высокомарганцевые ассоциации (вады), обеспечивающие их природный легированный состав. Гематит туломозерских окисных железных руд (полосчатых и прожилковых кварцевых) не содержит примесей. Игольчатые кристаллы «онегита», обнаруженные в районе пос. Великая Губа, выполняют пустоты в кварце. Минерал относится к низкотемпературному гидроксиду железа, по рентгеновским данным – гетиту.

Karelian iron ores are represented by various ore formations and mineral (magnetitic, hematitic and limonitic) types. Various morphological types of limonite and hematite ores were studied. High-Mn assemblages (wads) that provide their natural alloyed composition were revealed among crustal bog-lake ores. Hematite of Tulomozero (banded and streaky-quartz) ferric oxide ores contains no impurities. Acicular “onegite” crystals, found in the Velikaya Guba area, fill cavities in quartz. The mineral is low temperature iron hydroxide. X-ray data show that it is goethite.

УДК 552.1: 552.31

Вариации физических и механических свойств гранитоидов Карелии различных генетических типов. Мясникова О. В., Шеков В. А., Горбацевич Ф. Ф., Тришина О. М., Ковалевский М. В. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2010. С. 140–143: ил. 1, табл. 1. Библиогр. 7 назв.

Статья посвящена изучению состава, строения, физических и механических свойств некоторых гранитоидов различных генетических типов Карелии, расположенных в пределах Свекофеннского подвижного пояса и Карельского геоблока, и перспектив их использования в качестве строительного материала. Установлена зависимость средней плотности гранитоидов от состава и содержания полевых шпатов и присутствия темноцветных минералов. Показано, что наряду с минеральным составом, размером и формой зерен основных породообразующих минералов, одним из важных факторов, влияющих на прочность гранитоидов и определяющих пути их практического использования, является микронарушенность горной породы. Учитывая, что характеристикой микротрещиноватости изверженных горных пород может быть водопоглощение в изученных образцах, вполне вероятно, что невысокие значения параметров анизотропии, полученные для гранитов рапакиви IV интрузивной фазы Салминского массива, вместе с высокими значениями водопоглощения могут являться свидетельством того, что ориентировка микротрещин в этих образцах скорее хаотичная. Образцы гранита рапакиви I интрузивной фазы Салминского массива обладают достаточно высокими значениями водопоглощения и явно выраженной анизотропией, что может свидетельствовать о том, что микротрещины в данной породе имеют упорядоченную ориентировку.

The paper deals with the composition, structure and physical and mechanical properties of some Karelian granitoids of various genetic types that occur in the Svecofennian mobile belt and the Karelian geoblock and their building stone potential. The average density of granitoids was found to depend on the composition and percentage of feldspars and the presence of dark-coloured minerals. The authors show that, together with the mineral

composition, size and shape of grains of basic rock-forming minerals, another essential factor that affects the strength and practical use of granitoids is the microdisturbance of rock. Considering that the microfracturing of igneous rocks can be characterized by water absorption in the samples analysed, the authors assume that the low values of anisotropy parameters, obtained for rapakivi granites of the 4th intrusive phase of the Salmi massif, suggest, together with high water absorption values, that the orientation of microfractures in the samples is chaotic rather than ordered. Rapakivi granite samples of intrusive phase I of the Salmi massif have fairly high water absorption values and distinct anisotropy, suggesting that the microfractures in this rock have an ordered orientation.

УДК 552.42 (470.22)

Строматолитовые постройки в разрезе туломозерской свиты, вскрытом опорными буровыми скважинами в Онежском синклинории. Медведев П. В., Макарихин В. В. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2010. С. 144–148: ил. 3. Библиогр. 7 назв.

Приводятся результаты исследования строматолитов из керна опорных скважин, пробуренных на территории Онежского синклинория. Несмотря на плохую сохранность строматолитовых построек и небольшое количество определений из-за низкого процента выхода керна, оказалось возможным сопоставить разрез карбонатной части туломозерской свиты, пересеченный Онежской параметрической скважиной, с разрезами западного крыла и центральной части синклинория, вскрытыми опорными скважинами.

The results of the study of stromatolites in core samples from reference holes, drilled in the Onega synclinorium area, are reported. Although the stromatolitic buildups were poorly preserved and few determinations were made because of a low percentage of core yield, the authors have succeeded in making up a column of a carbonate portion of the Tulomozero suite intersected by the Onega parametric borehole with cross-sections of the western flank and the central part of the synclinorium intersected by reference boreholes.

УДК 551.8: 574 (268.46)

Палеоэкологические условия формирования палиноспектров Прибеломорской низменности в связи с колебаниями уровня Белого моря. Лазарева О. В., Колька В. В. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2010. С. 149–152: ил. 1. Библиогр.

Исследованы донные отложения оз. Безымянного (Карельский берег Белого моря). На основании палинологических данных выделены палеоэкологические рубежи голоцена, определены изменения в растительном покрове в связи с колебаниями уровня Белого моря. Установлен временной интервал перехода морских отложений в озерные.

Bottom sediments from Lake Bezymyannoe (Karelian shore of the White Sea) were studied. The palaeoenvironmental boundaries of the Holocene were determined and changes in the vegetative cover, caused by variations in the White Sea level, were assessed on the basis of palynological data. The time interval, at which marine deposits passed into lacustrine, was determined.

УДК 631.4: 546.72/.74: 902.672

Загрязнение почв г. Петрозаводска тяжелыми металлами и некоторые аспекты палиноиндикации. Крутских Н. В., Лаврова Н. Б. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2010. С. 153–157: ил. 2, табл. 1. Библиогр. 7 назв.

Представлены результаты эколого-геологических исследований в пределах территории г. Петрозаводска. Дана оценка состояния почвенного покрова изучаемой территории по степени загрязнения тяжелыми металлами. Выделены несколько основных элементов-загрязнителей. Проведены биоиндикационные исследования на примере качества пыльцы березы пушистой (*Betula pubescens*). Проанализированы корреляционные связи между содержанием тяжелых металлов в почвах и стерильностью пыльцы.

The results of the environmental-geological studies conducted in the Petrozavodsk territory are reported. The heavy metal contamination of the soil cover in the study area was assessed. Several basic contaminants were revealed. Bioindication studies were carried out, the quality of white birch (*Betula pubescens*) pollen being used as an example. Correlations between the heavy metal content of soils and pollen sterility were analysed.

УДК 550.83 (075.8): 553.9 (470.22)

Детальные геофизические поля Онежской структуры. **Клабуков Б. Н.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2010. С. 158–160: ил. 1. Библиогр. 9 назв.

Представлены возможности изучения геологических структурных элементов применительно к Толвуйской синклинали Онежской структуры. Накопление информации детального характера позволяет оценивать количественно и качественно рассматриваемые объекты с целью их дальнейшего изучения.

The author discusses the opportunity to study geological structural elements in the Tolvuja syncline of the Onega structure. Accumulation of detailed information makes it possible to quantitatively and qualitatively assess localities of interest for their subsequent study.

УДК 666.974.2

Разработка огнеупорной футеровки для теплоаккумуляторов и промышленных печей. Завёрткин А. С., Тяганова В. И. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2010. С. 161–166: ил. 7, табл. 5. Библиогр.

Исследовано влияние различных связующих и шунгита на свойства огнеупорных футеровочных масс для изготовления теплоаккумуляторов СТЭ типа «Печь». Установлена пригодность разработанных составов на основе алюмосиликатов, связующих и шунгита для футеровочных и ремонтных масс ковшей для разливки чугуна и цветных на основе меди сплавов, а также сливных желобов индукционных тигельных печей.

The effect of various binders and shungite on the properties of refractory coating masses for manufacturing Pech-type STE thermal accumulators was estimated. The suitability of the compositions developed on the basis of aluminosilicates, binders and shungite for coating and repair masses of ladles for discharging cast iron and nonferrous masses on the basis of alloy copper and the discharge overhead troughs of induction crucible furnaces was assessed.

Научное издание

ГЕОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
КАРЕЛИИ

Выпуск 13

Печатается по решению Ученого совета
Института геологии
Карельского научного центра РАН

Редактор *Л. В. Кабанова*
Оригинал-макет *Г. А. Тимонен*

Сдано в печать 27.10.10 г. Формат 60x84$^{1}/_{8}$. Гарнитура Times.
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 18,7. Усл. печ. л. 20,0. Тираж 300 экз. Изд. № 109. Заказ № 906

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
Петрозаводск, пр. А. Невского, 50