
Геология и полезные ископаемые Карелии

10

ПЕТРОЗАВОДСК 2006

KARELIAN RESEARCH CENTRE
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOLOGY



**GEOLOGY
AND USEFUL MINERALS
OF KARELIA**

Issue 10

**Executive Editors
A. I. Golubev and V. V. Shchiptsov**

PETROZAVODSK
2007

КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ



**ГЕОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
КАРЕЛИИ**

Выпуск 10

**Ответственные редакторы
А. И. Голубев, В. В. Щипцов**

ПЕТРОЗАВОДСК
2007

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

Рецензент В. И. Робонен

ISBN 978-5-9274-0317-2

© Карельский научный центр РАН, 2007
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2007

*А. И. Слабунов **, *М. М. Богина ***, *В. Л. Злобин ****, *Д. И. Матуков *****

ВОКШОЗЕРСКАЯ СТРУКТУРА КЕРЕТСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА: ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ МЕТАВУЛКАНИТОВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Введение. Северо-Карельская система зеленокаменных поясов (рис. 1, а) – самая крупная в Беломорском подвижном поясе (БПП) – состоит из Керетского и Тикшозерского зеленокаменных поясов (Слабунов, 2005). В их состав входят, по крайней мере, три разновозрастных зеленокаменных комплекса: один мезоархейский – керетьозерский (2,88–2,83 млрд лет; Бибикина и др., 1999а) и несколько неоархейских – хизоваарский-1 (2,8–2,78 млрд лет; Кожевников, 2000; Бибикина и др., 2003), челозерский (2757 ± 13 млн лет; Алексеев и др., 2004) и хизоваарский-2 (2,71–2,69 млрд лет; Кожевников и др., 2006). Такое разнообразие комплексов даже в одном зеленокаменном поясе означает, что геодинамическая интерпретация эволюции земной коры на базе анализа особенностей состава вулканогенных и осадочных образований малопродуктивна без геохронологической информации о рассматриваемых образованиях.

Геологический очерк. Керетский зеленокаменный пояс (рис. 1, а), за исключением Хизоваарской структуры, сложен мезоархейским керетьозерским зеленокаменным комплексом и состоит, кроме названной, из нескольких структур (с севера на юг): Керетьозерской, Поньгомозерской, Кургиевской и Вокшозерской (Слабунов, 2005).

Керетьозерский зеленокаменный комплекс представлен метавулканидами, состав которых варьирует от ультраосновных до кислых (с преобладанием средне-кислых вулканитов известково-щелочной серии), и метаосадками. В его составе выделяется три свиты или стратотектонические ассоциации (СТА): верхнекумозерская, хаттомозерская, майозерская (Слабунов, 1993).

Верхнекумозерская СТА сложена амфиболитами, среди которых картируются тела актинолитовых сланцев (метаультрабазитов). Петрохимические и в единичных случаях текстурные особенности (в рай-

оне оз. Кереть в них описаны амфиболиты с реликтами шаровой текстуры) позволяют интерпретировать амфиболиты как метабазальты, а метаультрабазиты – как метакоматииты (Слабунов, 1993). Мощность СТА 150–500 м. В Вокшозерской структуре данная СТА развита в западной части (Слабунов, 2001).

Хаттомозерская СТА залегает выше верхнекумозерской в стратотектоническом разрезе комплекса. Она сложена (эпидот)-амфибол-биотитовыми, биотитовыми сланцами. В них достаточно часто наблюдаются реликты агломератовой и миндалекаменной текстур, тонкой полосчатости (рис. 2), что, наряду с их петрохимическими особенностями, дает возможность уверенно идентифицировать эти породы как метатуфы среднекислого состава. Выделяются также нековые фации вулканитов, содержащих ксенолиты амфиболитов и сланцев, сопоставимых с вмещающими породами. Мощность этой СТА около 700 м.

Согласно проведенному ранее U-Pb датированию по цирконам, возраст метатуфов андезитового состава – 2877 ± 45 млн лет, а метадацита нековой фации – 2829 ± 30, что и позволяет оценить время ее формирования – 2,88–2,83 млрд лет (Бибикина и др., 1999а).

Майозерская СТА, представленная амфиболитами с прослоями парагнейсов, с картируемым структурным несогласием (предполагаемым надвигом) контактирует с нижележащими образованиями (рис. 1) и завершает стратотектонический разрез керетьозерского комплекса в пределах зеленокаменного пояса. В амфиболитах наблюдаются редкие и плохой сохранности реликты шаровых текстур. Среди амфиболитов, а в ряде случаев среди парагнейсов встречены тела метаультрабазитов (Слабунов, 1993), которые, вероятно, являются интрузивными аналогами коматиитов. Амфиболиты варьируют по составу от толеитовых базальтов (резко преобладают) до андезибазальтов. Парагнейсы СТА сформировались за счет разрушения средне-кислых вулканитов, аналогичных хаттомозерским, базальтов и коматиитов (Слабунов, 2006). Время формирования пород майозерской СТА не установлено, оно может быть либо близко, либо моложе вулканитов хаттомозерской СТА.

* Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск.

** ИГЕМ РАН, Москва.

*** ГИН РАН, Москва.

**** ФГУП ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург.

Геохронология метавулканитов. Средне-кислые метавулканиты Вокшозерской структуры имеют значительные текстурно-структурные и петрохимические черты сходства с породами хаттомозерской СТА (при наличии разностей со своеобразными геохимическими характеристиками) (Богина и др., 2005а; Слабунов, 2001). Однако предварительные геохронологические данные (анализировались цирконы из риодацитов В-5-1, точка 6 на рис. 1, б) указывали на более молодой (около 2,7 млрд лет) возраст этих пород (Богина и др., 2005б). Учитывая важность этой датировки для региональной геологии, отобрали новую пробу (ВК-41-3/03, рис. 1, б) из метариодацита с реликтами миндалекаменной текстуры (рис. 2, а). Из нее выделены цирконы и проанализированы на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А. П. Карпинского.

Методика U-Pb анализов на SHRIMP-II. Отобранные вручную зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500. Далее зерна цирконов были сошлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодоллюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов.

Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике, описанной в статье I. S. Williams (1998). Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 5 нА, диаметр пятна (кратера) – 25 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID (см. Ludwig, 2000). U-Pb отношения нормализовались на значение 0,0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416,75 млн лет (Black, Kamo, 2003). Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне 2σ. Построение графиков с конкордией (Wetherill, 1956) проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX (Ludwig, 1999).

Результаты датирования. Катодоллюминесцентное изучение зерен циркона из данной пробы (рис. 3) показало, что среди них присутствует три морфологических типа: правильной формы с различной степенью удлинения, зональные (рис. 3, а); округлые тонкозональные с контрастной новообразованной оболочкой (рис. 3, б); обломки слабозональных зерен (рис. 3, в).

Было выполнено 7 определений возраста (табл. 1). В большинстве (в 5 из 7) зерен, относящихся к первому морфологическому типу, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст варьирует от 1813 ± 12 до 1863 ± 14 млн лет (табл. 1), а верхнее пересечение дискордии с конкордией, построенной по трем из них, имеет значение 1837 ± 28 млн лет (рис. 4). Этот возраст отвечает возрасту свекофеннских метаморфических преобразований, широко проявленных в регионе (Бибикова и др., 1999б).

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст в обломке зерна циркона (рис. 3, в) с относительно низким содержанием U (198 г/т) и высоким Th (332 г/т) – $2798 \pm 8,2$ млн лет (табл. 1). Верхнее пересечение дискордии с конкордией, построенное через эту точку и точки свекофеннских зерен, – 2829 ± 37 млн лет (рис. 3). Этот возраст интерпретируется как возможный минимальный возраст магматической стадии образования риодацитов.

Промежуточное и максимально дискордантное значение имеет возраст в ядре изометричного зерна (рис. 3, б). Следует отметить, что измеренные изотопные отношения этого зерна лежат на одной дискордии со значениями из древнего зерна. Однако данное значение возраста базируется лишь на единичном измерении и может рассматриваться лишь как приближительная оценка. Вместе с тем выполненные геохронологические исследования, с учетом имеющихся данных (Бибикова и др., 1999а), дают основания считать, что средне-кислые вулканиды южной части Керетского пояса относятся к керетьозерскому комплексу, а именно – к хаттомозерской СТА.

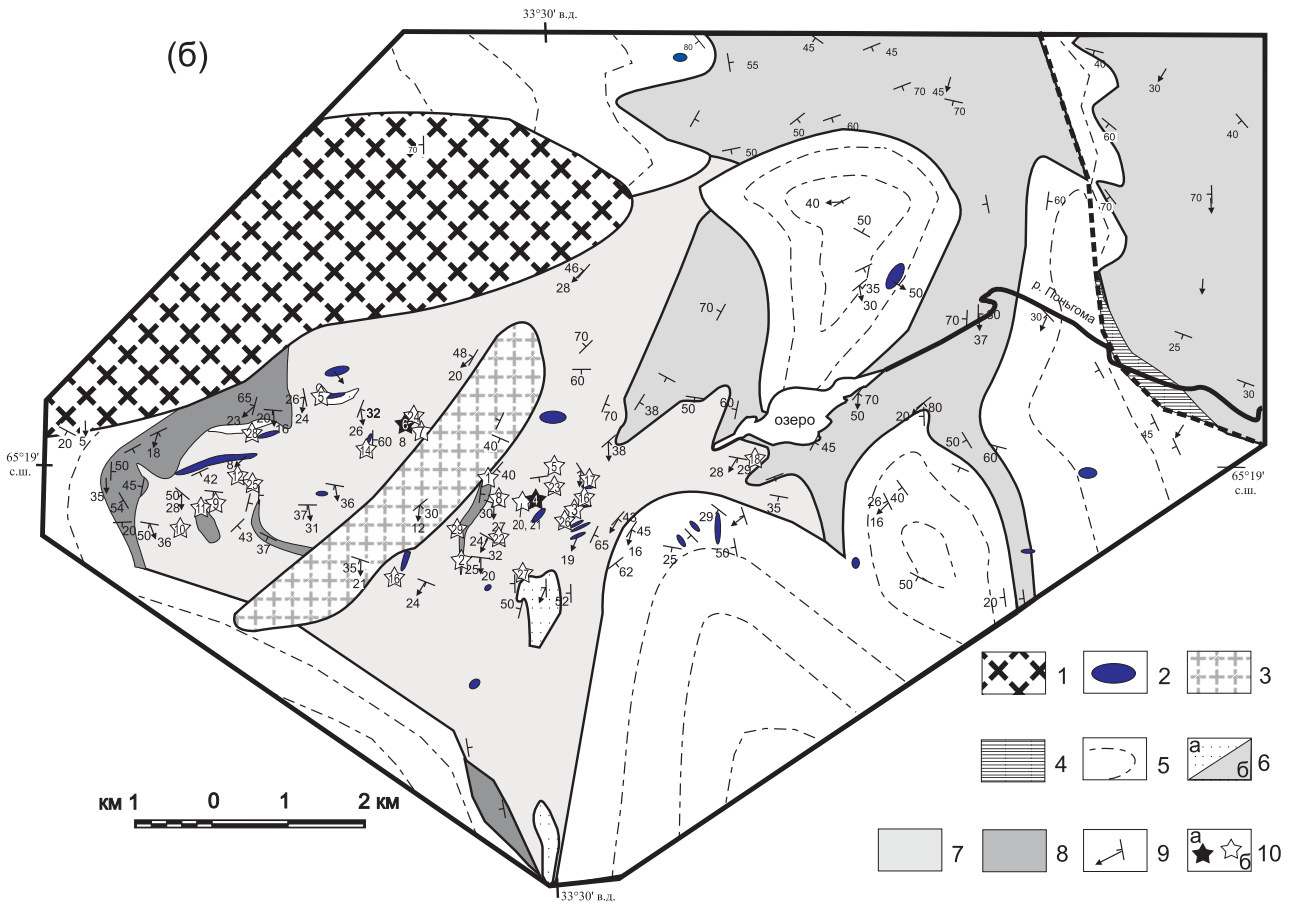
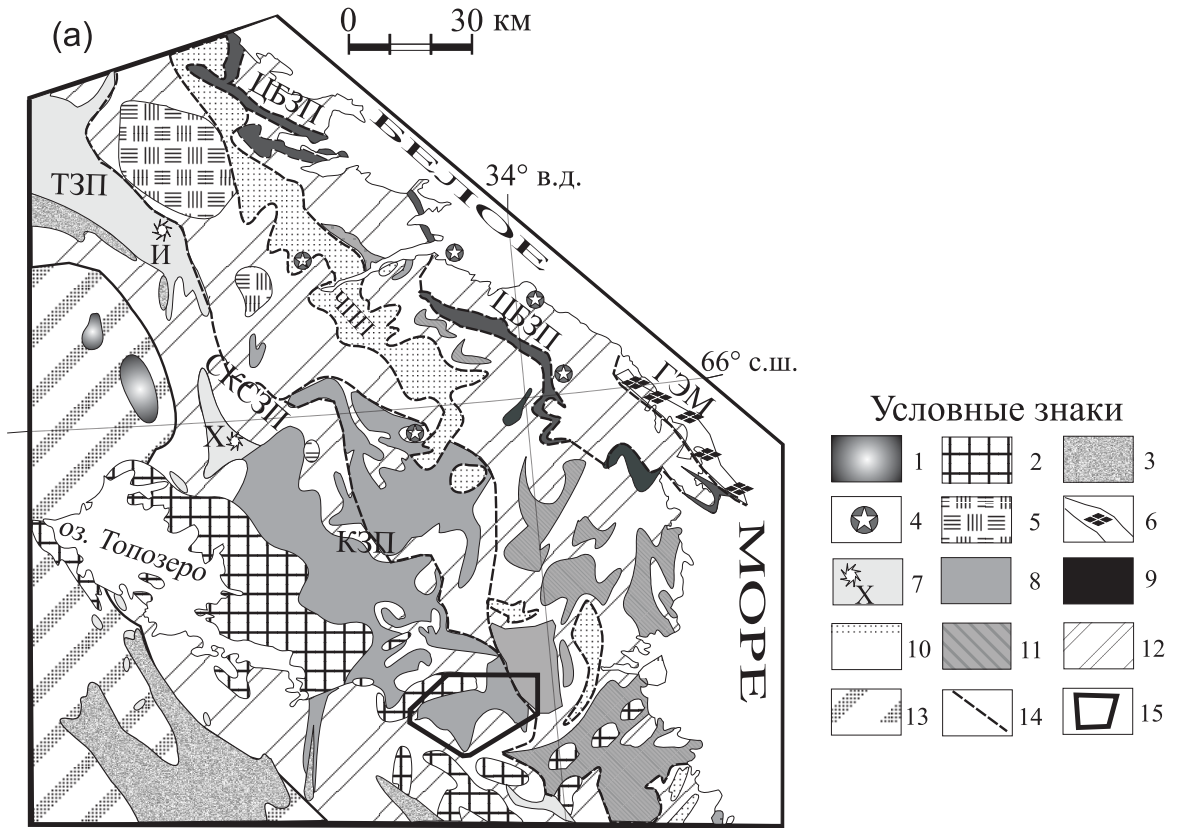
Петрогеохимия вулканидов. Состав метавулканидов Вокшозерской структуры приводится в табл. 2. Породы верхнекумозерской СТА Вокшозерской структуры соответствуют толеитам с небольшой долей андезибазальтов толеитовой серии (рис. 5).

Рис. 1. Схема геологического строения северной части Беломорского подвижного пояса (а) (Слабунов, 2005, с дополнениями) и Вокшозерской структуры Керетского зеленокаменного пояса (б) (составил А. И. Слабунов с использованием материалов О. С. Сибелева, В. В. Травина):

(а) 1 – Ельтьозерский ультрамафит-габбро-щелочной комплекс (1,75–1,8 млрд лет); 2 – чарнокиты тодозерского типа (~2,45 млрд лет); 3 – палеопротерозойские (2,5–1,92 млрд лет) осадочные и вулканогенные образования; 4 – массивы комплекса габбро-анортозитов (~2,45 млрд лет); 5–6 – неорархейские образования: 5 – гранулит-чарнокит-эндербитовый комплекс; 6 – Гридинский эклогитсодержащий меланж (ГЭМ); 7 – зеленокаменный хизоваарский и челозерский (2,8–2,76 млрд лет) комплексы (звездочкой обозначены Ириногорская (И) и Хизоваарская (Х) структуры с фрагментами супрасубдукционных офиолитов); 8–10 – мезоархейские образования: 8 – керетьозерский (2,9–2,82 млрд лет) зеленокаменный комплекс; 9 – офиолитоподобный комплекс ЦБЗП; 10 – метаграувакки ЧПП; 11 – амфиболиты (нерасчлененные); 12 – гранитоиды ТТГ ассоциации БПП (2,89–2,6 млрд лет); 13 – гранитоиды ТТГ ассоциации Карельского кратона (3,5–2,85 млрд лет); 14 – поверхности сместителей предполагаемых покровов; 15 – Вокшозерская структура (район исследования).

Буквами обозначены: ГЭМ – Гридинский эклогитсодержащий меланж; КЗП – Керетский зеленокаменный пояс, СКСЗП – Северо-Карельская система зеленокаменных поясов, ТЗП – Тикшозерский зеленокаменный пояс, ЧПП – Чупинский парагнейсовый пояс, ЦБЗП – Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс.

(б) 1 – чарнокиты тодозерского типа (~2,45 млрд лет); 2 – интрузии основного состава; 3 – микроклиновые граниты; 4 – тектонический меланж; 5 – мезо- и неорархейские гранитоиды (пунктирная линия – структурная линия); 6–8 – мезоархейские образования керетьозерского зеленокаменного комплекса: 6 – майозерская СТА: (а) парагнейсы с редкими прослоями амфиболитов, (б) амфиболиты с редкими прослоями парагнейсов; 7 – хаттомозерская СТА: сланцы и амфиболиты (метавулканиды известково-щелочной серии); 8 – амфиболиты верхнекумозерской СТА; 9 – элементы залегания гнейсовидности, полосчатости и минеральной линейности; 10 – места отбора петрогеохимических (а), а также геохронологических (б) проб (номера проб соответствуют порядковому номеру анализа в табл. 2)



В северной части Керетского пояса в породах данной СТС кроме толеитовых базальтов отмечены тела коматитов (Слабунов, 1993), которые в рассматриваемой структуре не установлены. Спектры РЗЭ в метабазах (рис. 6) характеризуются пологим распределением на уровне ~10 хондритов с незначительным обеднением ЛРЗЭ и нефракцио-

нированными спектрами ТРЗЭ ($La/Yb_N = 0,6-1,2$, $La/Sm_N = 0,6-1,1$, $Gd/Yb_N = 0,9-1,1$) (Богина и др., 2005а). Спайдерграммы (рис. 6) для метабазитов Вокшозерской структуры характеризуются отсутствием Nb и Ti аномалий, наличием отрицательной аномалии Th, что позволяет сопоставлять их с породами океанических плато.

Таблица 1

U-Pb изотопные данные (SHRIMP-II) для цирконов из риодацита Вокшозерской структуры (проба ВК-41-3/03)

Номер точки	$^{206}Pb_e$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}Th/^{238}U$	$^{206}Pb^*$, ppm	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	$\pm \%$	$^{207}Pb^*/^{235}U$	$\pm \%$	$^{206}Pb^*/^{238}U$	$\pm \%$	Коэф. корреляции	Возраст, млн лет		Дискорд.
													$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	
3.1	0,44	512	10	0,02	134	0,11082	0,69	4,645	0,80	0,3040	0,41	0,516	$1711,1 \pm 6,2$	1813 ± 12	6
5.1	0,09	512	3	0,01	139	0,11097	0,66	4,823	0,83	0,3152	0,50	0,608	$1766,3 \pm 7,8$	1815 ± 12	3
7.1	0,31	426	9	0,02	116	0,11391	0,79	4,960	0,96	0,3158	0,53	0,558	$1769,2 \pm 8,2$	1863 ± 14	5
6.1	0,04	468	3	0,01	128	0,11382	0,60	5,004	0,73	0,3188	0,42	0,578	$1784,1 \pm 6,6$	1861 ± 11	4
1.1	0,04	469	3	0,01	131	0,11212	0,51	5,019	0,70	0,3247	0,48	0,682	$1812,6 \pm 7,6$	$1834,0 \pm 9,3$	1
4.1	0,07	379	50	0,14	121	0,13888	0,52	7,130	0,75	0,3723	0,54	0,722	$2040,4 \pm 9,5$	$2213,3 \pm 9,0$	8
2.1	0,03	198	332	1,73	91,1	0,19657	0,50	14,480	0,79	0,5343	0,61	0,772	2759 ± 14	$2798,0 \pm 8,2$	1



а



б

Рис. 2. Метариодациты (проба ВК-41-3/03) с реликтами миндалекаменной текстуры на о. Смолиный оз. Вокшозеро (а) и агломератовые туфы риодацитов м. Хухты оз. Вокшозеро (б). Фото А. И. Слабунова

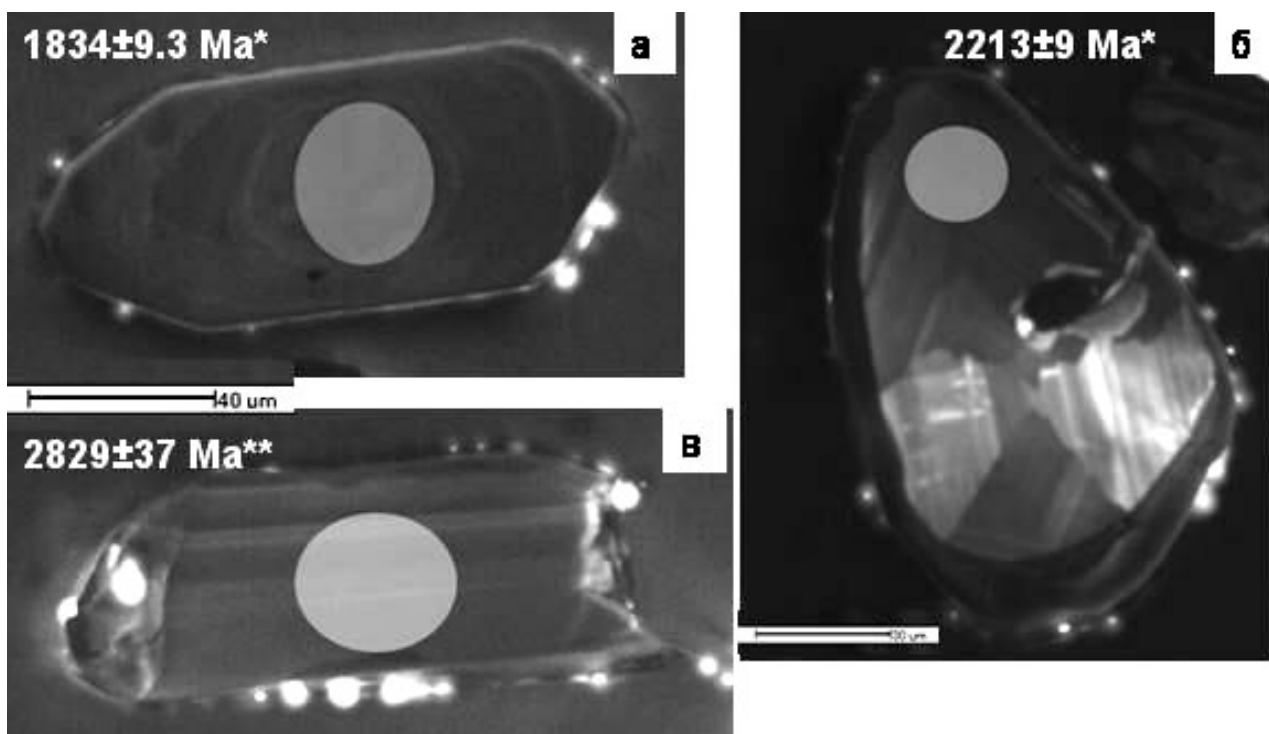


Рис. 3. Катодолуминесцентное изображение цирконов из пробы риодацита (ВК-41-3/03) Вокшозерской структуры Керетского зеленокаменного пояса

* – значение возраста в обозначенной точке по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в млн лет (Ma); ** – значение возраста в обозначенной точке по верхнему пересечению с конкордией в млн лет (Ma)

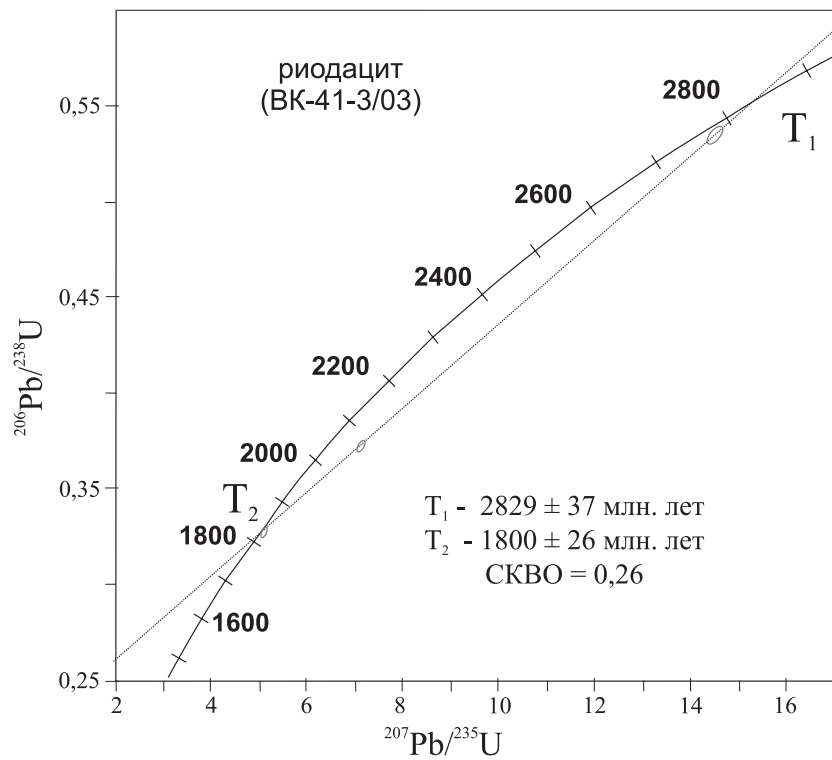


Рис. 4. Изохрона с конкордией для цирконов из метариодацитов (проба ВК-41-3/03) Вокшозерской структуры

Окончание табл. 2

Компо- ненты	В-29- 1/02	В-29- 3/02	В- 31/02	В-34- 1/02	В-40- 1/02	В-40- 2/02	В- 42/02	В-41- 3/02	В-5- 1b/03	В-16- 2/02	В-29- 4/02	В- 36/02	В-11- 3/02	В- 44/02
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
ппп	0,67	0,35	0,46	0,61	1,05	0,41	0,62	0,00	0,00	0,99	0,52	0,51	0,52	1,29
Cr	72	74	44	14	50	41	18	78	33	38	226	283	393	180
Ni	51	56	42	13	52	64	12	35	21	53	74	179	123	104
Co	19	24	21	15	29	31	4	11	4	46	46	53	51	39
Sc	15	18	16	14	21	28	9	8	3	34	43	44	55	40
V	101	153	129	117	181	196	21	55	15	280	284	287	187	283
Cu	4	15	7	8	39	28	7	3	2	18	14	59	53	5
Pb	6	6	8	9	12	4	5	7	7	3	1	1		1
Zn	67	84	48	85	82	84	45	46	38	132	86	96	124	77
Bi	0,04	0,03	0,08	0,13	0,10	0,08	0,07	0,01	0,03	0,11	0,33	0,05	0,00	0,12
W	0,12	0,36	0,53	0,20	0,48	0,62	0,31	0,13	0,24	2,51	0,52	0,52	0,00	0,75
Mo	0,13	0,36	0,90	0,88	0,62	0,46	0,58	0,58	0,91	1,30	0,29	0,21	0,00	0,19
Rb	38	6	45	43	41	11	26	32	20	6	1	6	2	4
Cs	1,35	2,11	3,37	1,35	2,03	0,71	3,70	0,80	0,52	0,06	0,09	0,57		0,24
Ba	756	146	418	760	861	190	366	330	294	211	38	66	75	54
Sr	348	546	598	284	397	333	162	164	165	143	311	83	89	234
Tl	0,23	0,05	0,35	0,35	0,27	0,08	0,18	0,18	0,10	0,07	0,04	0,05		0,05
Ga	18	22	18	19	20	20	19	14	16	21	16	17		16
Li	22,11	10,52	38,50	21,18	18,59	16,78	18,72	12,98	28,83	18,34	15,23	21,24		15,97
Ta	0,30	0,30	0,25	0,54	0,29	0,41	1,12	0,34	0,82	0,39	0,26	0,13		0,19
Nb	4,1	4,3	3,4	8,1	4,2	5,9	15,1	4,3	7,0	6,0	4,4	1,7	4,0	2,4
Hf	1,51	3,71	1,81	1,94	2,69	1,19	10,47	3,37	4,64	1,60	1,11	0,89		0,98
Zr	60	148	70	77	110	39	386	142	187	47	31	25	34	27
Y	13	16	15	38	18	29	67	10	7	38	23	23	26	26
Th	4,85	3,95	3,22	6,03	7,51	1,58	4,92	3,27	2,81	1,06	0,21	0,19		0,28
U	0,52	0,71	0,58	1,90	1,12	0,33	1,14	0,45	0,85	0,26	0,14	0,05		0,07
La	27,57	27,47	24,37	47,03	43,96	12,89	33,04	20,52	15,04	11,51	4,98	2,10		2,52
Ce	56,68	61,74	54,43	105,23	92,78	30,35	72,56	41,95	29,85	29,08	13,94	6,06		6,89
Pr	6,65	7,57	6,70	13,85	11,65	3,94	9,20	4,76	3,23	4,08	2,04	0,98		1,10
Nd	26,11	30,36	26,97	58,34	47,03	17,56	37,80	17,75	12,00	18,24	9,99	5,44		5,99
Sm	4,20	5,47	4,61	11,82	7,89	4,12	8,84	2,78	2,27	4,70	2,82	1,95		2,08
Eu	1,20	1,55	1,22	2,64	1,88	1,34	1,59	0,77	0,67	1,36	0,99	0,79		0,95
Gd	2,96	4,04	3,42	9,68	5,24	4,42	9,34	1,95	2,00	5,25	3,50	2,85		3,06
Tb	0,39	0,52	0,45	1,30	0,65	0,71	1,61	0,27	0,28	0,88	0,62	0,53		0,57
Dy	2,08	2,84	2,48	7,12	3,24	4,51	10,40	1,58	1,41	5,72	4,12	3,63		3,96
Ho	0,41	0,55	0,49	1,39	0,59	0,97	2,25	0,32	0,25	1,27	0,94	0,78		0,89
Er	1,12	1,49	1,32	3,63	1,54	2,74	6,60	0,91	0,58	3,63	2,70	2,28		2,66
Tm	0,16	0,21	0,20	0,54	0,22	0,42	1,01	0,14	0,08	0,56	0,42	0,35		0,41
Yb	1,04	1,39	1,25	3,28	1,38	2,71	6,47	0,91	0,48	3,56	2,71	2,23		2,68
Lu	0,16	0,21	0,19	0,49	0,22	0,41	1,00	0,14	0,08	0,54	0,40	0,34		0,41
Be	1,02	1,20	0,85	1,71	1,16	0,95	1,83	0,80	0,95	0,87	0,59	0,32		0,67

Примечание. Образцы из коллекции М. М. Богоиной. Анализы малых элементов выполнены методом ICP-MS. 1–3 – амфиболиты (метабазаля) верхнекумозерской СТА; 4–21 – метавулканыты хаттомозерской СТА; 4, 6–9, 11–20, 22–24 – гнейсо-сланцы и 5, 10, 21 – амфиболиты; 25–29 – амфиболиты майозерской СТА.

Среди средних – кислых вулканитов выделяется две ассоциации. Первая (базальт-андезитовая) варьирует по составу от толеитовых базальтов до субщелочных андезибазальтов и андезитов с переходными характеристиками от толеитовой до известково-щелочной серии (рис. 5). РЗЭ спектры меняются от слабо до сильно фракционированных ($La_N/Yb_N = 2,18–20,02$, $La_N/Sm_N = 1,4–3,5$, $Gd_N/Yb_N = 1,19–3,0$) без Eu аномалии (рис. 6). На спайдерграммах (рис. 6) наблюдаются слабые отрицательные аномалии Ti, Zr и Nb. Вторая (дацитовая) ассоциация представлена метатүфами дацитового состава известково-щелочной серии. Они имеют по сравнению с породами базальт-андезитовой ассоциации более высокие содержания РЗЭ, а также более обогащены ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ ($La_N/Yb_N = 4–15$, $La_N/Sm_N = 2,5–4,13$, $Gd_N/Yb_N = 2,29–3,06$) при слабом фракционировании ТРЗЭ. В некоторых породах

наблюдается незначительная отрицательная Eu аномалия. Их спайдерграммы характеризуются более отчетливыми отрицательными аномалиями Nb и Ti, чем породы первой ассоциации. Спектры распределения РЗЭ в мегадацитах данной ассоциации пересекают спектры в базальтах и андезибазальтах первой ассоциации в средней части. Это указывает на то, что данные ассоциации не могли сформироваться в результате единого процесса фракционирования, а представляют две независимые серии, сформированные, скорее всего, на разных глубинах. Особенности состава средних – кислых метавулканытов Керетского зеленокаменного пояса свидетельствуют об их формировании в условиях постепенного увеличения вклада субдукционной компоненты и фракционирования расплавов в равновесии с плагиоклаз-роговообманковой ассоциацией (Богоина и др., 2005а, б).

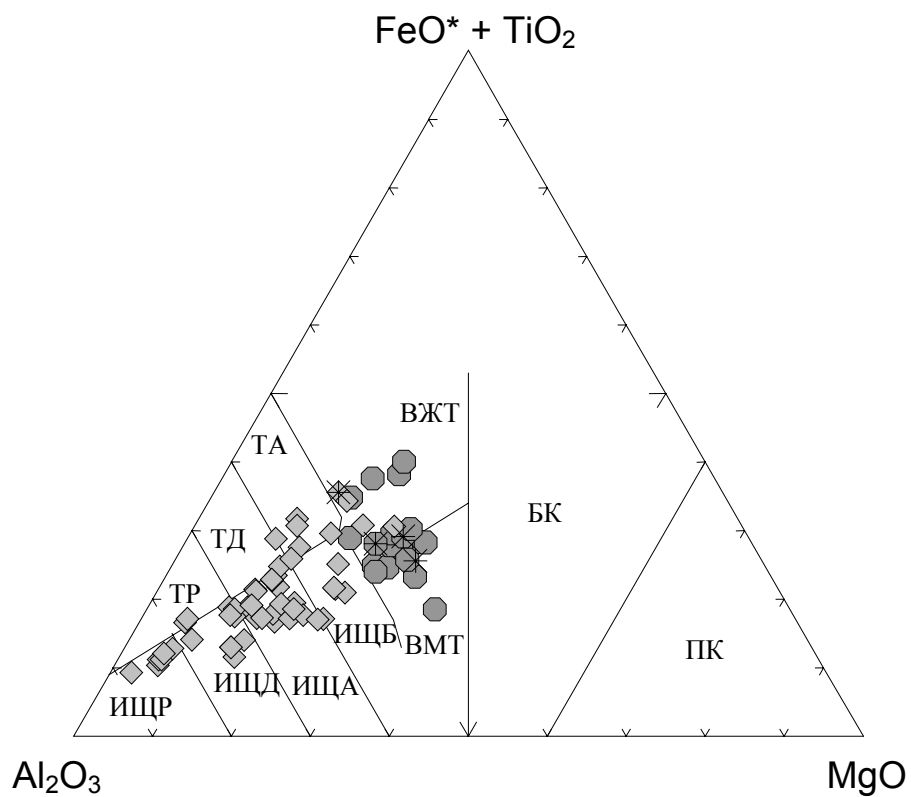
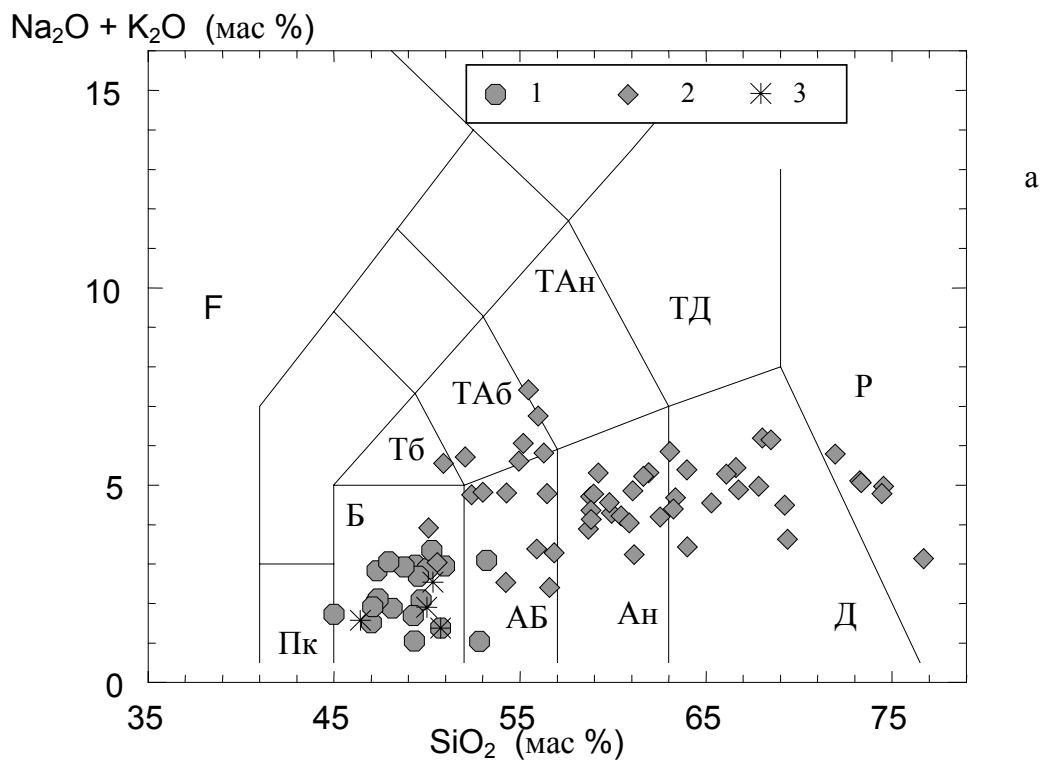


Рис. 5. Положение фигуративных точек состава метавулканитов Вокшозерской структуры Керетского зеленокаменного пояса на диаграммах: SiO₂ – Na₂O+K₂O (а); AFM (б)

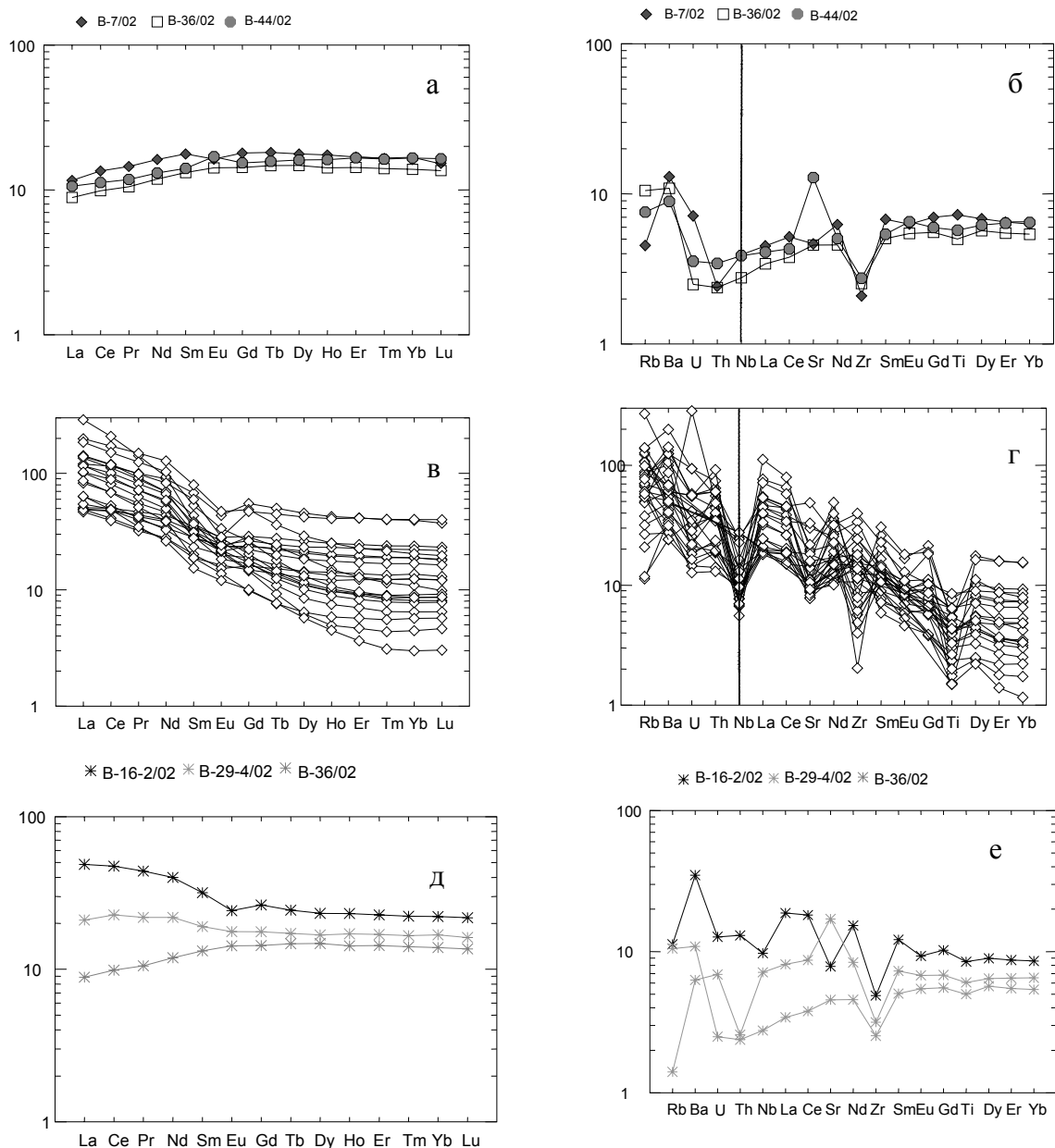
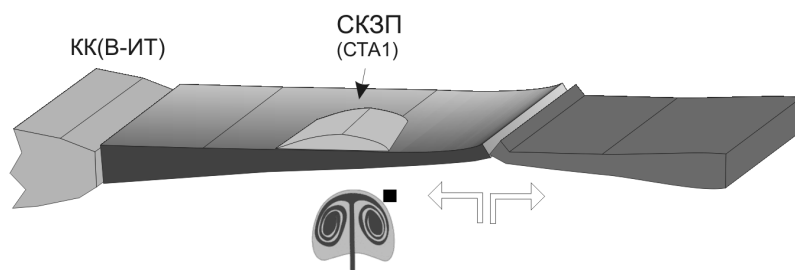


Рис. 6. Нормированные содержания РЗЭ (а, в, д) и малых элементов (б, г, е) в метавулканитах верхнекумозерской (а, б), хатгомозерской (в, г) и майозерской (д, е) СТА Вокшозерской структуры Керетского зеленокаменного пояса

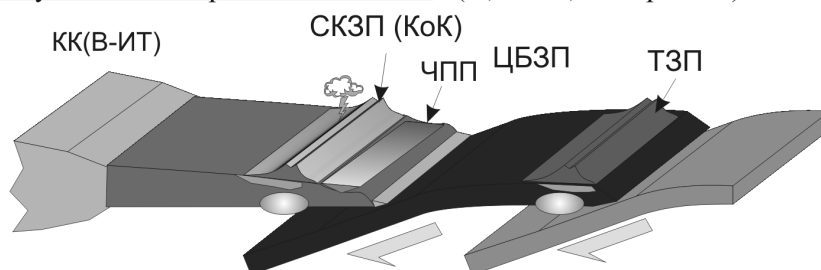
Геодинамические следствия. Таким образом, среди мезоархейских ассоциаций керетьозерского комплекса выделяются две принципиально отличающихся: базальт-коматитовая, образовавшаяся под воздействием мантийного плюма в обстановке океанического плато, и дифференцированная базальт-андезит-дацитовая – островодужная. Причем вторая имеет сложное строение, указывающее на постепенный рост континентальной коры и формирование разноуровневых очагов магматизма. Таким образом, на ранних стадиях (в мезоархее) эволюции литосферы БПП (рис. 7) наряду с океанической корой, образующейся в зонах спрединга (Слабунов, 2005), под воздействием мантийных плюмов формировалась кора типа океанических плато. Форми-

рование континентальной коры началась в БПП, как и ряде доменов Карельского неархейского кратона (Слабунов и др., 2006б; Slabunov et al., 2006), в мезоархее в островодужных обстановках зон субдукции, комплексы этой стадии развития сохранились в зеленокаменных поясах Керетском и Туллипо (Слабунов, 2005). Кроме этого эпизода, в ходе которого образовались первые фрагменты ранней континентальной коры Беломорской провинции, отмечается еще 2–3 субдукционно-аккреционных эпизода продолжительностью 20–40 млн лет, когда увеличивался объем континентальной коры. В неархее Беломорский ороген вступает в коллизионную стадию развития (рис. 7), как и фанерозойские системы этого класса.

Океаническая стадия (около 2,88 млрд лет)



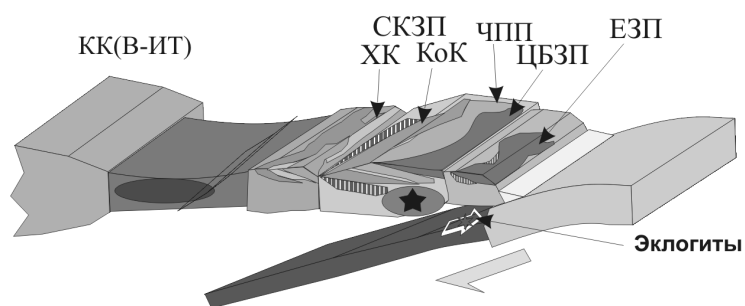
Ранняя субдукционно-аккреционная стадия (2,88 – 2,83 млрд. лет)



Поздние субдукционно-аккреционные стадии (2,8 – 2,75 млрд. лет)



Предколлизийная стадия (2,73 – 2,72 млрд. лет)



Коллизийная стадия (2,717 – 2,58 млрд. лет)

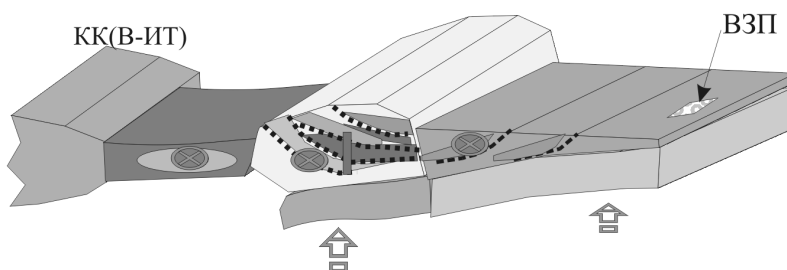


Рис. 7. Геодинамическая модель развития литосферы Беломорской провинции в архее (Слабунов, 2005, с дополнениями)

Основные выводы. 1. Вокшозерская структура Керетского ЗП сложена мезоархейскими метавулканитами, сопоставимыми с породами керетьозерского комплекса. Изотопный возраст магматической стадии формирования метариодацита хаттомозерской СТА оценивается в 2829 ± 37 млн лет.

2. Петрогеохимические особенности метабазитов верхнекумозерской СТА позволяют сопоста-

влять их с породами океанических плато. Средние – кислые метавулканиты хаттомозерской СТА аналогичны вулканитам, формирующимся в субдукционной обстановке.

Работа выполняется при поддержке РФФИ (грант № 06-05-64876а).

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев Н. Л., Балаганский В. В., Зингер Т. Ф. и др. Позднеархейская история зоны сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона, Балтийский щит: новые изотопные данные // ДАН. 2004. Т. 397, № 3. С. 369–373.

Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Богданова С. В. и др. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999а. Т. 7, № 2. С. 115–140.

Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Богданова С. В., Шельд Т. Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным уран-свинцового изотопного исследования сфенов // Геохимия. 1999б. № 8. С. 842–857.

Бибикова Е. В., Самсонов А. В., Щипанский А. А. и др. Хизоваарская структура Северо-Карельского зеленокаменного пояса как аккрецированная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные // Петрология. 2003. Т. 11, № 3. С. 289–320.

Богина М. М., Злобин В. Л., Слабунов А. И., Каулина Т. В. Геодинамические условия формирования позднеархейской Вокшозерской гранит-зеленокаменной структуры, Северная Карелия // Беломорский подвижный пояс и его аналогии: геология, геохронология, геодинамика, минералогия. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск, 2005а. С. 116–118.

Богина М. М., Злобин В. Л., Слабунов А. И., Каулина Т. В. Геохимические особенности и U-Pb возраст позднеархейской Вокшозерской зеленокаменной структуры // Петрография XXI века. Материалы междунар. (X Всерос.) петрограф. совещ. Т. 3. Апатиты, 2005б. С. 49–51.

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

Кожневиков В. Н., Бережная Н. Г., Пресняков С. Л. и др. Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14, № 3. С. 19–41.

Слабунов А. И. Верхнеархейская Керетская гранит-зеленокаменная система Карелии // Геотектоника. 1993. № 5. С. 61–74.

Слабунов А. И. Вокшозерская структура Керетского зеленокаменного пояса (строение и петрогеохимические особенности супракрусальных пород) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск, 2001. С. 27–35.

Слабунов А. И. Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита в архее: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М., 2005. 46 с.

Слабунов А. И. Мезоархейские метаграувакки майозерской стратотектонической ассоциации Керетского зеленокаменного пояса: петрогеохимия и условия формирования // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск, 2006. С. 14–22.

Слабунов А. И., Богина М. М., Злобин В. Л., Матуков Д. И. U-Pb цирконометрия (данные ионного зонда SHRIMP-II) мезоархейских вулканитов Керетского зеленокаменного пояса и геодинамика ранних стадий развития Беломорского подвижного пояса // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы конф. М., 2006а. С. 276–281.

Слабунов А. И., Лобач-Жученко С. Б., Бибикова Е. В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006б. № 6. С. 1–29.

Black L. P., Kamo S. L. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chemical Geology. 2003. 200. P. 155–170.

Ludwig K. R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 1a, 2455 Ridge Road, Berkeley CA 94709, USA. 1999.

Ludwig K. R. SQUID 1.00, A User's Manual; Berkeley Geochronology Center Special Publication. No. 2, 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA. 2000.

Slabunov A. I., Lobach-Zhuchenko S. B., Bibikova E. V. et al. The Archean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // European Lithosphere Dynamics. 2006. Eds.: Gee D. G. & Stephenson R. A. Geological Society, London. Memoirs 32. P. 627–644.

Wetherill G. W. Discordant uranium-lead ages // Trans. Amer. Geophys. Union. 1956. 37. P. 320–326.

Williams I. S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // McKibben M. A., Shanks III, W. C., Ridley W. I. (eds.). Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes / Reviews in Economic Geology. 1998. Vol. 7. P. 1–35.

В. С. Степанов, А. В. Степанова

ОСНОВНЫЕ И УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ РАЗОСТРОВА, БЕЛОЕ МОРЕ

Остров Разостров расположен в южной части Белого моря, вблизи устья р. Сумы, и известен геологам благодаря расположенным на нем выходам ультраосновных пород. Первые сведения о них опубликованы Л. А. Косым в 1939 г. (Косой, 1939). Позднее в процессе выполнения геолого-съёмочных работ Ю. Б. Головановым был составлен детальный геологический план острова (Сиваев, Голованов, 1969ф), при этом ультраосновные породы изучались на предмет возможной асбестоносности.

Полевое изучение основных пород острова проводилось нами в 2001 г. Составленная в результате работ геологическая схема унаследовала главные черты схемы Ю. Б. Голованова, а основные изменения в ней касаются классификации основных пород и некоторого уточнения, а местами и упрощения геологических границ (рис. 1).

Мафит-ультрамафиты Разострова представлены тремя различными группами пород: гранатосодержащими коронитовыми метагаббро, оливиновыми габброноритами и в различной степени метаморфизованными ультрабазитами. Прямые геологические взаимоотношения между этими породами на данной территории не наблюдались.

Гранатосодержащие коронитовые метагаббро представлены небольшим телом (видимая мощность около 60–70 м), расположенным на крайнем западном мысу острова. Контакты тела резкие, местами отчетливо секущие, но тектонизированы – закаленные породы не идентифицируются. Вмещающие породы представлены типичными для острова существенно плагиоклазовыми гнейсогранитами, более интенсивно мигматизированными вблизи контакта. Подчиненную роль в них играют горизонты полосчатых гранатовых амфиболитов. Химический состав последних приведен в табл. 1.

По петрографии и химизму (табл. 1) гранатосодержащие коронитовые метагаббро аналогичны породам комплекса коронитовых габбро (Степанова и др., 2003). Они определяются как меланобазиты ($f = 22–24$) с ПМ $1f_{776–780}$, $mg\# = 0,38–0,42$. Характерны повышенные, относительно других пород региона, количества Fe и Ti, высокие для региона, но несколько пониженные относительно NMORB содержания Y (21–29 ppm) и повышенные – Zr (109–

120 ppm) и Nb (5–9 ppm). Концентрация V составляет 280–384, а Cr – 41–82 ppm. Таким образом, сходство между рассмотренными породами и коронитовыми габбро по данным параметрам вполне определенное. Вместе с тем в теле наблюдались не отмеченные в других подобных интрузивах БПП четкие границы, которые разделяют породы, однотипные по зернистости и минералогии, но отличающиеся по интенсивности окраски. Это позволило в поле разделить их на относительно лейкократовые и относительно меланократовые. По этим границам в обнажении прослеживаются пологие корытообразные структуры, ориентированные перпендикулярно к восточной границе тела метагаббро. Ширина структур составляет около 10 м (рис. 2). В действительности ощутимых различий между породами у границ раздела нет ни на петрографическом, ни на геохимическом уровне. Можно лишь отметить некоторое различие в содержании граната, а также несколько большую концентрацию меди в «лейкократовых» породах (табл. 1, обр. С-2840-1, -4) и марганца – в «меланократовых» (обр. С-2840-2, -5). Природа этих границ остается неясной, возможно, они разделяли две порции расплава, кристаллизовавшиеся практически одновременно.

Оливиновые габбронориты слагают ряд небольших тел, прослеживающихся в виде цепочки меридионального простирания вдоль западного берега острова (рис. 1). Вероятно, все они принадлежат одному дайкообразному телу, испытывавшему интенсивный будинаж. Все эти выходы сложены однотипными габброноритами – друзитами, в каймах которых широкое развитие имеет Gr-CPx ассоциация, нередко полностью замещающая первичные пироксены. Породы в значительной степени переработаны поздними процессами – рассланцованы, амфиболитизированы, а местами прорваны жилами розовых гранитоидов. По петрографическим и петрохимическим особенностям (табл. 1, обр. С-2841-1) эти породы достаточно уверенно диагностируются как образования комплекса лерцолитов – габброноритов (КЛГН). На северном продолжении этих выходов расположено тело однородных ортоамфиболитов, которое, судя по химизму (табл. 1, обр. С-2850-1), может быть глубоко переработанной габброноритовой будиной.

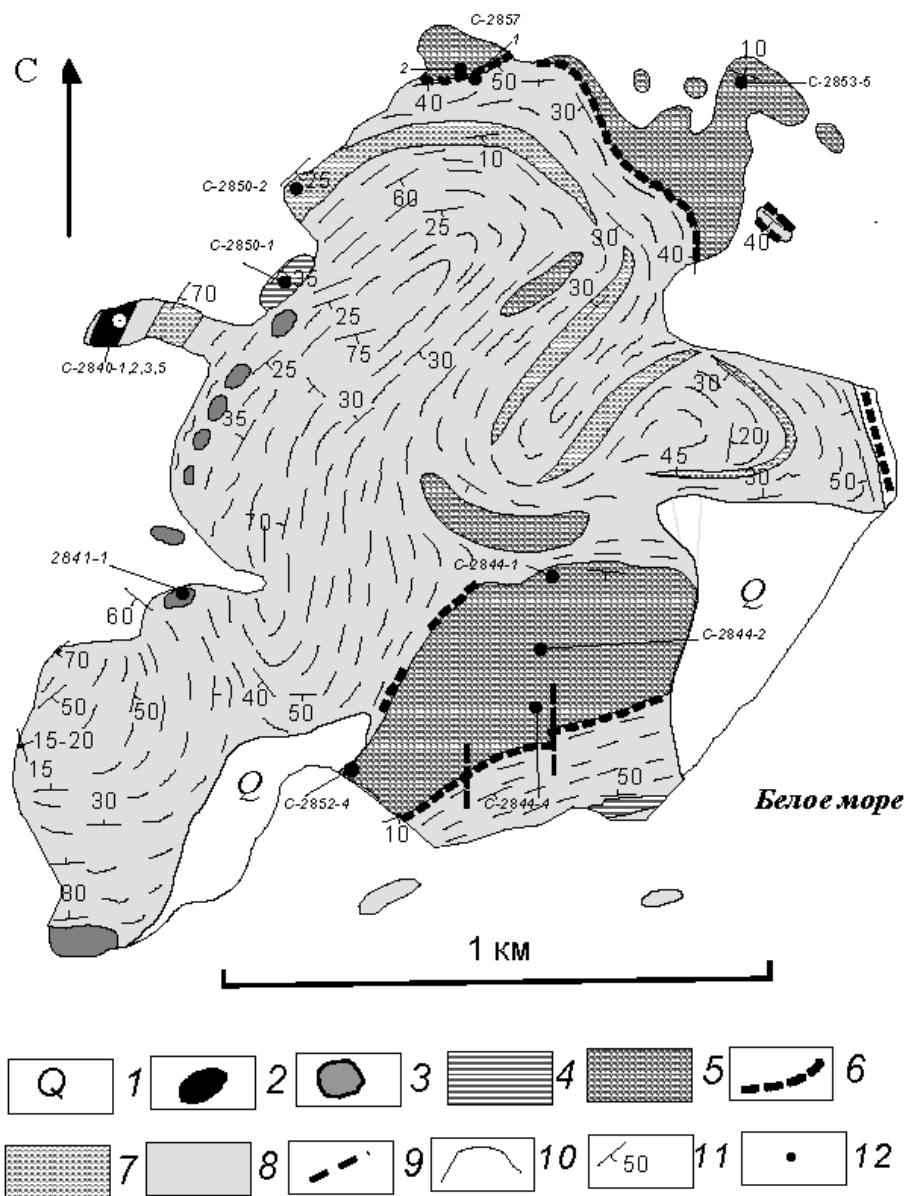


Рис. 1. Схема геологического строения о. Разостров, Белое море (составлена В. С. Степановым на основе карты Ю. Б. Голованова с дополнениями и упрощениями):

1 – четвертичные отложения; 2 – гранатосодержащие метагаббро; 3 – метаморфизованные оливковые габбронориты (КЛГН); 4 – ортоамфиболиты; 5 – метагипербазиты; 6 – «черные» амфиболиты из зоны экзоконтакта гипербазитового тела; 7 – полосчатые гранатые амфиболиты; 8 – гнейсограниты; 9 – тектонические нарушения; 10 – границы пород; 11 – элементы залегания: гнейсовидность, полосчатость; 12 – места взятия образцов

Ультрамафиты являются наиболее интересным объектом Разострова и вследствие этого рассматриваются более детально. Ультрамафитами здесь сложены два крупных фрагмента, один из которых хорошо обнажен на северном берегу острова, а второй – на южном (рис. 1). Максимальная видимая мощность интрузива в южном фрагменте достигает 400 м, а в северном – не менее 300 м. Прямых данных о соединении южного и северного ультрабазитовых фрагментов нет, но структурные данные позволяют предположить, что интрузив имеет подковообразную форму и локализован в замковой части синформы.

Предполагаемая замковая часть интрузива скрыта морем и недоступна для наблюдения. Выходы ультрабазитов, локализованные в центральной части острова среди гнейсогранитов, по-видимому, являются эрозионными останками и свидетельствуют о более сложной форме тела, чем это кажется на первый взгляд. Интрузив имеет простое внутреннее строение и сложен однородными ультрамафитами, которые различаются, прежде всего, по степени проявления вторичных изменений. В массиве, особенно в его северном фрагменте, резко проявлена ортогональная трещиноватость, а также многочисленные часто

Таблица 1

Химический состав пород Разостровского массива, Белое море

Компоненты	C-2844-1	C-2844-2	C-2844-4	C-2851-2	C-2853-5	C-2841-1	C-2840-5	C-2840-1	C-2840-2	C-2840-4	C-2851-1	C-2852-4	C-2850-1	C-2850-2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	37,50	35,20	35,60	38,31	35,69	49,95	49,37	50,20	50,60	49,87	39,44	41,08	50,86	56,76
TiO ₂	0,45	0,13	0,12	0,12	0,15	0,58	1,87	1,59	1,51	1,80	2,94	1,16	0,58	1,07
Al ₂ O ₃	7,81	1,12	1,02	1,51	1,22	13,40	12,81	13,43	12,95	13,30	12,55	12,91	14,07	14,55
Fe ₂ O ₃	3,87	8,25	8,25	4,65	8,36	3,20	3,53	3,41	3,77	3,05	4,18	4,61	1,24	1,96
FeO	5,06	4,19	4,85	6,36	4,92	6,90	12,69	11,35	11,21	12,51	16,45	13,07	8,62	8,91
MnO	0,16	0,15	0,17	0,21	0,19	0,17	0,31	0,25	0,28	0,25	0,25	0,20	0,19	0,17
MgO	30,72	37,02	36,68	35,48	36,64	12,72	5,90	5,96	5,94	5,34	7,54	10,52	9,89	3,79
CaO	2,80	0,06	0,30	2,21	0,44	9,65	8,82	9,34	9,10	9,36	11,10	10,66	9,34	6,13
Na ₂ O	0,71	0,02	0,05	0,14	0,02	1,71	2,20	2,28	2,40	2,39	2,09	1,92	1,97	3,75
K ₂ O	0,06	0,01	0,01	0,02	0,00	0,39	0,58	0,54	0,50	0,56	0,47	0,40	0,57	0,60
P ₂ O ₅	0,06	0,08	0,08	0,03	0,06	0,16	0,27	0,19	0,19	0,25	0,48	0,73	0,10	0,17
H ₂ O	0,41	0,79	0,80	0,70	0,72	0,22	0,33	0,17	0,15	0,24	0,05	0,10	0,09	0,03
ппп	9,83	12,22	11,22	10,14	11,76	0,73	1,13	1,13	0,91	0,95	2,40	2,59	1,99	1,59
Cr	1375	2059	2099	2107	1416	896	82	41	62	82	27	96	472	34
Ni	553	2054	1620	1746	24	379	79	71	71	79	87	126	229	79
Co	32	71	79	63	63	47	47	40	40	47	47	32	40	32
V	207	84	112	56	67	207	386	280	302	364	325	325	179	174
Cu	24	16	16	8	88	48	112	26	88	320	312	64	72	120
Zn	64	88	100	88	88	72	137	137	128	156	201	233	72	104
Сумма	99,76	99,82	99,72	99,74	99,70	100,01	99,92	99,90	99,61	100,01	100,09	100,07	99,66	99,56
ПМ	am ₁₀₈₄	am ₁₁₀₃	am ₁₁₀₆	ak ₁₀₉₆	am ₁₁₁₄	bm ₈₇₆	lf ₇₇₃	lf ₇₈₀	lf ₇₆₆	lf ₇₇₂	cf ₉₁₁	bm ₉₄₄	lm ₈₂₇	lf ₆₃₉
mg#	0,86	0,85	0,84	0,86	0,84	0,70	0,40	0,42	0,40	0,38	0,40	0,52	0,65	0,39

Примечание. 1–5 – ультрамафиты: 1 – серпентин-хлоритовый сланец; 2–3 – метадунит; 4 – тремолит-серпентиновый сланец по перидотиту; 5 – серпентинит по дуниту; 6 – оливинный габбронорит (комплекс лерцолитов – габброноритов); 7–10 – гранатсодержащие коронитовые метагаббро; 11–14 – амфиболиты: 11, 12 – «черные» амфиболиты из зоны экзоконтакта метаперидотитового массива; 13 – ортоамфиболит (по габбронориту?); 14 – полосчатый гранатовый амфиболит. ПМ – петрохимические метки (Степанов, Слабунов, 1989): am – Ca<Al<Fe<Mg; ak – Al<Ca<Fe<Mg; bm – Ca<Fe<Al<Mg; lm – Fe<Ca<Mg<Al; lf – Mg<Ca<Fe<Al; cf – Mg<Ca<Al<Fe; индекс ПМ = (Al + Fe + Mg + Ca) ат. кол. (n · 1000).

пересекающиеся жилки, выполненные серпентитом, карбонатом и антофиллитом (рис. 3). Местами в них присутствует асбестовидный минерал. В эндоконтактных частях интрузива интенсивно проявлена амфиболитизация ультрамафитов с переходом их в серпентин-амфиболовые сланцы. В южном фрагменте по положению контакта и элементам рельефа установлены небольшие меридиональные разрывные нарушения со смещением по типу левого сдвига.

Ультрабазиты представлены интенсивно серпентинизированными дунитами и гарцбургитами. Они имеют петельчатые с реликтами панидиоморфнозернистых структуры. Размер зерен, судя по реликтам Ol и серпентиновым псевдоморфозам, варьирует в довольно широких пределах от долей миллиметра до 2–3 см. В ряде шлифов наблюдаются относительно крупные порфиroidные псевдоморфозы серпентина. Часть из них, вероятно, образована по порфиroidным зернам ортопироксена. В серпентинитах реликты первичной структуры проявляются в неравномерной, пятнистой окраске серпентина. Текстуры пород большей частью массивные, реже сланцеватые. На основании имеющихся данных представляется, что в массиве преобладают дуниты, однако этот вывод требует уточнения.

Оливин – наиболее распространенный и, возможно, единственный первичный минерал, сохранившийся в данных породах. Представлен многочисленными угловатыми реликтовыми зернами, расположенными в центрах серпентиновых петель. По

Таблица 2

Химический состав минералов из метадунитов Разострова

Компоненты	C-2844-4 – хроммагнетиты			C-2853-5 – магнетиты	
	1	2	3	4	5
TiO ₂	0,91	0,95	0,91	1,68	1,15
Al ₂ O ₃	2,0	2,16	1,43	1,23	1,13
FeO'	75,84	75,00	76,95	78,05	78,24
MnO	0,50	0,56	0,46	0,58	0,49
MgO	1,68	1,61	0,83	1,41	1,00
Cr ₂ O ₃	15,84	16,72	15,63	11,26	10,16
NiO	0,60	0,39	–	0,78	0,69
Сумма	97,37	85,78	97,60		92,86
Al	0,687	0,74	0,50	0,43	0,41
Fe	18,47	18,26	19,12	19,55	20,10
Mg	0,73	0,71	0,38	0,63	0,48
Mn	0,12	0,14	0,12	0,15	0,12
Ni	0,14	0,09	–	0,18	0,17
Cr	3,65	3,85	3,68	2,68	2,47
Ti	0,20	0,21	0,20	0,38	0,26
Сумма	24	24	24	24	24
mg#	0,1	0,094	0,05	0,094	0,06
Cr#	0,84	0,84	0,88	0,86	0,86

составу он весьма однороден и отвечает хризолиту, mg# = 0,86–0,88. В качестве примесей в оливине отмечены: Ni – 0,01, Mn – 0,007 и Ti – 0,004 ф. е. Наличие микропримесей свидетельствует в пользу его первично магматического происхождения (Типоморфизм..., 1989).

Хроммагнетит, характерный минерал этих пород, составляет до 10–15% объема породы и представлен относительно крупными зернами (≤1 мм). Состав хроммагнетита, судя по имеющимся данным,

довольно однороден и изменяется по классификации Н. В. Павлова (1949) от хроммагнетита до магнетита соответственно в южном и северном фрагментах (табл. 2, рис. 4). При этом содержание Cr варьирует от 16–17 до 10–11 масс. % при $mg\#$ около 0,1 и $Cr\# = 0,84–86$. На диаграмме Павлова фигуративные точки этих образцов ложатся в поле хроммагнетитов. Хроммагнетиты массива располагаются в стороне от полей составов типоморфных шпинелей, но вблизи тренда изменения составов хромшпинелидов при метаморфизме гипербазитов оз. Серяк (Степанов и др., 2003). Рассматриваемые магнетиты образуют небольшой тренд, ориентированный субпараллельно первому, но расположен-

ный ближе к стороне Cr – Mg. В створе этого тренда расположены точки хроммагнетитов из массива Поро Юкол Северо-Карельского гипербазитового пояса (Слюсарев, 1984). Таким образом, в данном случае недостаточно информации по хроммагнетиту для определения генетической природы ультрамафитов. Вместе с тем по химизму он близок к хроммагнетитам, образовавшимся при метаморфизме первичных хромшпинелей гипербазитовых массивов. Хромистый характер магнетита и отсутствие ильменита (в породах $Cr \gg Ti$) позволяют определить оливиновые породы массива как метадуниты и предположить, что рудные минералы их полностью замещены вторичным магнетитом.



Рис. 2. Границы раздела пород с различным содержанием граната в выходе коронитовых габбро



Рис. 3. Отдельность и мелкие карбонатные жилки в гипербазитах, обн. С-2853

Ортопироксен имеет ограниченное распространение, что, вероятно, отражает преобладание метадунитов в массиве. Данных о его составе нет. В большинстве случаев он замещен желто-зеленым серпентином, иногда образующим полные псевдоморфозы по его идиоморфным кристаллам.

В рассматриваемых породах нет *плаггиоклаза* и нет признаков, по которым было бы можно связать его отсутствие с полным замещением в поздних наложенных процессах.

Вторичные минералы ультрабазитов представлены *амфиболом*, *серпентином*, *хлоритом* и *пылевидным магнетитом*. Тонкозернистые агрегаты трех последних минералов размещаются между реликтовыми зернами оливина и формируют петельчатые структуры. Линейные элементы этих структур имеют зонально-полосчатое строение: в них выделяются зонки, сложенные серпентином, и тонкие полоски пылевидного магнетита. Хлорит образует мелкие чешуйки – порфиробласты, располагающиеся внутри петель. Магнезиальность серпентина 0,84.

Амфибол представлен относительно крупными идиоморфными длиннопризматическими порфиробластами бледно-зеленой тремолитовой роговой обманки с $mg\# = 0,95$ (обр. С-2844-4), формульный состав его:

$$Na_{0,139} (Na_{0,098} Ca_{1,902})_2 (Fe^{2}_{0,236} Mg_{4,175} Al_{0,301})_{4,861} (Si_{7,787} Al_{0,213})_8$$

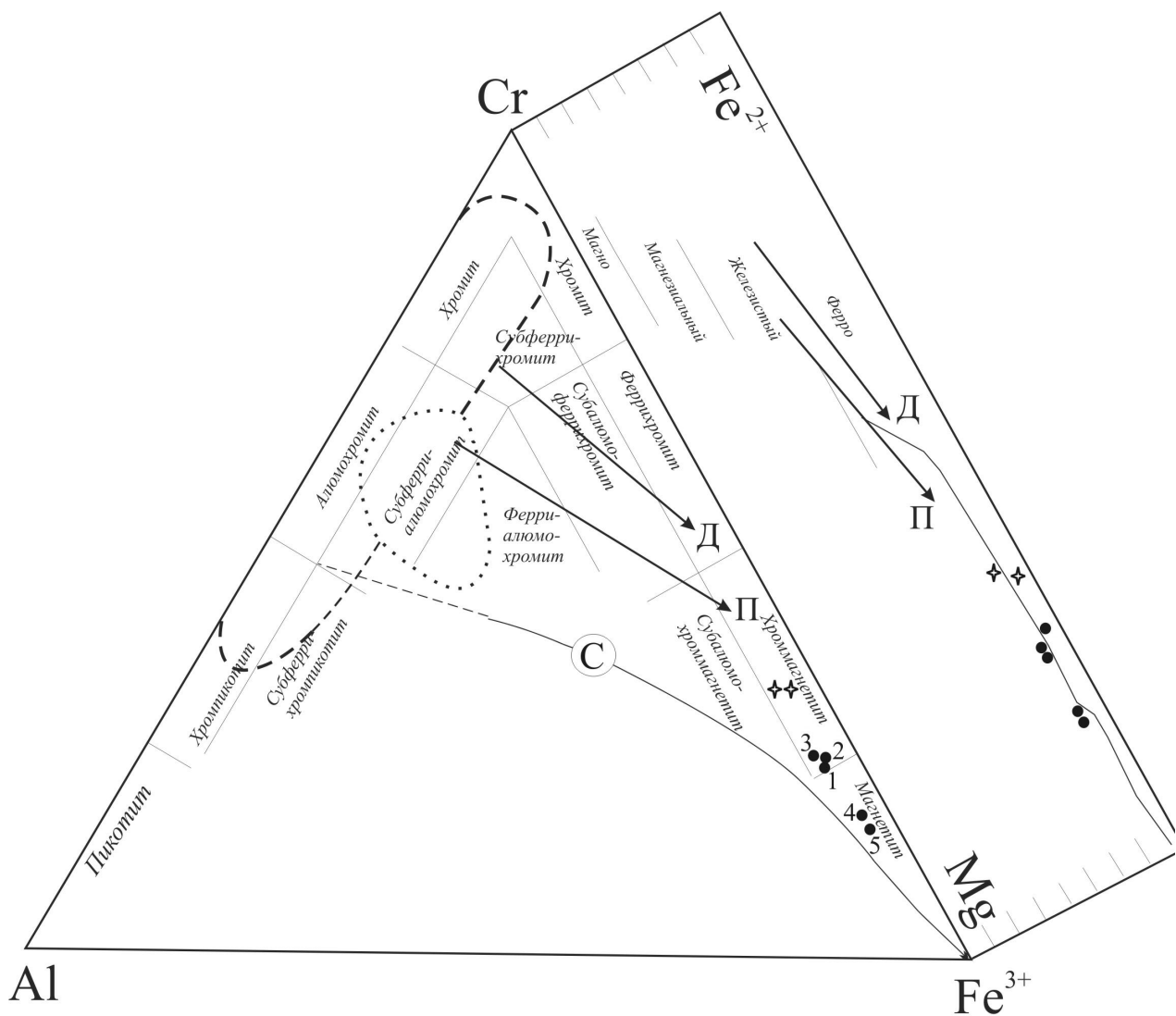
Порфиробласты амфибола формировались позднее образования петельчатых структур. Вместе с тем сами они интенсивно замещаются серпентином. Наблюдаются разные стадии этого процесса вплоть до образования серпентиновых псевдоморфоз по кристаллам амфибола. Таким образом, представляется

несомненной многостадийность метаморфических преобразований, в том числе неоднократная серпентинизация пород.

Многочисленные жилки, секущие ультрабазиты, заметно варьируют по морфологии и минеральному составу. В них отмечены карбонат и несколько структурных разновидностей амфибола и серпентина. В формировании жилок также прослеживается стадийность процесса: в карбонатах заключены полосчатые серпофитовые фрагменты более раннего заполнения трещин.

В периферической части небольшого ультрабазитового тела, расположенного севернее южного фрагмента, и в южной приконтактной части северного фрагмента отмечены *клинопироксениты*. В массиве они имеют ограниченное распространение и, видимо, тяготеют к краевым зонам тела. Породы сложены клинопироксеном и оливином, присутствующим в подчиненном количестве, а также псевдоморфно замещающим его серпентином. *Клинопироксен* является главным минералом этих пород и отсутствует в других разновидностях ультрабазитов. Он представлен идиоморфными и неправильной формы зернами размером около 1 мм, которые наполнены мелкими включениями магнетита (?). Клинопироксен интенсивно замещается амфиболом, формирующим более крупные удлиненные монокристаллы, включающие реликты замещаемых зерен клинопироксена. Генетическая природа клинопироксенитов в настоящее время остается неустановленной.

Геохимическая характеристика ультрамафитов. Приведенные в табл. 1 анализы 1–5 характеризуют в различной степени измененные дуниты. Присутствие среди этих анализов апогарцбургитовых серпентинитов менее вероятно. Сравнение приведен-



- Д Тренды изменения составов акцессорных хромшпинелидов из дунитов (Д) и перидотитов (П) альпинотипных гипербазитов Урала (Макеев, 1992)
- П
- С Тренд изменения составов хромшпинелидов из метаультрабазитов района оз.Серяк
- Поле составов хромшпинелидов альпинотипных гипербазитов
- Поле составов хромшпинелидов расслоенных интрузий
- Точки составов хроммагнетита и магнетита из пород Разостровского массива (1 - 5), номера соответствуют №№ табл.2
- ☆ Точки составов хроммагнетитов массива Поро Юкол (Слюсарев, 1984)

Рис. 4. Составы хроммагнетитов из гипербазитов Разостровского массива на классификационной диаграмме Н. В. Павлова

ных составов показывает их исключительное сходство. Образцы 2, 3 и 5 имеют практически одинаковые ПМ $am_{1103-1114}$. В шлифах они различаются присутствием некоторого количества ортопироксена (обр. 2) и степенью серпентинизации (проявлена максимально в обр. 5). Поскольку отмеченные различия не со-

провождаются заметными изменениями химизма пород, то нет оснований полагать, что различия в их первичной минералогии носили масштабный характер. Наиболее вероятно, что наблюдаемые вариации связаны с поздними метаморфическими процессами, наложенными на однотипные ультрабазиты. Это

подтверждается данными по образцам 4 и 1 (табл. 1), для которых характерно повышенное, по сравнению с остальными образцами табл. 1, присутствие хлорита и амфибола. В них интенсивность амфиболитизации и хлоритизации коррелируется с одинаковой направленностью изменений в химизме пород. Так, с амфиболитизацией, имеющей место в образце 4, коррелируется ощутимое повышение в породе Si, Ca и Al при возможном выносе Fe и Mg. Значительно более резко подобные изменения химизма, особенно по Al, который, по-видимому, связан в хлорите, прояв-

лены в обр. 1, представленном Amf-Chl-Serp породой. Вероятно, что отмеченные изменения в минеральном и химическом составе этих пород обусловлены метасоматозом. С развитием данного процесса связано образование специфических «черных» амфиболитов, локализованных в экзоконтактовой зоне массива (обр. 11, 12, табл. 1). Амфиболиты непосредственно контактируют с ультрабазитами или образуют небольшие шлировидные тела в гнейсогранитах экзоконтактовой зоны и местами содержат реликты гнейсового субстрата (рис. 5 и 6).



Рис. 5. «Черные» амфиболиты в экзоконтактовой зоне Разостровского массива, обн. С-2853

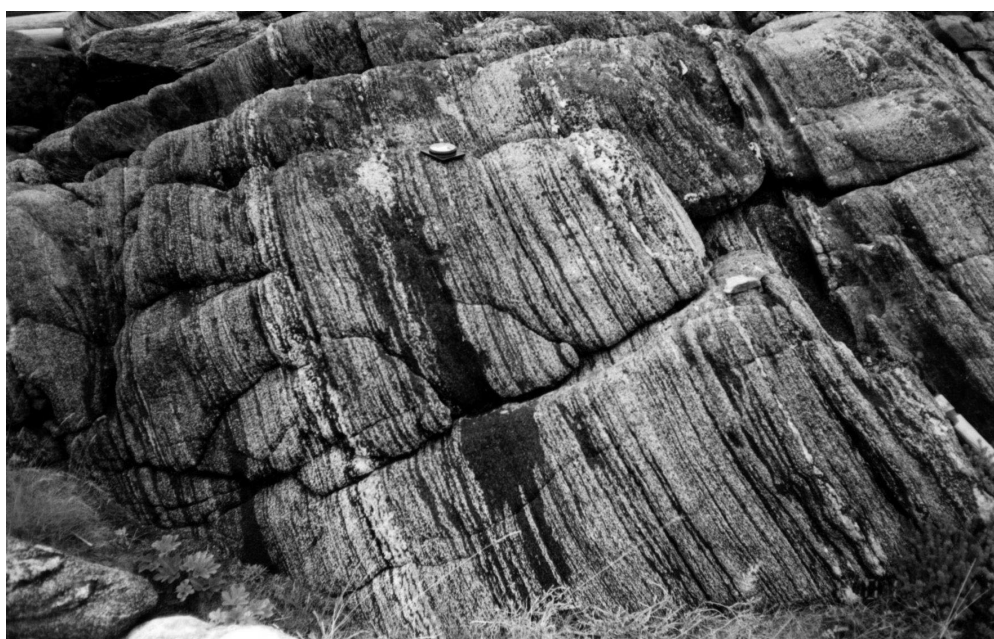


Рис. 6. Шлировидные тела и «жилы» «черных» амфиболитов в гнейсах вблизи контакта с гипербазитами, обн. С-2851

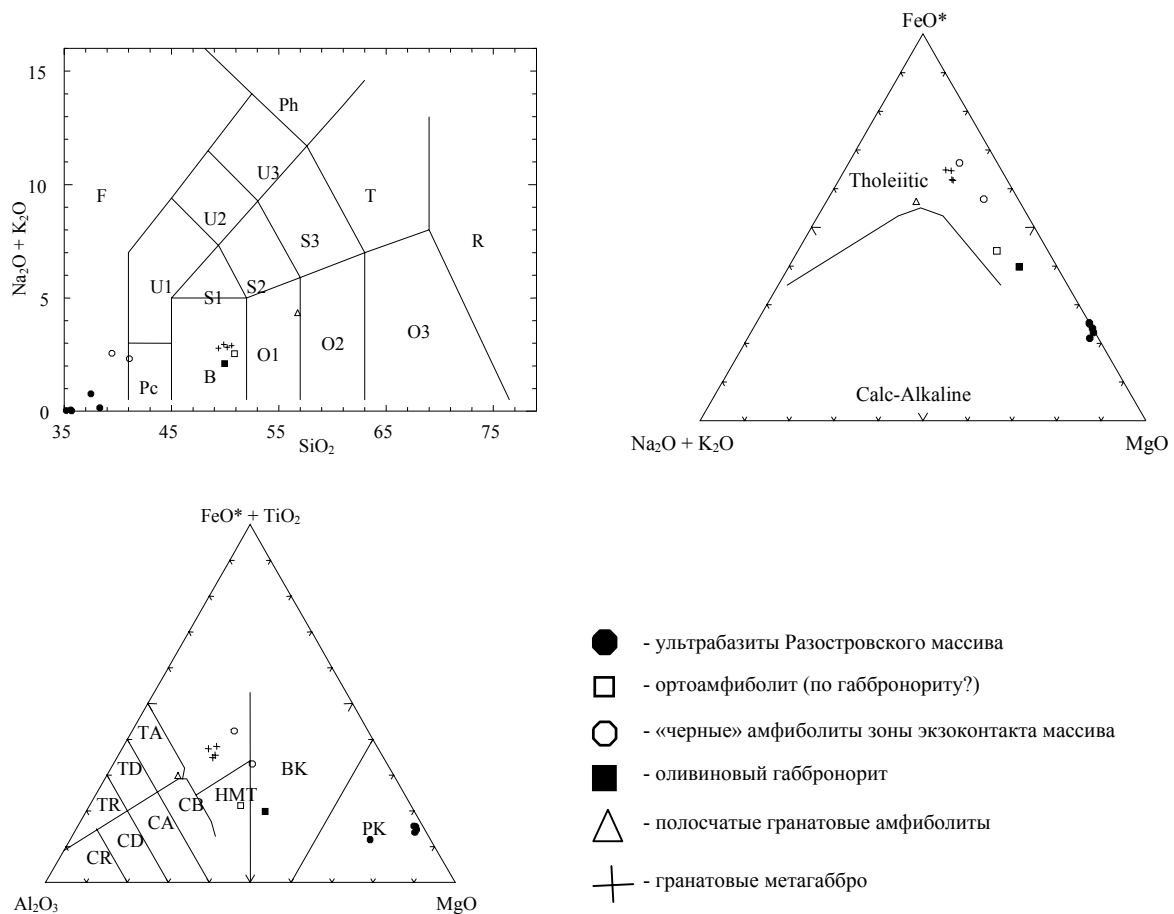


Рис. 7. Положение пород о. Разостров на классификационных диаграммах

Таким образом, рассматриваемый массив характеризуется как гарцбургит-дунитовый и имеет низкую степень дифференциации. Наименее измененным породам отвечают обр. 2, 4 и 5 табл. 1.

На петрохимических классификационных диаграммах фигуративные точки составов метадунитов располагаются очень кучно в полях ультраосновных пород (рис. 7). Характерной чертой их являются высокая магнезиальность $mg\# = 0,84-0,85$, высокие содержания $Cr = 1416-2107$ ppm и Ni – до 2099 ppm при низких концентрациях Ti , V и щелочей (табл. 1 и 3). Распределение РЗЭ в породах Разостровского массива характеризуется довольно пологим графиком (рис. 8). Отношение $(La/Yb)_n = 3,74-4,15$; $(La/Sm)_n = 2,55-2,58$; $(Gd/Yb)_n = 1,18-1,24$. По сравнению с примитивной мантией (Sun, McDonough, 1989) метадуниты содержат больше ЛРЗЭ (1–2 нормы) и меньше ТРЗЭ (0,3–0,4 нормы), сумма ТРЗЭ (Светов, 2005) $Gd_n + Dy_n + Er_n + Yt_n = 2,5$. Таким образом, наряду с отчетливо выраженной деплетированностью в отношении ТРЗЭ и рассеянных элементов, существует небольшая обогащенность ультрабазитов ЛРЗЭ.

Анализ спайдерграммы (рис. 9) показывает, что концентрации большинства рассмотренных на ней элементов близки или ниже концентрации их в примитивной

Таблица 3

Содержание редкоземельных и рассеянных элементов в ультраосновных породах Разострова

Компоненты	C-2844-4	C-2853-5	Компоненты	C-2844-4	C-2853-5
La	0,7179	0,7944	Li	20,6298	5,4619
Ce	1,6218	1,7806	Sc	7,8375	7,5968
Pr	0,2117	0,2221	Rb	1,0254	0,8396
Nd	0,8656	0,9756	Sr	12,0008	9,7608
Sm	0,1716	0,1924	Y	1,1585	1,1446
Eu	0,0541	0,0589	Zr	1,8946	11,2730
Gd	0,1996	0,1901	Nb	0,3227	0,6526
Tb	0,0322	0,0333	Ba	1,9229	1,4508
Dy	0,2077	0,2118	Th	0,13330	0,1760
Ho	0,0441	0,0445	U	0,1357	6,6621
Er	0,1267	0,1188			
Tm	0,0188	0,1793			
Yb	0,1284	0,1280			
Lu	0,0215	0,0215			

мантии (Sun, McDonough, 1989). Наиболее заметные отклонения от этого стандарта в сторону понижения отмечены для K и Ba , а в сторону повышения – для Cs и U . Анализ данных ИСП (из северного и южного фрагментов, табл. 3) показывает, что при полной петрохимической аналогии проанализированных образцов, одинаковой концентрации и характере распределения РЗЭ, а также содержании V , Ni , Y и Sc между ними существуют

заметные различия в характере распределения рассеянных элементов. Наиболее высокая концентрация U определена в образце С-2853-5 из северного фрагмента. Наряду с этим в нем значимо повышены содержания Zr, Hf, Nb, Ве и Ti. Напротив, в обр. С-2844-4 из южного фрагмента наряду с низкими концентрациями перечисленных элементов отмечаются относительно повышенные содержания Li, As, Cd, Tl, Cr и Sr (табл. 1 и 4). Отношение $Zr/Y = 1,63-9,83$, $Nb/Y = 0,28-0,57$ (соответственно в южном и северном фрагментах). Таким образом,

породы массива весьма однородны в отношении распределения петрогенных, когерентных и редкоземельных элементов, что отражает, в свете имеющихся данных, отсутствие признаков магматической дифференциации в породах массива. Отмеченные выше неоднородности в распределении рассеянных элементов, возможно, связаны с поздними процессами изменения гипербазитов. В определенной мере это предположение согласуется с большей насыщенностью северного фрагмента поздними жильными образованиями.

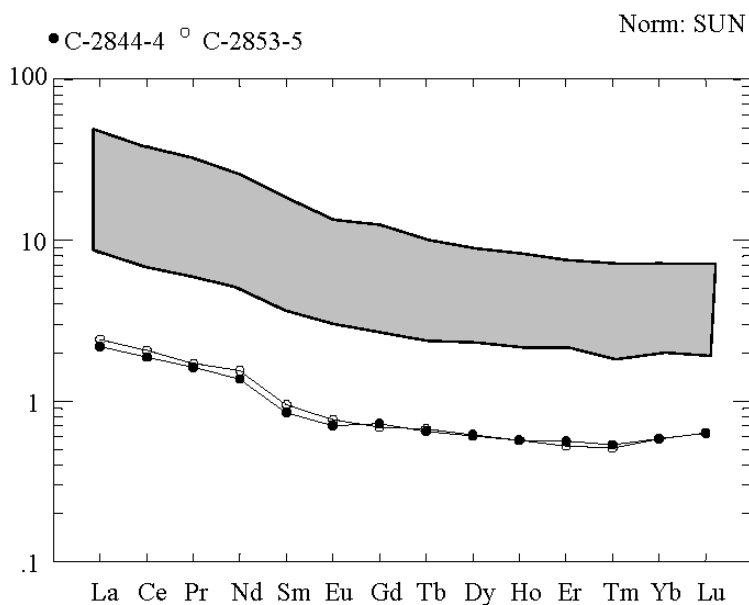


Рис. 8. График распределения РЗЭ в породах Разостровского массива (обр. С-2844-4 и С-2853-3). Распределение РЗЭ в породах главной фазы КЛГН (поле серого цвета) по данным авторов с использованием данных по массиву Юдомнаволоок-Кузема (Шарков и др., 2004)

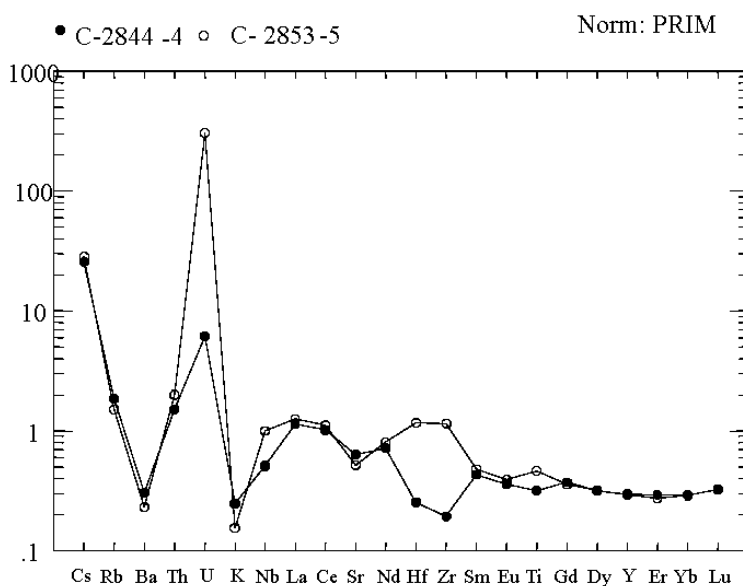


Рис. 9. Спайдерграмма для пород Разостровского массива

Обсуждение результатов. Изложенные данные показывают, что Разостровский массив в пределах исследованной территории геологически не связан с базитовыми телами и является самостоятельным гипербазитовым объектом. Сравнительно небольшие размеры, подковообразная форма, отсутствие интрузивных контактов и проявление метасоматических процессов на его границах характеризуют его, скорее, как тектонический отторженец, чем как самостоятельный полноценный интрузив. Отсутствие в рассматриваемых породах признаков магматической дифференциации, кумулятивных структур и характерного для последних интеркумуляусного плагиоклаза не дает основания рассматривать этот объект как возможный фрагмент дифференцированного массива КЛГН. Ультраосновные породы этого комплекса, наиболее распространенного в БПП, обычно содержат небольшое количество плагиоклаза и продуктов его замещения. Таким образом, о сопоставлении этого массива с типичными для КЛГН ультраосновными породами речь не идет. Единственным исключением в этом отношении для КЛГН является массив Карангозеро (Степанов, 1981), в ультрабазитах которого нет плагиоклаза и нет друзитовых кайм. Однако в отличие от Разостровского массива породы его содержат более 4% Al_2O_3 , более 2–3% CaO и имеют характерные для пород КЛГН отношения $Al_2O_3/TiO_2 = 21–22$, а также более высокие содержания Zr, Y, Nb. По этим параметрам массив Карангозеро сопоставим с гарцбургитами и другими кумулятивными породами КЛГН.

Вторым объектом, в котором бесполовошпатовые метаультрабазиты рассматриваются в составе дифференцированного массива, является о. Кийостров Белого моря (Куликов и др., 2005). Ультрабазиты этого острова по характеру распределения РЗЭ и их содержанию аналогичны породам КЛГН. По характеру распределения РЗЭ породы Разострова, главной фазы КЛГН и ультрабазиты Кийострова аналогичны, но существенно различаются по суммам ТРЗЭ. Так, сумма четырех ТРЗЭ в ультрабазитах Кийострова более чем в 5 раз превышает аналогичный параметр пород Разострова. От пород последнего ультрабазиты Кийострова также отличаются значительно большими содержаниями Zr, Y, Nb и имеют $Al_2O_3/TiO_2 = 22$, а $Ca/Al = 1,29$. Первое из этих отношений характерно для КЛГН, а второе значительно выше. Вместе с тем в разрезах Бураковского массива и Великой дайки Родезии (Уэйджер, Браун, 1970; Лавров и др., 2004) описаны дуниты, рассматривающиеся как адкумуляты. В породах Разостровского массива признаки адкумулятивного дорастания оливиновых кристаллов, как и интеркумуляус, не установлены. Изложенное показывает, что возможность корреляции рассматриваемых ультрамафитов Разострова с ультрабазитами Карангозера и Кийострова вызывает сомнение и требует дополнительного обоснования.

Ранее на основе гипербазитового характера пород Разостровский массив был включен вместе с ультрабазитами Кузострова в состав комплекса ультрабазитов

(Степанов, 1981). На современном уровне изученности ультраосновных пород БПП и пограничной части Карельского кратона поиски аналогов гипербазитам Разостровского массива могут быть направлены к трем разновозрастным ассоциациям, включающим недифференцированные бесполовошпатовые ультрабазиты: офиолитам Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса (серякский тип), перидотитовым коматиитам Керетского зеленокаменного пояса и альпинотипным (?) гипербазитам Северо-Карельского гипербазитового пояса. Специфической особенностью геологического положения Разостровского массива, в отличие от большинства гипербазитовых массивов БПП, является отсутствие видимой пространственной связи с горизонтами полосчатых амфиболитов (метавулканитами). Это обстоятельство осложняет сопоставление Разостровского массива с гипербазитами двух первых ассоциаций и требует дополнительного обоснования. По условиям локализации и облику пород он имеет больше сходства с гипербазитами Северо-Карельского пояса, что было отмечено ранее (Степанов, Слабунов, 1989). Такое положение массива может быть следствием его формирования в гнейсогранитной раме и, вероятно, более молодом возрасте по сравнению с гипербазитами серякского типа. В альтернативном варианте он может рассматриваться как тектонический отторженец от более сложной магматической постройки. По петрохимическим критериям ультрабазиты Разострова имеют достаточно близкие аналоги как среди серякских, так и среди северокарельских гипербазитов, но среди последних подобных пород значительно больше, причем обычно они более магнезиальны и часто их рама представлена гнейсогранитами. Установленные в Разостровском массиве признаки метасоматоза дают основание предполагать возможность некоторого понижения магнезиальности его пород, и вследствие этого отмеченные различия вряд ли имеют решающее значение. Геохимические критерии указывают на некоторую, вероятно небольшую, контаминацию пород массива коровым веществом. Это проявляется в небольшом обогащении их ЛРЗЭ, а также в особенностях распределения рассеянных элементов, для которого характерно неравенство: $Th > Nb < La$. Последнее рассматривается как признак контаминированности расплавов, исходных для коматиитовых ассоциаций Карелии (Кожевников, 2000; Светов, 2005), и, вероятно, применимо для изучаемого объекта. На диаграмме $Cr^{\#} Sp - Mg^{\#} Ol$ (Arai, 1994) фигуративные точки массива ложатся вблизи тренда «OSMA», но за его пределами, и с этих позиций его породы вряд ли могут считаться мантийными реститами.

Таким образом, породы Разостровского массива сформированы высокомагнезиальным мантийным расплавом, деплетированным в отношении ТРЗЭ, Zr, Y, Nb, а также Al и Ti (расплав отделился от деплетированного источника под контролем граната, в условиях высокого давления). Обогащение ЛРЗЭ – сви-

детельство контаминации расплава в условиях коры, возможно, на стадии становления массива. Конкретных данных о возрасте массива нет. По общему впечатлению он скорее палеопротерозойский, чем архейский. Изложенное показывает, что Разостровский массив имеет сходство с гипербазитами, преимущественно с северокарельскими, вместе с тем подобные породы известны в крупных расслоенных массивах. Сходство характера распределения РЗЭ в породах массива и породах КЛГН, возможно, свидетельствует об их генетическом родстве, но в таком случае они должны быть связаны с разными этапами эволюции

магматического очага, поскольку исходные расплавы КЛГН, даже наиболее магнезиальные из них, не формировали бесполовошпатовых пород. Для более конкретных выводов необходимы дополнительные, прежде всего аналитические исследования.

Авторы благодарны Ю. Б. Голованову за предоставленные материалы по геологии Разострова и А. К. Карповой – за активное участие на всех этапах работы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 0605-64876) и при финансовой поддержке Фонда содействия отечественной науке.

ЛИТЕРАТУРА

Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000. 222 с.

Косой Л. А. Пегматитовые жилы Сорокского района Северной Карелии. Л., 1939. 130 с.

Куликов В. С., Куликова В. В., Шарков Е. В. и др. Новые данные по геологии Кийостровского расслоенного интрузива (Онежская губа Белого моря) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минералогия. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск, 2005. С. 212–216.

Лавров М. М., Голубев А. И., Трофимов Н. Н. Геохимия и рудоносность Бураковского расслоенного интрузива // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск, 2004. С. 75–91.

Павлов Н. В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды ГИН. Вып. 103. 1949. 91 с.

Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2005. 229 с.

Слюсарев В. Д. Состав аксессуарных хромшпинелидов в ультрабазитах Карелии // Интрузивные базиты и гипербазиты Карелии. Петрозаводск, 1984. С. 98–106.

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

Степанов В. С., Слабунов А. И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л., 1989. 175 с.

Степанов В. С., Слабунов А. И., Степанова А. В. Пороодообразующие и аксессуарные минералы позднеархейских перидотитов района озера Серяк (Беломорский подвижный пояс Фенноскандинавского щита) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск, 2003. С. 17–25.

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 // ДАН. 2003. Т. 390, № 4. С. 528–532.

Типоморфизм минералов: Справочник / Под редакцией Л. В. Чернышевой. М., 1989. 560 с.

Шарков Е. В., Красивская И. С., Чистяков А. В. Диспергированный мафит-ультрамафитовый интрузивный магматизм подвижных зон раннего палеопротерозоя Балтийского щита на примере друзитового (коронитового) комплекса Беломорья // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 632–655.

Уэйджер А., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., 1970. 552 с.

Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation // Chem. Geol. 1994. 113. P. 191–204.

Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. N 42. P. 313–345.

А. И. Слабунов, Е. В. Бурдюх, И. И. Бабарина

ГРАНУЛОМЕТРИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПО ПЛОЩАДИ ОБЛОМОЧНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО МЕЛАНЖА

В восточной части Беломорского подвижного пояса (рис. 1, А) установлен неоархейский эклогитсодержащий комплекс (Володичев, 1977, 1990, 1997; Володичев и др., 2004, 2005; Volodichev et al., 2003). Он формирует тектоническую пластину (Слабунов, 2005; Слабунов и др., 2006; Slabunov et al., 2006), проекция которой на современном эрозионном срезе имеет северо-западное простирание (рис. 1, Б). Ее выходы прослеживаются в прибрежной полосе и на о-вах Белого моря примерно на 60 км от губы Сухой на СЗ до о-вов Супротивные на ЮВ при ширине 6–7 км. Она резко отличается как от распространенных к северо-востоку мигматизированных гранито-гнейсов ТТГ ассоциации, так и от коллажа, состоящего из базит-гипербазитового комплекса Пиземско-Оленьестровской структуры Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса, глиноземистых гнейсов и гнейсогранитов на юго-западе.

По текстурным особенностям описываемый комплекс относится к числу хаотических – микститов (Словарь-справочник..., 1993), а также сопоставим с мигматитами агматитового типа (Володичев, 1990).

Матрикс микстита представлен в различной степени мигматизированными гнейсами, гнейсогранитами и метаэндритами (Сибелев и др., 2004). Первые из них, вероятно, представляют собой значительно переработанный матрикс меланжа, сформировавшийся за счет разрушения всех пород, входящих в состав обломочной составляющей. Гнейсограниты и метаэндриты образовались на более поздних стадиях преобразования комплекса и, по-видимому, являются продуктами плавления слагающих его пород в ходе декомпрессии, т. е. по существу являются несомой мигматита по меланжу. В ряде случаев эти гранитоиды формируют небольшие массивы (рис. 2).

Обломочная составляющая гридинского эклогитсодержащего микстита представлена неравномерно распределенными в метаматриксе многочисленными телами линзовидной, эллипсовидной и реже угловатой формы. Обломки варьируют по размерам от первых десятков сантиметров в поперечнике до первых десятков метров. Их концентрация в микстите также варьирует в широких пределах, составляя местами

25–30% его общего объема. Специальные исследования показали, что обломки в гридинском меланже распределены неравномерно: выделяются линзовидные тела мощностью до 200–300 м СЗ простирания, обогащенные обломками, тогда как в остальной части комплекса их концентрация несколько меньше (рис. 2), но в них выделяется неоднородность второго порядка.

Большое разнообразие пород в обломочной составляющей эклогитсодержащего комплекса (обломки отличаются по степени и характеру участия в деформациях, по условиям метаморфизма, размерам, по петрогеохимическим особенностям) и его несомненные текстурные отличия от окружающих образований свидетельствуют о значительной дезинтеграции и перемещенности компонентов субстрата, представляющих по сути аллохтонную смесь (Володичев, 1990). Она была, кроме того, как уже отмечено выше, интенсивно мигматизирована, что усложнило строение. Таким образом, архейский эклогитсодержащий комплекс Гридинской тектонической пластины представляет собой интенсивно мигматизированный микстит, к тому же в значительной степени преобразованный наложенными процессами деформаций и метаморфизма. Он, таким образом, имеет сложный полигенный и полихронный генезис и является, как можно предполагать, сильно мигматизированным и деформированным меланжем (т. е. метамеланжем).

Для проверки рабочей гипотезы о том, что эклогитсодержащий микстит относится к меланжу, т. е. тектонически дезинтегрированному комплексу, были выполнены гранулометрические исследования его обломочной составляющей.

Дело в том, что форма, размеры и характер распределения обломочной составляющей микститов, безусловно, несут в себе информацию об условиях дезинтеграции и последующей сепарации обломков. Наличие таких корреляций хорошо известно. Так, в литологии разработан гранулометрический анализ, который применяется для решения вопросов генезиса обломочных пород (Фролов, 1993). Гранулометрический анализ ксенолитов был применен для изуче-

ния особенностей становления Северо-Карельского батолита санукитоидов (Слабунов, Максимычева, 1991; Слабунов, 1995), в ходе этих исследований, в частности, была установлена зависимость между размером ксенолитов и их составом (плотностью), что хорошо согласуется с формулой Стокса, описывающей скорость движения твердых тел в вязкой несжимаемой жидкости (Тёркот, Шуберт, 1985). Принципиально важно и то, что дезинтеграция вещества (без последующей сепарации обломков) приводит к образованию совокупности частиц, размеры которых имеют логарифмически нормальное (логнормальное) распределение (Справочник..., 1987). Таким образом,

гранулометрический анализ микститов может существенно сузить круг рабочих гипотез о их происхождении.

Методика гранулометрических исследований гридинских микститов. В полевых условиях проводилось детальное описание изучаемых обнажений, замер размеров обломков, определение направления преимущественной их ориентировки, визуальная диагностика пород.

Обломочная составляющая микстита изучалась в двух районах: в с. Гридино (в нескольких обнажениях) и на о. Избная Луда (рис. 1, Б). В процессе изучения выполнено 756 измерений.

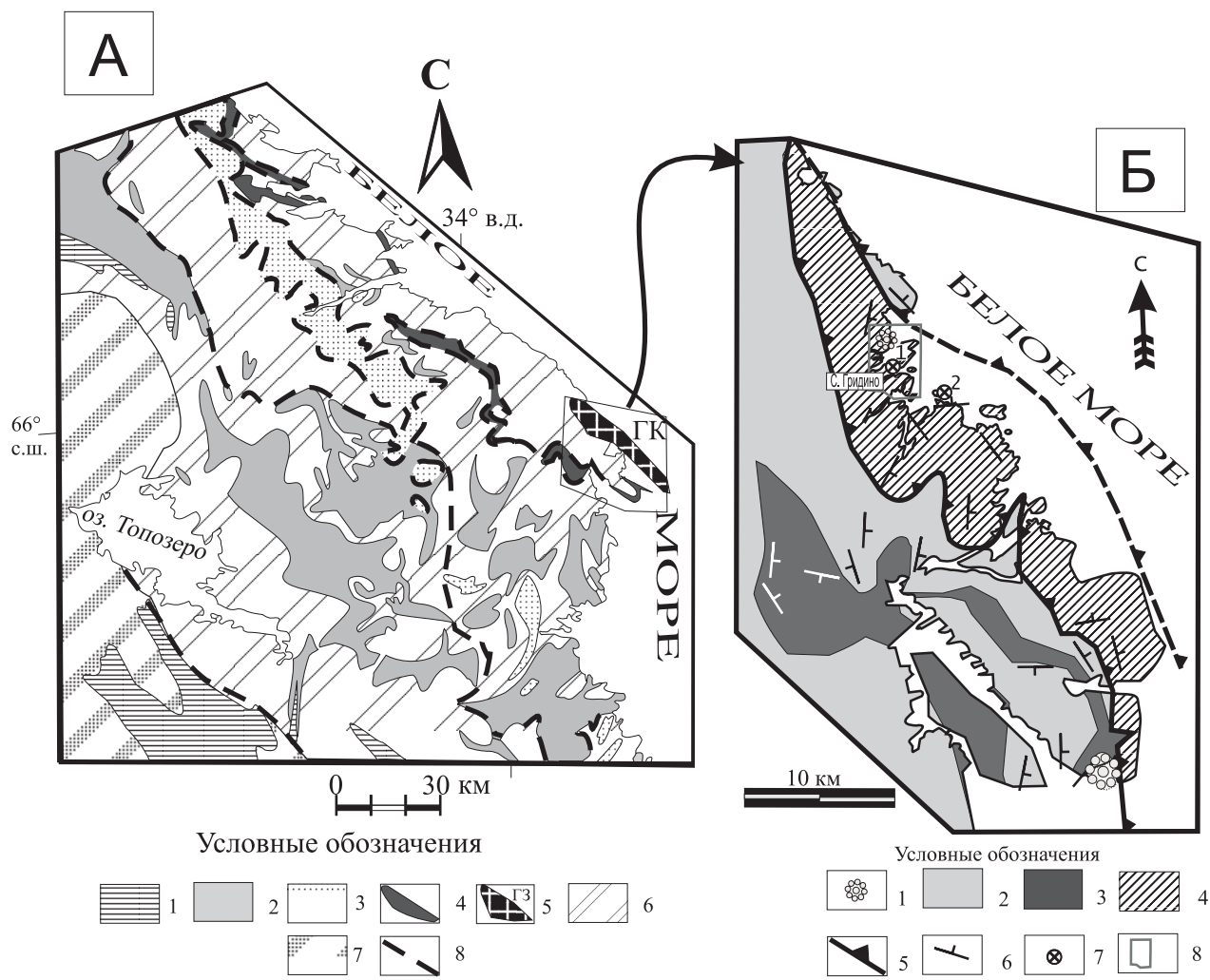


Рис. 1. Схема геологического строения Северной Карелии (А) и распространение тектонической пластины, слагающей гридинский эклогитсодержащий меланж (Б) (Слабунов, 2005 с дополнениями):

1 – палеопротерозойские (2,5–1,92 млрд лет) супракrustальные образования; 2–3 – мезо- и неогархейские (2,9–2,83; 2,8–2,78 млрд лет) зеленокаменные комплексы; 4 – керетьозерский и хизоваарский; 3 – базит-гипербазитовый Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса; 4 – мезогархейский парагнейсовый комплекс; 5 – Гридинский эклогитсодержащий комплекс (ГК); 6 – архейские (2,9–2,7 млрд лет) гранитоиды ТТГ ассоциации Беломорского подвижного пояса; 7 – архейские (3,2–2,7 млрд лет) гранитоиды ТТГ ассоциации Карельского кратона; 8 – предполагаемые надвиги

Б: 1 – гранитные массивы (не древнее 2,7 млрд лет); 2 – гранитоиды ТТГ ассоциации; 3 – образования Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса (амфиболиты, метаультрабазиты), а также пластины, сложенные кианит-гранат-биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами; 4 – эклогитсодержащий комплекс; 5 – тектонические границы; 6 – элементы залегания гнейсовидности и метаморфической полоччатости; 7 – расположение полигонов гранулометрического анализа меланжа: 1 – с. Гридино; 2 – о. Избная Луда; 8 – расположение схемы геологического строения района м. Варгас – о. Прянишная Луда (рис. 2)

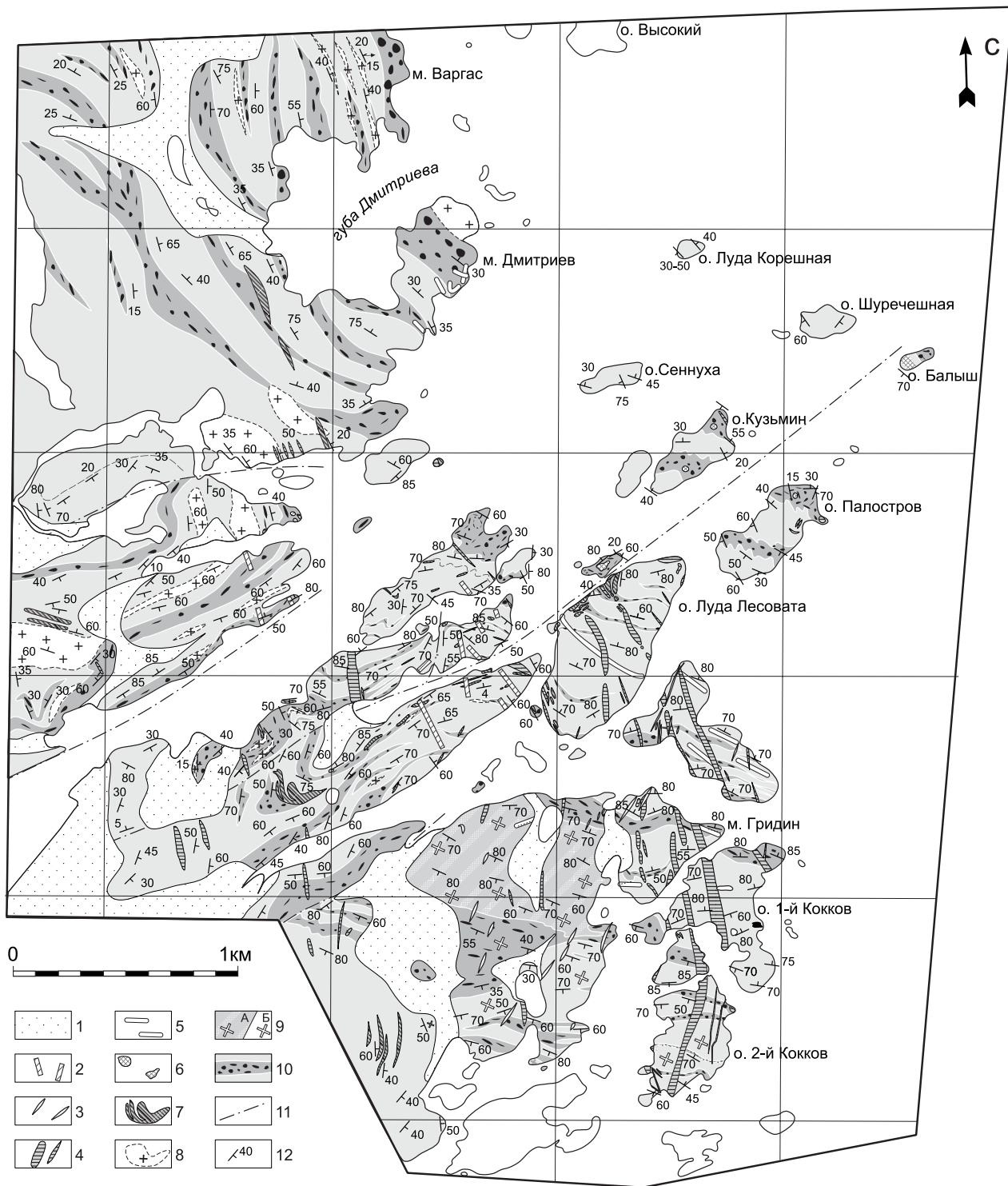


Рис. 2. Схема геологического строения района м. Варгас – о. Принышная Луда (Белое море) (составлена И. И. Бабариной по личным наблюдениям, с использованием материалов А. И. Слабунова, О. С. Сибелева, О. И. Володичева, а также: Степанов, Степанова, 2006):

1 – четвертичные отложения; 2–5 – палеопротерозойские дайки метагабброидов: 2 – поздние метагаббронориты; 3 – коронитовые железистые габбро; 4 – комплекс лерцолитов – габброноритов; 5 – ранние метагаббро; 6 – эпидозиты (метаанортозиты); 7 – ранние железистые габбро; 8 – граниты и гнейсы по ним; 9 – метазендербиты; 10 – меланж с высокой (до 20–35% объема) (а) и с меньшей (менее 20% объема) концентрацией обломков; 11 – зоны разломов; 12 – элементы залегания гнейсовидности

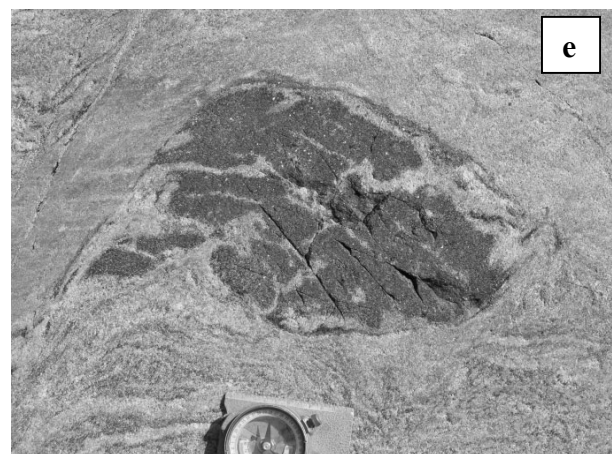
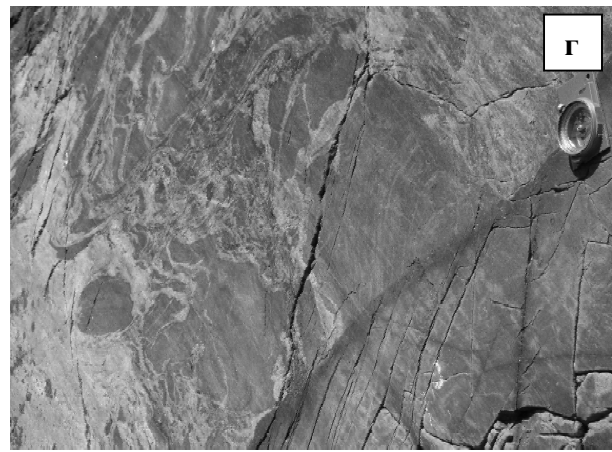
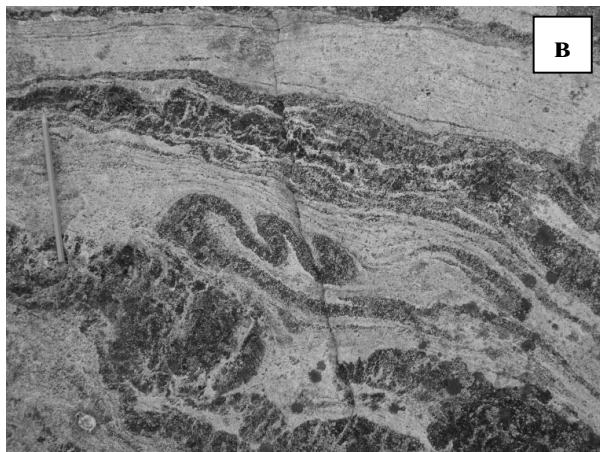


Рис. 3. Морфологические типы обломков гридинского меланжа в с. Гридино (а–в), на о. Избная Луда (г–е):

а – угловатые, б – эллипсовидные, в – змеевидные, г – угловатые, осложненные вторичной дезинтеграцией, д–е – эллипсовидные, осложненные вторичной дезинтеграцией

В изученных сечениях обломки обычно имеют эллипсовидную, сглаженно-угловатую или угловатую, иногда змеевидную форму. Они часто несут следы поздних (вторичных относительно их образования) нарушений их сплошности (рис. 3, д, е). В таких случаях измерялись первичные размеры обломка, а не его новообразованные фрагменты.

По петрографическому составу измеренные обломки представлены эклогитами и апоэклогитами, лейкократовыми и мезократовыми амфиболитами.

Каждый обломок измерялся в обнажении в одном произвольном сечении, и поэтому размеры охарактеризованы лишь частично. Однако эти параметры, безусловно, имеют прямую функциональную связь с главными характеристиками размеров тел и, следова-

тельно, дают возможность оценить их. У обломков измерялись два параметра: длина (измерение по наиболее длинной оси) и ширина (измерение по наименьшей оси). Известно, что наибольший диаметр обломков компенсирует искажение его размеров в произвольном срезе, и поэтому обычно в статистическом анализе большее внимание уделяется размерам по длинной оси (Фролов, 1993). Измерения проводились с помощью рулетки с точностью до 0,5 см. Полученные данные обрабатывались с помощью графических и аналитических методов. На рис. 3–5 приво-

дятся результаты графической обработки данных: гистограммы распределения обломков по длине и ширине для всей выборки в целом (рис. 3), по составу (рис. 4) и по полигонам (рис. 5).

На основе анализа гистограмм было высказано предположение о логнормальном распределении размеров обломков. Проверка данной гипотезы о законе распределения случайной величины по критерию $\chi^2_{0,05}$ показала (см. ниже), что она верна для всех рассмотренных выборок (за исключением распределения размеров эклогитов и апоэклогитов, рис. 3, а).

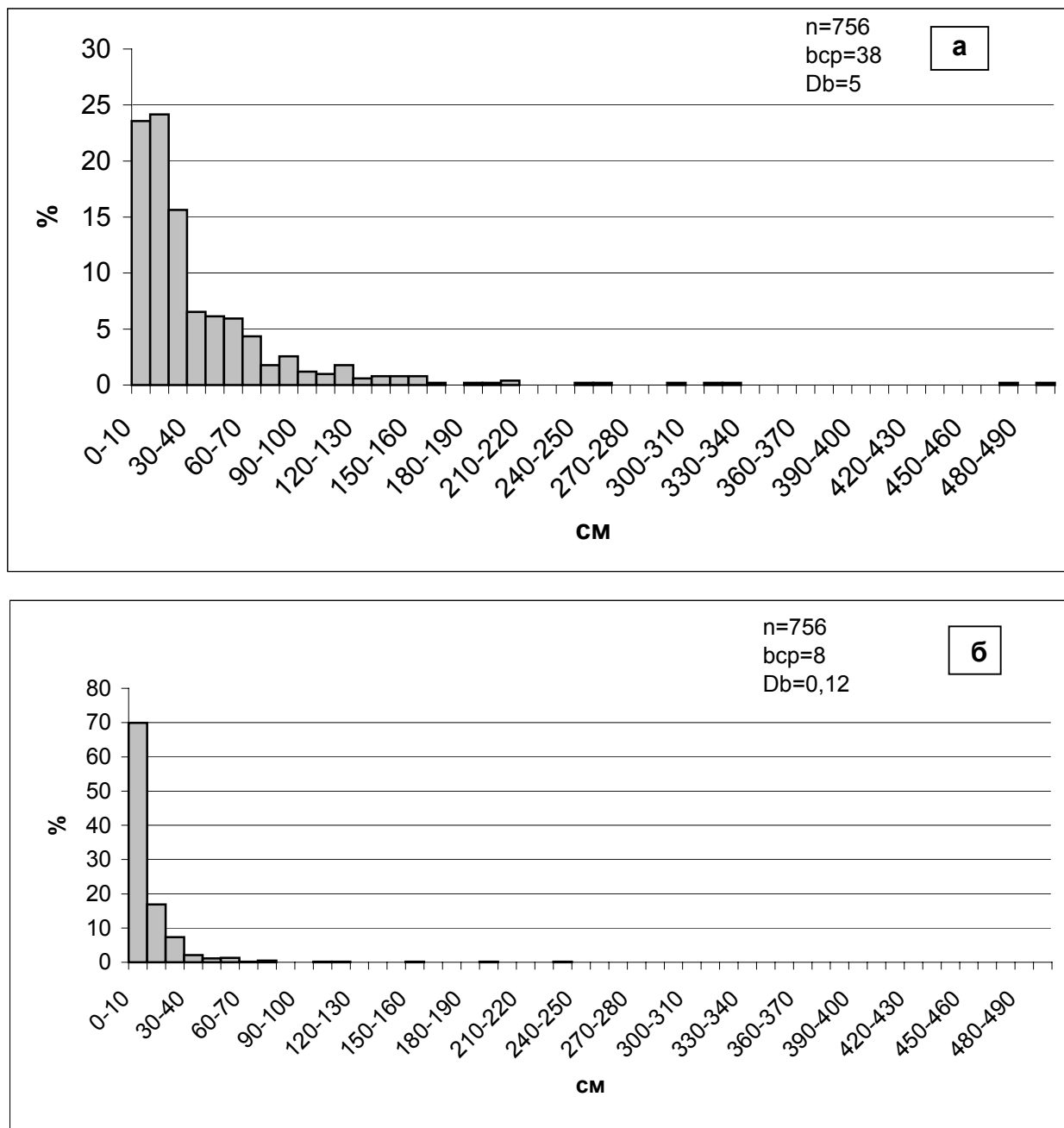


Рис. 4. Распределение размеров обломков меланжа по длинной (а) и короткой (б) осям (размер выборки – n; среднее значение – b_{cp} ; дисперсия распределения – D_b)

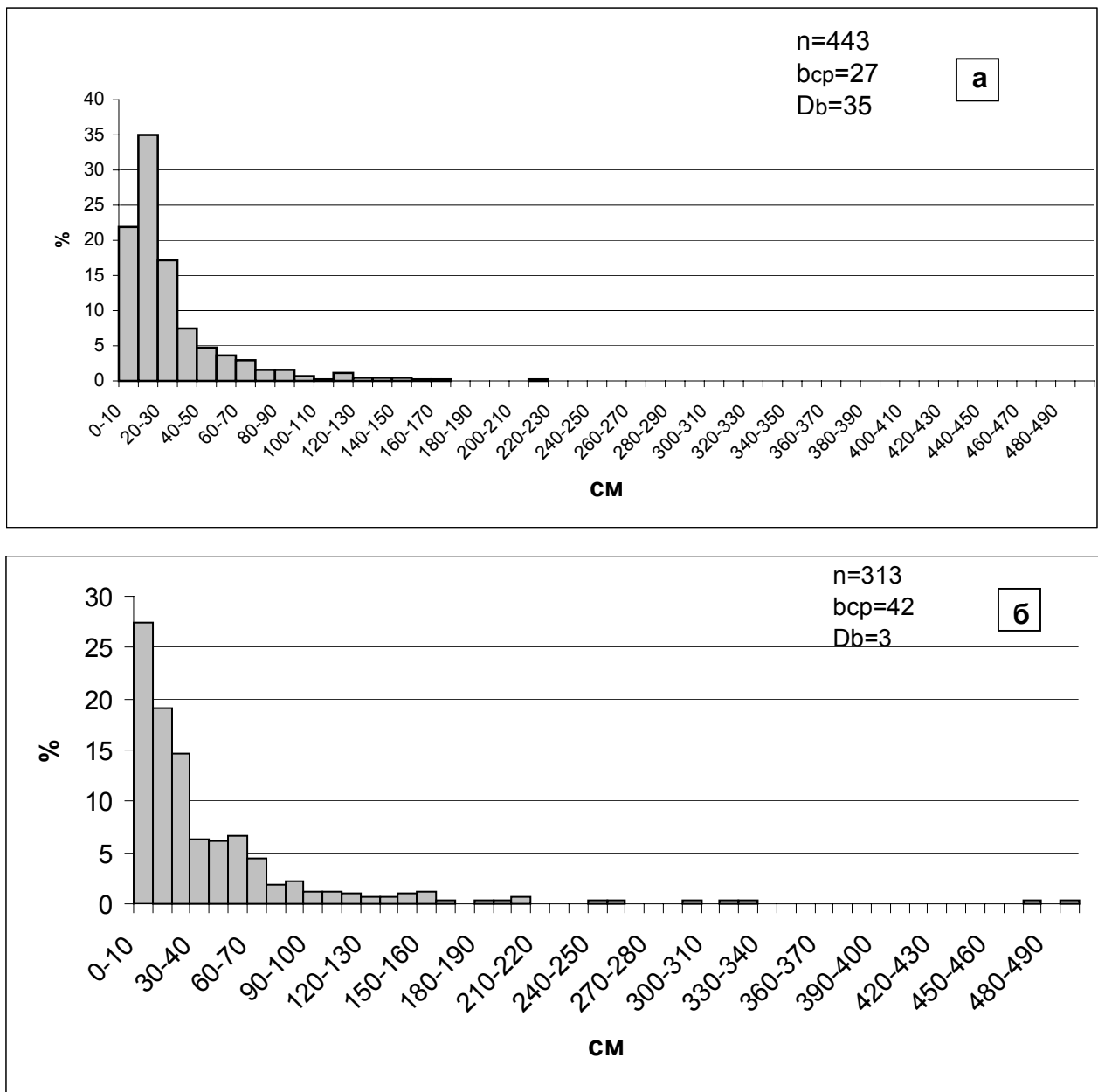


Рис. 5. Распределение размеров (по длинной оси) обломков меланжа в районе с. Гридино (а) и на о. Избная Луда (б)

Размеры обломков варьируют по длинной оси от 1 до 500 см, по короткой – от 1 до 240 см (рис. 4). На моду (10–20 см) приходится 23,56% от общего числа обломков. Средняя длина обломков – 38 см (дисперсия распределения (D_b) = 5). Графики распределения размеров обломков имеют ярко выраженную асимметричность (рис. 4): их левое крыло практически отсутствует, а правое аппроксимируется к нулю. Рассматриваемое распределение имеет логарифмически нормальный характер, что отражено на графике (рис. 4), а также строго доказывается статистически: для данной выборки ($n = 756$) критерий $\chi^2_{0,05} = 12,516$, это меньше критического (χ^2_{α}) его значения ($\chi^2_{\alpha} = 14,067$), что означает, что гипотеза о логнормальном распределении верна.

Графики распределения размеров обломков на двух полигонах (рис. 1, Б) имеют близкие характеристики, отличаясь лишь в деталях. На первом из них (с. Гридино) среднее значение длины обломков – 27 см (дисперсия $D_b = 35$). На модальное значение (10–20 см) приходится около 21,9% обломков. На втором полигоне (о. Избная Луда) у обломков несколько большие средние размеры (длинная ось) – 42 см и меньшая дисперсия ($D_b = 3$). Модальные значения находятся здесь в интервале 0–10 см (27,47%). Особенностью графика распределения размера обломков на этом полигоне является наличие слабовыраженной (превышает соседние на 0,6%) второй моды значений в области 50–60 см.

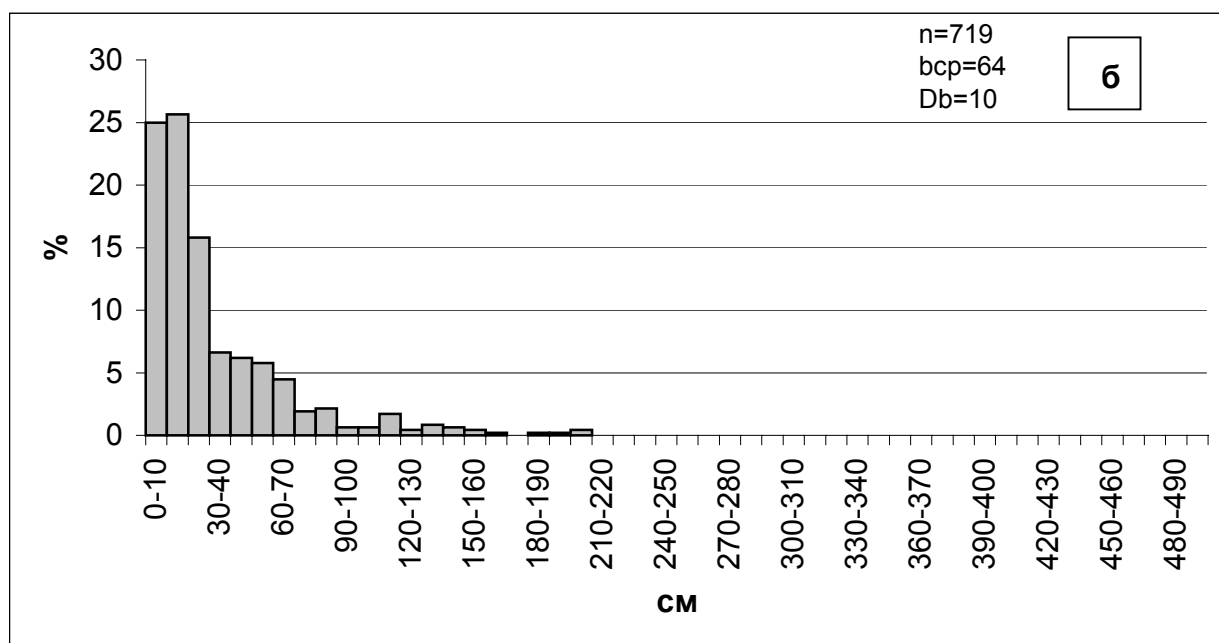
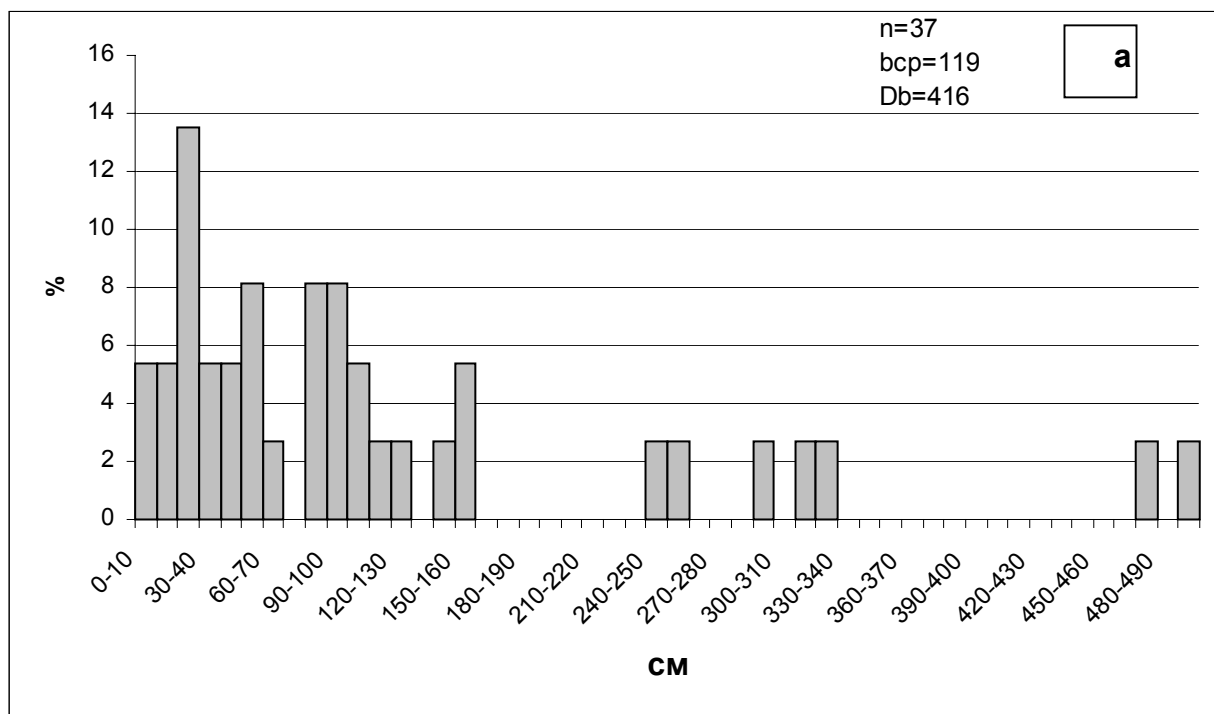


Рис. 6. Распределение размеров (по длинной оси) обломков эклогитов и апоэклогитов (а) и амфиболитов (б)

Гранулометрия обломков различного состава имеет свои особенности. Размеры фрагментов эклогитов и апоэклогитов выделяются крайне широкими вариациями: от 1 до 500 см (рис. 6). При средней длине 119 см дисперсия составляет 416. Пиков на графике в целом нет. Совсем другой характер распределения размеров обломков амфиболитов: их средняя длина – 64 см (дисперсия $D_b = 10$), модальное значение – 5–10 см, и на него приходится 25% выборки, распределение носит логнормальный характер.

Полученные данные по гранулометрии обломочной составляющей гридинского микстита позволяют с большой долей уверенности утверждать, что исследованная выборка характеризуется логнормальным распределением, не установлены факты более сложного распределения. По этим наблюдениям можно сделать вывод о том, что данная обломочная составляющая образовалась в результате дробления вещества без последующей сепарации, что характерно в том числе для меланжей. Не установлена и корреляция между размерами обломков

и их составом (плотностью), что также означает отсутствие активной среды, воздействующей на совокупность раздробленных частиц и ведущей к их сепарации.

Согласно полученным гранулометрическим данным, гридинский микстит сформировался в результате дезинтеграции сложно построенного комплекса, без проявлений последующей сепарации обломков. Такие граничные условия, наряду с присутствием среди обломочной составляющей эклогитов, позволят сопоставлять данный микстит с меланжем, образовавшимся в неархейской зоне субдукции по известной модели возвратного течения (Добрецов, Кирдяшкин, 1991; Добрецов и др., 2001).

Главные выводы:

1. Обломки в составе гридинского эклогитсодержащего меланжа, слагающего тектоническую пластину, распределены неравномерно: выделяются линзовидные тела мощностью до 200–300 м СЗ простирания, обогащенные обломками.

2. Распределение размеров обломков гридинского меланжа отвечает логорифмически нормальному.

3. Характер распределения размеров обломков не противоречит гипотезе о формировании гридинского меланжа в процессе дезинтеграции в зоне субдукции.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 06-05-64876).

ЛИТЕРАТУРА

- Володичев О. И.* Эволюция метаморфизма полициклического беломорского комплекса // Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма. Л., 1977. С. 57–79.
- Володичев О. И.* Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л., 1990. 248 с.
- Володичев О. И.* Эндогенное отражение беломорской коллизионной орогении в Карельском кратоне // Тез. докл. Междунар. совещ. «Докембрий Северной Евразии». СПб., 1997. С. 22.
- 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, минералогия. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск, 2005. С. 60–80.
- Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г.* Динамика зон субдукции: модели формирования аккреционного клина и подъема глаукофановых сланцев и эклогитов // Геология и геофизика. 1991. № 3. С. 4–20.
- Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А.* Глубинная геодинамика. 2-е изд., доп. и перераб. Новосибирск, 2001. 409 с.
- Сибелев О. С., Бабарина И. И., Слабунов А. И., Конилов А. Н.* 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.* Ксенолиты как индикаторы движения вещества в магматической камере (на примере архейского батолита северной Карелии, Балтийский щит) // Геохимия. 1995. № 10. С. 1506–1511.
- Слабунов А. И.* Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М., 2005. 46 с.
- Слабунов А. И., Лобач-Жученко С. Б., Бибикова Е. В. и др.* Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 1–29.
- Слабунов А. И., Максимычева Т. А.* Гранулометрия и распределение по площади ксенолитов из таваярвинского комплекса // Геология и рудогенез докембрия Карелии (опер.-информ. материалы за 1990 г.). Петрозаводск, 1991. С. 10–15.
- Словарь-справочник по тектонике литосферных плит / Сост. В. С. Колесниченко. М., 1993. 71 с.*
- Справочник по математическим методам в геологии. М., 1987. 335 с.*
- Степанов В. С., Степанова А. В.* Ранние палеопротерозойские метагаббро района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск, 2006. С. 55–71.
- Тёркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. Ч. 2. М., 1985. 360 с.
- Травин В. В., Степанов В. С., Докукина К. А.* Характеристика и условия образования тектонитов острова Избная Луда (район села Гридино, северо-западное Беломорье) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 40–49.
- Фролов В. Т.* Литология. Кн. 2. М., 1993. 432 с.
- Slabunov A. I., Lobach-Zhuchenko S. B., Bibikova E. V. et al.* The Archean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // European Lithosphere Dynamics. Eds.: Gee D. G. & Stephenson R. A. Geological Society, London, 2006. Memoirs 32. P. 627–644.
- Volodichev O., Slabunov A., Bibikova E., Konilov A.* Archean eclogites from the Belomorian Mobile Belt in the Fennoscandian/Baltic Shield, Russia // The Alice Wain Memorial Western Norway Eclogite Symposium. Abstracts volume. 2003. P. 157–158.

Т. И. Кузенко

ГРАНАТЫ ЭКЛОГИТИЗИРОВАННЫХ МЕТАБАЗИТОВ РАЙОНА с. ГРИДИНО (БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС)

В районе с. Гридино, охватывающем побережье Белого моря и прилегающие острова, в структуре Беломорского подвижного пояса (БПП) развиты эклогиты и их преобразованные разновидности архейского (AR) и палеопротерозойского (PR) возрастов (Володичев и др., 2004, 2005; Володичев, 2007). Архейские эклогиты обнаружены в Гридинской тектонической зоне, где являются обломочной составляющей мигматизированного тектонического меланжа, и сохранились в виде реликтов среди гранат-клинопироксен-плагиоклазовых с амфиболом и кварцем пород. Их протолитами являются базиты Fe-толеитового состава, сопоставимые по петрогеохимическим характеристикам с офиолитоподобным комплексом БПП (Slabunov, Stepanov, 1998), а также интрузивные Mg-габбро-нориты и пироксениты. Палеопротерозойские эклогиты зафиксированы в дайковых телах метагаббро, различных по возрасту и составу (Володичев, 2007). К ранней (I) возрастной генерации относятся дайки высокожелезистого толеитового (Fe-Ti), толеитового (Fe) и субщелочного (Na+K, Fe) составов, вмещающими породами которых является архейский мигматизированный эклогитсодержащий комплекс. Секут их дайки второй (II) возрастной генерации широко известного комплекса лерцолитов – габбро-норитов (Степанов, 1981). Третья (III) возрастная группа включает дайки коронитовых габбро высокожелезистого (Fe-Ti) и толеитового (Fe) составов (Степанов, Степанова, 2005).

Гранат в качестве породообразующего минерала присутствует во всех минеральных ассоциациях от эклогитов, их ретроградно преобразованных разновидностей и до гранат-клинопироксеновых амфиболитов и является одним из минералов-индикаторов, чутко реагирующих на изменение РТ-условий среды. В статье приводится обзор составов гранатов по 139 микронзондовым определениям (табл. 1). Кристаллохимические формулы (расчет на 8 катионов), компонентный состав, железистость ($F = Fe/(Fe + Mg) \times 100$) и кальциевость ($Ca/(Ca + Fe + Mg + Mn)$ или $Ca/\Sigma R^{2+}$) гранатов при-

ведены в табл. 2 (Grs * подразумевает суммарное содержание гроссуляра и андрадита). По химическому и компонентному составам все исследованные гранаты разнообразны, что в основном обусловлено различиями в составе исходных пород и степени метаморфических преобразований (рис. 1), но все они имеют низкие содержания марганца и практически не содержат хрома. На тройной диаграмме, отражающей соотношения главных минералов (рис. 1, а), отчетливо видно, что гранаты из эклогитов, образовавшихся по базитам разного возраста и состава, образуют свои, в основном, автономные области, почти не перекрывающие друг друга. Исключением являются гранаты из PR эклогитизированных Fe-метагаббро I возрастной группы, составы которых полностью совмещаются с областью составов гранатов AR эклогитов по железистым метабазитам. При этом гранаты из эклогитов, образовавшихся по AR и PR Mg-габброидам, имеют более магнезиевый состав, а гранаты из PR эклогитов по субщелочным габброидам содержат меньшее количество Са-компонента относительно гранатов из одновозрастных эклогитизированных габброидов Fe-толеитового состава. В результате на треугольной диаграмме составов гранатов из эклогитов А-, В- и С-типов (Coleman et al., 1965) (рис. 1, б) гранаты из эклогитов, образовавшихся по Mg-габброидам AR и PR возрастов, попадают в поле минералов эклогитов В-типа (гранаты эклогитов мигматитовых гнейсовых областей с Prp = 30–55%), а все остальные исследованные гранаты – в поле С-типа (гранаты эклогитов, ассоциирующих с глаукофановыми сланцами, с Prp < 30%).

* Символы минералов: Alm – альмандин, Am – амфибол, An – анортит, Bt – биотит, Crx – клинопироксен, Di – диопсид, Ed – эденит, Ed-Hbl – эденитовая роговая обманка, En – энстатит, Fs – ферросилит, Grt – гранат, Grs – гроссуляр, Mg-Hbl – магнезиальная роговая обманка, Jd – жадеит, Ol – оливин, Omp – омфациит, Орх – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Prg – паргасит, Prg-Hbl – паргаситовая роговая обманка, Prp – пироп, Qtz – кварц, Sps – спессартин, Uv – уваровит. Числа внизу у Omp и Di обозначают содержание Jd, у Pl – содержание An, у En и Fs – железистость, у Grt числа сверху обозначают содержание Prp, а внизу – содержание Grs.

Таблица 1

Микрозондовые анализы гранатов эклогитизированных метабазитов района с. Гридино

№ обр.	B-3			B-3-1								B-3-2			145
	№ т.	5 кр	6 ц	8	2 кр	1 пр	7 ц	8 ц	9 пр	11 кр	19	25	3 кр	2 ц	
№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	38,51	38,04	37,70	38,63	38,36	39,25	38,73	38,72	39,83	38,28	38,72	38,66	38,83	38,76	38,28
TiO ₂	0,06	0,12	0,25	–	0,34	–	0,17	0,05	–	–	–	0,04	0,11	–	–
Al ₂ O ₃	21,55	21,37	21,46	20,98	20,94	21,44	21,21	20,96	20,10	20,99	20,99	21,30	21,34	21,00	21,51
Cr ₂ O ₃	0,02	0,23	–	0,35	–	0,11	0,06	0,13	0,01	0,36	0,15	0,11	0,08	–	0,04
FeO*	22,58	22,62	22,98	23,73	23,03	21,59	22,35	22,57	21,21	23,67	22,39	25,16	24,18	25,28	23,37
MnO	0,97	0,96	0,84	0,62	0,55	0,49	0,52	0,43	0,61	0,63	0,75	0,88	0,71	0,95	0,46
MgO	5,95	5,50	5,74	5,21	6,28	6,26	6,16	6,13	6,03	4,07	5,96	5,94	6,24	5,78	5,96
CaO	10,31	11,05	10,81	10,47	10,45	10,84	10,77	10,93	12,17	12,00	11,04	8,91	9,27	9,16	10,60
Na ₂ O	0,06	0,05	0,22	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,04
K ₂ O	–	0,05	–	–	0,06	0,01	0,03	0,08	0,02	–	–	–	0,04	0,03	–
Сумма	100,01	99,99	100,00	99,99	100,01	99,99	100,00	100,00	99,98	100,00	100,00	101,00	100,80	100,96	100,26

№ обр.	145				B-7-8									
	№ т.	1 ц	10 кр	12	14	14 кр	15 ц	16 кр	18 пр	19 ц	20 ц	21 пр	22 кр	23 ц
№ пп	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	37,94	38,11	38,94	38,80	39,39	39,23	38,55	39,14	38,93	39,05	38,85	39,05	38,18	38,88
TiO ₂	0,09	–	0,02	0,16	0,05	0,01	0,22	0,21	0,11	0,08	0,01	0,03	–	0,04
Al ₂ O ₃	20,96	21,26	20,96	21,51	21,84	21,31	21,45	21,41	21,32	21,56	21,35	21,61	21,07	21,35
Cr ₂ O ₃	0,02	0,09	0,29	0,06	–	–	0,07	–	–	0,02	0,01	0,23	0,05	0,09
FeO*	24,37	23,68	22,81	24,08	23,31	23,02	24,64	23,27	23,56	23,50	22,82	23,37	24,36	24,88
MnO	0,83	0,76	0,72	0,89	0,65	0,56	0,83	0,71	0,68	0,46	0,37	0,70	0,85	0,76
MgO	6,47	5,59	5,79	6,29	7,05	7,38	6,61	7,14	7,08	7,32	7,37	7,13	6,16	6,49
CaO	9,10	9,42	10,35	9,32	8,42	8,90	8,42	8,50	8,33	8,48	8,38	8,12	8,81	8,14
Na ₂ O	–	0,09	0,17	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
K ₂ O	–	0,01	–	–	–	–	0,01	0,05	0,08	0,05	0,03	–	0,06	0,03
Сумма	99,78	99,01	100,05	101,11	100,71	100,41	100,80	100,43	100,09	100,52	99,19	100,24	99,54	100,66

№ обр.	B-6-2					B-7-2			B-10-7-1				
	№ т.	5 кр	4 пр	1 ц	12 кр	13 кр	16 кр	2 кр	1 ц	2 кр	3 пр	4 пр	1 ц
№ пп	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
SiO ₂	38,45	38,80	39,06	38,56	38,62	38,50	39,86	39,77	37,75	38,62	38,52	38,67	38,19
TiO ₂	0,18	0,02	–	0,07	–	0,32	0,07	0,07	0,07	0,16	0,09	0,09	0,02
Al ₂ O ₃	21,33	21,34	21,14	21,27	21,19	21,41	21,79	21,48	21,40	21,92	21,84	21,65	21,88
Cr ₂ O ₃	0,03	0,18	0,03	0,08	0,04	0,06	0,08	0,10	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
FeO*	24,13	23,11	22,57	23,98	24,25	23,19	22,66	22,48	25,51	22,99	23,73	21,64	24,04
MnO	0,74	0,72	1,28	1,08	1,11	0,79	0,79	0,79	1,97	1,01	1,32	1,17	1,76
MgO	7,13	7,69	7,68	6,71	6,64	7,56	8,27	8,01	5,53	6,39	6,32	7,21	6,18
CaO	8,01	8,11	8,18	8,25	8,15	8,14	8,48	8,46	7,70	8,87	8,18	9,36	7,90
Na ₂ O	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,16	–
K ₂ O	–	0,03	0,06	–	–	0,03	0,03	–	0,07	–	0,01	0,02	0,04
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	102,03	101,16	100,00	99,96	100,01	99,97	100,01

№ обр.	B-10-7-1			22		20	35		53					
	№ т.	16 пр	17 пр	14 ц	1 кр	3 ц	7	1 кр	2 ц	10 кр	11 ц	13 ц	15 кр	16 кр
№ пп	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56
SiO ₂	38,89	38,36	38,83	39,07	38,76	38,79	37,48	38,01	37,71	38,06	37,88	38,18	37,74	37,86
TiO ₂	0,11	–	0,07	0,14	0,13	0,08	0,26	0,04	–	0,14	–	0,08	0,02	0,07
Al ₂ O ₃	21,75	22,09	21,95	22,88	23,21	21,24	20,80	21,25	21,10	21,21	21,23	21,32	20,94	21,28
Cr ₂ O ₃	He опр.	He опр.	He опр.	0,07	0,07	0,03	0,02	–	0,16	–	0,03	–	0,14	–
FeO*	21,95	22,88	21,65	20,38	20,53	24,95	26,86	25,26	26,28	24,87	25,20	25,43	26,20	26,01
MnO	0,82	1,13	0,96	0,31	0,39	1,29	0,67	0,45	0,83	0,58	0,56	0,36	0,76	0,61
MgO	7,37	7,37	7,12	8,49	8,41	9,30	5,66	5,94	5,90	6,36	6,17	5,83	5,62	5,71
CaO	8,96	8,04	9,17	8,55	8,35	4,17	8,17	9,00	8,03	8,78	8,93	8,80	8,51	8,42
Na ₂ O	0,05	0,07	0,24	0,08	0,09	0,11	–	–	–	–	–	–	–	–
K ₂ O	0,05	–	0,02	–	0,06	0,01	–	–	–	–	–	–	0,07	0,04
Сумма	99,95	99,94	100,01	99,97	100,00	99,97	99,92	99,95	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Продолжение табл. 1

№ обр.	53		145-5			40		B-116			B-134		B-135	
№ т.	25 пр	26 ц	2 кр	3 ц	4 кр	5 кр	6 ц	1	2	12	2 кр	1 ц	2 пр	12 ц
№ пп	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70
SiO ₂	38,04	37,97	37,89	37,84	38,62	37,71	38,13	38,21	37,83	38,12	37,70	38,46	37,57	37,78
TiO ₂	0,11	0,17	0,08	–	0,01	0,08	0,21	0,08	–	–	–	0,07	0,04	–
Al ₂ O ₃	21,22	21,38	21,10	20,83	21,11	21,27	20,75	21,20	21,18	21,47	21,23	21,39	20,98	21,05
Cr ₂ O ₃	–	–	0,14	0,07	0,11	0,13	0,14	–	0,10	–	0,04	–	0,11	0,03
FeO*	25,42	24,93	26,23	26,17	25,57	26,28	24,67	27,40	27,45	27,65	29,38	29,58	31,30	30,93
MnO	0,51	0,56	0,52	0,45	0,59	0,62	0,47	0,81	0,92	0,86	1,44	0,89	0,91	0,92
MgO	6,05	6,00	5,61	5,82	5,55	4,50	5,36	5,35	5,08	5,27	5,00	5,39	4,49	4,91
CaO	8,66	8,91	8,41	8,74	8,30	9,34	10,20	6,94	7,44	6,63	5,08	4,91	4,60	4,38
Na ₂ O	–	–	–	0,03	0,12	–	–	–	–	–	–	–	–	–
K ₂ O	–	0,09	–	–	0,01	0,06	–	–	–	–	0,01	–	–	–
Сумма	100,01	100,01	99,98	99,95	99,99	99,99	99,93	99,99	100,00	100,00	99,88	100,69	100,00	100,00

№ обр.	B-135									11		B-30			
№ т.	3 пр	4 пр	7 кр	31 кр	32 пр	33 пр	34 пр	35 пр	38 ц	3 кр	2 ц	8	26 кр	25 ц	
№ пп	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	
SiO ₂	38,34	37,72	37,18	37,22	37,86	37,77	37,29	37,27	37,00	37,93	37,61	40,37	40,39	39,67	
TiO ₂	0,04	0,23	0,23	0,07	0,08	0,04	–	–	–	0,01	0,05	–	–	0,03	
Al ₂ O ₃	20,98	21,06	20,82	21,74	20,82	21,25	21,28	21,36	21,04	20,57	20,63	22,56	22,53	22,55	
Cr ₂ O ₃	0,10	–	0,04	0,07	0,11	0,14	–	0,05	0,17	–	0,11	0,07	0,05	0,01	
FeO*	30,68	31,49	30,89	31,67	31,66	30,95	31,07	31,14	31,61	27,46	27,26	18,31	18,49	17,01	
MnO	0,70	0,85	1,11	1,33	0,89	0,80	1,01	1,27	0,97	0,97	0,51	0,49	0,42	0,51	
MgO	5,35	4,78	4,02	4,39	4,68	4,51	4,25	4,19	4,21	3,02	3,13	13,50	12,55	11,22	
CaO	3,81	3,82	5,69	3,51	3,91	4,50	5,09	4,72	4,99	9,91	10,70	4,53	5,59	8,81	
Na ₂ O	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,10	0,01	0,09	–	0,17	
K ₂ O	–	0,06	0,02	–	–	0,06	0,01	–	–	–	–	0,09	–	0,02	
Сумма	100,00	100,01	100,00	100,00	100,01	100,02	100,00	100,00	99,99	99,97	100,01	100,01	100,02	100,00	

№ обр.	B-30							16-50				16-51	B-31	
№ т.	29	18B	19B	20B	27A	19A	19B	5	12 кр	13 ц	18	10 ц	7	9
№ пп	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98
SiO ₂	40,24	40,11	40,01	40,08	40,45	40,40	40,89	40,00	40,54	40,24	40,22	40,25	39,90	39,55
TiO ₂	–	0,05	–	0,01	–	0,07	–	0,02	–	–	–	0,02	–	–
Al ₂ O ₃	22,64	22,44	22,74	22,74	22,69	22,65	22,63	22,80	23,01	22,86	22,66	22,86	21,92	22,51
Cr ₂ O ₃	–	–	0,17	–	–	0,13	–	–	–	0,01	0,12	–	0,23	0,10
FeO*	18,12	18,62	18,15	18,19	17,07	16,19	16,28	18,92	16,29	15,63	17,51	17,20	20,02	19,33
MnO	0,56	0,65	0,53	0,70	0,49	0,55	0,37	0,44	0,45	0,24	0,45	0,53	0,50	0,55
MgO	13,08	13,65	12,97	13,67	13,74	13,18	13,84	12,04	14,23	12,54	13,68	13,31	12,25	12,14
CaO	5,01	4,20	5,39	4,53	5,53	6,57	5,69	5,68	5,48	8,36	5,28	5,81	5,11	5,61
Na ₂ O	0,35	0,29	–	0,06	–	0,21	0,29	0,10	–	0,13	0,04	–	0,05	0,20
K ₂ O	0,02	–	0,05	0,02	0,04	0,06	0,01	–	–	–	0,05	–	0,04	0,02
Сумма	100,02	100,01	100,01	100,00	100,01	100,01	100,00	100,00	100,00	100,01	100,01	99,98	100,02	100,01

№ обр.	B-31			B-32	B-33				B-49		16-56		171	
№ т.	12 кр	13 ц	14 кр	10	3	11 кр	12 ц	13 кр	2 кр	1 ц	1 кр	2 ц	8 кр	7 ц
№ пп	99	100	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	112
SiO ₂	39,86	40,27	39,53	40,25	40,02	39,62	39,62	39,56	39,52	39,78	38,63	38,84	39,10	38,81
TiO ₂	0,01	–	0,01	0,10	0,03	–	0,02	0,08	–	–	0,11	0,08	–	0,21
Al ₂ O ₃	22,35	22,49	22,12	22,13	22,12	22,06	21,98	21,92	22,31	22,47	22,06	21,89	21,89	21,74
Cr ₂ O ₃	0,09	0,02	–	–	0,02	0,08	0,18	0,10	0,25	0,01	–	0,07	0,03	0,08
FeO*	19,15	19,14	20,14	18,21	20,75	21,47	21,00	21,32	21,08	20,34	23,59	22,82	23,62	23,95
MnO	0,33	0,35	0,53	0,55	0,55	0,56	0,57	0,44	0,64	0,44	0,69	0,57	0,83	0,65
MgO	13,13	13,02	12,22	12,51	11,84	11,59	12,06	11,27	10,74	12,07	9,51	9,91	8,65	8,89
CaO	4,77	4,70	5,28	5,53	4,51	4,59	4,54	5,25	5,46	4,88	5,34	5,72	5,84	5,61
Na ₂ O	0,30	–	0,14	0,64	0,15	–	–	–	–	–	0,08	0,03	–	0,06
K ₂ O	–	–	0,02	0,03	–	–	0,02	0,02	0,01	0,02	–	0,05	–	–
Сумма	99,99	99,99	99,99	99,95	99,99	99,97	99,99	99,96	100,01	100,01	100,01	99,98	99,96	100,00

Окончание табл. 1

№ обр.	39А		39В			39V		1-3			1-2			2910-4
	1	10	11	14	15	3	8	2 кр	1 ц	7	1	3 кр	2 ц	1
№ пп	113	114	115	116	117	118	119	120	121	122	123	124	125	126
SiO ₂	39,45	39,76	39,62	39,39	39,48	39,55	39,32	38,83	38,89	38,7	39,15	39,26	39,64	39,40
TiO ₂	–	0,11	0,09	0,07	–	–	–	0,06	0,05	–	–	–	0,04	–
Al ₂ O ₃	22,48	22,67	22,58	22,63	22,48	22,73	22,19	21,96	22,06	21,71	21,96	21,85	22,36	21,99
Cr ₂ O ₃	0,03	0,03	–	–	–	0,06	–	0,01	–	0,01	0,03	0,10	–	0,05
FeO*	21,38	19,63	19,22	21,04	19,95	18,95	21,42	22,61	21,01	23,15	22,02	22,11	20,54	19,96
MnO	0,57	0,60	0,47	0,63	0,50	0,45	0,53	0,69	0,44	0,67	0,52	0,59	0,40	0,43
MgO	11,56	12,29	13,11	11,19	12,60	12,10	11,04	10,27	10,41	9,94	10,31	10,55	10,82	10,85
CaO	4,53	4,79	4,71	5,02	4,99	5,98	5,47	5,38	7,08	5,36	5,81	5,40	6,19	7,11
Na ₂ O	–	0,12	0,19	0,04	–	0,19	–	0,13	0,05	0,27	0,17	0,09	–	–
K ₂ O	–	0,01	–	–	–	0,01	0,04	–	–	0,08	–	0,05	–	–
Сумма	100,00	100,01	99,99	100,01	100,00	100,02	100,01	99,94	99,99	99,89	99,97	100,00	99,99	99,79

№ обр.	2910-4				199-1		199			198-10			
	3 кр	2 ц	27	31	4 кр	5 ц	3	7 кр	6 пр	5 ц	5 кр	6 ц	7 кр
№ пп	127	128	129	130	131	132	133	134	135	136	137	138	139
SiO ₂	39,86	39,80	40,00	39,01	38,59	39,18	38,10	37,93	38,43	38,38	38,08	38,02	38,23
TiO ₂	–	0,04	–	0,03	0,01	0,02	0,13	0,10	0,03	0,03	–	–	0,15
Al ₂ O ₃	22,23	21,89	21,99	21,91	21,12	21,70	21,77	21,67	20,94	21,40	21,23	20,93	20,98
Cr ₂ O ₃	0,06	0,01	0,09	–	0,30	0,13	0,02	0,04	–	0,08	0,01	–	0,08
FeO*	20,79	19,99	20,53	19,58	24,14	22,90	25,44	25,44	25,72	25,64	26,59	26,82	24,82
MnO	0,48	0,62	0,32	0,37	0,82	0,61	0,61	0,56	0,58	0,78	0,68	0,39	0,40
MgO	10,70	10,64	10,76	10,34	9,56	9,43	7,34	7,49	7,97	7,73	5,78	5,68	5,40
CaO	7,21	7,46	6,60	7,89	5,38	5,85	6,56	6,73	6,29	5,88	7,57	8,06	9,93
Na ₂ O	–	–	–	–	0,05	0,16	–	0,05	–	0,05	–	0,07	–
K ₂ O	0,03	0,11	–	–	0,01	–	–	–	–	0,03	0,02	–	–
Сумма	101,36	100,56	100,29	99,13	99,98	99,98	99,97	100,01	99,96	100,00	99,96	99,97	99,99

Примечание. Микронзондовые анализы выполнялись на сканирующих электронных микроскопах CamScan 4DV с полупроводниковым детектором Link AN 10000 (кафедра петрографии геологического факультета МГУ, аналитик О. В. Парфенова), CamScan MV 2300 и рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax с полупроводниковым детектором Link AN 10000 (ИЭМ РАН, аналитики А. Н. Конилов, К. В. Ван). FeO* – все железо в форме FeO; ц – центр, пр – промежуточная зона, кр – край; № т. – номер точки; № пп – порядковый номер.

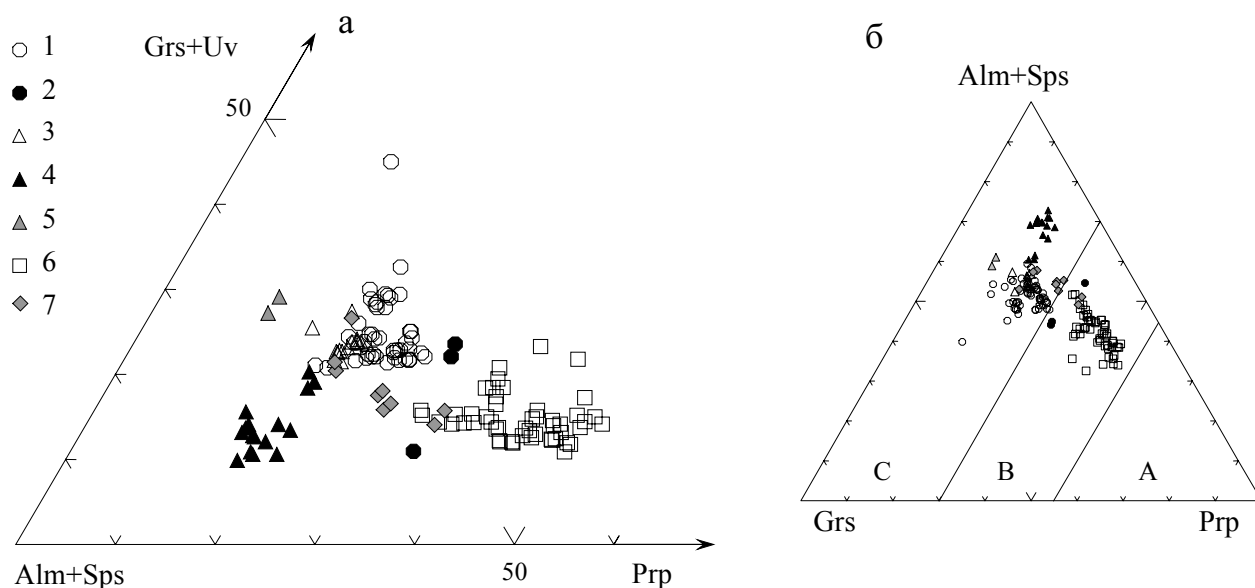


Рис. 1. Составы гранатов эклогитизированных метабазитов района с. Гридино на тройных диаграммах:

а – из AR метабазитов (1 – Fe-толеитового состава и 2 – Mg-габбро) и PR эклогитизированных даек (3 – Fe-толеитового, 4 – субщелочного (Na+K, Fe) составов и 5 – диоритов I возрастной группы; 6 – комплекса лерцолитов – габбро-норитов (Mg, Cr) II возрастной группы; 7 – Fe-габброидов III возрастной группы; б – на диаграмме составов гранатов из эклогитов А, В и С-типов (Coleman et al., 1965)

Окончание табл. 2

№ пп	№ обр.	№ т.	Fe ²⁺	Mg	Ca	Mn	ΣR ²⁺	Al	Cr ³⁺	ΣR ³⁺	Si	Ti	ΣSi	O	Ptp	Alm	Sps	Grs	Uv	F	Ca/ΣR ²⁺
Гранаты из PR-даек метагаббро-Fe-толеитового состава (I возрастная группа)																					
49	35	1кр	1,75	0,66	0,68	0,04	3,13	1,91	—	1,91	2,94	0,02	2,96	12	21,1	55,9	1,3	21,7	—	72,6	0,22
50		2ц	1,64	0,69	0,75	0,03	3,11	1,94	—	1,94	2,95	—	2,95	12	22,2	52,7	1,0	24,1	—	70,4	0,24
51	53	10кр	1,71	0,68	0,67	0,05	3,11	1,93	0,01	1,94	2,95	—	2,95	12	21,9	55,0	1,6	21,4	0,1	71,6	0,22
52		11ц	1,61	0,73	0,73	0,04	3,11	1,94	—	1,94	2,94	0,01	2,95	12	23,5	51,7	1,3	23,5	—	68,8	0,23
53		13ц	1,63	0,71	0,74	0,04	3,12	1,94	—	1,94	2,94	—	2,94	12	22,8	52,2	1,3	23,7	—	69,7	0,24
54		15кр	1,65	0,67	0,73	0,02	3,07	1,95	—	1,95	2,98	—	2,98	12	21,8	53,7	0,7	23,8	—	71,1	0,24
55		16кр	1,71	0,65	0,71	0,05	3,12	1,92	0,01	1,93	2,95	—	2,95	12	20,8	54,9	1,6	22,6	0,1	72,5	0,23
56		24кр	1,69	0,66	0,70	0,04	3,10	1,95	—	1,95	2,96	—	2,96	12	21,4	54,6	1,3	22,7	—	71,9	0,23
57		25спр	1,65	0,70	0,72	0,03	3,10	1,94	—	1,94	2,95	0,01	2,96	12	22,6	53,2	1,0	23,2	—	70,2	0,23
58		26ц	1,62	0,69	0,74	0,04	3,09	1,95	—	1,95	2,95	0,01	2,96	12	22,3	52,5	1,3	23,9	—	70,1	0,24
59	145-5	2кр	1,71	0,65	0,70	0,03	3,09	1,94	0,01	1,95	2,96	—	2,96	12	21,0	55,4	1,0	22,5	0,1	72,5	0,23
60		3ц	1,70	0,68	0,73	0,03	3,14	1,91	0,01	1,92	2,94	—	2,94	12	21,7	54,1	1,0	23,1	0,1	71,4	0,23
61		4кр	1,66	0,64	0,69	0,04	3,03	1,94	0,01	1,95	3,02	—	3,02	12	21,1	54,8	1,3	22,7	0,1	72,2	0,23
62	40	5кр	1,72	0,52	0,78	0,04	3,06	1,96	0,01	1,97	2,96	0,01	2,97	12	17,0	56,2	1,3	25,4	0,1	76,8	0,25
63		6ц	1,60	0,62	0,85	0,03	3,10	1,90	0,01	1,91	2,98	0,01	2,99	12	20,0	51,6	1,0	27,3	0,1	72,1	0,27
Гранаты из PR-даек метагаббро-сублитоного (Na+K, Fe) (I возрастная группа)																					
64	B-116	1	1,79	0,62	0,58	0,05	3,04	1,95	—	1,95	3,01	—	3,01	12	20,4	58,9	1,6	19,1	—	74,3	0,19
65		2	1,79	0,59	0,62	0,06	3,06	1,95	0,01	1,96	2,98	—	2,98	12	19,3	58,4	2,0	20,2	0,1	75,2	0,20
66		12	1,81	0,61	0,56	0,06	3,04	1,98	—	1,98	2,98	—	2,98	12	20,1	59,5	2,0	18,4	—	74,8	0,18
67	B-134	2кр	1,93	0,59	0,43	0,10	3,05	1,97	—	1,97	2,98	—	2,98	12	19,3	63,3	3,3	14,1	—	76,6	0,14
68		1ц	1,93	0,63	0,41	0,06	3,03	1,97	—	1,97	3,00	—	3,00	12	20,8	63,7	2,0	13,5	—	75,4	0,14
69	B-135	2пр	2,07	0,53	0,39	0,06	3,05	1,96	0,01	1,97	2,98	—	2,98	12	17,4	67,8	2,0	12,7	0,1	79,6	0,13
70		12ц	2,04	0,58	0,37	0,06	3,05	1,96	—	1,96	2,99	—	2,99	12	19,0	66,9	2,0	12,1	—	77,9	0,12
71		3пр	2,02	0,63	0,32	0,05	3,02	1,95	0,01	1,96	3,02	—	3,02	12	20,9	66,8	1,7	10,5	0,1	76,2	0,11
72		4пр	2,08	0,56	0,32	0,06	3,02	1,97	—	1,97	3,00	0,01	3,01	12	18,5	68,9	2,0	10,6	—	78,8	0,11
73		7кр	2,05	0,47	0,48	0,07	3,07	1,95	—	1,95	2,97	0,01	2,98	12	15,3	66,8	2,3	15,6	—	81,4	0,16
74		31кр	2,10	0,52	0,30	0,09	3,01	2,03	0,01	2,04	2,95	—	2,95	12	17,3	69,8	3,0	9,9	—	80,2	0,10
75		32спр	2,10	0,55	0,33	0,06	3,04	1,94	0,01	1,95	3,01	—	3,01	12	18,1	69,0	2,0	10,8	0,1	79,3	0,11
76		33спр	2,05	0,53	0,38	0,05	3,01	1,98	0,01	1,99	3,00	—	3,00	12	17,6	68,0	1,7	12,6	0,1	79,5	0,13
77		34спр	2,06	0,50	0,43	0,07	3,06	1,99	—	1,99	2,95	—	2,95	12	16,3	67,3	2,3	14,1	—	80,5	0,14
78		35спр	2,06	0,49	0,40	0,09	3,04	2,00	—	2,00	2,96	—	2,96	12	16,1	67,7	3,0	13,2	—	80,8	0,13
79		38ц	2,09	0,50	0,42	0,07	3,08	1,97	0,01	1,98	2,94	—	2,94	12	16,2	67,8	2,3	13,6	0,1	80,7	0,14
Гранаты из PR-дайки эклогитизированных диоритов (I возрастная группа)																					
80	11	3кр	1,82	0,36	0,84	0,07	3,09	1,92	—	1,92	2,99	—	2,99	12,0	11,7	58,8	2,3	27,2	—	83,5	0,27
81		2ц	1,80	0,37	0,90	0,03	3,10	1,92	0,01	1,93	2,97	—	2,97	12,0	11,9	58,0	1,0	28,9	0,2	83,0	0,29
Гранаты из PR-эклогитизированных даек комплекса лердунгов — габбро-норитов (II возрастная группа)																					
82	B-30	8	1,14	1,49	0,36	0,03	3,02	1,97	0,01	1,98	3,00	—	3,00	12	49,3	37,7	1,0	11,9	0,1	43,4	0,12
83		26кр	1,15	1,39	0,45	0,03	3,02	1,98	—	1,98	3,00	—	3,00	12	46,9	38,1	1,0	14,0	—	45,3	0,15
84		25ц	1,06	1,25	0,71	0,03	3,05	1,98	—	1,98	2,97	—	2,97	12	41,0	34,7	1,0	23,3	—	45,9	0,23
85		29	1,13	1,45	0,40	0,04	3,02	1,99	—	1,99	2,99	—	2,99	12	48,1	37,4	1,3	13,2	—	43,8	0,13
86		18B	1,16	1,51	0,33	0,04	3,04	1,97	—	1,97	2,99	—	2,99	12	49,6	38,2	1,3	10,9	—	43,5	0,11
87		19B	1,13	1,44	0,43	0,03	3,03	1,99	0,01	2,00	2,97	—	2,97	12	47,5	37,3	1,0	14,1	0,1	44,0	0,14
88		20B	1,13	1,51	0,36	0,04	3,04	1,99	—	1,99	2,97	—	2,97	12	49,7	37,2	1,3	11,8	—	42,8	0,12
89		27A	1,05	1,51	0,44	0,03	3,03	1,98	—	1,98	2,99	—	2,99	12	49,8	34,7	1,0	14,5	—	41,0	0,15
90		19A	1,00	1,45	0,52	0,03	3,00	1,99	0,01	1,99	3,01	—	3,01	12	48,4	33,3	1,0	17,2	0,1	40,8	0,17
91		19B	1,01	1,52	0,45	0,02	3,00	1,97	—	1,97	3,03	—	3,03	12	50,6	33,7	0,7	15,0	—	39,9	0,15

92	16-50	5	1,18	1,34	0,45	0,03	3,00	2,01	-	2,99	12	44,7	39,3	1,0	15,0	-	46,8	0,15
93		12кр	1,00	1,56	0,43	0,03	3,02	1,99	-	2,99	12	51,7	33,1	1,0	14,2	-	39,1	0,14
94		13и	0,97	1,38	0,66	0,02	3,03	1,99	-	2,98	12	45,5	32,0	0,7	21,8	-	41,3	0,22
95		18	1,08	1,51	0,42	0,03	3,04	1,98	0,01	2,97	12	49,7	35,5	1,0	13,7	0,1	41,7	0,14
96	16-51	10и	1,06	1,47	0,46	0,03	3,02	1,99	-	2,99	12	48,7	35,1	1,0	15,2	-	41,9	0,15
97	B-31	7	1,25	1,37	0,41	0,03	3,06	1,93	0,02	2,99	12	44,8	40,8	1,0	13,3	0,1	47,7	0,13
98		9	1,21	1,35	0,45	0,03	3,04	1,98	0,01	2,97	12	44,4	39,8	1,0	14,7	0,1	47,3	0,15
99		12кр	1,19	1,46	0,38	0,02	3,05	1,96	0,01	2,98	12	47,9	39,0	0,7	12,4	0,1	44,9	0,12
100		13и	1,19	1,44	0,37	0,02	3,02	1,97	-	3,01	12	47,6	39,4	0,7	12,3	-	45,3	0,12
101		14кр	1,26	1,36	0,42	0,03	3,07	1,95	-	2,98	12	44,3	41,0	1,0	13,7	-	48,1	0,14
102	B-32	10	1,14	1,40	0,44	0,03	3,01	1,96	-	3,02	12	46,5	37,9	1,0	14,6	-	44,9	0,15
103	B-33	3	1,30	1,33	0,36	0,04	3,03	1,96	-	3,01	12	43,9	42,9	1,3	11,9	-	49,4	0,12
104		11кр	1,35	1,30	0,37	0,04	3,06	1,96	0,01	2,97	12	42,5	44,1	1,3	12,0	0,1	50,9	0,12
105		12и	1,32	1,35	0,37	0,04	3,08	1,94	0,01	2,97	12	43,7	42,9	1,3	12,0	0,1	49,4	0,12
106		13кр	1,34	1,27	0,42	0,03	3,06	1,95	0,01	2,98	12	41,5	43,7	1,0	13,7	0,1	51,3	0,14
107	B-49	2кр	1,33	1,21	0,44	0,04	3,02	1,98	0,02	2,98	12	40,1	44,1	1,3	14,4	0,1	52,4	0,15
108		1и	1,27	1,35	0,39	0,03	3,04	1,98	-	2,98	12	44,4	41,8	1,0	12,8	-	48,5	0,13
109	16-56	1кр	1,50	1,08	0,44	0,04	3,06	1,98	-	2,96	12	35,3	49,0	1,3	14,4	-	58,1	0,14
110		2и	1,45	1,12	0,47	0,04	3,08	1,96	0,01	2,95	12	36,4	47,0	1,3	15,2	0,1	56,4	0,15
111	171	8кр	1,51	0,99	0,48	0,05	3,03	1,97	-	3,00	12	32,7	49,8	1,7	15,8	-	60,4	0,15
112		7и	1,53	1,01	0,46	0,04	3,04	1,96	0,01	2,99	12	33,2	50,3	1,3	15,1	0,1	60,2	0,16
113	39A	1	1,34	1,29	0,37	0,04	3,04	1,99	-	2,97	12	42,4	44,1	1,3	12,2	-	51,0	0,12
114		10	1,23	1,37	0,38	0,04	3,02	2,00	-	2,98	12	45,4	40,7	1,3	12,6	-	47,3	0,13
115	39B	11	1,20	1,46	0,38	0,03	3,07	1,98	-	2,94	12	47,5	39,1	1,0	12,4	-	45,1	0,12
116		14	1,32	1,25	0,41	0,04	3,02	2,01	-	2,97	12	41,4	43,7	1,3	13,6	-	51,4	0,14
117		15	1,24	1,40	0,40	0,03	3,07	1,98	-	2,95	12	45,6	40,4	1,0	13,0	-	47,0	0,13
118	39V	3	1,18	1,35	0,48	0,03	3,04	2,00	-	2,96	12	44,4	38,8	1,0	15,8	-	46,6	0,16
119		8	1,35	1,24	0,44	0,03	3,06	1,97	-	2,97	12	40,5	44,1	1,0	14,4	-	52,1	0,14
120	1-3	2кр	1,43	1,16	0,44	0,04	3,07	1,97	-	2,96	12	37,8	46,6	1,3	14,3	-	55,2	0,14
121		1и	1,32	1,17	0,57	0,03	3,09	1,96	-	2,95	12	37,9	42,7	1,0	18,4	-	53,0	0,18
122		7	1,48	1,13	0,44	0,04	3,09	1,95	-	2,96	12	36,6	47,9	1,3	14,2	-	56,7	0,14
123	1-2	1	1,39	1,16	0,47	0,03	3,05	1,96	-	2,99	12	38,0	45,6	1,0	15,4	-	54,5	0,15
124		3кр	1,40	1,19	0,44	0,04	3,07	1,95	0,01	2,97	12	38,8	45,6	1,3	14,3	0,1	54,1	0,14
125		2и	1,29	1,21	0,50	0,03	3,03	1,98	-	2,99	12	39,9	42,6	1,0	16,5	-	51,6	0,17
126	2910-4	1	1,26	1,22	0,57	0,03	3,08	1,95	-	2,97	12	39,6	40,9	1,0	18,5	-	50,8	0,19
127		3кр	1,29	1,19	0,57	0,03	3,08	1,95	-	2,97	12	38,6	41,9	1,0	18,5	-	52,0	0,19
128		2и	1,25	1,19	0,60	0,04	3,08	1,93	-	2,99	12	38,6	40,6	1,3	19,5	-	51,2	0,19
129		27	1,29	1,20	0,53	0,02	3,04	1,95	0,01	3,00	12	39,5	42,4	0,7	17,3	0,1	51,8	0,17
130		31	1,24	1,17	0,64	0,02	3,07	1,96	-	2,97	12	38,1	40,4	0,7	20,8	-	51,5	0,21

Гранаты из РР-диск габбро Fe-голеитового состава (III возрастная группа)

131	199-1	4кр	1,54	1,09	0,44	0,05	3,12	1,90	0,02	2,96	12,0	34,9	49,4	1,6	14,0	0,1	58,6	0,14
132		5и	1,46	1,07	0,48	0,04	3,05	1,95	0,01	2,99	12,0	35,1	47,8	1,3	15,7	0,1	57,7	0,16
133	199	3	1,64	0,84	0,54	0,04	3,06	1,98	-	2,96	12,0	27,5	53,6	1,3	17,6	-	66,1	0,18
134		7кр	1,64	0,86	0,56	0,04	3,10	1,97	-	2,92	12,0	27,7	52,9	1,3	18,1	-	65,6	0,18
135		6и	1,66	0,92	0,52	0,04	3,14	1,90	-	2,96	12,0	29,3	52,8	1,3	16,6	-	64,3	0,17
136		5и	1,65	0,89	0,49	0,05	3,08	1,95	0,01	2,96	12,0	28,9	53,6	1,6	15,8	0,1	65,0	0,16
137	198-10	5кр	1,73	0,67	0,63	0,04	3,07	1,95	-	2,98	12,0	21,8	56,4	1,3	20,5	-	72,1	0,21
138		6и	1,75	0,66	0,67	0,03	3,11	1,92	-	2,97	12,0	21,2	56,3	1,0	21,5	-	72,6	0,22
139		7кр	1,61	0,63	0,83	0,03	3,10	1,92	0,01	2,96	12,0	20,3	52,0	1,0	26,6	0,1	71,9	0,27

Гранаты AR эклогитов и их ретроградно преобразованных разновидностей исследованы в мета-базитах железистого состава и Mg-габбро-норитах. Порфиробластические или пойкилобластические трещиноватые крупные зерна граната имеют изометричную или неправильную форму с многочисленными включениями, в основном, кварца, Сrx разного состава, реже амфибола, плагиоклаза, располагающимися чаще всего в центральных частях зерен. По составу могут быть либо однородными, либо зональными с простой и сложной зональностью.

Гранаты из эклогитовых пород по Fe-толеитовым мета-базитам (табл. 1, 2, ан. 1-45) имеют пироп-гроссуляр-альмандиновый и гроссуляр-пироп-альмандиновый составы с содержаниями Prp 15,4–30%, Alm 43,8–54,1%, Sps 0,7–4,2%, Grs 20,8–32,6%, F 61,2–76,6 %, кальциевостью 0,21–0,33. Гранат в сохранившихся участках собственно эклогитов (обр. В-3, о. Столбиха; табл. 1, 2, ан. 1–3) соответствует пироп-гроссуляр-альмандину относительно гомогенного состава с низкими содержаниями Prp 20,5–22,3% при повышенных содержаниях Grs 29,7–28,9%. Зерна практически не содержат включений и находятся в парагенезисе с Omp_{27,9}. Фиксируемая в гранате зональность, выраженная увеличением в краевой части пироба (22,3%) и уменьшением гроссуляра (27,9%) и железистости (69,9→68,2%), вероятно, соответствует прогрессивному этапу метаморфизма. Дальнейшие ретроградные изменения эклогитов, проявленные в широком развитии Сrx-Pl симплектитов и образовании амфибола, прослеживаются в симплектитовых эклогитах обр. В-3-1 и В-3-2 (о. Столбиха) (табл. 1, 2, ан. 4–11 и 12–14 соответственно). Отличительной особенностью обр. В-3-1 является обнаружение реликтов основного плагиоклаза (83–90% An) и аномального состава Pl (48–38% An) в симплектитовых срастаниях с диопсидом (Володичев и др., 2004). Пироп-гроссуляр-альмандины в виде крупных порфиробластических трещиноватых образований содержат включения апатита, рудного минерала, кварца, Di_{4,8} (обр. В-3-1) и более поздней Ed-Hbl (обр. В-3-2). В гранатах отмечается сложная зональность, которая заключается прежде всего в неоднородном составе краевой зоны (обр. В-3-1). При мало меняющихся содержаниях пироба и гроссуляра в центральной и промежуточной зонах (Prp 23,8–22,7%, Grs 29,2–27,9%, F 65,9–67,4%) в краевой зоне у контакта с основным плагиоклазом (82,9% An) наблюдается резкое увеличение Ca-компонента (32,6%) с незначительным снижением содержания Prp (22,3%) и мало меняющейся железистостью. Противоположный же край этого зерна, граничащий с симплектитом Di₆ – Pl_{38,4}, характеризуется заметным уменьшением пироба (19,7%) и увеличением F (72%) при практически не изменяющемся относительно центра содержании гроссуляра (28,1%). В обр. В-3-2 подобных аномалий нет, в породе постоянно присутствует более поздний амфибол (Prg- и Ed-Hbl). На этой стадии ретроградных изменений в слабо зональном зерне граната

Grt_{24–25}^{21–23} наблюдается одновременное уменьшение содержаний пироба и гроссуляра и увеличение F к краю зерна. В гранате Grt_{24,6}^{23,1} встречено включение Ed-Hbl.

Гроссуляр-пироп-альмандины развиты в симплектитовых эклогитах с сохранившимся омфацитом (обр. 145, В-7-8, В-6-2, В-7-2 и В-10-1). В обр. 145 (с. Гридино) (табл. 1, 2, ан. 15-19) пойкилобласты граната неправильной формы с изрезанными краями содержат многочисленные включения клинопироксенов, Qtz и апатита, преимущественно в краевых частях зерен. Участок Grt_{25,9}^{21,4} включает Omp_{24,3}, а

Grt_{27,9}²² – Omp_{32,8}. В зональном зерне граната к краю увеличивается содержание Grs (24,2→25,9-28,5%) и F (67,8→68,8-70,5%) с небольшим уменьшением Prp (23,9→22-21,4%). В обр. В-7-8 (небольшой островок к юго-востоку от о. 2-й Кокков) проанализировано три зерна (табл. 1, 2, ан. 20–29). В одном из зерен зональность проявлена слабо и заключается в одновременном снижении от центра к краю содержаний Prp (27,3–24,7%) и Grs (23,7–22,3%) и увеличении F (63,6–67,5%). Краевая зона контактирует с Prg-Hbl и Pl₂₀. Во втором зерне со сложной зональностью содержание Prp меняется незакономерно от 26,6% (ц) до 28% (пр) и 27% (кр) при общем небольшом снижении Grs. Третье зерно также со слабо варьирующими содержаниями Grt_{23,9–21,8}^{23–24,2} (F = 65,1–67,5) содержит во включениях авгит (15% Jd) и Pl_{19,4} и граничит с Omp_{40,2} и Prg-Hbl. В гранате обр. В-6-2 (о. Избная Луда) (табл. 1, 2, ан. 30–35) от ц → кр значительно возрастает F, уменьшается содержание Prp при мало меняющемся количестве Grs: Grt_{21,8}^{28,2–28,6}

(F = 63,1–62,2%) → Grt_{21,4–22,1}^{26,6–24,7} (F = 65,4–67,4). Зерно насыщено многочисленными включениями Qtz; в гранате с 28% Prp включения представлены Omp_{33–28}, в гранате с 25% Prp – Di_{6,7} в оторочке Pl_{21,2}. На контакте зерна граната развиты Prg-Hbl и Pl₂₁. Практически однородный по составу гранат обр. В-7-2 (безымянный остров, первый с северо-запада от о. Избная Луда) (табл. 1, 2, ан. 36–37) отличается относительно повышенным содержанием Prp 29,4–30% при Grs 22,4–22%. Многочисленные включения Qtz, Pl_{21,1} сосредоточены в центральной части изометричного зерна. В контакте находятся зональные клинопироксены Omp_{23,2} → Di_{8,8}, Pl_{21,1}, Ed- и Prg-Hbl. Очень четкая сложная ретроградная зональность прослеживается в двух проанализированных зернах гранатов обр. В-10-1 (о. Воротная Луда) (табл. 1, 2, ан. 38–45): Grt_{25,1}²⁷ (F = 62,6) (ц) → Grt_{24,3–22,4}^{24,3–24,1} (F = 67–67,7%) (пр) → Grt_{20,8}^{20,8} (F = 72,2%) (кр) и Grt_{25,1}^{27,1} (F = 62,9) (ц) → Grt_{24,3–21,7}^{27,6} (F = 62,7–63,6%) (пр) → Grt_{21,6}^{23,3} (F = 68,7%) (кр). В первом зерне в двух анализах

(табл. 2, ан. 38, 39), в промежуточной и краевой зонах, содержания пирропа и гроссуляра одинаковые. Гранаты этого образца содержат относительно повышенные содержания марганца, что, видимо, связано с особенностями состава породы. В основной массе развиты симплектитовые сростания $Di_{7,2}$ и Ed с $Pl_{19,2}$, присутствуют Prp и Vt .

Гроссуляр-пирроп-альмандины AR эцлогитизированных Mg-габбро-норитов о. Пряничная Луда (табл. 1, 2, ан. 46–48) отличаются от вышеописанных гранатов архейских эцлогитизированных базитов относительно повышенными содержаниями пирропа – 29,2–34,4%. В симплектитовом эцлогите обр. 22 (табл. 1, 2, ан. 46–47) гранат в виде крупных трещиноватых порфиробластических изометричных выделений, содержащих включение $Ompr_{41,6}$, имеет практически гомогенный состав с небольшим возрастанием Ca к краю $Grt_{22,9}^{32,1}$ ($F = 57,8\%$) (ц) \rightarrow $Grt_{23,5}^{32,3}$ ($F = 57,3\%$) (кр) и находится в симплектитовой массе, состоящей из $Pl_{24,8-24,2}$, Di_7 и $Ed-Hbl$. Гранат обр. 20 $Grt_{11}^{34,4}$ (табл. 1, 2, ан. 48) отличается значительно меньшим содержанием Ca и повышенным – Fe . Его резорбированные, разрозненные, неправильной формы образования находятся в окружении симплекти-

товых сростаний $Pl_{19,1}$, Ed и $En_{32,3}$, среди них выделяются более крупные индивиды En_{28} с включением $Mg-Hbl$.

Таким образом, составы гранатов AR эцлогитизированных базитов на разных стадиях ретроградных преобразований неоднократно изменялись (Володичев и др., 2004). На тройной диаграмме (рис. 2, а) фигуративные точки составов гранатов Fe-метабазитов образуют довольно кучный рой, обособляясь от более магниевых гранатов Mg-габбро-норитов. На бинарной диаграмме в координатах кальциевость – железистость (рис. 2, б) стрелками показано направление изменения составов зональных гранатов от центра к краю. В гранатах AR эцлогитов прогрессивная стадия преобразования сопровождалась увеличением содержания Prp и уменьшением Grs и F . Ретроградные изменения, происходящие, по-видимому, при неоднократно меняющихся PT -условиях, значительно усложняли химическую зональность гранатов. При общем снижении содержания Prp в симплектитовых эцлогитах на первых этапах происходит увеличение, порой значительное, Grs (железистость может и снижаться, но чаще возрастает), в более измененных разновидностях в гранатах содержание гроссуляра уменьшается при возрастающей железистости.

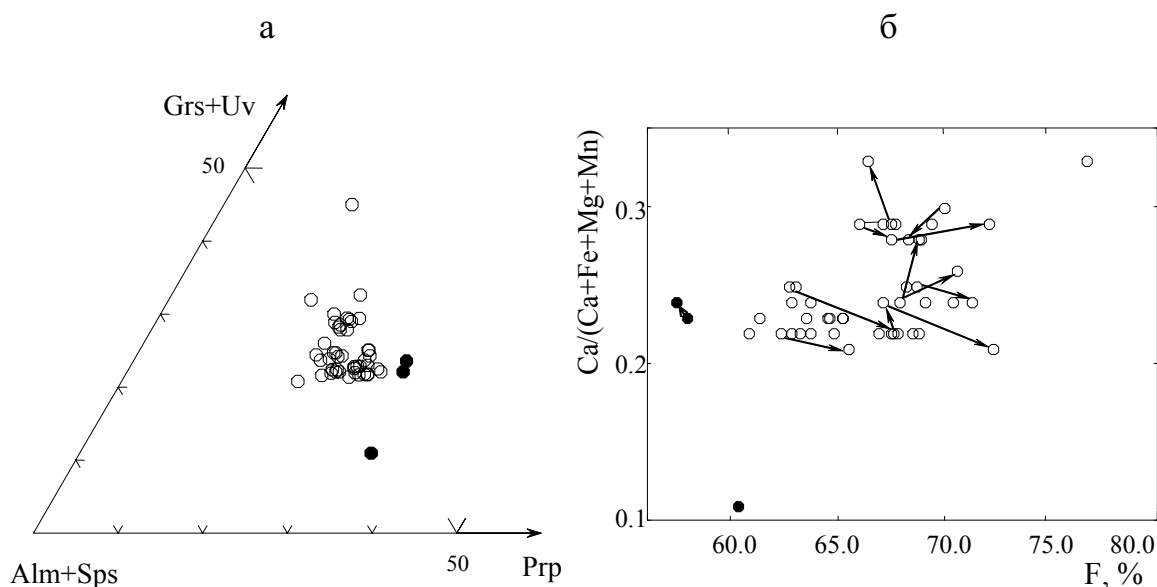


Рис. 2. Составы гранатов эцлогитизированных AR метабазитов района с. Гридино на тройной (а) и бинарной (б) диаграммах

Стрелками показано изменение составов зональных гранатов от центра зерна к краю. Усл. обозн. см. на рис. 1

Гранаты PR эцлогитизированных габброидов исследованы в дайках трех возрастных групп. *Первая* (I) возрастная группа представлена эцлогитизированными габбро толеитового (Fe) состава, преобразованными в гранат-плагиоклаз-клинопироксеновые с амфиболом и биотитом породы с реликтовыми омфацитами или без них (обр. 35, 53, 145-5 – с. Гридино) или в гранат-клинопироксеновые амфиболиты (обр. 40, о. Луда Лесовата), а также эцлогитизированными габброидами субщелочного ($Na + K, Fe$) состава

ва (обр. В-116, В-134, В-135 – м. Песчаный). К этому же возрастному периоду отнесены эцлогитизированные диориты о. Ивановы Луды (обр. 11).

Компонентный состав пирроп-гроссуляр-альмандинов из ретроградно преобразованных эцлогитов по Fe-габбро – Prp 17–23,5%, Alm 51,6–56,2%, Sps 0,7–1,6%, Grs 21,4–27,3%, F 68,8–76,8%, кальциевость 0,22–0,27. Зональность слабо выражена, но направленность изменения составов зерен гранатов в образцах данной подгруппы одинаковая: от ц \rightarrow кр одно-

временно уменьшается количество Mg и Ca при увеличении железистости. В обр. В-35 (табл. 1, 2, ан. 49–50) в основной массе породы, представленной симплектитам $Di_{7,6}-Pl_{21,9}$ и $Di_{8,4}-Pl_{20,5}-Ed$ с зональным амфиболом ($Ed-Hbl \rightarrow Prg-Hbl$), сохранились участки $Omp_{22,3}$. Крупные трещиноватые округлые порфиробласты граната с составом $Grt_{24,1}^{22,2}$ ($F = 70,4$) (ц) $\rightarrow Grt_{21,7}^{21,1}$ ($F = 72,6$) (кр) находятся в окружении $Pl_{23,1}$. В обр. В-53 (табл. 1, 2, ан. 51–58) проанализировано два зерна с вариациями состава $Grt_{23,9-23,5}^{22,3-23,5}$ ($F = 70,1-68,8$) (ц) $\rightarrow Grt_{21,4-22,6}^{21,9-20,8}$ ($F = 71,6-72,5$). Во включениях в $Grt_{23,8}^{21,8}$ сохранился участок $Omp_{27,3}$ с $Pl_{22,9}$, а в $Grt_{23,7}^{22,8}$ – $Omp_{26,1}$. В одном зерне граната, имеющем неправильную форму с неровными изрезанными краями, в узком краевом обособлении (табл. 2, ан. 51) на границе с $Pl_{18,5}$, Bt и Prg-Hbl компонентный состав $Grt_{21,4}^{21,9}$ соответствует гроссуляр-пироп-альмандину. В основной массе породы встречены зональные клинопироксены с сохранившимся в центре $Omp_{28,2}$ и $Di_{15,6}$ в краевой части с $Pl_{19,6}$ и зерна Prg-Hbl в ассоциации с $Pl_{18,5}$, Bt. В симплектитовом эклогите обр. 145-5 (табл. 1, 2, ан. 59–61), претерпевшем более значительные ретроградные преобразования, омфациты не сохранились. Клинопироксены представлены $Di_{11,5-15,9}$, амфиболы – Ed- и Prg-Hbl. Гранат в виде округлых трещиноватых зерен имеет практически гомогенный состав: в центре $Grt_{23,1}^{21,7}$, к краям слабо уменьшается Grs до 22,5%. Следующая стадия ретроградного изменения представлена гранат-диопсидовым амфиболитом обр. 40 (табл. 1, 2, ан. 62–63). Резорбированный, с неровными краями зональный гранат имеет состав $Grt_{27,3}^{20}$ ($F = 72,1$) (ц) $\rightarrow Grt_{25,4}^{17}$ ($F = 76,8$) (кр). Основная масса породы представлена $Pl_{22,9}$, $Di_{8,7}$, Prg-Hbl и участками симплектитов $Di_{6,8-9}-Pl_{23}$. Исходя из полученных данных, в результате ретроградных преобразований составы гранатов в метагаббро этой подгруппы изменяются в последовательности: Grt (23,5–22% Prp, F 71–70%) в реликтовой эклогитовой ассоциации с $Omp_{22-28} \rightarrow Grt$ (22–21% Prp, F 72–73%) на стадии образования симплектитов $Di_{16-11}-Pl_{20} \rightarrow Grt$ (17% Prp, F 77%) в гранат-диопсидовых амфиболитах в ассоциации с $Di_{9,8}-Pl_{23}-Am$ (Володичев и др., 2005).

Состав гроссуляр-пироп-альмандинов и пироп-гроссуляр-альмандинов из эклогитизированных субщелочных габбро и ретроградно преобразованных разновидностей – Prp 15,3–20,9%, Alm 58,4–69,8%, Sps 1,6–3,3%, Grs 9,9–20,2%, F 74,3–81,4%, кальциевость 0,10–0,20. В габбро-норите с дружитовой структурой обр. В-116 (табл. 1, 2, ан. 64–66) гранат в виде отдельных мелких зерен шестиугольного сечения или разрозненных резорбированных выделений

окружает агрегат пироксенов сложного строения, представленный $Di_{15,9}$, а также зональным клинопироксеном, состоящим в центральных частях из эгирин-авгита (16% Jd) или авгита (10% Jd) с ламеллями $En_{47,5}$, в краевых – из $Omp_{29,7-24,4}$. Окружающая плагиоклазовая масса содержит 9,3–15,2% An. Проанализировано три зерна граната: пироп-гроссуляр-альмандин $Grt_{20,2}^{19,3}$ ($F = 75,2\%$) находится в ассоциации с $Omp_{24,4}$, два других соответствуют гроссуляр-пироп-альмандину $Grt_{19,1}^{20,4}$ ($F = 74,3\%$) и $Grt_{18,4}^{20,1}$ ($F = 74,8\%$), последний – в ассоциации с $Di_{15,9}$ и $Pl_{9,3}$. В ретроградно преобразованных симплектитовых эклогитах обр. В-134 и В-135 (табл. 1, 2, ан. 67–68 и 69–79 соответственно) гранаты в виде округлых или неправильной формы резорбированных выделений находятся в оторочке $Pl_{11,1-18,5}$. Зональный гроссуляр-пироп-альмандин обр. В-134 в центре соответствует $Grt_{13,5}^{20,8}$ ($F = 75,4\%$), в краевой части – $Grt_{14,1}^{19,3}$ ($F = 76,6\%$), т. е. содержание пироба уменьшается, а гроссуляра и F – увеличивается. В породе развиты En_{47-52} , Omp_{21-24} , Di_{18-8} , авгит (9–17% Jd), Ed-Hbl, Bt ($F = 47\%$), апатит. Основная масса породы обр. В-135 содержит пироксены разного состава (Fs_{54} , Di_{6-17} , Omp_{23} , переходящий в $Di_{13,8}$), $Pl_{9,4-18,5}$, Prg, Bt, Qtz, единичные зерна ильменита. Проанализировано два зерна гроссуляр-пироп-альмандин со сложным закономерно меняющимся составом и многочисленными включениями пироксенов, плагиоклаза, рутила. Так, в $Grt_{12,7}^{17,4}$ присутствуют включения $En_{45,6}$, $Pl_{16,9}$; $Grt_{12,1}^{19}$ соседствует с зернами $En_{44,7}$ и $En_{46,6}$, окруженными $Pl_{14,4}$; $Grt_{13,6}^{16,1}$ включает $En_{49,4}$ и $Pl_{13,2}$. В краевой части одного зерна в ассоциации с $Pl_{18,5}$ и Prg с Bt компонентный состав граната изменяется и соответствует пироп-гроссуляр-альмандину $Grt_{15,6}^{15,3}$ ($F = 81,4\%$).

Таким образом, в выделенных двух подгруппах эклогитизированных габброидов I возрастного периода распределение главных катионов Mg, Ca и Fe в гранатах в процессе ретроградного преобразования различно. В минералах эклогитизированного Fe-толеитового габбро изменение составов происходит в одном направлении: одновременно уменьшаются содержания Mg и Ca и возрастает железистость, что, скорее всего, объясняется равномерным и спокойным ретроградным изменением P-T-условий метаморфизма. Совершенно иная картина в гранатах эклогитизированных субщелочных габбро. Более сложный минеральный состав исходных пород и, предположительно, неоднократно и разнонаправленно меняющиеся P-T-условия приводят к образованию сложной и неоднородной зональности в гранатах. Основное направление изменения их составов в процессе ретроградного преобразования – возрастание Ca-компонента и железистости, содержание пироба

снижается. Его небольшое увеличение отражает фрагмент прогрессивного этапа развития процесса эклогитизации на стадии образования коронарных структур (обр. В-116).

В эклогитизированных диоритах обр. 11 (табл. 1, 2, ан. 80–81), отнесенных к этой возрастной группе, эклогитовая ассоциация представлена $Grt_{28,9}^{11,9}$ – Omp_{20} . Зональный пироп-гроссуляр-альмандин отличается очень низким содержанием пироба ($11,9^u$ – $11,7^{kp}$ %) и повышенным – гроссуляра ($28,9^u$ – $27,2^{kp}$ %) и F (83^u – $83,5^{kp}$ %). Он образует округлые или со слабо проявленными шестиугольными сечениями зерна, практически без включений, в окружении $Pl_{19,1-21,1}$. В результате ретроградных преобразований $Omp_{20} \rightarrow Di_{10,8} + Pl_{21,1}$ в гранате незначительно уменьшаются содержания гроссуляра и пироба при небольшом возрастании F (Володичев и др., 2005).

Вторая (II) возрастная группа PR эклогитов связана с интрузивным комплексом коронитовых лерцолитов – габбро-норитов (Степанов, 1981). Гранаты этого периода исследованы в эклогитизированных оливиновых габбро-норитах, слагающих дайки на восточной окраине с. Гридино (Володичев и др., 2005) (обр. В-30, 16-50, 16-51, В-31, В-32, В-33, В-49, 16-56, 171); на о-вах Луда Лесовата (39А, 39В, 39V), Эклогитовый (обр. 1-2, 1-3), Избная Луда (обр. 110-2), а также в кианитовых симплектитовых эклогитах о. Высокого в губе Великой (обр. 2910-4) (табл. 1, 2, ан. 82–130). Составы гранатов из эклогитов и ретроградно преобразованных разновидностей варьируют в широких пределах от гроссуляр-альмандин-пиропов до гроссуляр-пироп-альмандинов с содержанием Prp 32,7–51,7%, Alm 32–50,3%, Sps 0,7–1,7%, Grs 10,9–23,3%, F 39,1–60,4%, кальциевость 0,11–0,23.

Эволюционное изменение составов гранатов по разным зонам отчетливо прослеживается в дайке оливиновых габбро-норитов на восточной окраине с. Гридино. В центральной зоне друзитовых эклогитов гранат образует реакционные обрамления вокруг сохранившихся магматических Oi , Spx , Opx . Состав гранатов обр. В-30, В-16-50 и В-16-51 (табл. 1, 2, ан. 82–96) гроссуляр-альмандин-пироповый с содержаниями Prp 51,7–41%, Alm 39,3–32%, Sps 0,7–1,3%, Grs 10,9–21,8%, F 39,1–46,8%. В этой зоне эклогиты формировались на переходной магмато-метаморфической стадии в прогрессирующих высокобарических условиях. Эклогитовые ассоциации представлены Grt (41–51% Prp) – Omp_{28-41} и Grt (48–51% Prp) – Omp_{46-57} – корунд (Володичев и др., 2005). В гранатах проявлена зональность: $Grt_{23,3}^{41}$ (F = 45,9%) (ц) \rightarrow $Grt_{14}^{46,9}$ (F = 45,3%) (кр) и $Grt_{21,8}^{45,5}$ (F = 41,3%) (ц) \rightarrow $Grt_{14,2}^{51,7}$ (F = 39,1%) (кр) (табл. 2, ан. 83–84 и 93–94 соответственно). Значительные увеличения содержания Prp и уменьшение содержания Grs и железистости к краевым частям зерен происходят в прогрессирующих РТ-условиях среды минералообразо-

вания. В промежуточной зоне, представленной среднезернистыми «гранулированными» эклогитами обр. В-31 и В-32 (табл. 1, 2, ан. 97–102), гроссуляр-альмандин-пиропы содержат Prp 47,9–44,3%, Alm 41–37,9%, Sps 0,7–1%, Grs 12,3–14,7%, F 44,9–48,1% и ассоциируют с Omp_{19-22} , Opx . В этой зоне уже постоянно присутствует амфибол ($Ed-Hbl$ и $Prg-Hbl$) и Vt . В зональном гранате $Grt_{12,3}^{47,6}$ (F = 45,3%) (ц) состав варьирует к краю от $Grt_{12,4}^{47,9}$ (F = 44,9%) до $Grt_{13,7}^{44,3}$ (F = 48,1%) (табл. 1, 2, ан. 99–101). То есть направление изменения состава граната по зонам приобретает противоположную тенденцию: содержание пироба уменьшается, а гроссуляра и F – увеличивается, отражая регрессивную смену РТ-условий. Еще более заметные ретроградные изменения можно проследить в следующей, краевой зоне дайки, где эклогиты представлены мелкозернистыми равномерно зернистыми разновидностями с более развитой амфиболитизацией с характерными зональными амфиболами $Act-Hbl \rightarrow Prg-Hbl$, $Mg-Hbl \rightarrow Prg$ (Володичев и др., 2005; Кузенко, 2007). Компонентный состав гранатов обр. В-33 и В-49 – Prp 44,4–35,3%, Alm 49–41,8%, Sps 1–1,3%, Grs 11,9–15,2%, F 48,5–52,4% (табл. 1, 2, ан. 103–108). В двух зональных зернах (табл. 1, 2, ан. 104–106 и 107–108 соответственно) меняется компонентный состав граната по зонам следующим образом: в центральных он соответствует гроссуляр-альмандин-пиропу, а в краевых – гроссуляр-пироп-альмандину. В краевых частях уменьшается содержание Prp и увеличивается Grs и железистость. В ретроградно измененном симплектитовом эклогите обр. В-16-56 (табл. 1, 2, ан. 109–110) гроссуляр-пироп-альмандин (Prp 36,4–35,3%, Alm 47–49%, Sps 1,3%, Grs 15,2–14,4%, F 56,4–58,1%) содержат магния значительно меньше, а железа значительно больше относительно вышеописанных. Вариация миналов граната в направлении ц \rightarrow кр также отличается: $Grt_{15,2}^{36,4} \rightarrow$ $Grt_{14,4}^{35,3}$, одновременно уменьшаются содержания пироба и гроссуляра при возрастающей железистости. Состав граната этого симплектитового эклогита, скорее, сравним с составом граната узкой эндоконтактной амфиболитовой зоны обр. 171 (табл. 1, 2, ан. 111–112), где он представлен гроссуляр-пироп-альмандином: в слабо зональном зерне $Grt_{15,1}^{33,2}$ (F = 60,2%) (ц) \rightarrow $Grt_{15,8}^{32,7}$ (F = 60,4%) (кр) содержание Prp к краю уменьшается, а содержание Grs и F практически не изменяется.

Образцы 39 отобраны из дайки эклогитизированных габбро-норитов на о. Луда Лесовата из центральной (А), промежуточной (В) и приконтактной (V) зон. Гранаты (табл. 1, 2, ан. 113–119) по составу относятся как к гроссуляр-альмандин-пиропам, так и к гроссуляр-пироп-альмандинам с содержаниями Prp 47,5–40,5%, Alm 44,1–38,8%, Sps 1–1,3%, Grs 12,2–15,8%, F 45,1–52,1%, кальциевость 0,12–0,16. В

$Grt_{12,4}^{47,5}$ наблюдается включение $Omp_{22,6}$. Содержание Grs в гранатах от центра дайки к контакту возрастает от 12,2 до 15,8%. Содержание Prp в гранатах центральной – краевой зон практически не меняется, некоторые вариации в сторону его уменьшения обусловлены ретроградными процессами. Гранаты симплектитовых эклогитов о. Эклогитовый обр. 1-3 и 1-2 (табл. 1, 2, ан. 120–122 и 123–125) соответствуют гроссуляр-пироп-альмандинам. В обр. 1-3 сохранилась эклогитовая ассоциация $Grt_{18,4}^{37,9}$ – $Omp_{21,9-20,9}$ при ретроградном изменении $Grt_{14,2}^{36,6}$ ассоциирует с $Pl_{27,3}$ и Prp-Hbl. В зональном гранате к краю снижается содержание Grs (18,4→14,39%), увеличивается F (53→55,2%) при неменяющемся содержании Prp (37,9–37,8%). В обр. 1-2 омфациты не сохранились. В зональном гранате $Grt_{16,5}^{39,9}$ (F = 51,6%) (ц) → $Grt_{14,3}^{38,8}$ (F = 54,1%) (кр) к краю уменьшаются содержания Prp и Grs, увеличивается F. Гранаты кианитовых симплектитовых эклогитов о. Высокого в губе Великой (обр. 2910-4) (табл. 1, 2, ан. 126–130) практически незональные, по составу относятся к гроссуляр-пироп-альмандинам с содержаниями Prp 38,1–39,6%, Alm 40,4–42,4%, Sps 0,7–1,3%, Grs 17,3–20,8%, F 50,8–52%, кальциевость 0,17–0,21. Основная масса породы представлена симплектитовыми сростаниями Di_{5-10} и Mg-Hbl с Pl_{25-30} , кианитом, вероятно образовавшимся по Pl_{87} , а также биотитом и кварцем.

Таким образом, в процессе ретроградного преобразования PR эклогитизированных габбро II возрастной группы в гранатах значительно снижается содержание пиропового минала и увеличивается железистость при незначительном увеличении Grs.

PR эклогиты *третьей* (III) возрастной группы встречены на м. Гридино и о. Воротная Луда в мало мощной эндоконтактной зоне дайки габбро Fe-толеитового состава в местах ее пересечения даек габбро-норитов II возрастной группы (обр. 199-1). В направлении к центру дайки присутствует другая столь же маломощная, обогащенная мелкозернистым гранатом зона (обр. 199), которая, как и породы центральной части (обр. 198-10), сложена Grt, Crx и небольшим количеством Pl, вероятно, двух генераций – равновесным с Grt и Crx и более поздним, развивающимся по Grt. По компонентному составу гранаты в этих зонах соответствуют гроссуляр-пироп-альмандинам и пироп-гроссуляр-альмандинам с содержаниями Prp 20,3–35,1%, Alm 47,8–56,4%, Sps 1–1,6%, Grs 14–26,6%, F 57,7–72,6%, кальциевость 0,14–0,27. Обр. 199-1 (табл. 1, 2, ан. 131–132) представлен среднезернистым эклогитом, состоящим из гроссуляр-пироп-альмандина (Prp 35%, Grs 16% и F 58%), $Omp_{23,27}$ и рутила с небольшим количеством вторичного Pl_{26} . Гранат образует крупные округлые выделения практически без включений. Зональность слабо выражена: в краевой зоне содержания Prp и Grs немного уменьшаются, F – увеличивается. В гроссуляр-пироп-альмандинах обр.

199 (табл. 1, 2, ан. 133–136) содержание пироба уменьшается до 29% при 15,8% Grs и возрастает – F. Центральные зоны Crx представлены $Omp_{24,8-26,7}$ с авгитом (17,8% Jd) и $Di_{9,7}$, в краевых частях ассоциирующими соответственно с $Grt_{17,6}^{27,5}$ (F = 66,1%) и

$Grt_{18,1}^{27,7}$ (F = 65,6%) и Pl_{26} . Гранат обр. 198-10 (табл. 1, 2, ан. 137–139) образует выделения неправильной формы с изрезанными краями и многочисленными включениями плагиоклаза, клинопироксена, в частности, $Di_{13,8}$. Центр зонального зерна соответствует пироп-гроссуляр-альмандину $Grt_{21,5}^{21,2}$ (F = 72,6%), как и край – $Grt_{26,6}^{20,3}$ (F = 71,9%), граничащий с $Di_{16,4}$. Противоположный край соответствует гроссуляр-пироп-альмандину $Grt_{20,5}^{21,8}$ (F = 72,1%) и находится в контакте с Pl_{26} и Di_7 .

Таким образом, в гранатах PR эклогитизированных габбро III возрастной группы при увеличении степени метаморфизма от высокобарической гранулитовой фации к эклогитовой в условиях изобарического охлаждения (Володичев, 2007) изменение состава происходило в таком порядке: $Grt_{21,5}^{21,2} \rightarrow Grt_{17,6}^{27,5} \rightarrow Grt_{15,7}^{35,1}$.

На рис. 3 изображены составы гранатов PR эклогитизированных габброидов. На тройной диаграмме (рис. 3, а) отчетливо видно, что составы гранатов преимущественно распределились про оси (Alm+Sps) – Prp. В то же время поле составов гранатов из габброидов I возрастной группы хорошо разделилось и по оси (Alm+Sps) – (Grs+Uv). Наибольшие содержания Ca-компонента и наименьшие Prp обнаруживают гранаты эклогитизированных диоритов, а также – Fe-габброидов I возрастной группы. С низкими содержаниями Grs выделилась область гранатов из эклогитизированных субщелочных габброидов. Высокопиропистые минералы из эклогитизированных даек габбро-норитов II возрастной генерации обособились в отдельную область с общим трендом регрессивного изменения составов гранатов, характеризующимся значительным уменьшением пироба при небольшом увеличении гроссуляра. Фигуративные точки составов гранатов из дайки эклогитизированного Fe-габбро III возрастного периода занимают промежуточное положение между составами гранатов из габбро I и II, частично перекрываясь с одной и с другой стороны. Эволюционный тренд изменения составов гранатов в этих породах характеризуется увеличением пиропового и уменьшением гроссулярового миналов. На бинарной диаграмме в координатах кальциевость – железистость (рис. 3, б) стрелками показано изменение составов зональных гранатов от центра зерна к краю. В маложелезистых гранатах дайки эклогитизированных оливиновых габбро-норитов на восточной окраине с. Гридино (II возрастная группа) в ее центральной части при проградном

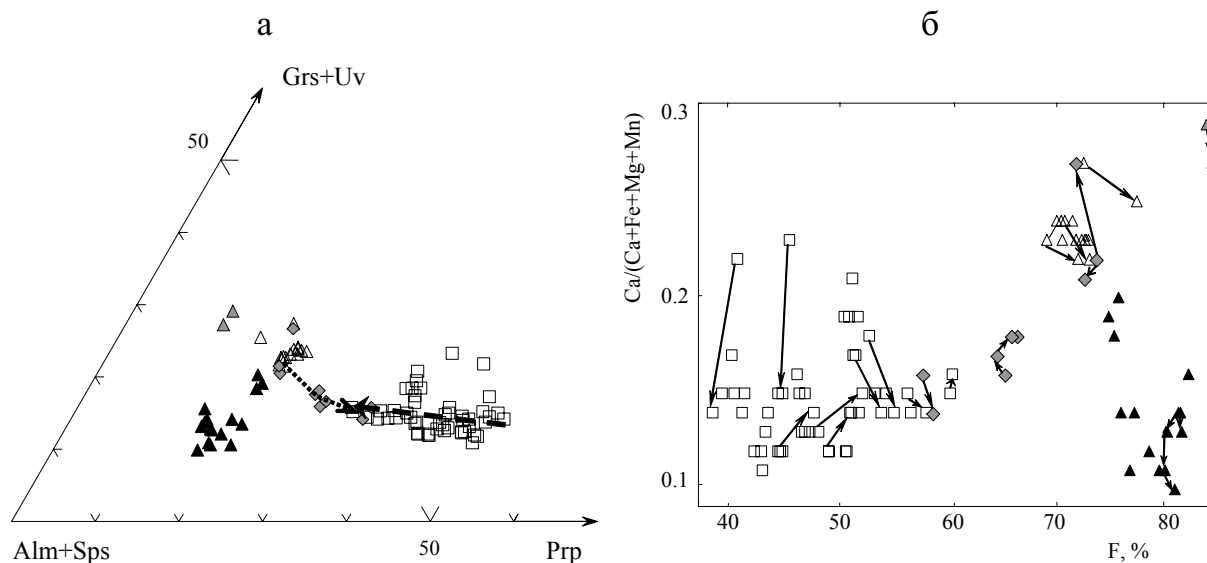


Рис. 3. Составы гранатов PR эклогитизированных даек габбро-норитов района с. Гридино на тройной (а) и бинарной (б) диаграммах

Тонкими черными стрелками показано изменение составов гранатов от центра зерна к краю. Пунктирной стрелкой показан тренд изменения составов гранатов дайки габбро-норитов II возрастной группы на восточной окраине с. Гридино от друзитовых эклогитов центральной части дайки к эндоконтактной зоне. Штриховой стрелкой показан тренд изменения составов гранатов дайки габбро III возрастной группы от центра к контакту дайки. Усл. обозн. см. на рис. 1

развитии процесса возрастают содержания Prp при резком снижении Grs и небольшом уменьшении F. По мере усиления ретроградных преобразований при неоднократно меняющихся PT-условиях распределение катионов Mg, Ca и Fe также неоднократно меняется: в гранатах из средне- и мелкозернистых эклогитов промежуточной и краевой зон дайки от центра зерна к краю одновременно увеличиваются кальциевость и F. Пироп либо слабо уменьшается, либо не изменяется. Совершенно другое распределение этих катионов отмечается в более преобразованных симплектитовых эклогитах: при увеличении железистости уменьшаются содержания Grs и Prp. Подобный тип распределения главных катионов характерен и для зональных гранатов эклогитизированных даек габброидов и диорита I возрастной группы. При эклогитизации дайки Fe-габбро III возрастной группы в условиях изобарического снижения температуры составы зональных гранатов закономерно варьируют как с возрастанием к краевым зонам содержания Grs и уменьшением содержания Prp с практически не меняющейся железистостью, так и с одновременным уменьшением содержаний Prp и Grs и возрастающей железистостью.

Выводы

Разнообразие химического и компонентного составов проанализированных гранатов эклогитизированных метабазитов района с. Гридино объясняется разным составом исходных пород и разной степенью их метаморфического преобразования. Гранаты из эклогитов, образовавшихся по Mg-габброидам AR и PR возрастов, имеют более магниевый состав. Гранаты из эклогитов по PR субщелочным габброидам со-

держат меньше Ca-компонента по сравнению с гранатами из одновозрастных эклогитизированных Fe-толеитовых габброидов. Все гранаты характеризуются низкими содержаниями марганца и практически не имеют хрома. По компонентному составу они преимущественно соответствуют альмандинам с различными соотношениями пироба и гроссуляра. Часть высокомагнезиальных гранатов PR эклогитизированных габброидов II возрастной генерации соответствует гроссуляр-альмандин-пиропам.

Для высокопиропистых минералов из PR эклогитизированных даек комплекса лерцолитов – габбро-норитов устанавливается общий тренд регрессивного изменения составов гранатов, характеризующийся значительным уменьшением пироба при небольшом увеличении гроссуляра. Эволюционный тренд изменения составов гранатов из PR дайки эклогитизированного Fe-габбро III возрастного периода характеризуется увеличением пиропового и уменьшением гроссулярового миналов.

Несмотря на разную генетическую природу AR и PR эклогитов (Володичев, 2007), отмечается сходство в характере распределения главных катионов Mg, Ca и Fe в зональных гранатах при изменении PT-условий. Начальные этапы преобразования связаны с прогрессивным увеличением содержания пироба и снижением Ca-компонента и железистости. Дальнейшие изменения связаны с ретроградными преобразованиями и знаменуются вначале возрастанием содержания Grs и F, а на следующем этапе – уменьшением содержания Grs и увеличением F.

Автор искренне благодарит Олега Ивановича Володичева за всестороннюю помощь и поддержку.

ЛИТЕРАТУРА

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., 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.

Кузнецко Т. И. Об амфиболах эклогитовых пород района с. Гридино // 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. 46–53.

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.

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.

Slabunov A. I., Stepanov V. S. Late Archean ophiolites of the Belomorian Mobile Belt, Fennoscandian/Baltic Shield: why not? // International Ophiolite Symposium and Field Excursion. Generation and Emplacement of Ophiolites through time, August 10–15. 1998. Oulo, Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 26. P. 56.

*Н. Б. Филиппов **, *Н. Н. Трофимов ***, *А. И. Голубев ***,
*С. А. Сергеев ****, *Х. Хухма *****

НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО КОЙКАРСКО-СВЯТНАВОЛОКСКОМУ И ПУДОЖГОРСКОМУ ГАББРО-ДОЛЕРИТОВЫМ ИНТРУЗИВАМ

Введение

В Онежской впадине, на западном и восточном бортах структуры, располагаются две пологозалегающие пластовые интрузивные дифференцированные залежи кварцосодержащих габбро-долеритов, с которыми связаны промышленные концентрации ванадийсодержащих титаномагнетитовых руд, образующих стратиформные залежи в 20–30 м от подошвы интрузивов (рис. 1). Интрузивы характеризуются одинаковым минеральным парагенезисом, очень близким средневзвешенным составом и сформированы флюидонасыщенными высокожелезистыми расплавами. Все это и общность геодинамической позиции позволяют считать их выплавками единого магматического очага и даже, возможно, дифференциатами общей внутрикоровой камеры. Для понимания истории развития Онежской структуры, выделения наиболее важных этапов ее металлогенической специализации, изучения ресурсов Онежского рудного района важно определить с возрастом внедрения интрузивов, отражающим определенный этап активизации структуры с установленной сквозной благороднометалльной, ванадий- и титан-железистой специализацией и, возможно, потенциально медно-никелевой. Оба интрузива – это геологические реперы, отражающие время их становления и указывающие место проявления рудного процесса.

Для решения этой задачи было отобрано три пробы: две с целью выделения цирконов в Койкарско-Святнаволоцком и Пудожгорском интрузивах; третья – для получения первичных парагенетических минералов – моноклинного пироксена и основного плагиоклаза (Пудожгорский объект).

Краткая геологическая характеристика интрузивов

Пудожгорский интрузив относится к трещинному типу и представлен пластовой залежью, которая в плане имеет дайкообразную форму с резкими подворотами на флангах. Интрузив прослежен по прости-

ранию на 25 км (рис. 2). Южным окончанием он сечет Бураковский расслоенный плутон, а северным упирается в верхнеятулийскую структуру, являясь на этом участке одновременно подводящим каналом для формирования на своем продолжении Габневского силла (Трофимов и др., 2005), имеющего аналогичный состав и дифференцированное строение. Внедрение интрузива произошло в условиях растяжения жесткой гранито-гнейсовой рамы путем заполнения расплавом полостей, образованных кулисообразно смыкающимися трещинами отрыва. Азимут простирания интрузива в среднем 340°, угол падения 10–15°.

Койкарско-Святнаволоцкий интрузив залегает среди вулканогенно-осадочных образований верхнего ятулия. Морфологически представляет пологозалегающий (преимущественно 15–20°) силл, внедрившийся по породам туломозерской свиты верхнеятулийского горизонта (мощность около 50 м), сложенной на этом участке в основании карбонатсодержащими аргиллит-алевролитовыми сланцами, выше – пластом доломитовых известняков, известняков и мраморизованных доломитов (Соколов и др., 1970). Последний фиксируется в обнажениях верхнего и нижнего экзоконтактов интрузива в районе озер Шитолампи и Шаргилампи (рис. 3).

В современном эрозионном срезе силл представлен двумя разобщенными телами: Святнаволоцким, протягивающимся вдоль западного берега Пальеозера в районе населенных пунктов Святнаволоц – Гирвас, и Койкарским – район оз. Викшозеро.

Характеристика проб

Проба № 166 на радиогенный возраст отобрана в 3 км к северу от д. Святнаволоц на западном берегу залива Пюхялахти оз. Пальеозеро (рис. 3). Для опро-

* ГГУП «Минерал».

** Институт геологии КарНЦ РАН.

*** ФГУП ВСЕГЕИ.

**** Геологическая служба Финляндии.

бования был выбран исключительно хорошо обнаженный северный фланг интрузива в районе оз. Шитолампи. Здесь он имеет сдвоенный разрез вследствие вертикального перемещения, сопоставимого по амплитуде с мощностью интрузива (рис. 3). Силл на участке Шитолампи имеет строение полно дифференцированное, верхний и нижний контакты его обнажены.

Проба отобрана в 20 м от верхнего эндоконтакта на границе такситового и гранофирового горизонтов (рис. 4). Порода здесь имеет средне-, крупнозернистое сложение, лейкократовый состав, характеризуется высоким содержанием щелочей – 5,95% Na₂O+K₂O (табл. 1) и согласно нормативному составу минералов по международной классификации (Классификация., 1997) соответствует кварцевым монцодиоритам (рис. 5). Состав породы: плагиоклаз – 60%, амфибол – 15–20%, кварц – 10%, рудный – 10–12%, апатит – 2–3% (табл. 1–5). Плагиоклаз представлен альбитом двух генераций (рис. 6, табл. 2). Ранний высокотемпературный (Al-1) кристаллизуется в виде таблитчатых кристаллов размером 1–5 мм, определяющих гипидиоморфнозернистую структуру породы (рис. 6); поздний (Al-2) – выполняет промежутки между зернами Al₁ и Amf₁ в виде самостоятельных зерен (рис. 6, Б) или гранофировых сростаний с кварцем (рис. 6, А) примерно в равных долях. Он представ-

лен шахматным альбитом. Обе генерации слабо пелитизированы.

Амфибол образует две генерации (рис. 7), имеющие одинаковый состав и номенклатуру – хлорные ферроэденит, феррогорнблендит и ферроэденит-горнблендит (табл. 3, 4). Amf-1 – явно первично магматический (рис. 7, Б, Г), характерный для вышележащего такситового горизонта. Он повсеместно обростает каймой Amf-2 (рис. 7, А–Г), имеющего sito-видное строение и содержащего включения кварца и альбита. Амфибол-2 образует также спутанно-волоконистые агрегаты (рис. 7, Д), иногда розетковидной формы. Основным отличием в составе генераций является содержание хлора: Amf-1 – 0,26–0,54, среднее – 0,37%, Amf-2 – 0,54–1,04, среднее – 0,85% (табл. 3). Амфибол-2 избирательно насыщен многочисленными тонкими включениями магнетита и является, видимо, автометасоматическим. Рудные минералы представлены преимущественно поздним ксеноморфным магнетитом и ранним титаномангнетитом, в котором ильменит полностью замещен сфеном или лейкоксеном. Магнетит концентрируется в Amf-2 преимущественно и в Al-2. Апатит, наиболее поздний минерал, развивается по альбиту и амфиболам (рис. 7, Б, Г, Д). Представлен идиоморфными кристаллами с удлинением 1 : 2–4, отвечающим по составу фторапатиту (5,13–6,39% F) с примесью Cl (0,19–0,23%) (табл. 3).

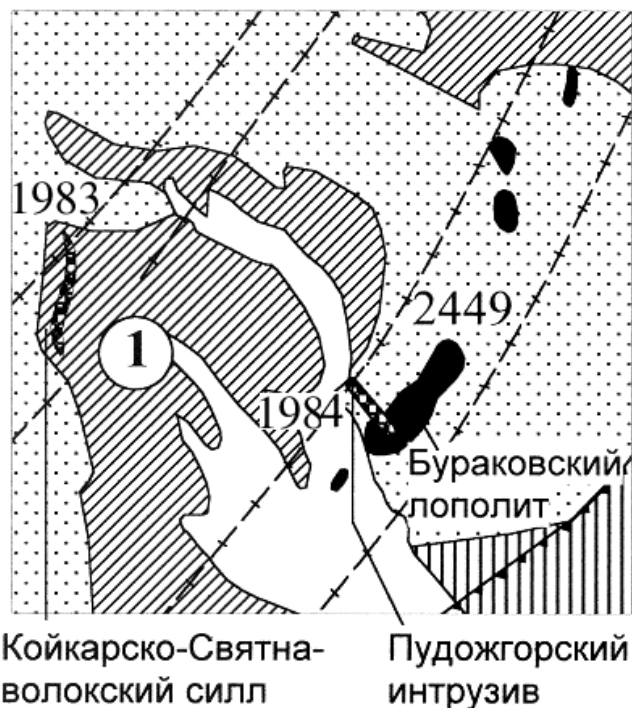
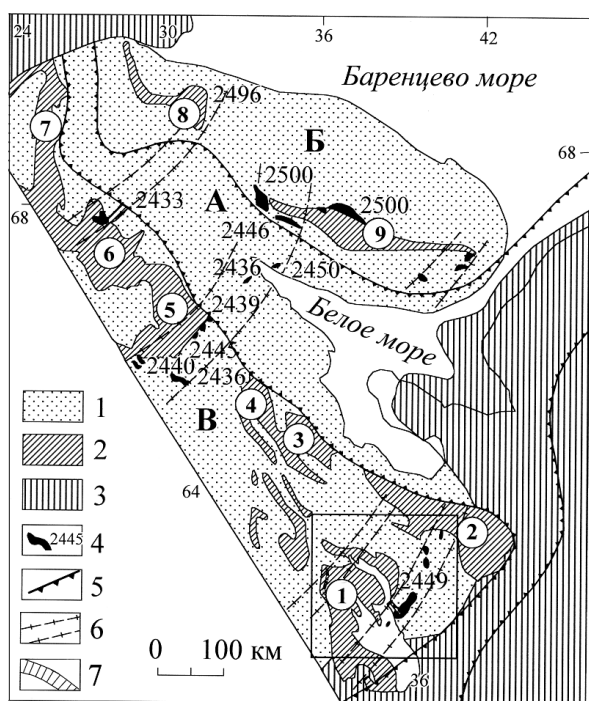


Рис. 1. Раннепротерозойская Беломорско-Лапландская внутриконтинентальная рифтогенная структура:

1 – нерасчлененные архейские и архей-протерозойские (Беломорский блок) образования; 2 – нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 3 – фанерозойские отложения; 4 – раннепротерозойские расслоенные интрузии и их радиогенный возраст; 5 – границы срединной зоны рифта и субпровинций в составе Карело-Кольской металлогенической провинции: А – Беломорской; Б – Кольской (северо-восточное плечо рифта); В – Карельской (юго-западное плечо рифта); 6 – поперечные зоны растяжения, контролируемые внедрением расслоенных интрузий; 7 – дифференцированные интрузивы с титаномангнетитовым оруденением и их возраст (на врезке). Раннепротерозойские компенсационные структуры прогибания: 1 – Онежская, 2 – Ветреный пояс, 3 – Лехтинская, 4 – Шомбозерская, 5 – Пана-Куолаярвинская, 6 – Сала-Соданкюля, 7 – Карасйок, 8 – Печенгская, 9 – Имандра-Варзугская

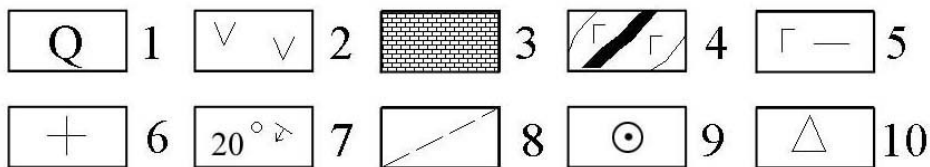
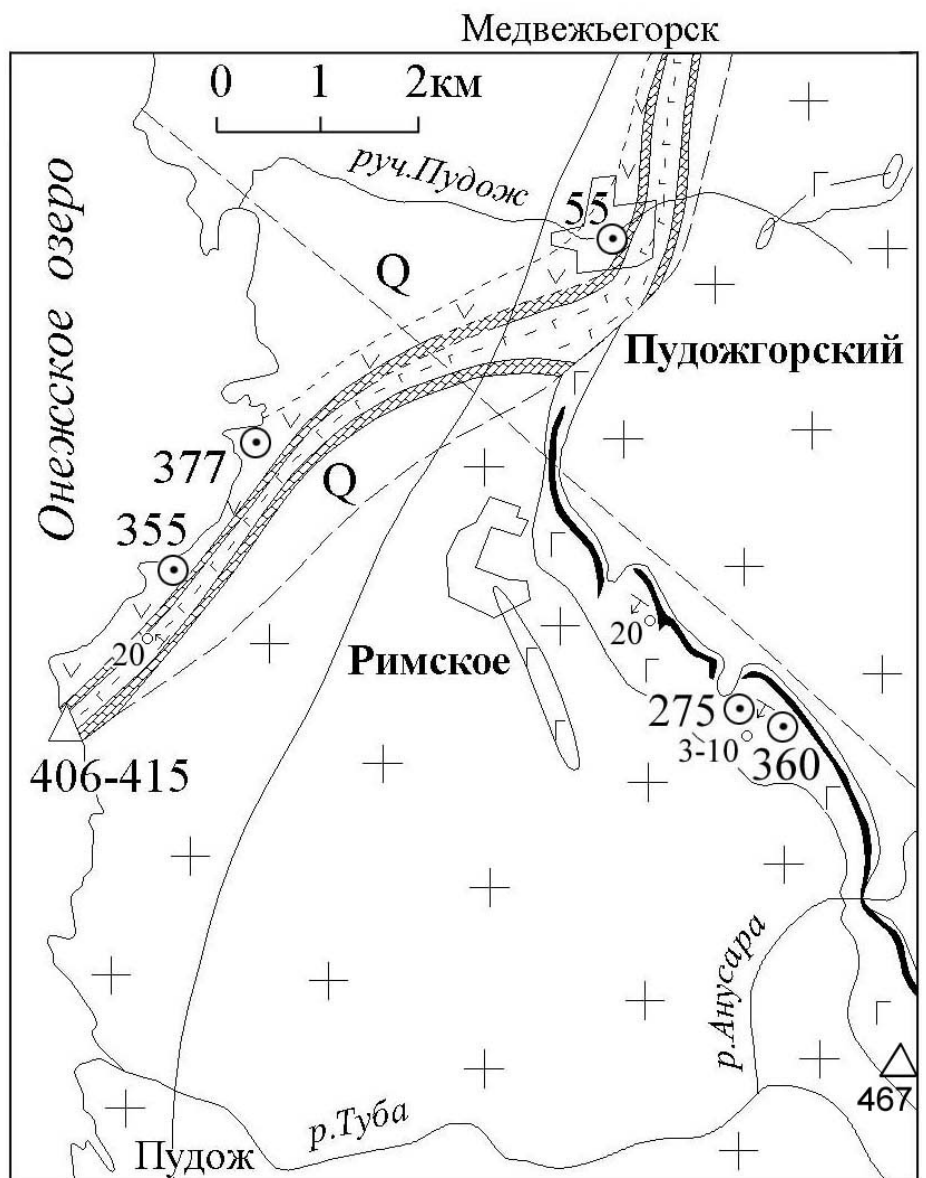


Рис. 2. Геологическая карта района Пудожгорского месторождения:

1 – четвертичные отложения; 2–3 – нижний протерозой, ятулийский надгоризонт (вулканогенно-осадочный комплекс): 2 – эффузивы основного состава (лавы, покровы), 3 – доломиты; 4–5 – пудожгорский интрузивный комплекс: 4 – Пудожгорский интрузив габбро-долеритов с промышленным титаномагнетитовым оруденением, 5 – Габневский силл габбро-долеритов с бедным титаномагнетитовым оруденением; 6 – архей – нижний протерозой (нерасчлененный комплекс): плагиограниты, микроклин-плагиоклазовые граниты и гранито-гнейсы; 7 – элементы залегания пластовой отдельности и слоистости; 8 – тектонические нарушения; 9 – буровые скважины: 55, 355, 377 – Габневский силл, 275, 360 – Пудожгорский интрузив; 10 – место отбора пробы 467

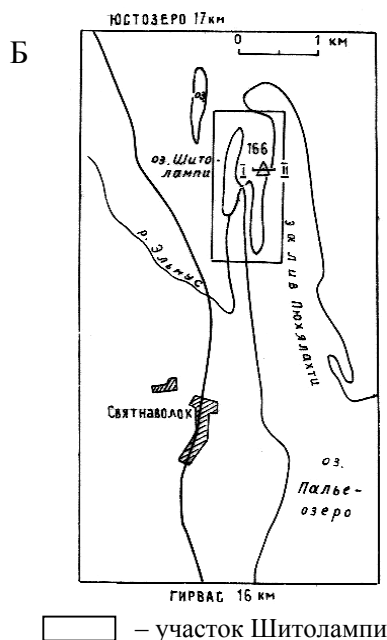
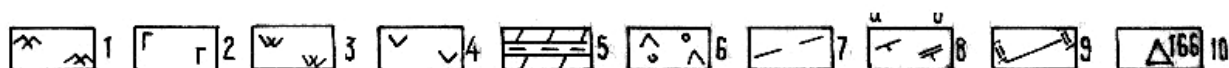
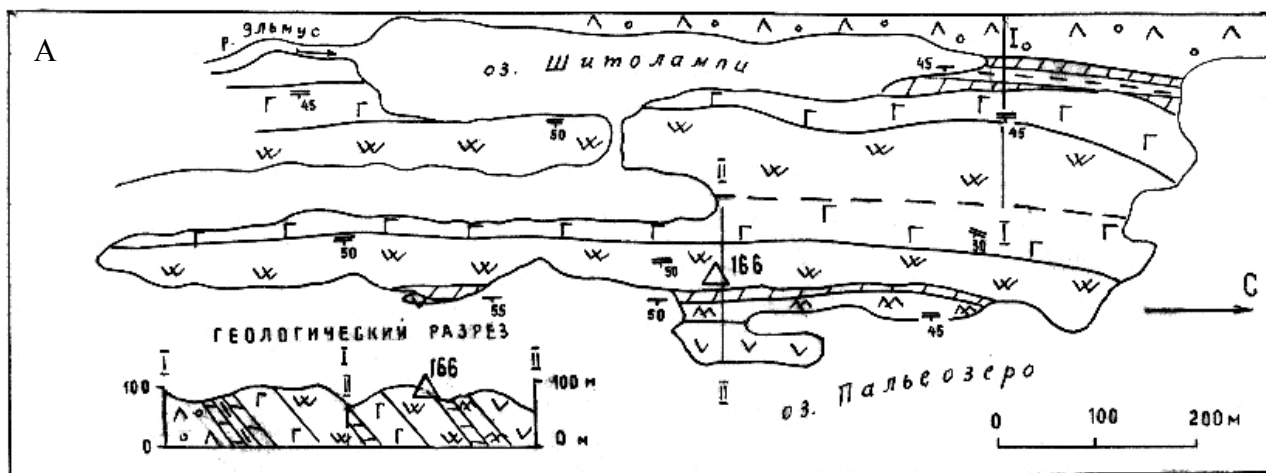


Рис. 3. Схема геологического строения участка Шитолампи (А) и его местонахождение (Б):

1-3 – Койкарско-Святнаволоцкий силл: 1 – силл лейкодиоритов (апофиз основного силла), 2 – габбровая зона (подрудный и рудный горизонты), 3 – диоритовая зона (надрудный и гранофировый горизонты); 4-5 – верхний ятулий: 4 – базальтовые лавы и лавобрекчии, 5 – доломиты; 6 – средний ятулий – базальтовые лавы и вариолитовые лавы; 7 – тектоническое нарушение; 8 – элементы залегания: а – слоистости, б – пластовой отдельности; 9 – линия геологического разреза; 10 – место отбора пробы № 166

Таблица 1

Химический состав пород, мас. %

Компоненты	Пудожгорский интрузив					Койкарско-Святнаволоцкий силл			
	С-275, интервалы, м				Проба 467	Средневзвешенный состав интрузива	Пробы		Средневзвешенный состав силла
	91,5	92,5	95,0	98,4			166	167	
SiO ₂	37,10	41,77	45,18	43,12	63,16	50,30	56,33	54,86	46,30
TiO ₂	5,13	3,84	2,98	3,48	0,90	2,85	1,63	1,39	3,10
Al ₂ O ₃	14,31	15,92	15,16	14,76	12,88	11,90	12,05	14,86	13,10
Fe ₂ O ₃	11,04	7,98	6,83	7,89	4,00	7,90	6,76	7,30	6,02
FeO	16,34	12,66	12,21	14,36	6,63	12,60	7,54	3,88	13,50
MnO	0,177	0,181	0,165	0,224	0,180	0,20	0,116	0,075	0,20
MgO	3,06	2,81	3,23	3,61	0,60	2,32	1,96	1,95	4,11
CaO	7,10	7,70	7,43	7,22	3,80	4,88	5,51	4,43	7,60
Na ₂ O	2,25	3,14	3,05	2,62	5,38	3,81	5,56	7,66	3,18
K ₂ O	0,78	0,76	0,76	0,66	1,00	1,20	0,39	0,51	0,71
H ₂ O	0,30	0,34	0,51	0,15	0,23	0,23	0,22	0,09	0,21
ппп	1,61	2,15	1,69	1,44	0,74	1,57	1,00	2,26	1,74
P ₂ O ₅	0,18	0,21	0,15	0,10	0,22	0,30	1,06	0,38	0,27
Cr ₂ O ₃	0,016	0,015		0,028	0,003	–	0,004	0,003	–

Окончание табл. 1

Компоненты	Пудожгорский интрузив						Койкарско-Святнаволоцкий силл			
	С-275, интервалы, м				Проба 467	Средневзвешенный состав интрузива	Пробы		Средневзвешенный состав силла	
	91,5	92,5	95,0	98,4			166	167		
V ₂ O ₅	0,317	0,217	0,21	0,208	0,012	–	0,006	0,022	–	
S _{сульф.}	0,03	0,03	0,02	0,05	0,02	–	<0,01	н/о	–	
Сумма	99,81	99,78	92,59	99,97	99,75	100,06	100,13	99,67	100,04	
Q	0,00	0,00	0,45	0,00	18,13	7,14	10,80	0,52	0,15	
Ort	3,84	3,72	3,72	3,25	5,91	7,09	1,89	2,48	4,20	
Al	1,04	26,57	25,81	22,17	45,52	32,24	47,04	64,81	26,91	
An	27,03	27,49	25,82	26,89	8,05	11,83	6,98	4,93	19,38	
Σ	31,91	57,78	55,35	52,31	77,61	51,16	55,91	72,22	50,49	
Di	5,95	7,89	8,49	6,99	8,14	8,84	11,24	10,47	13,89	
Hу	6,47	4,34	17,89	19,62	4,99	13,56	6,11	0,00	18,34	
Ol	10,68	8,86	0,00	1,98	–	–	0,00	0,00	–	
Σ	23,10	21,09	26,38	28,59	13,13	22,40	17,35	10,47	32,23	
Mt	16,01	11,57	9,90	11,44	5,80	11,45	9,80	10,34	8,73	
Ilm	5,85	4,37	3,40	3,97	1,71	5,41	1,86	1,58	5,89	
Σ	21,86	15,94	13,30	15,41	7,51	16,86	11,66	11,92	14,62	
Ap	0,43	0,50	0,36	0,24	0,52	0,71	2,51	0,90	0,64	

Примечание. Лаборатория ИГ КарНЦ РАН, аналитики: В. А. Кукина, Г. К. Пунка, В. Л. Утицына, Н. В. Питкя.

Таблица 2

Рентгеноспектральный анализ плагиноклаза из пробы № 166

Окислы	Содержание, мас. %					
SiO ₂	70,12	69,78	70,20	69,56	69,93	70,26
Al ₂ O ₃	18,59	18,96	18,56	19,21	18,87	18,79
CaO	0,32	–	–	–	–	–
Na ₂ O	10,98	11,26	11,24	11,23	11,20	10,95
Сумма	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Таблица 3

Рентгеноспектральный анализ апатита из пр. № 166, мас. %

Компоненты	14	15	16	21	22
CaO	49,42	49,85	49,93	49,41	49,80
FeO	0,56	–	–	–	–
P ₂ O ₅	44,07	44,27	44,73	44,74	44,60
Cl	0,23	–	0,21	0,28	0,19
F	5,72	5,88	5,13	6,39	5,67
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,82	100,26

Таблица 4

Рентгеноспектральный анализ амфиболов из пробы № 166 Койкарско-Святнаволоцкого интрузива, мас. %

Компоненты	Amf-1		Amf-2		Amf-1	Amf-2			Amf-1		Amf-2				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	19	20
SiO ₂	46,66	47,50	47,61	44,11	47,40	43,53	54,55	46,39	47,42	47,43	46,65	46,48	45,64	45,98	45,77
TiO ₂	1,28	1,35	–	0,79	1,27	–	–	–	1,37	1,04	–	–	–	–	1,16
Al ₂ O ₃	6,05	6,01	7,13	9,43	6,10	11,67	2,12	8,77	5,85	6,09	7,25	7,52	8,44	8,23	7,98
FeO	26,76	26,29	24,41	26,41	26,06	25,60	21,77	24,55	26,22	26,08	26,19	25,33	26,15	24,72	24,94
MnO	0,45	–	–	–	0,72	0,32	0,45	–	0,63	0,41	0,48	0,39	–	0,60	–
MgO	5,01	5,44	6,68	4,37	5,30	4,37	9,77	5,53	5,43	6,05	6,20	6,21	5,40	5,75	5,81
CaO	10,44	10,43	11,11	10,99	10,36	10,77	10,58	11,16	10,37	10,18	10,39	10,79	11,36	11,22	11,08
Na ₂ O	1,70	1,61	1,17	1,39	1,36	1,70	0,50	1,38	1,12	1,35	1,09	1,30	1,10	1,44	1,09
K ₂ O	1,25	1,06	1,03	1,47	1,05	1,19	0,25	1,15	1,06	1,01	0,99	1,10	1,00	1,08	1,28
Cl	0,39	0,31	0,85	1,04	0,26	0,57	–	0,72	0,54	0,37	0,75	0,88	0,91	0,99	0,90
Сумма	99,99	100,0	99,99	100,0	99,88	99,72	99,99	99,65	100,01	100,01	99,99	100,0	100,0	100,01	100,01

Примечание. Анализ минералов в табл. 2–4, 6 выполнен на микроанализаторе TESCAN, аналитик – А. Н. Сафронов; номера точек анализирувания в таблице соответствуют номерам на рисунках.

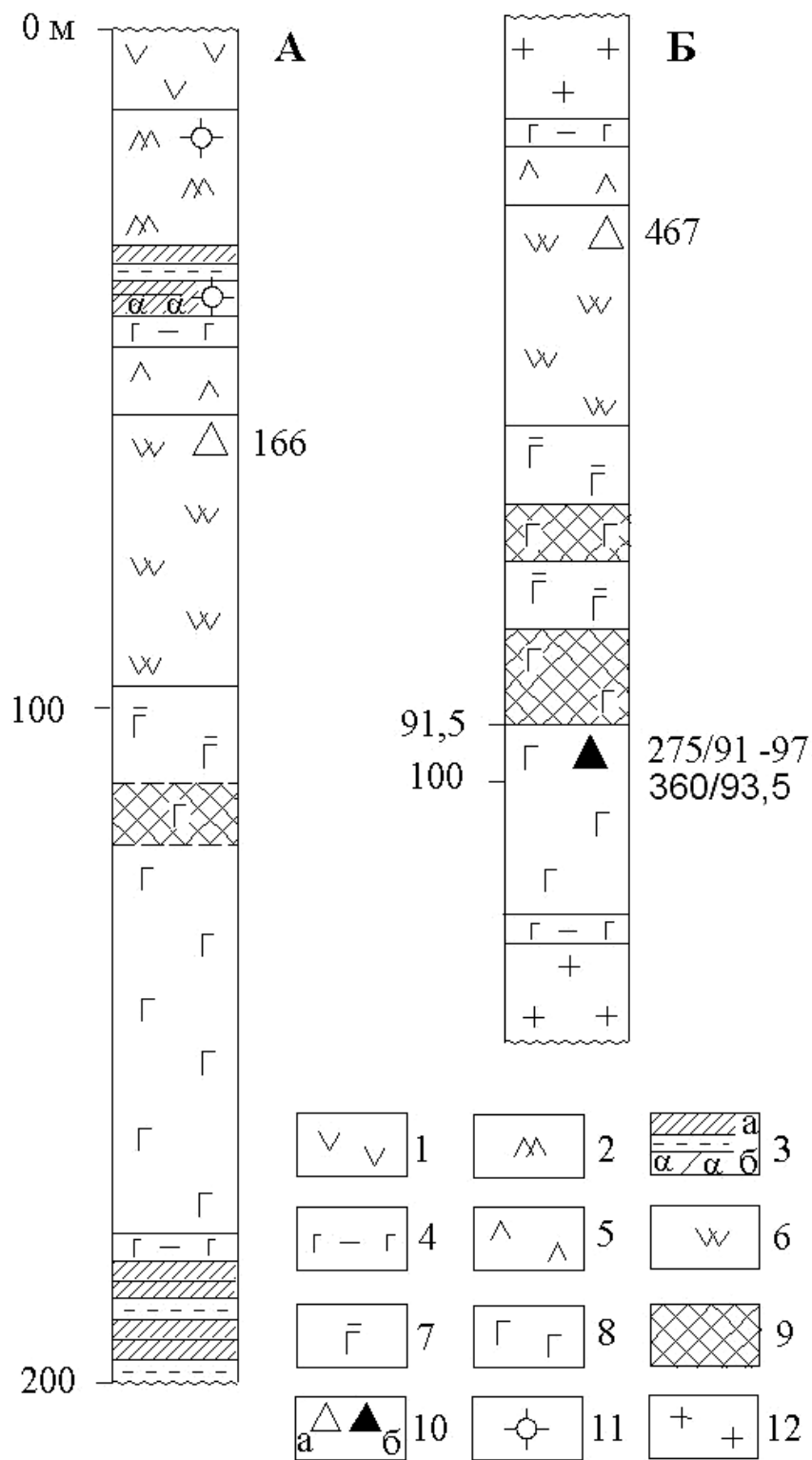


Рис. 4. Местоположение проб на радиогенный возраст в разрезе интрузивов:

А – Койкарско-Святнаволоцкий силл, участок Шитолампи; Б – Пудожгорский интрузив, участок Пудожгорское месторождение. 1 – базальтовые лавы и лавобрекчии верхнего ятулия; 2 – апофиз силла; 3 – доломиты, реже алевролиты и песчаники с карбонатным цементом (а) и везувиановые скарны по ним (б); 4 – эндоконтактные зоны интрузивов (афанитовые – м/з габбродолериты); 5–7 – диоритовая зона и горизонты: 5 – такситовый, 6 – гранофиоровый, 7 – надрудный; 8 – габбровая зона – подрудный и рудный горизонты; 9 – титаномагнетитовый рудный; 10 – пробы на радиогенный возраст по: циркону (а), пироксену (б), 11 – образцы; 12 – плагиомикроклиновые граниты

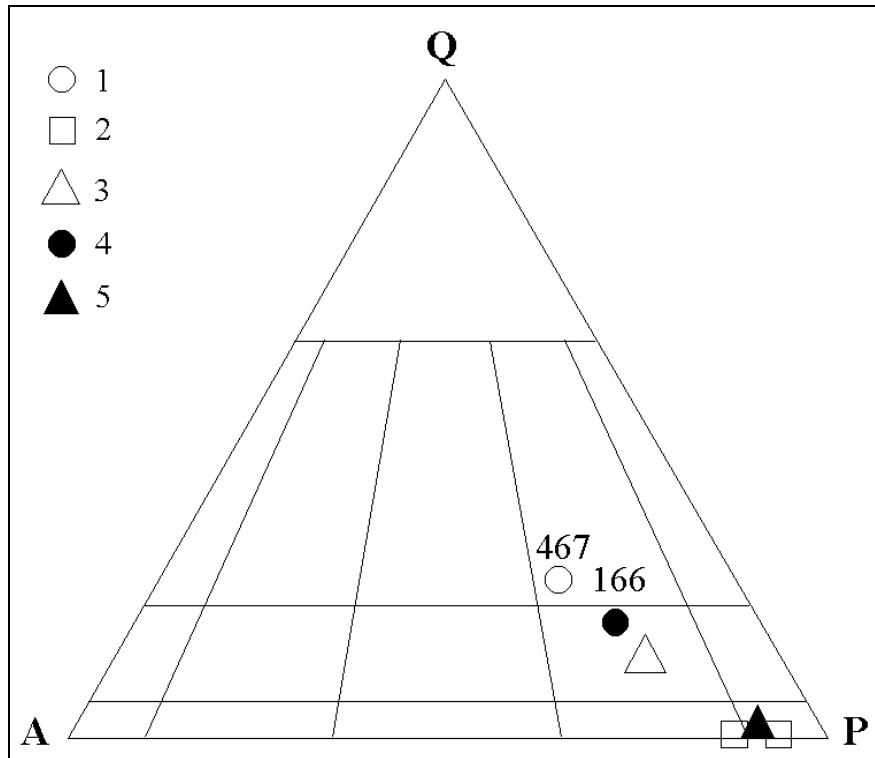


Рис. 5. Диаграмма QAPF модального состава пород:

Пудожгорский интрузив (1–3): 1 – пр. № 467 (гранодиорит); 2 – пр. № 275 (долерит, монцодолерит); 3 – средневзвешенный состав интрузива (кварцевый монцодолерит). Койкарско-Святнаволоцкий силл (4–5): 4 – пр. № 166 (кварцевый монцодиорит); 5 – средневзвешенный состав (долерит)

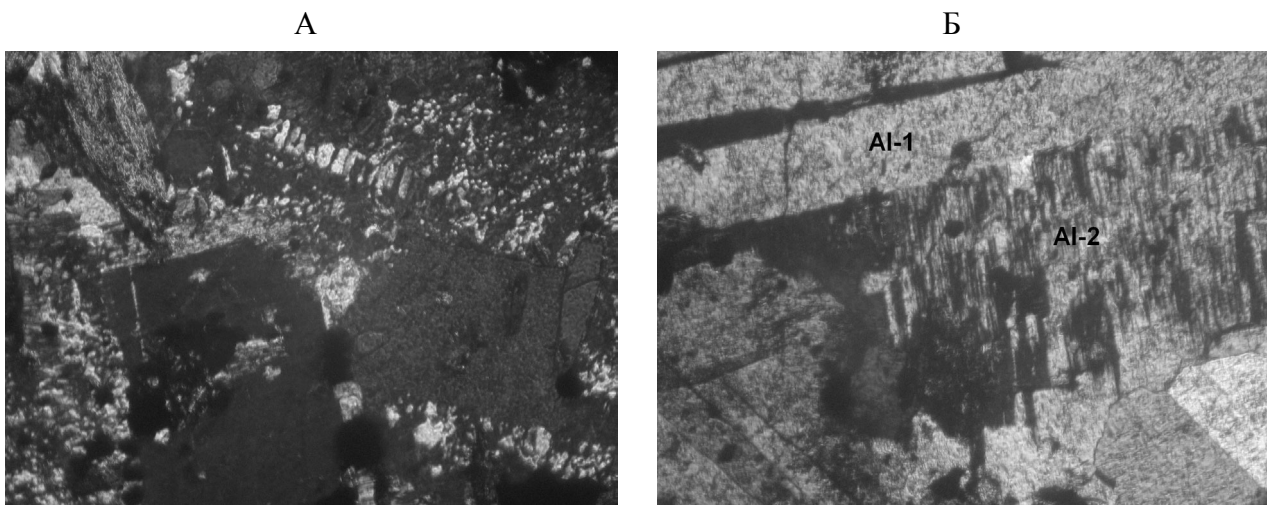


Рис. 6. Кварцевый монцодиорит. Шл. 166 с анализатором. Структура гипидиоморфнозернистая гранофировая. Между таблитчатым альбитом в интерстициях альбитовый гранофир (А) или шахматный альбит (Б). Ширина поля зрения 2,0 мм

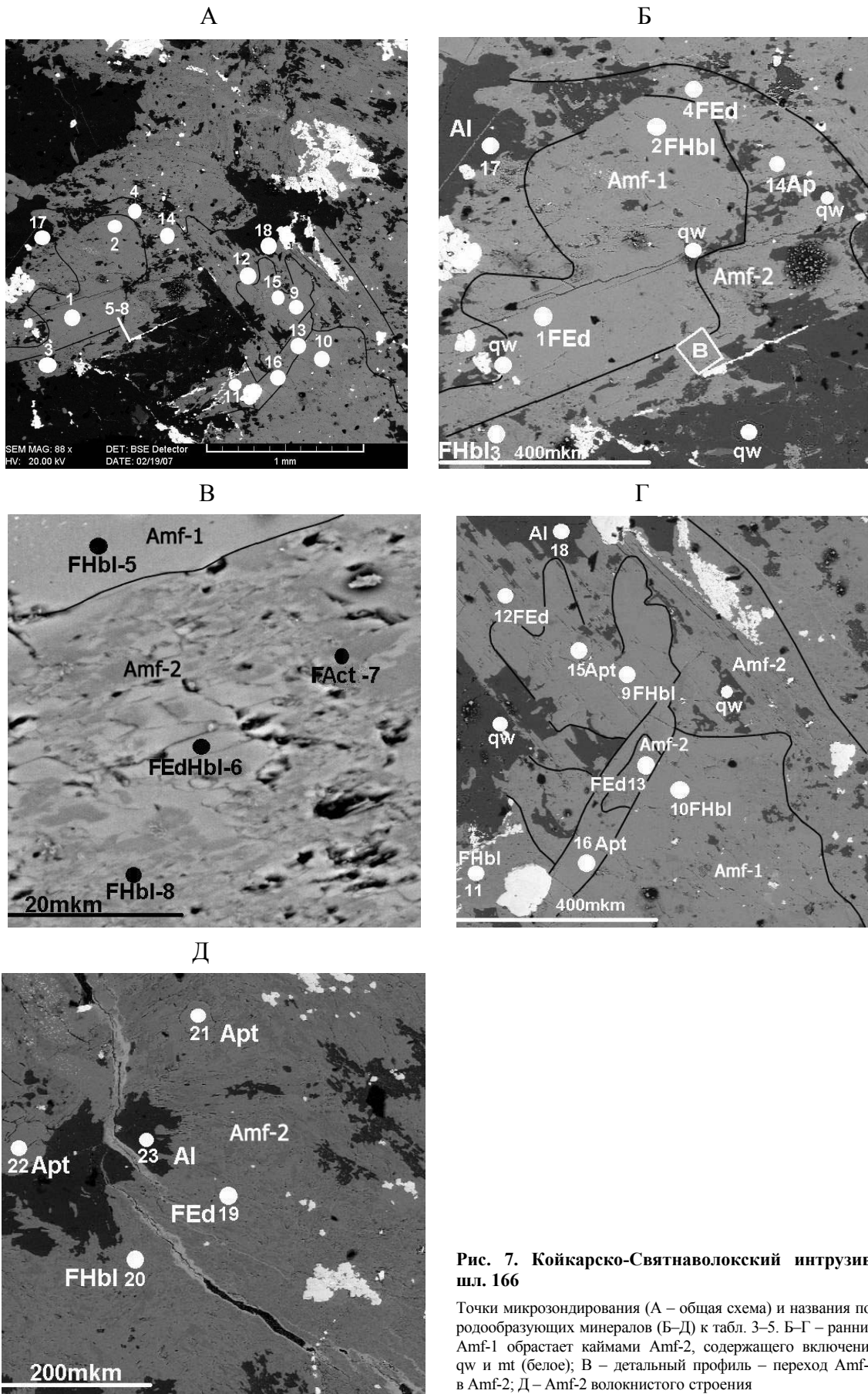


Рис. 7. Койкарско-Святнаволоцкий интрузив, шл. 166

Точки микрозондирования (А – общая схема) и названия породообразующих минералов (Б–Д) к табл. 3–5. Б–Г – ранний Amf-1 обрастает каймами Amf-2, содержащего включения qw и mt (белое); В – детальный профиль – переход Amf-1 в Amf-2; Д – Amf-2 волокнистого строения

Таблица 5

Кристаллохимические формулы и номенклатура амфиболов из проб № 467 и 166

№ точки	Na	K	ΣA	Fe ²⁺	Mn	Ca	Na	ΣB	Al (VI)	Ti	Mg	Fe ²⁺	Mn	ΣC	Si	Al (IV)	ΣT	O	OH	F	ΣAl	Mg/ Mg+Fe ²⁺	Номенклатура
Пудожгорский интрузив, проба № 467																							
1	0,22	0,57	0,79	0,03	0,10	1,80	0,07	2,00	0,54	0,00	0,35	4,11	0,00	5,00	6,71	1,29	8,00	22,0	2,00	0,92	1,83	0,08	FEd-Hbl
2	0,32	0,54	0,86	0,06	0,08	1,77	0,09	2,00	0,57	0,00	0,45	3,98	0,00	5,00	6,67	1,33	8,00	22,0	2,00	0,90	1,90	0,10	FEd-Hbl
3	0,27	0,57	0,84	0,12	0,07	1,85	0,00	2,04	0,47	0,00	0,39	4,14	0,00	5,00	6,65	1,35	8,00	22,0	2,00	0,92	1,82	0,08	FEd-Hbl
4	0,31	0,54	0,85	0,00	0,09	1,87	0,04	2,00	0,52	0,00	0,38	4,10	0,00	5,00	6,71	1,29	8,00	22,0	2,00	0,92	1,81	0,08	FEd-Hbl
5	0,31	0,49	0,80	0,08	0,07	1,85	0,00	2,00	0,50	0,00	0,39	4,11	0,00	5,00	6,73	1,27	8,00	22,0	2,00	0,91	1,77	0,09	FEd-Hbl
6	0,24	0,60	0,84	0,00	0,08	1,75	0,17	2,00	0,63	0,00	0,32	4,05	0,00	5,00	6,69	1,31	8,00	22,0	2,00	0,93	1,94	0,07	FEd-Hbl
Койкарско-Святяноволоский силл, проба № 166																							
1	0,26	0,24	0,50	0,00	0,04	1,72	0,24	2,00	0,26	0,15	1,14	3,43	0,02	5,00	7,17	0,83	8,00	22,0	2,00	0,75	1,09	0,25	FEd
2	0,24	0,20	0,44	0,06	0,00	1,70	0,24	2,00	0,31	0,16	1,24	3,29	0,00	5,00	7,23	0,77	8,00	22,0	2,00	0,73	1,08	0,27	FHbl
3	0,23	0,20	0,43	0,08	0,00	1,80	0,12	2,00	0,48	0,00	1,01	3,01	0,00	5,00	7,21	0,79	8,00	22,0	2,00	0,67	1,27	0,33	FHbl
4	0,27	0,30	0,57	0,4	0,04	1,82	0,14	2,00	0,53	0,09	1,00	3,38	0,00	5,00	6,82	1,18	8,00	22,0	2,00	0,77	1,71	0,23	FEd
5	0,18	0,20	0,38	0,00	0,09	1,69	0,22	2,00	0,33	0,15	1,20	3,32	0,00	5,00	7,23	0,77	8,00	22,0	2,00	0,73	1,10	0,27	FHbl
6	0,41	0,24	0,65	0,09	0,05	1,77	0,09	2,00	0,80	0,00	1,00	3,20	0,00	5,00	6,69	1,31	8,00	22,0	2,00	0,77	2,11	0,23	FEd-FHbl
7	0,00	0,00	0,00	0,08	0,05	1,65	0,14	1,97	0,31	0,00	2,12	2,57	0,00	5,00	7,94	0,06	8,00	22,0	2,00	0,56	0,37	0,44	FAct
8	0,23	0,22	0,45	0,01	0,00	1,82	0,17	2,00	0,63	0,00	1,25	3,12	0,00	5,00	7,06	0,94	8,00	22,0	2,00	0,71	1,57	0,29	FHbl
9	0,15	0,20	0,35	0,04	0,08	1,70	0,18	2,00	0,29	0,16	1,24	3,31	0,00	5,00	7,24	0,76	8,00	22,0	2,00	0,73	1,05	0,27	FHbl
10	0,23	0,20	0,43	0,12	0,05	1,66	0,17	2,00	0,31	0,12	1,37	3,20	0,00	5,00	7,21	0,79	8,00	22,0	2,00	0,71	1,10	0,29	FHbl
11	0,28	0,20	0,48	0,19	0,06	1,70	0,05	2,00	0,43	0,00	1,41	3,16	0,00	5,00	7,13	0,87	8,00	22,0	2,00	0,70	1,30	0,30	FHbl
12	0,31	0,22	0,53	0,11	0,05	1,76	0,08	2,00	0,46	0,00	1,41	3,13	0,00	5,00	7,10	0,90	8,00	22,0	2,00	0,70	1,36	0,30	FEd
13	0,30	0,20	0,50	0,10	0,00	1,87	0,03	2,00	0,52	0,00	1,23	3,25	0,00	5,00	6,99	1,01	8,00	22,0	2,00	0,73	1,53	0,27	FEd
19	0,32	0,20	0,52	0,00	0,06	1,84	0,10	2,00	0,52	0,00	1,31	3,16	0,01	5,00	7,03	0,97	8,00	22,0	2,00	0,71	1,49	0,29	FEd
20	0,19	0,26	0,45	0,05	0,00	1,81	0,14	2,00	0,41	0,14	1,32	3,13	0,00	5,00	6,98	1,02	8,00	22,0	2,00	0,71	1,43	0,29	FHbl

Примечание. Номенклатура амфиболов рассчитана по международной «Номенклатуре амфиболов...» (1997); номера точек 1–6 соответствуют табл. 6, точек 1–20 – табл. 4.

Проба № 467 на радиогенный возраст по циркону отобрана из Пудожгорского интрузива в 7 км к юго-востоку от д. Римское на правом берегу р. Тубы у Михеева порога (рис. 2) из верхней части гранофирового горизонта диоритовой зоны (рис. 4). Порода, из которой она отобрана, очень близка по структуре (рис. 6, 8), химическому и минералогическому составам (табл. 1) к пр. № 166 и, согласно «Классификации...» (1997), относится к гранодиоритам (рис. 5). В ее составе: кварц – 20%, амфибол – 15%, рудный – 10%, альбит – 55%, фторапатит – 1%. Кварц находится в избыточном количестве и содержится не только в гранофире, но и образует обособления до 0,2 мм (рис. 8). В отличие от шл. № 166 шахматный альбит здесь выполняет не только интерстициальные промежутки, но образует и таблитчатые гипидиоморфные кристаллы и реже каймы вокруг высокотемпературного Al-1. Амфибол также двух генераций (рис. 9, А). Преобладает Amf-1, в котором концентрируется апатит (рис. 9, Б, В). Amf-2 представлен только волокнистыми агрегатами (рис. 9, Г), находится в подчиненном соотношении, кайм не образует. Состав и номенклатура их идентичны – калиевые хлорные ферроэденит-роговообманковые амфиболы (рис. 9, табл. 4–5). От амфиболов пр. № 166 (табл. 4) они отличаются повышенным содержанием К и аномально высокими содержаниями Cl, до 2,5% (табл. 6). Обе генерации плагиоклаза являются чисто натриевыми и не содержат калия, отвечают альбиту № 0-5 (табл. 6). Апатит представлен фторапатитом (6,3–6,57% F) и, в отличие от описанного, не содержит Cl (табл. 3, 6).

Пробы 275/91,5–97; 91–92,5 м и 360/93,5 м были отобраны из разведочных скважин, пробуренных на Пудожгорском месторождении титаномагнетитовых руд в 1951–1952 гг. (рис. 2). Для датировки Sm-Nd методом использован керн из верхней части подрудного горизонта на границе с подошвой рудного горизонта в интервалах 91–97 м (С-275, разв. лин. № 8) и 93,5 м (С-360, разв. лин. № 2а) с наиболее высокой сохранностью клинопироксена (рис. 4). Химический состав породы характеризуется табл. № 1, модальный – соответствует долериту и монцодолериту (рис. 5). В нормативном составе рассчи-

тывается оливин, хотя в породе он отсутствует. Такой расчет по оливину характерен для верхней части подрудного горизонта с низким, как у ультрамафитов, содержанием SiO_2 – 37,1–43,1% (табл. 1).

Состав первичного парагенезиса в обеих пробах идентичен и представлен минералами: главные – моноклинный пироксен, плагиоклаз, титаномагнетит (рис. 10); второстепенные – микропегматит (гранофир) ± свободный кварц (до 1–2%), апатит – 0,5% ± биотит (0,1–0,5%). Пироксен по составу соответствует авгиту – Wo 34,9 En 35,4 Fs 29,7 – Wo 35,9 En 39,1 Fs 24,4 (табл. 7, рис. 11). Отмечаются все стадии изменения пироксена – побурение, опацификация, амфиболлизация. Амфибол, замещающий пироксен, представлен ферророговой обманкой. Плагиоклаз идиоморфный, свежий, соответствует лабрадору № 54–61, до битовнита – № 71 (табл. 7). Для исследования были подготовлены навески не затронутого изменениями клинопироксена, наиболее чистые кристаллы плагиоклаза и апатита.

Морфология цирконов

Цирконы, выделенные из проб № 166 и 467, характеризуются одинаковым габитусом – удлиненно-призматическим (табл. 8, 9). На их долю приходится 95–98% кристаллов. В пр. № 166 коэффициент удлинения цирконов 4–6, в пр. № 467 более высокий – до 10. Пробы занимают одинаковое положение в разрезе интрузивов – вблизи кровли. Цирконы кристаллизовались в условиях высокой концентрации щелочей и летучих. Содержание хлора в амфиболе здесь максимальное – до 1–2,5% (табл. 3, 6), а фтора в апатитах – 5,1–6,6% (табл. 5, 6). Такой габитус цирконов характерен только для верхних частей разреза. Цирконы, выделенные из нижней части гранофирового горизонта и его границы с надрудным горизонтом (пр. 335 и 468), имеют преимущественно дипирамидально-призматический облик, гиацинтовый и цирконовый габитус. Эти части разреза также характеризуются высоким содержанием щелочей в породе (табл. 10) и наличием свободного кварца.

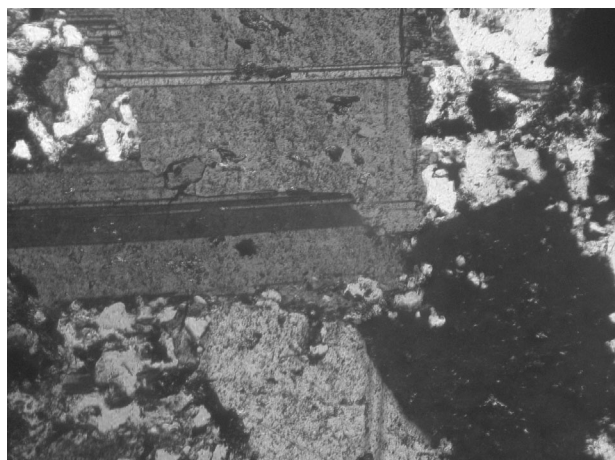
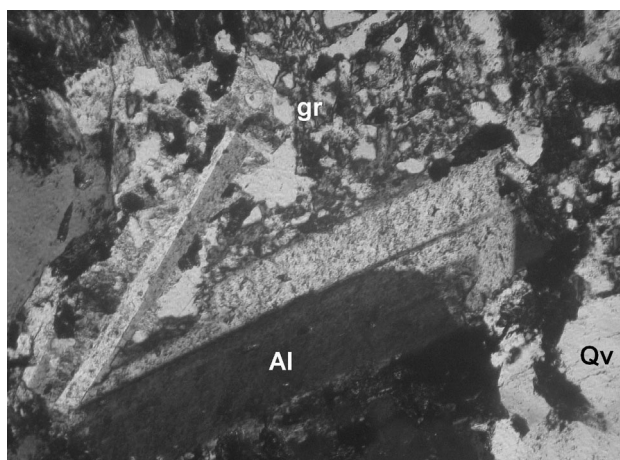


Рис. 8. Гранодиорит. Шл. 467 с анализатором. Структура гипидиоморфнозернистая гранофировая. Белое – кварц. Ширина поля зрения 2,0 мм

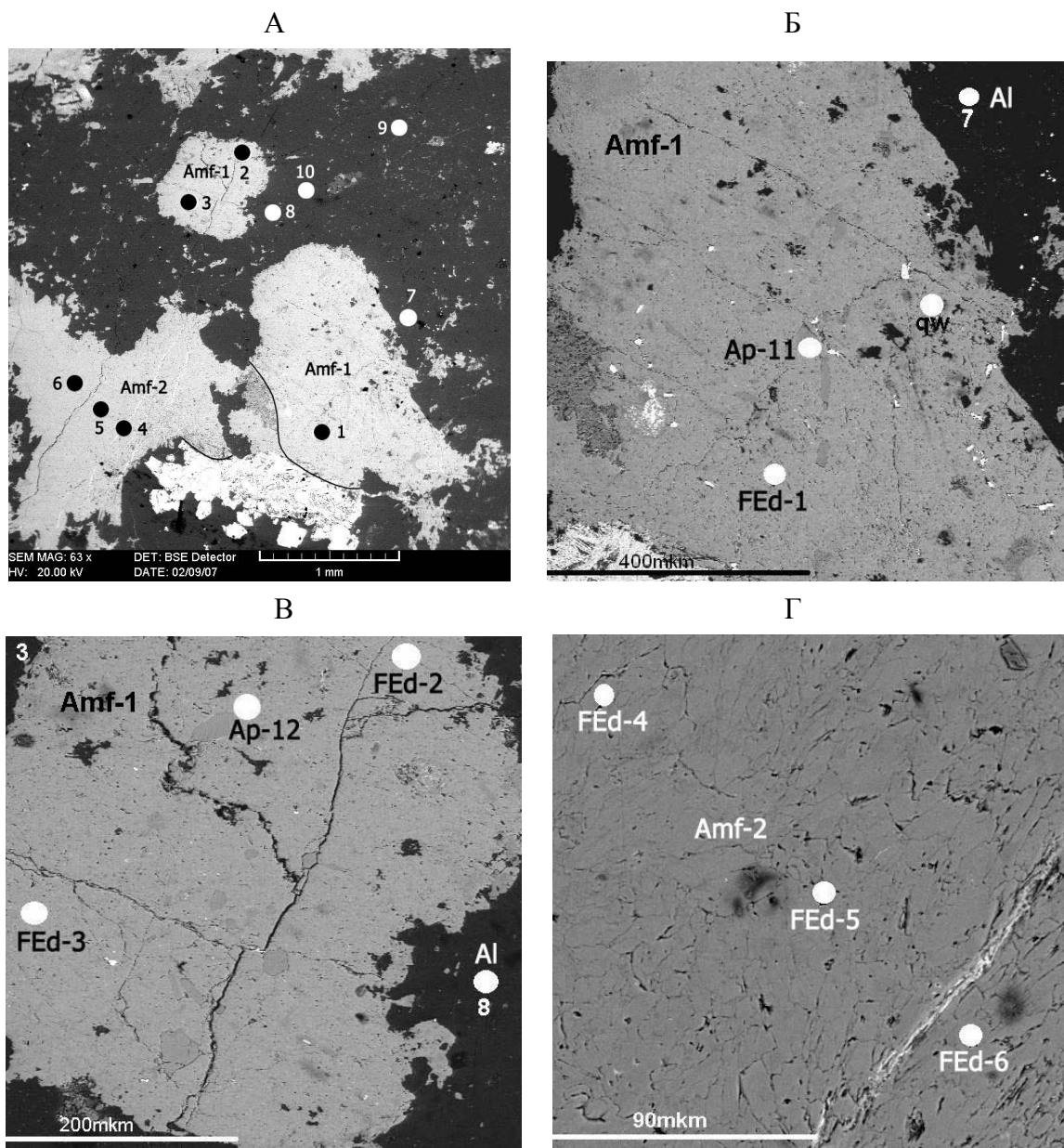


Рис. 9. Пуджогорский интрузив, шлиф № 467. Точки микрозондирования (А – общая схема) и к табл. 4, 6 названия породообразующих минералов: Б, В – Amf-1 и Г – Amf-2

Таблица 6

Рентгеноспектральные анализы минералов пробы № 467 Пуджогорского интрузива, мас. %

Компо- ненты	Амфибол						Плагиоклаз				Апатит	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	41,32	41,34	40,90	1,51	41,67	41,34	69,36	69,67	69,59	69,75	–	–
Al ₂ O ₃	9,56	9,96	9,50	9,51	9,32	10,19	19,06	18,56	18,78	18,75	–	–
FeO	30,45	29,97	31,32	30,29	31,01	29,94	–	–	–	–	–	0,74
MnO	0,71	0,54	0,47	0,61	0,51	0,54	–	–	–	–	–	–
MgO	1,45	1,86	1,61	1,59	1,61	1,32	–	–	–	–	–	–
CaO	10,36	10,24	10,60	10,80	10,70	10,07	0,36	–	–	–	49,29	48,93
Na ₂ O	0,96	1,30	0,89	1,13	1,02	1,29	11,21	11,77	11,64	11,50	–	–
K ₂ O	2,73	2,61	2,74	2,67	2,33	2,92	–	–	–	–	–	–
P ₂ O ₅	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	44,14	44,04
Cl	2,47	2,19	1,98	1,88	1,82	2,37	–	–	–	–	–	–
F	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	6,57	6,30
Сумма	100,01	100,01	100,01	99,99	99,99	99,98	99,99	100,00	100,01	100,00	100,00	100,01

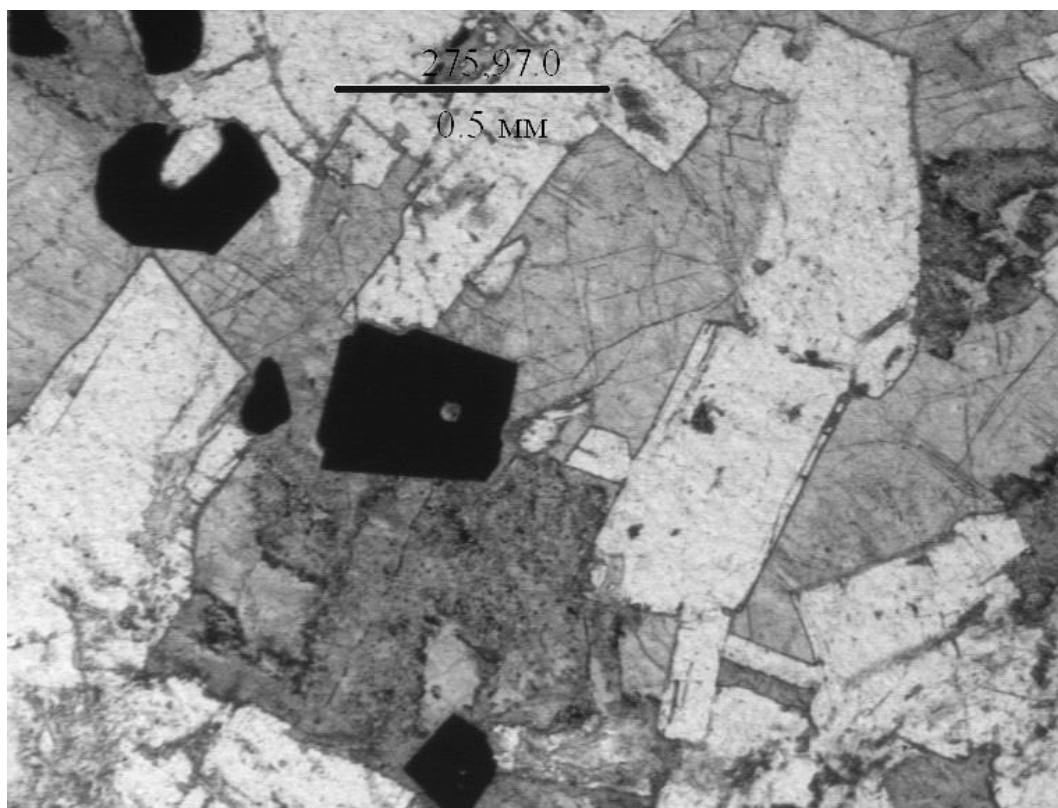


Рис. 10. Подрудный горизонт. Шлиф скв. 275, инт. 97 м. Долерит. Белое идиоморфное – плагиоклаз. Серое – свежий клинопироксен. Темно-серое – амфибол по клинопироксену, видны реликты последнего. Черное – титаномагнетит

Таблица 7

Рентгеноспектральный анализ минералов Пудожгорского интрузива. Подрудный горизонт, скв. № 275, мас. %

Компонент	Клинопироксен				Плагиоклаз					
	Интервал, м – № точки на рис. 6, 7				Интервал, м – № точки на рис. 6, 7					
	92,5–1	92,5–2	97–2	97–5	92,5–3	92,5–4	92,5–7	92,5–9	97–1	97–4
SiO ₂	52,30	51,39	51,18	51,8	54,39	53,53	53,75	53,96	52,25	52,25
TiO ₂	0,83	0,67	0,67	0,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	1,32	2,27	0,95	1,89	28,92	28,92	28,54	28,17	27,98	27,03
Fe ₂ O ₃	0,33	–	1,34	–	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	16,81	15,32	13,97	14,54	0,77	1,16	1,54	1,54	0,90	1,03
MnO	–	–	0,52	–	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	11,44	11,94	13,93	13,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	15,66	17,20	17,48	17,48	11,33	12,03	11,89	10,63	13,15	11,89
Na ₂ O	1,21	–	–	–	4,31	3,91	3,91	4,45	2,96	3,64
K ₂ O	–	–	–	–	0,24	0,48	0,36	0,84	0,00	0,36
Wo (%)	34,86	37,58	35,88	36,61						
En (%)	35,42	36,29	39,11	39,62						
Fs (%)	29,72	26,13	24,35	23,77						
F (%)	45,60	71,90	37,90	37,50						
Al					0,402	0,360	0,365	0,409	0,289	0,348
An					0,584	0,611	0,613	0,540	0,711	0,629
Ort					0,015	0,029	0,022	0,051	0,00	0,023

Примечание. CAMSKAN – 4DV, аналитик – Ю. Л. Крецер.

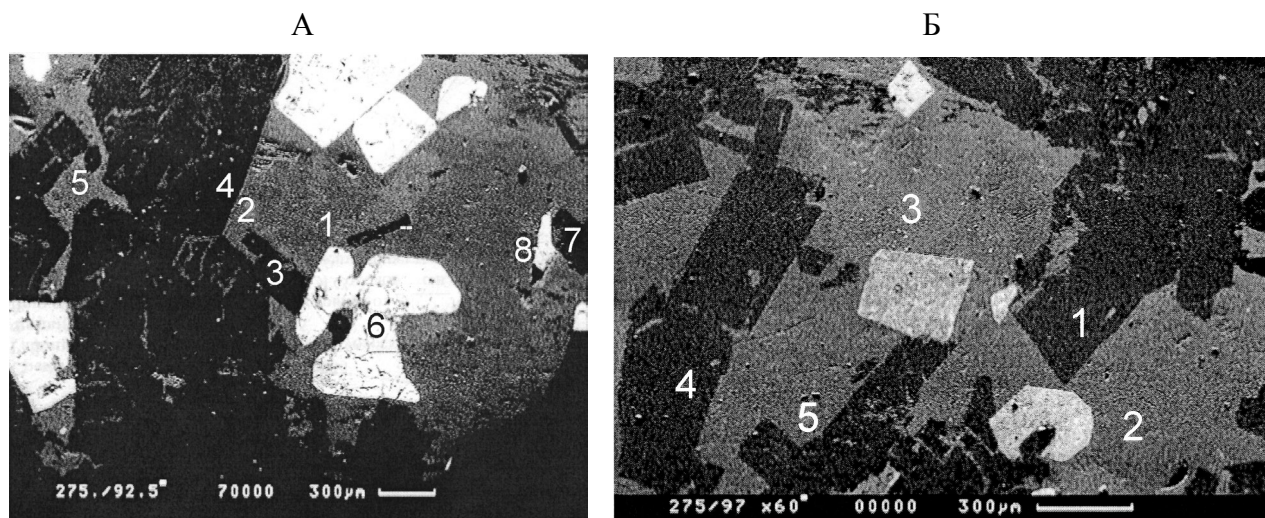


Рис. 11. Точки микрозондирования, к табл. 7. Прозрачно-полированный шлиф – скв. 275, инт. 97 м. А – точки 3, 4, 7 – плагиоклаз. Точки 1, 2, 5 – клинопироксен. Точка 6 – титаномagnetит. Б – точки 1, 4 – плагиоклаз (черное идиоморфное). Точки 2, 3, 5 – клинопироксен (основное темно-серое поле). Светло-серое – титаномagnetит

Таблица 8

Характеристика цирконов из пробы № 166 Койкарско-Святнаволоцкого силла

Индикаторные генерационные признаки	Выделяемые группы цирконов				
	Призматическая Группа 1	Цирконовая Группа 2	Эллипсоидная Группа 3	Обломочная Группа 4	Сростки Группа 5
Степень идиоморфизма	Высокая, средняя	Высокая	Низкая	Низкая	Высокая, средняя
Габитус	Призматический	Пирамидально-призматический	Близкий к изометричному	Остроугольные обломки	Призматический
Облик	Удлиненный, уплощенный	Коротко-призматический	Овальный	Обломочный	Удлиненный
Коэффициент удлинения	4,0–6,0	1,0–2,0	1,5	1,5	2,0–4,0
Цвет	Розовый, желтоватый до бурого	Темно-бурый	Светло-розовый	Розовый, бурый	Бурый
Состояние поверхности	Ожелезненная, матовая, с изломами, трещиноватая		Блестящая, почти ровная	Ожелезненная, трещиноватая	Ожелезненная
Строение (внутреннее)	Простое, низкое двупреломление, трещиноватость продольная и поперечная		Простое, пониженное двупреломление	Низкое двупреломление	Низкое двупреломление
Включения	Черные, непрозрачные		Без видимых включений	Черные, редкие	
Зональность	Отсутствует		Нечеткая полизональность	Незональные	Незональные
Люминесценция	В ультрафиолетовых лучах не люминесцирует				
Радиоактивность	Радиоактивность не обнаружена				
Морфогенетический тип	Призматический	Цирконовый			
Содержание	Около 95%	Редкие зерна	Редкие зерна	Около 5%	Редкие зерна

Примечание. Здесь и в табл. 9: генерационный анализ выполнен в лаборатории технологической минералогии ИГ КарНЦ РАН, аналитик – П. И. Кукушкина.

Таблица 9

Характеристика цирконов из пробы № 467 Пудожгорского интрузива

Индикаторные и генерационные признаки	Морфологические группы цирконов			
	Призматическая	Карандашная	Цирконовая	Гиацинтовая
Степень идиоморфизма	Высокая, средняя	Высокая, средняя	Высокая	Средняя, низкая
Габитус	Призматический	Призматический	Дипирамидально-призматический	
Облик	Удлиненный		Близкий к изометрическому	
Коэффициент удлинения	До 10,0	До 8,0	1,5–2,5	1,5–2,5
Цвет	Свегло-розовый, желтоватый, пятнисто-ожеженный			
Состояние поверхности	Шероховатая, трещиноватая, ожеженная			Блестящая, гладкая
Строение (внутреннее)	Простое	Простое	Простое	Простое и сложное
Включения	Гидроокислы железа			Микровключения не исследованы
Зональность	Отсутствует			Зональный и незональный
Количество зерен с ядром	Нет	Нет	Нет	Два зерна
Форма ядра				Бесформенное, трещиноватое
Люминесценция	В ультрафиолетовых лучах не обнаружена			
Радиоактивность	Не обнаружена			
Морфогенетический тип	Призматический	Карандашевидный	Цирконовый	Гиацинтовый
Содержание, %	98%	1%	1%	Ед. зн. (5 зерен в концентрате)

Таблица 10

Морфологические особенности цирконов в зависимости от положения в разрезе Пудожгорского интрузива

№ пробы	Распределение разновидностей цирконов по морфологическим признакам, %								Содержание в породе: числитель – Na ₂ O+K ₂ O, знаменатель – Na ₂ O/K ₂ O, мас. %	
	Призматическая с коэффициентом удлинения			Дипирамидально-призматическая с коэффициентом удлинения				Изометричная		
	3–5	до 8	до 10	гиацинтовые	цирконовые	игло-копьевидные	до 8			
Надрудный горизонт (кровля)										
335	25	–	–	10	65	–	–	–	–	4,72 2,3
Гранофировый горизонт (подошва)										
468	–	–	–	100	–	–	–	–	–	5,43 7,8
Гранофировый горизонт (кровля)										
467	–	1	98*	Ед. зн.	1*	–	–	–	–	6,38 5,4
Вмещающие плагиомикроклиновые граниты (120 м от верхнего контакта по разрезу)										
336	–	–	–	90	–	2	2	3	3	7,98 0,85

Примечание. * – группы цирконов, по которым проводились аналитические исследования U-Pb системы.

Результаты изотопно-геохронологических исследований

Процедура U-Pb анализов на SHRIMP-II

U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре Изотопных Исследований ВСЕГЕИ им. А. П. Карпинского.

Отобранные вручную зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500. Далее зерна цирконов были сошлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов.

Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике, описанной в статье I. S. Williams (1998). Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) – 20 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID (см.: Ludwig, 2000). U-Pb отношения нормализовались на значение 0,0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416,75 млн лет (Black, Kamo, 2003). Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне одной сигма, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне двух сигма. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX (Ludwig, 1999).

Процедура Sm-Nd изотопного анализа

Аналитические исследования выполнялись в лаборатории Геологической службы Финляндии (г. Эспоо). Образцы весом 150 мг были растворены в смеси HF-HNO₃ в тefлоновых бомбах в течение 48 часов. После тщательного выпаривания флюоридов (с HNO₃) остаток был растворен 6 М HCl, что позволило получить чистый раствор. Смешанный трассер (¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd) добавлялся в образец до растворения. Измерения производились динамическим методом на масс-спектрометре VG Sector 54 d в трехленточном режиме. На основании повторяемых измерений установлена ошибка в отношении ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd – 0,4%. Отношение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd нормализовано по отношению к ¹⁴⁵Nd/¹⁴⁴Nd = 0,7219. При измерении в трехленточном режиме среднее значение стандарта La Jolla составило по отношению ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 0,511851 ± 0,000006 (стандартное отклонение, n = 48).

Результаты изотопного Sm-Nd и U-Pb анализов по Пудожгорскому интрузиву

Анализировались четыре образца, по которым было выполнено 11 измерений по породе в целом и выделенным минеральным фракциям (пироксены, плагиоклазы и апатит) (табл. 11). Сепарация минеральных фракций производилось в Институте геологии КарНЦ РАН. Плагиоклазы оказались сильно измененными, и из них были отобраны наиболее свежие зерна под бинокулярным микроскопом. Ввиду вторичных изменений минералов отмечается их незначительная гетерогенность. По двум фракциям плагиоклаза навеска оказалась очень маленькой (0,05 г с содержанием около 60 ng Nd), что определило существенную аналитическую погрешность. Остальные пробы удовлетворяют требованиям анализа. Изохрона, построенная по всем 11 анализам, показывает возраст 2174 ± 74 Ma (ε(Nd) = +1,3, MSWD = 3,1), однако аналитическая ошибка все же существенна (рис. 12).

Расчеты возрастов по отдельным образцам по программе ISOPLOT показали следующие результаты (рис. 13, 14):

Jt 275/1 (wr, apt, plag): = 2215 ± 81 Ma,
eps = +1,8, MSWD = 0,87

Jt 275/2 (wr, prx, plag): = 2212 ± 56 Ma,
eps = +1,1, MSWD = 1,7

Jt-275/91,5 (wr, plag): = 2116 ± 120 Ma,
eps = +1,2

360/93,5 (wr, prx, plag): = 2097 ± 1500 Ma,
eps = +1,1, MSWD = 3,7

Большая ошибка в последнем образце вызвана значительным разбросом точек на диаграмме и математической погрешностью аппроксимации данных. Для остальных образцов полученные результаты можно считать приемлемыми. Тем не менее отмечается некоторый разброс точек и для проб из скважины 275. Причина этого может быть связана с метаморфическими изменениями пироксена и незначительным присутствием амфиболов и других вторичных минералов в анализируемых навесках.

Представляется, что наиболее точные результаты получены по образцам Jt 275/1 и Jt 275/2, показывающим близкие возрасты – около 2,2 Ga, хотя отмечаются некоторые отличия в первичных значениях ε. Это может свидетельствовать о различной степени контаминации интрузива архейскими гнейсами.

Таким образом, результаты определения возраста по Sm-Nd методу подтверждают ранее существовавшие представления о ятулийском времени формирования интрузива. Мафические дифференцированные интрузии с возрастом около 2,2 Ga также широко распространены в Финляндии, где они локализируются в большинстве случаев вблизи контакта архейских гнейсов и протерозойских супракрустальных образований. Sm-Nd данные по ним показывают первичные значения ε(Nd) около +0,6 (Hanski et al., in prep.).

Однако результаты анализа цирконов на ионном зонде SHRIMP-II не подтвердили полученных возрастов. Всего было проанализировано 12 зерен цирконов (табл. 12, рис. 15). По трем конкордантным точкам было получено средневзвешенное значение U-Pb возраста 1984 ± 8 Ma (рис. 16). При этом подавляющее число зерен цирконов (11 зерен) являются первично магматическими с возрастом примерно 1980 Ma.

Таблица 11

Аналитические данные по Sm-Nd системе минералов Пудожгорской интрузии проб C-275/91–97, C-360/93,5

№ анализа	Минерал, порода	Sm, ppm	Nd, ppm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	± 0.4%	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2se	T, Ma	ε (T)
					0,0040				
Jt 275/1 (275/91–92,5)	Долерит	4,16	15,41	0,1633	0,0007	0,512234	0,000020	2200	1,5
Jt 275/1 apt	Апатит	406	1589	0,1543	0,0015	0,512120	0,000020	2200	1,8
Jt 275/1 Pl	Плагиоклаз	0,54	3,08	0,1049	0,0004	0,511386	0,000024	2200	1,5
Jt 275/2 (275/97)	Долерит	5,31	19,45	0,1652	0,0007	0,512244	0,000020	2200	1,2
Jt 275/2 Pl	Плагиоклаз	0,50	2,48	0,1216	0,0005	0,511592	0,000020	2200	0,8
Jt 275/2 Сргх	Пироксен	3,88	11,47	0,2043	0,0008	0,512795	0,000020	2200	0,9
Jt-275/91,5	Долерит	4,19	15,59	0,1624	0,0006	0,512219	0,000015	2200	1,5
Jt-275/91,5 Pl	Плагиоклаз	0,24	1,37	0,1080	0,0004	0,511461	0,000040	2200	2,1
360/93,5	Долерит	5,64	21,03	0,1620	0,0006	0,512226	0,000020	2200	1,7
360/93,5 Сргх	Пироксен	4,83	15,55	0,1877	0,0008	0,512559	0,000020	2200	0,9
360/93,5 Pl	Плагиоклаз	0,32	1,58	0,1212	0,0005	0,511611	0,000060	2200	1,2

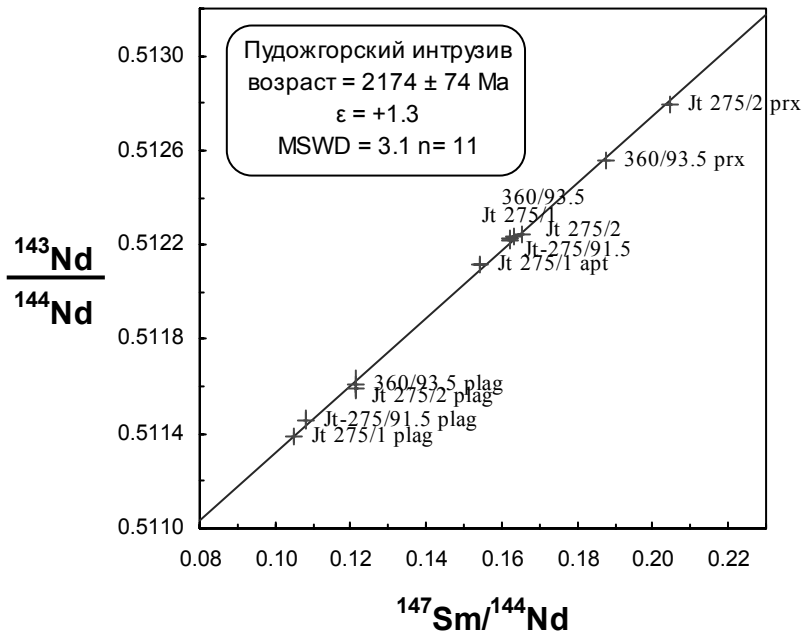


Рис. 12. Sm-Nd изохрона для Пудожгорского интрузива

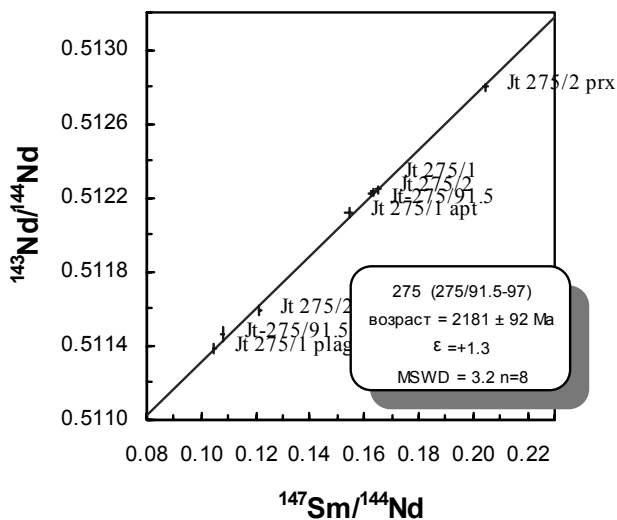
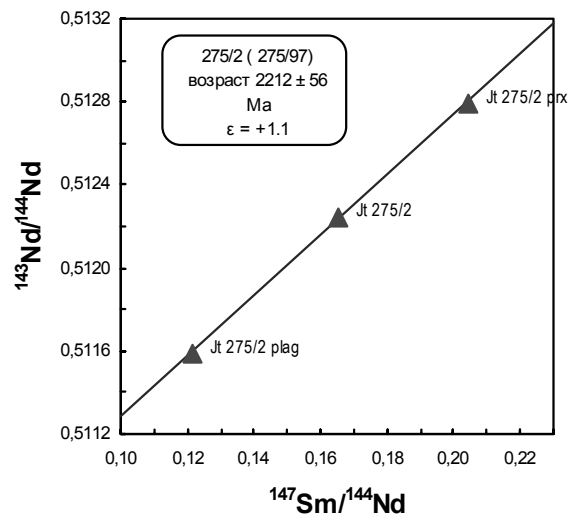
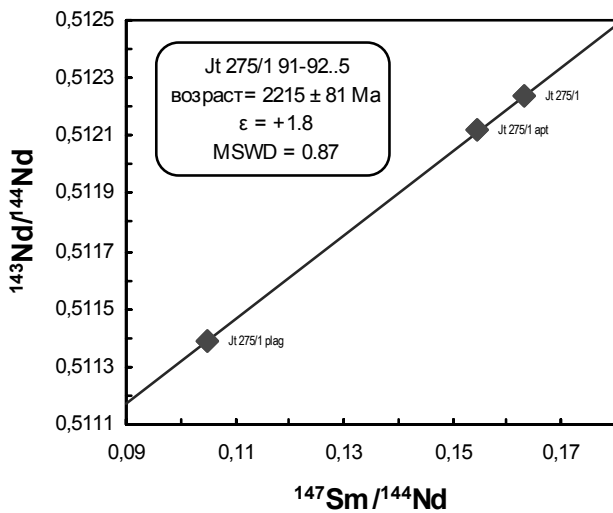


Рис. 13. Sm-Nd изохрона для пробы по скважине № 275, интервал 91–97 м

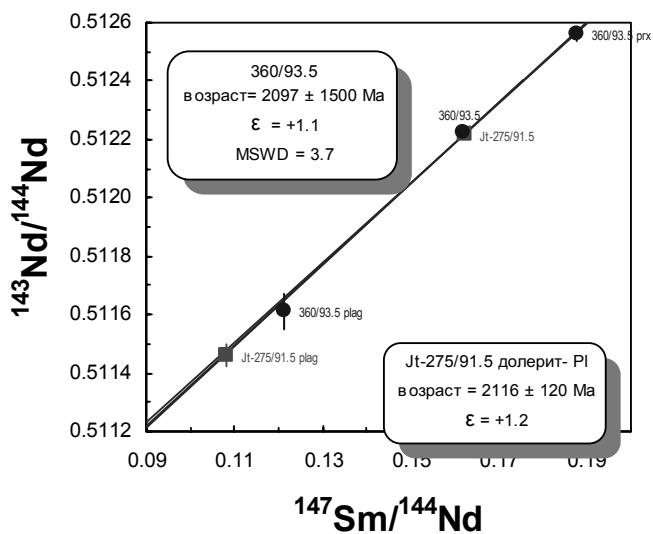


Рис. 14. Sm-Nd изохрона для пробы C-360/93,5

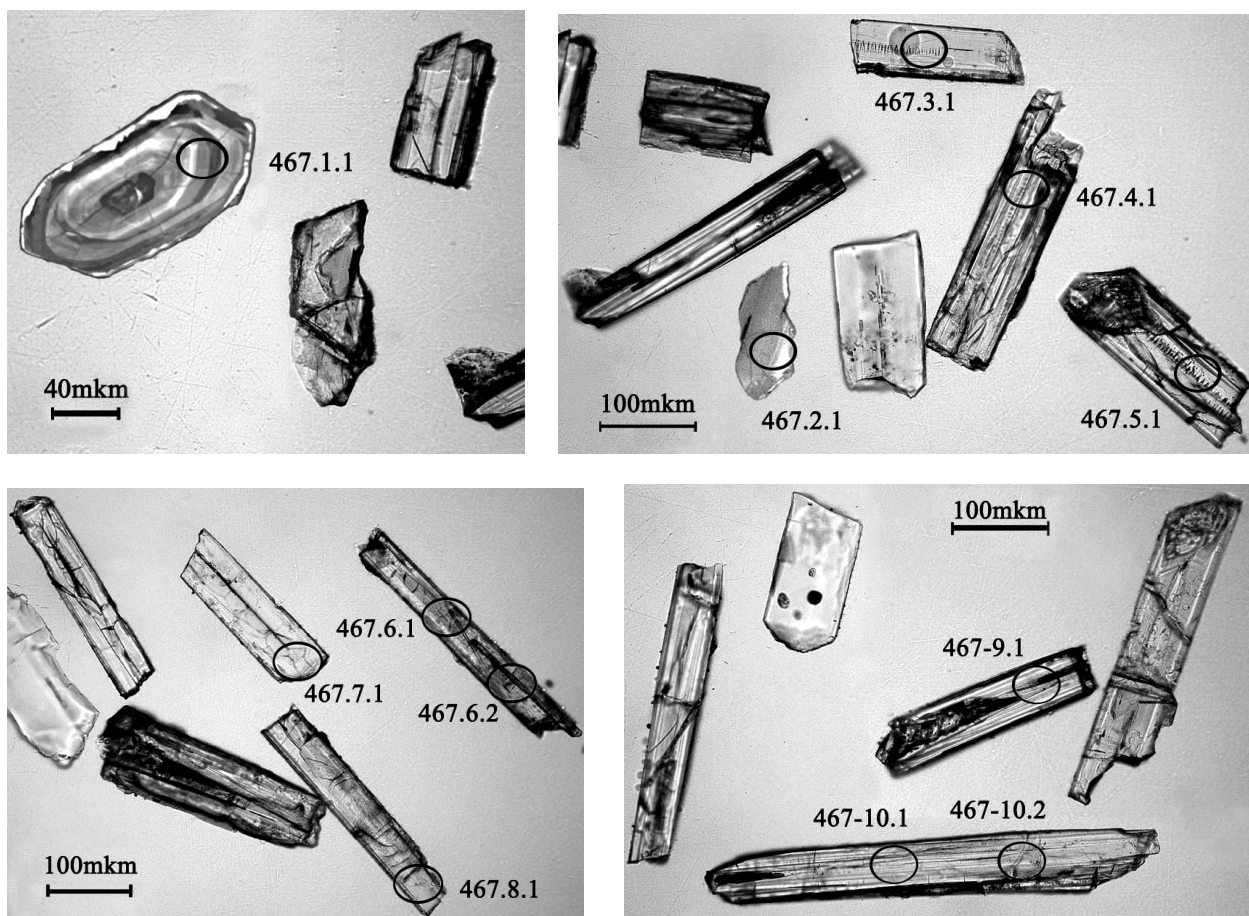


Рис. 15. Морфология цирконов и точки анализирования. Проба № 467 к табл. 12

Результаты цирконометрии убедительно свидетельствуют о лудиковском возрасте Пудожгорской интрузии. Нарушение Sm-Nd изотопной системы может быть объяснено существенной коровой контаминацией при внедрении силла в жесткую ар-

хейскую раму. Прямым доказательством этого служит обнаруженное зерно ксеногенного циркона (точка 467.1.1) с возрастом 2718 Ма. Данный возраст весьма характерен для гранитоидов фундамента Онежской структуры (Куликов и др., 1990).

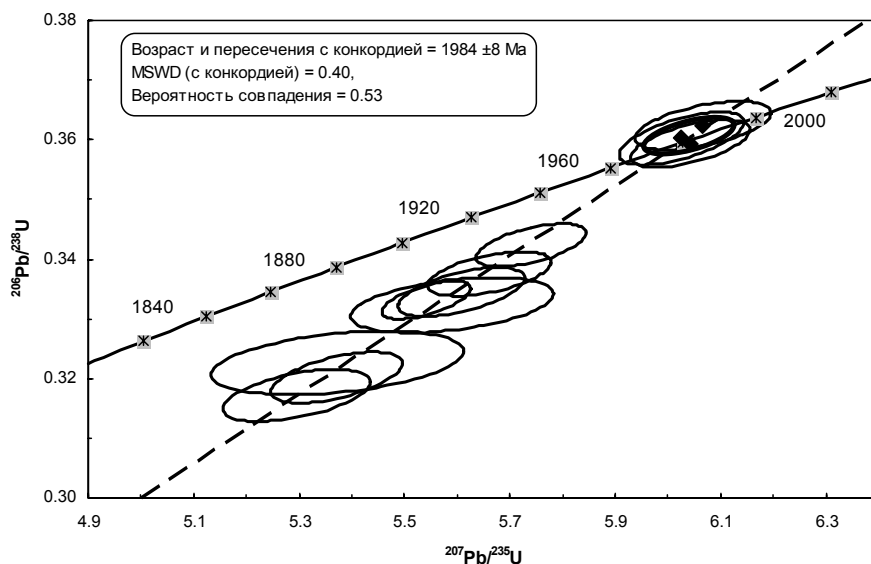
Таблица 12

Аналитические данные по U-Pb системе цирконов пробы № 467

№ анализа	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	±, %	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	$^{206}\text{Pb}_c$, %	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	±, %	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±, %	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±, %	(1) возраст $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ Ma	±	(1) возраст $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ Ma	±
467.1.1	320	57	0,00007	20	134,7	0,13	0,1872	0,4	12,64	0,6	0,4895	0,4	2569	9	2718	7
467.2.1	140	123	0,00156	8	40,1	2,91	0,1208	1,7	5,37	1,8	0,3226	0,7	1802	11	1968	30
467.3.1	455	545	—	—	130,2	—	0,1206	0,5	5,54	0,6	0,3331	0,4	1853	6	1966	9
467.4.1	355	447	0,00007	37	104,7	0,13	0,1216	0,6	5,74	0,7	0,3423	0,4	1898	7	1980	11
467.5.1	331	366	0,00013	26	96,1	0,23	0,1216	0,7	5,66	0,8	0,3375	0,4	1875	7	1980	13
467.6.1	221	219	0,00000	0	68,4	0,00	0,1213	0,6	6,03	0,8	0,3602	0,5	1983	9	1976	11
467.7.1	193	176	0,00095	9	56,2	1,77	0,1220	1,3	5,59	1,4	0,3323	0,6	1850	9	1986	23
467.8.1	194	121	0,00033	16	53,1	0,62	0,1211	0,9	5,30	1,1	0,3172	0,6	1776	9	1972	16
467.6.2	244	227	0,00012	26	70,2	0,22	0,1216	0,7	5,61	0,9	0,3345	0,5	1860	8	1980	13
467.9.1	245	264	0,00009	34	67,6	0,17	0,1217	0,8	5,37	1,0	0,3202	0,5	1791	9	1981	14
467.10.1	299	378	0,00001	97	93,1	0,02	0,1214	0,7	6,07	0,9	0,3624	0,5	1993	8	1977	13
467.10.2	305	387	0,00003	87	94,2	0,05	0,1220	0,6	6,04	0,8	0,3594	0,5	1979	8	1985	11

Примечание. 1. Ошибка – 1σ; Pb_c и Pb* – общий и радиогенный свинцы. 2. Ошибка по калибровке с использованием стандарта 91500 – 0,22% (среднее из 18 анализов). (1) – содержание общего Pb откорректировано по замеренному ²⁰⁴Pb. D% – дискордантность, %.

А



Б

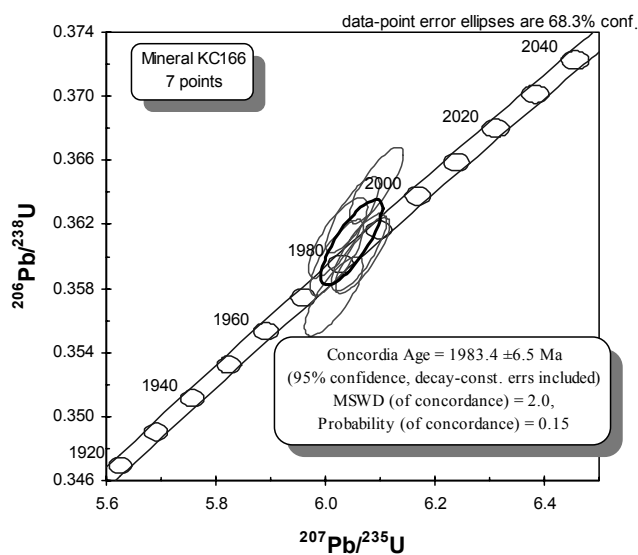


Рис. 16. График с конкордией для определения возраста цирконов из проб № 467 (А) и № 166 (Б)

Таблица 13

Аналитические данные по U-Pb системе цирконов пробы № 166

№ анализа	$^{206}\text{Pb}_e$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст	(2) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст	(3) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст	(1) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ возраст	(1) $^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ возраст	% Discordant	Total b $\pm\%$	Total $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm\%$	(1) $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^* \pm\%$	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* \pm\%$	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} \pm\%$	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} \pm\%$	err corr
KCI166.01.1.1	0,04	815	1598	2,03	250	1,970,3 $\pm 7,7$	1,967,9 $\pm 8,9$	1,989 ± 11	1,986,1 $\pm 6,5$	1,906 ± 11	1	2,796 $\pm 0,45$	0,12242 $\pm 0,35$	2,797 $\pm 0,45$	0,12203 $\pm 0,36$	6,015 $\pm 0,58$	0,3575 $\pm 0,45$.780
KCI166.01.2.1	0,04	1040	1800	1,79	322	1,981,9 $\pm 7,4$	1,982,8 $\pm 8,5$	1,998,7 $\pm 9,8$	1,975,7 $\pm 5,8$	1,915 ± 10	0	2,777 $\pm 0,43$	0,12164 $\pm 0,31$	2,778 $\pm 0,43$	0,12132 $\pm 0,33$	6,021 $\pm 0,54$	0,3599 $\pm 0,43$.797
KCI166.01.3.1	0,05	811	1500	1,91	252	1,987,6 $\pm 7,8$	1,990,3 $\pm 9,1$	2,011 ± 11	1,970,3 $\pm 6,6$	1,903 ± 11	-1	2,767 $\pm 0,46$	0,12140 $\pm 0,35$	2,769 $\pm 0,46$	0,12095 $\pm 0,37$	6,023 $\pm 0,59$	0,3612 $\pm 0,46$.775
KCI166.01.4.1	0,04	1138	2168	1,97	356	2,003,2 $\pm 7,4$	2,007,6 $\pm 8,6$	2,022 ± 10	1,974,9 $\pm 5,5$	1,936 ± 10	-1	2,743 $\pm 0,43$	0,12157 $\pm 0,30$	2,744 $\pm 0,43$	0,12126 $\pm 0,31$	6,093 $\pm 0,53$	0,3644 $\pm 0,43$.810
KCI166.01.5.1	0,01	1118	1820	1,68	346	1,982,5 $\pm 7,3$	1,981,5 $\pm 8,5$	1,995,4 $\pm 9,5$	1,989,0 $\pm 5,5$	1,927 ± 10	0	2,777 $\pm 0,43$	0,12229 $\pm 0,31$	2,777 $\pm 0,43$	0,12223 $\pm 0,31$	6,068 $\pm 0,53$	0,3601 $\pm 0,43$.812
KCI166.01.6.1	0,04	1124	1861	1,71	350	1,994,5 $\pm 7,4$	1,998,0 $\pm 8,6$	2,013,9 $\pm 9,7$	1,971,3 $\pm 5,6$	1,912,4 $\pm 10,0$	-1	2,757 $\pm 0,43$	0,12135 $\pm 0,30$	2,758 $\pm 0,43$	0,12102 $\pm 0,32$	6,050 $\pm 0,53$	0,3626 $\pm 0,43$.807
KCI166.01.7.1	0,04	1023	2337	2,36	317	1,983,4 $\pm 7,5$	1,982,9 $\pm 8,7$	2,009 ± 12	1,986,0 $\pm 6,0$	1,913 ± 12	0	2,775 $\pm 0,44$	0,12236 $\pm 0,32$	2,776 $\pm 0,44$	0,12202 $\pm 0,34$	6,061 $\pm 0,55$	0,3602 $\pm 0,44$.796

Примечание. 1. Ошибка – 1 σ ; Pb_e и Pb* указывает на общую и радиогенную часть. 2. Ошибка стандартной калибровки составила 0,39%. 3. Общий Pb скорректирован с использованием измеренного ^{206}Pb . 4. Общий Pb скорректирован с использованием $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста конкордии. 5. Общий Pb скорректирован с использованием $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ возраста конкордии.

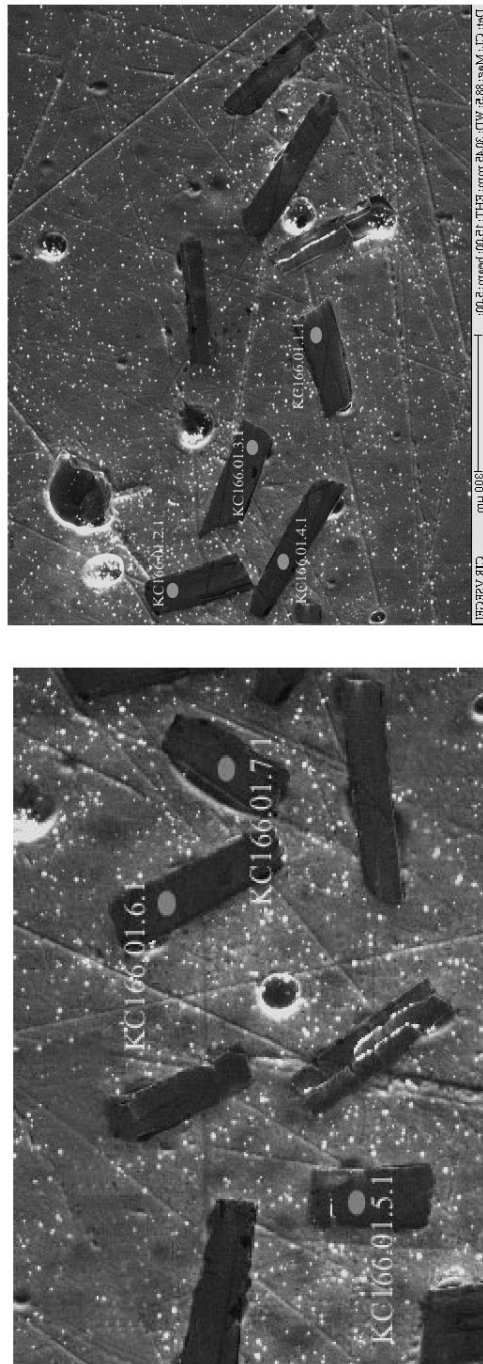


Рис. 17. Морфология цирконов пробы № 166 и точки анализа к табл. 13

Результаты изотопного U-Pb анализа по Койкарско-Святнаволоцкому силлу

Ранее возраст Койкарско-Святнаволоцкого силла был определен Sm-Nd изохроной и составлял 2186 ± 68 Ma (Беляцкий и др., 2000). Для подтверждения полученных данных были выполнены измерения на ионном зонде SHRIMP-II зерен цирконов из пробы КС 166.01. Всего было проанализировано семь зерен (рис. 17). Результаты измерений приведены в табл. 13. Все семь конкордантных точек дают средневзвешенное значение возраста $1983,4 \pm 6,5$ Ma (рис. 16), что так же, как и в Пудожгорском интрузиве, не совпадает с данными, полученными Sm-Nd методом. Измеренные цирконы уверенно интерпретируются как первично магматические. Следует отметить, что при датировании цирконов, отобранных из тела в каньоне р. Суны ниже Гирвасской плотины, был также получен возраст 1976 ± 9 Ma (Куликов и др., 1999). Эти данные коррелируются с U-Pb возрастными цирконов для серии диабазовых даек, прорывающих ятулийские осадки в Финляндии, – 1965 ± 10 Ma (Vuollo, Piirainen, 1992). Аналогичный возраст получен и для крупного Кончезерского габбро-перидотитового силла – 1975 ± 24 Ma (Куликов и др., 1999).

Удревление Sm-Nd возраста, вероятно, может быть объяснено процессами коровой контаминации при внедрении интрузии. Ксенолиты подстилающих сланцев и ксеногенные ставролиты, гранаты и цирконы, обнаруженные в вулканических лавах (Куликов и др., 1999), являются непосредственным свидетель-

ством коровой контаминации. Захваченный в процессе подъема магматических расплавов ксеногенный материал мог являться причиной нарушения Sm-Nd изотопной системы.

Заключение

В результате проведенных исследований установлен абсолютный возраст дифференцированных интрузий Пудожгорского комплекса Онежской структуры – 1983–1984 млн лет. Таким образом, традиционные представления об ятулийском возрасте этих массивов должны быть пересмотрены и внесены необходимые изменения в региональную стратиграфическую шкалу. Также следует переинтерпретировать геодинамические модели развития Онежской структуры и схемы металлогенической эволюции.

Полученные возрасты интрузивов позволяют более уверенно прогнозировать наличие крупных Cu-Ni месторождений, в связи с людиковийской активизацией рифта, в Онежском рудном районе. Результаты показывают ограничение использования Sm-Nd метода для датирования раннепротерозойских интрузивных комплексов.

Исследования выполняются при финансовой поддержке программы № 2 ОНЗ РАН «Фундаментальные проблемы геологии, условия образования и принципы прогноза традиционных и новых типов крупномасштабных месторождений стратегических типов минерального сырья».

ЛИТЕРАТУРА

Беляцкий Б. В., Богачев В. А., Голубев А. И. и др. Новые данные по U-Pb и Sm-Nd изотопному датированию архейских и раннепротерозойских магматических комплексов Карелии // Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты, 2000. С. 42–44.

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

Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов: Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук / Пер. с англ. М., 1997. 248 с.

Куликов В. С., Симон А. К., Куликова В. В. и др. Эволюция архейского магматизма Водлозерского блока Карельской гранит-зеленокаменной области // Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л., 1990. С. 92–100.

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.

Номенклатура амфиболов: доклад Подкомитета по амфиболам комиссии по новым минералам и названиям минералов международной минералогической ассоциации (КНМНМ ММН) // Записки всероссийского минералогического общества. 1997. № 6. С. 82–97.

Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В. и др. Геология, литология и палеогеография ятулия центральной Карелии. Петрозаводск, 1970. 366 с.

Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Геодинамическая позиция перспективных платиноносных формаций Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск, 2003. С. 26–33.

Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Смирнова Н. К. Особенности морфологии и перспективы рудоносности Пудожгорского интрузива // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 68–74.

Black L. P., Kamo S. L. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chemical Geology. 2003. 200. P. 155–170.

Ludwig K. R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 1a, 2455 Ridge Road, Berkeley CA 94709, USA, 1999.

Ludwig K. R. SQUID 1.00, A User's Manual; Berkeley Geochronology Center Special Publication. No. 2, 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA, 2000.

Vuollo J. I., Piirainen T. A. The 2.2 Ga old Kola layered sill: the low-Al tholeiitic (karjalitic) magma and its differentiation in northern Karelia, eastern Finland // Geol. Foren Stockholm Forh. 1992. N 114. P. 131–142.

Wetherill G. W. Discordant uranium-lead ages // Trans. Amer. Geophys. Union. 1956. 37. P. 320–326.

Williams I. S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // McKibben, M. A., Shanks III, W. C. and Ridley, W. I. (eds.). Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes / Reviews in Economic Geology. 1998. 7. P. 1–35.

*В. В. Куликова **, *В. С. Куликов **, *Я. В. Бычкова ***

К ВОПРОСУ О ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ «ВУЛКАН ГОЛЕЦ – ИНТРУЗИВ РУЙГА»

Введение. Для раннего докембрия весьма существенной является высокая доля высокомагнезиальных вулканитов (коматиитов и коматиитовых базальтов), образующих специфическую коматиитовую серию, которая в фанерозойских геотектонических обстановках встречается редко. В палеопротерозое она наиболее ярко проявлена на ЮВ Фенноскандинавского щита (кряж Ветреный Пояс) (рис. 1). В настоящей работе показаны некоторые результаты изучения строения лавовой толщи (плато) г. Голец и интрузива Руйга, их петрохимии и геохимии, изотопного Sm-Nd возраста интрузива и обоснования комагматичности.

Методы исследований. Химический состав пород определялся в химической лаборатории Института геологии Карельского НЦ РАН методом «мокрой химии», а также в лаборатории университета г. Оулу (Финляндия) методом РФА. Составы минералов изучались методом рентгеноспектрального микроанализа в лаборатории ГЕОХИ РАН и в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова. Некоторые минералы вулканитов г. Голец и массива Руйга диагностировались В. В. Куликовой на микроанализаторе «INCA Energy 350» на базе сканирующего электронного микроскопа «VEGA II LSH» в Институте геологии Карельского НЦ РАН (куратор – А. Н. Терновой). Содержание редкоземельных элементов определялось на ICP-MS в Лаборатории механизмов и транспортов в геологии, г. Тулуза, Франция.

Геологическое строение палеорифта Ветреный Пояс. Линейный палеорифт Ветреный Пояс, породы которого образуют одноименный кряж, изучался многими геологами практически на всей его территории (с СЗ на ЮВ) на наиболее обнаженных участках: Голец, Челпан, Шапочка, Шуйгора, Оловгора, Карбасникова, Б. и М. Левгоры, Овинишная, Мяндуха и др. (см. рис. 1), а также в процессе картирования и геологоразведочных работ разных организаций.

Северное плечо рифтогенной структуры сложено в основном гнейсами и гранитоидами беломорского

комплекса (Беломорский подвижный пояс – БПП), а южное – вулканогенно-осадочными образованиями вожминской серии (мезоархей), а также гранитоидами, амфиболитами и гнейсами Водлозерского палеоархейского блока Карельского кратона (Куликова, 1993 и др.). Первичная структура палеорифта в значительной степени преобразована и частично уничтожена в период Свеккофеннской орогении (?) (1,9–1,8 млрд лет) в результате надвига на него с СВ архейских образований БПП. Сохранившийся северо-западный фрагмент палеорифта сложен осадками и вулканитами трех свит (снизу вверх): киричской (вулканиты основного и среднего состава мощностью более 1 км), виленгской (флишоидные осадки – до 1 км) и Ветреный Пояс (коматиитовые базальты мощностью более 800 м), а также мафит-ультрамафитовыми интрузивными телами. Структура изучена на ряде профилей (Кирич – Б. Левгора; Кожозеро; Мяндуха, г. Голец). В процессе многолетних исследований авторы пришли к заключению, что на северо-западе палеорифта в районе г. Голец и г. Носкова пространственно объединенные интрузивные и эффузивные образования принадлежат к единой магматической системе «вулкан – подвулканная камера» (рис. 2).

Разрез лавовой толщи г. Голец. Наиболее полный сохранившийся разрез свиты Ветреный Пояс на северо-западе палеорифта установлен на г. Голец (высота 235 м). Этот объект всегда привлекал внимание геологов и неоднократно был предметом исследований по мере появления новых технологий и инструментальных возможностей (Богачев и др., 1968; Куликов, 1971; Слюсарев, Куликов, 1973; Пухтель и др., 1997; Puchtel et al., 1997). В 1984–1987 гг. В. В. Куликовой с коллегами (С. А. Вяхирев, О. С. Сибелев) впервые выполнена теодолитная съемка г. Голец как геологического объекта. Толща коматиитовых базальтов в районе Гольца была расчленена на три пачки: 1 – подушечные лавы (залегающие на метаморфизованных туфах и туфоконгломератах виленгской свиты), 2 – сложнодифференцированные покровы и 3 – подушечные лавы с отчетливой столбчатой отдельностью в основании покровов. Последние на северном склоне горы перекрыты (?) горизонтально залегающими осадками не установленного возраста.

* Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск.

** МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва.

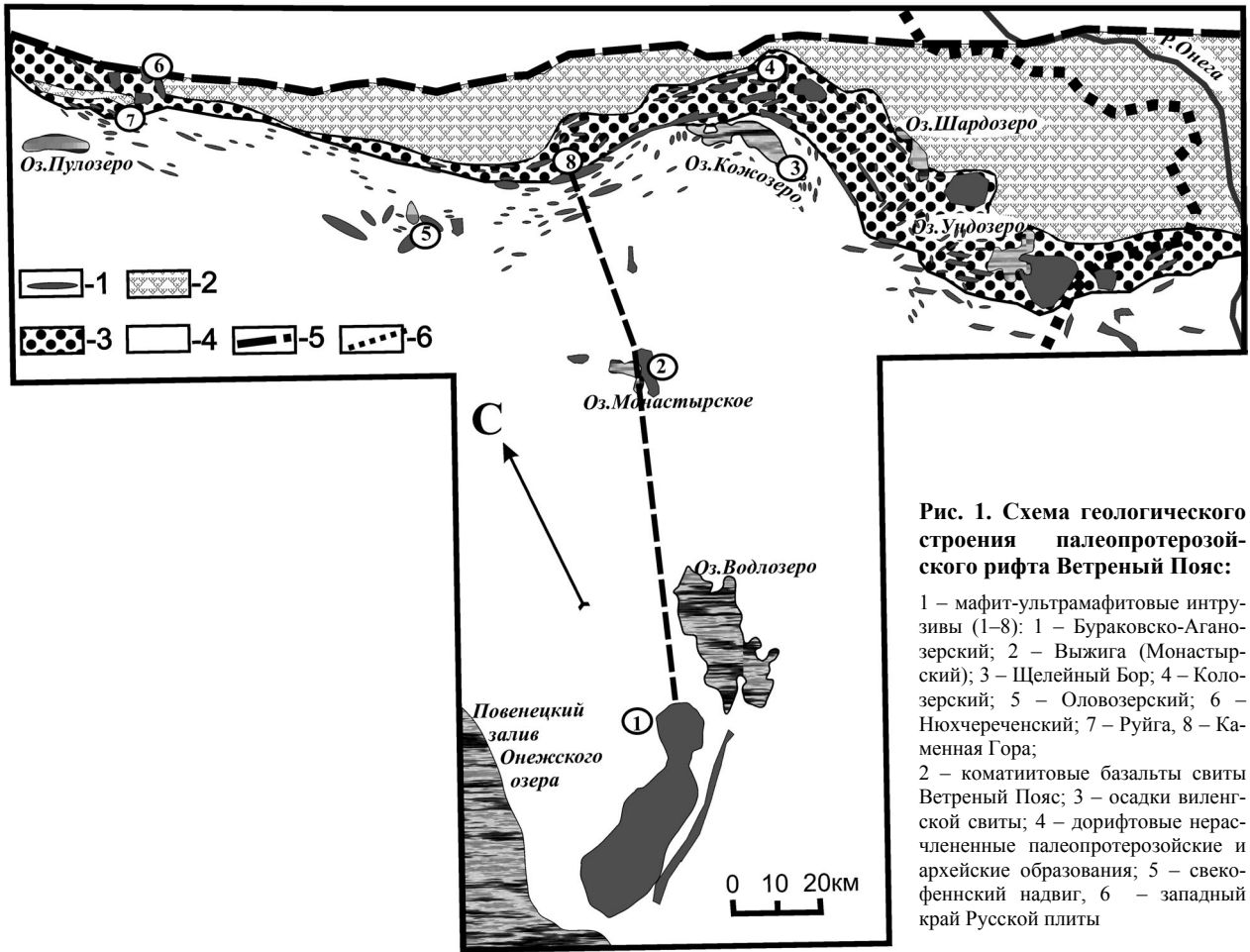


Рис. 1. Схема геологического строения палеопротерозойского рифта Ветренный Пояс:

1 – мафит-ультрамафитовые интрузивы (1–8): 1 – Бураковско-Аганозерский; 2 – Выжига (Монастырский); 3 – Щелейный Бор; 4 – Колозерский; 5 – Оловозерский; 6 – Нюхчереченский; 7 – Руйга, 8 – Каменная Гора; 2 – коматитовые базальты свиты Ветренный Пояс; 3 – осадки виленгской свиты; 4 – дорифтовые нерасчлененные палеопротерозойские и архейские образования; 5 – свекофеннский надрыв, 6 – западный край Русской плиты

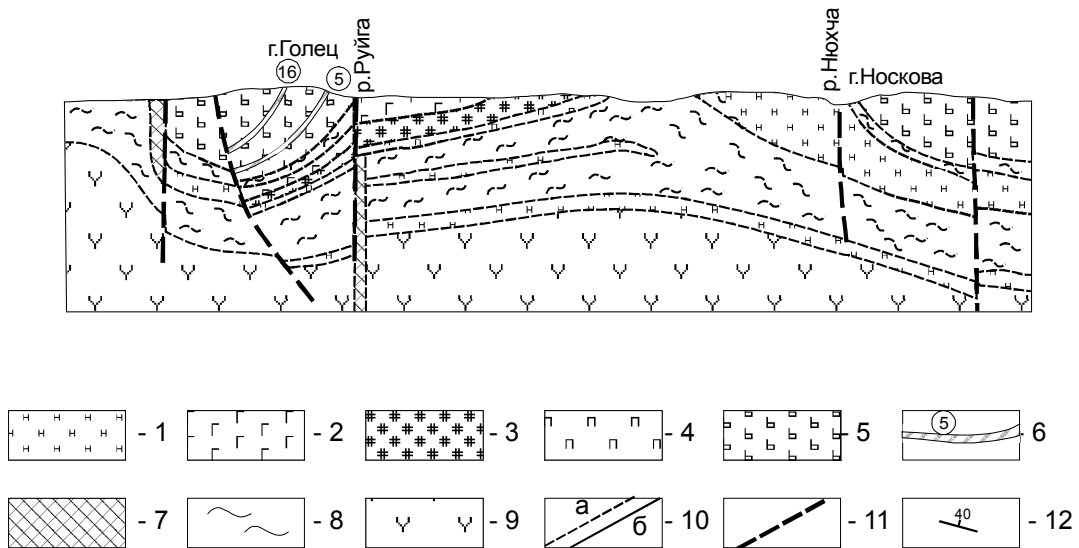


Рис. 2. Схематический геологический разрез участка г. Голец – р. Нюхча (составили В. С. Куликов, Я. В. Бычкова, В. В. Куликова с использованием материалов ИГ Карельского НЦ РАН и ИГО Севзапгеология, 2004 г.)

Палеопротерозойская вулканоплутоническая ассоциация Ветренный Пояс (1–7): 1 – нерасчлененные мафит-ультрамафитовые силлы и дайки; дифференцированный интрузив Руйга (2–4): 2 – габброиды, 3 – перидотиты, 4 – меланогаббронориты; свита Ветренный Пояс (5–6): 5 – нерасчлененные коматитовые базальты, 6 – дифференцированные покровы «5» и «16» (цифры в кружках), 7 – предполагаемые подводящий и выводящий каналы для подвулканной камеры Руйга, 8 – осадки виленгской свиты, 9 – вулканытир киричской свиты, 10 – геологические границы (а – предполагаемые, б – наблюдаемые), 11 – некоторые разломы, 12 – элементы залегания

Непосредственные нижний и верхний стратиграфические контакты лавовой толщи не обнажены (рис. 3). Авторами в 2002–2005 гг. дополнительно изучены и опробованы, за редким исключением, все выделенные 20 лавовых покровов коматиитовых базальтов мощностью от 5 до 100 м, которые слагают круто падающее (до 80–90°) на север южное крыло Гольцовской синформной структуры.

Исследуемые вулканыты по химическому составу подразделяются на три вида пород с содержанием MgO (в пересчете на безводный остаток): низко- (НКБ) – менее 14% и высокомагнезиальные (ВКБ) – 14–24% коматиитовые базальты, а также коматииты – >24% (Коматииты..., 1988). НКБ по минеральному составу весьма разнообразны и делятся на оливинные (оливиновый микроспинифекс), пироксеновые (пироксеновый спинифекс) и пироксен-плаггиоклазовые (базальты с разным количеством мезостазиса). Однако вверх по разрезу была установлена тенденция увеличения доли ВКБ. Если в нижней его части первые 7 покровов (за исключением покровов 3 и 5) представлены НКБ, то в верхней (кроме 15 и 20) – ВКБ. В покровах 5, 9, 11, 12, 14 и 16 содержания MgO составляют 15–16% при среднем по разрезу около 12%. В покровах 1 и 2, 6 и 7 отмечаются повышенные содержания кремнезема (до 54%), оксидов кальция (до 11%) и алюминия (до 14%).

Детальные исследования образцов из центральной части разреза («покров 6») (зона спинифекс и зона вариолитов) на микрозонде показали, что средний состав микропробы из зоны спинифекс соответствует среднему составу покрова, полученному традиционной «мокрой» химией (рис. 4). В

этом теле, как и в некоторых других лавовых покровах, широкое развитие имеют вариолитовые текстуры, обычно расположенные вблизи кровли или в средней части. Вариоли размером от 5 см (покров 5 и др.) до 0,5 мм, часто более светлой окраски, отчетливо выделяются на выветрелой поверхности покровов, как правило, в зоне пироксенового спинифекса. Наблюдаются или отдельные вариоли, или стяжения в виде линз, или отдельные слои (рис. 5, вверху). В «покрове 6» размеры вариолой в среднем составляют от 0,5 до 0,2 см, но их скопления достигают размеров более 1 см. Ранее предполагалось, что они являются результатом ассимиляции кислых вмещающих пород рамы и должны иметь, по меньшей мере, соответствующий смешанный состав. Проведенное микрозондовое исследование (более 1000 точек) образца «Голец-3» показало, что это крайне сложные структуры, в которых главной минеральной фазой, присутствующей как в вариолях, так и в мезостазисе, является клинопироксен (авгит) переменного состава. В вариолях он образует плотные скопления в ассоциации с плаггиоклазами и акцессорными минералами (рис. 5, нижние слева и справа; табл. 1). Иглы пироксена в межвариолитовом пространстве создают тонкую сетку, погруженную в мезостазис (рис. 6). Вариоли имеют более сложный состав, обусловленный тесным срастанием зональных пироксенов (рис. 7, табл. 2) и плаггиоклазов *всегда* в ассоциации с церийсодержащими акцессорными минералами (рис. 8, табл. 3–4). Внутри вариолой межзерновое пространство представлено скоплениями микролитов полевых шпатов, пироксенов,

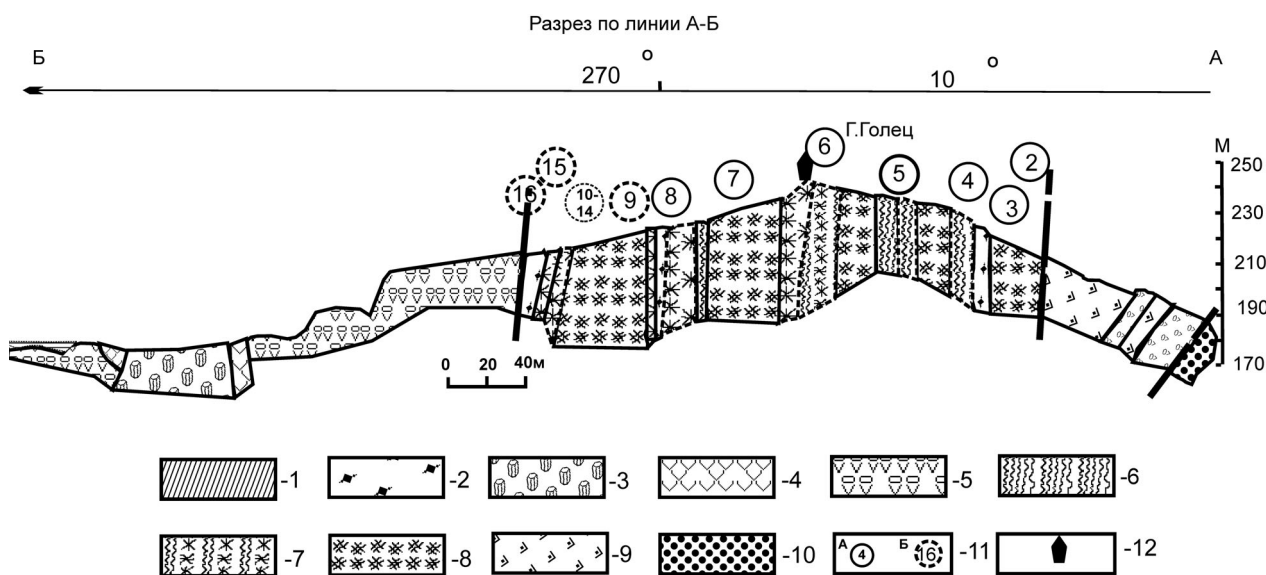


Рис. 3. Разрез через г. Голец. Составила В. В. Куликова по работам 1984–1987 гг. с использованием материалов В. С. Куликова, В. Д. Слюсарева, А. Н. Семенова (1963 г.)

1 – горизонтально залегающие осадки неустановленного возраста (на карте они условно показаны в составе виленгской свиты); 2 – рассланцованные лавы; 3 – подушечные лавы с отчетливой столбчатой отдельностью в основании покровов; 4 – массивные зоны потоков; 5 – подушечные лавы; сложно дифференцированные покровы (6–8); 6 – кровельные шлаковые зоны с полосчатыми текстурами, 7 – переслаивание полосчатых и спинифекс с вариолитами текстур, 8 – ультрамафиты; 9 – миндалекаменные базальты; 10 – метаморфизованные туфы и туфоконгломераты виленгской свиты; 11 – номера покровов, в том числе на удалении от линии разреза; 12 – триангопункт г. Голец. Разломы показаны штрих-пунктиром

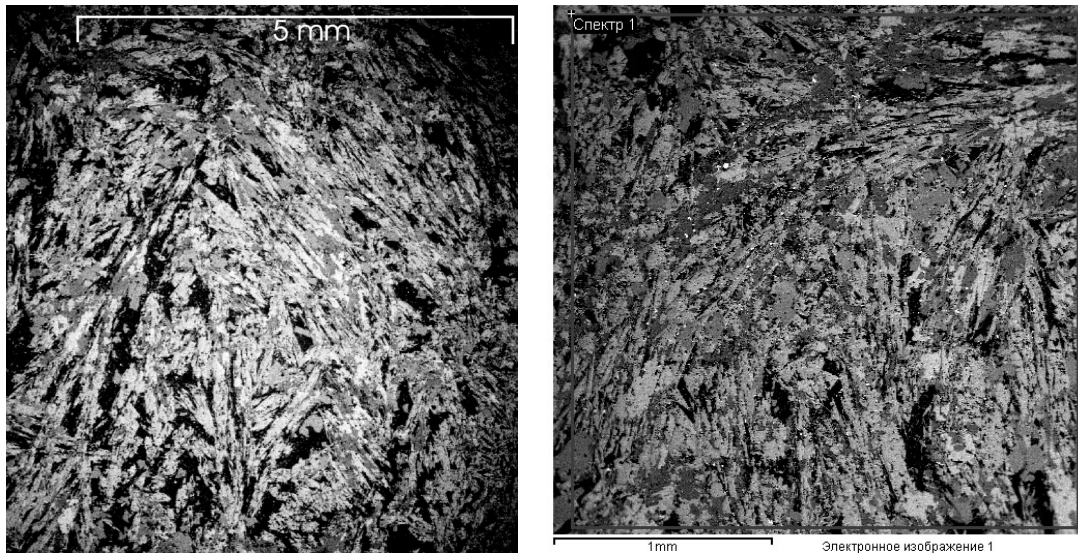


Рис. 4. Структура спинифекс НКБ г. Голец и ее химический состав («покров 6») (вес.%): SiO_2 – 50,28; TiO_2 – 0,55; Al_2O_3 – 10,28; FeO – 11,10; MgO – 13,26; CaO – 11,52; Na_2O – 1,97; K_2O – 1,04

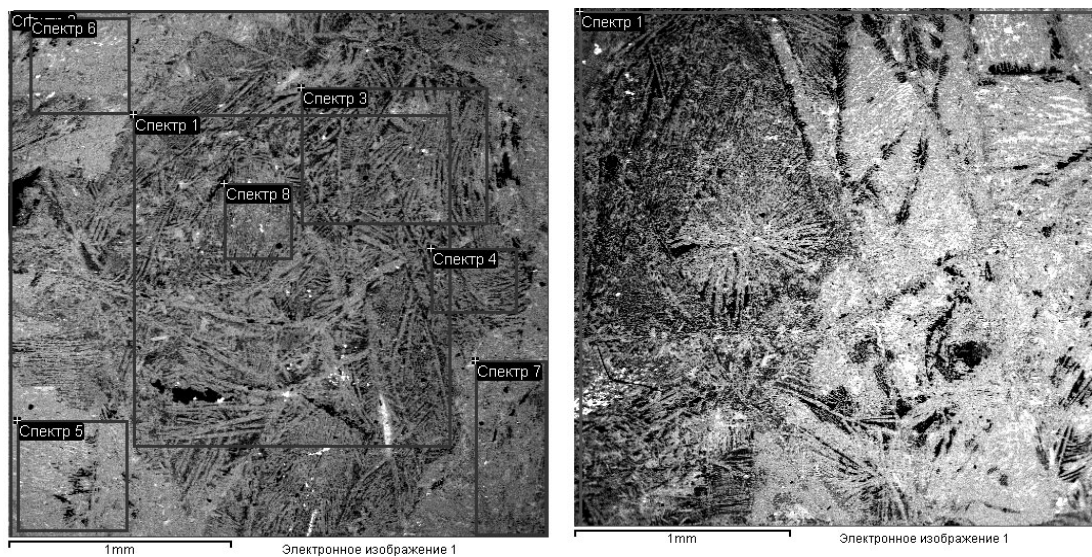
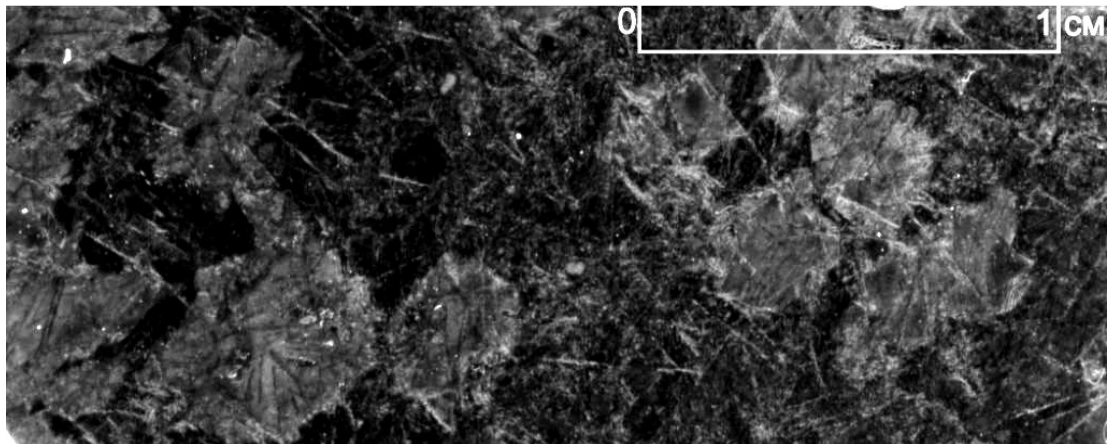


Рис. 5. Зона спинифекс с вариолитами в «покрове 6». Вверху – общий план (2,5 × 1,5 см). Слева – деталь общего плана (в рамках места сканирования, в табл. 1 (1–8) – средние составы микропроб). Справа: деталь контакта спинифекс структуры и вариоли. На контакте формируется стяжение пироксенов – вариоль (средний состав породы в табл. 1)

Таблица 1

Средний химический состав локальных микроучастков пироксенового спинифекса и вариолей

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	57,07	54,32	56,02	50,01	53,88	50,23	50,72	60,00	55,03
TiO ₂	0,57	0,68	0,90	0,96	0,71	0,53	0,64	0,57	0,49
Al ₂ O ₃	10,27	10,96	11,06	13,04	9,92	11,49	12,17	9,01	12,06
FeO	8,59	9,82	8,86	11,49	10,20	11,83	10,66	7,08	9,45
MgO	12,04	12,75	11,21	14,07	12,56	14,29	13,34	10,65	11,33
CaO	8,44	8,71	8,56	7,87	11,66	9,67	10,48	10,06	8,96
Na ₂ O	2,60	1,91	2,72	1,89	0,65	0,65	0,60	2,62	2,11
K ₂ O	0,42	0,85	0,68	0,67	1,07	1,32	1,40		0,57
ATM	20	17	12	13	14	21	19	15	21

Примечание. См. рис. 5: 1–8 – слева; 9 – справа.

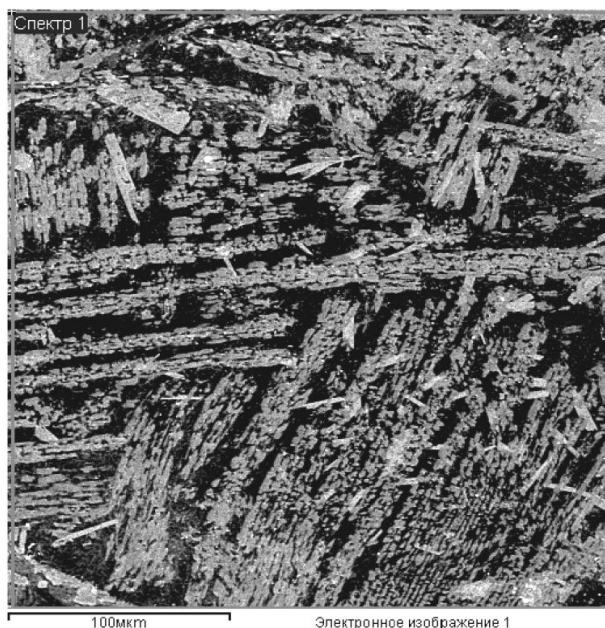
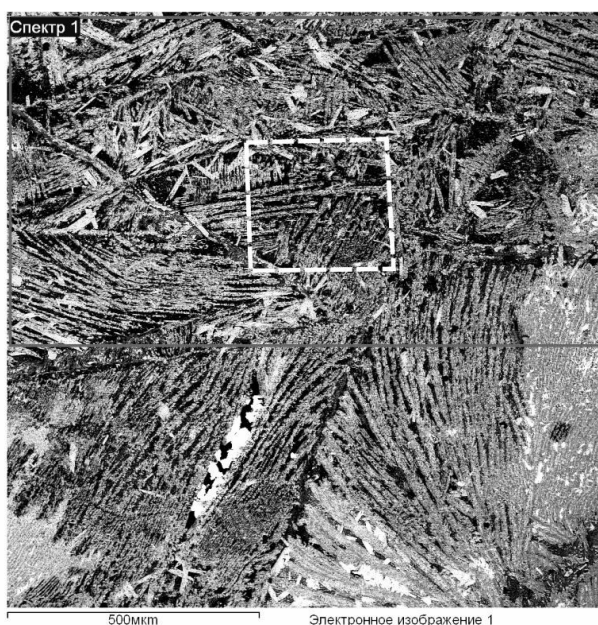


Рис. 6. Зона пироксенового спинифекса. Слева общий вид, справа – деталь. Составы минералов в табл. 2

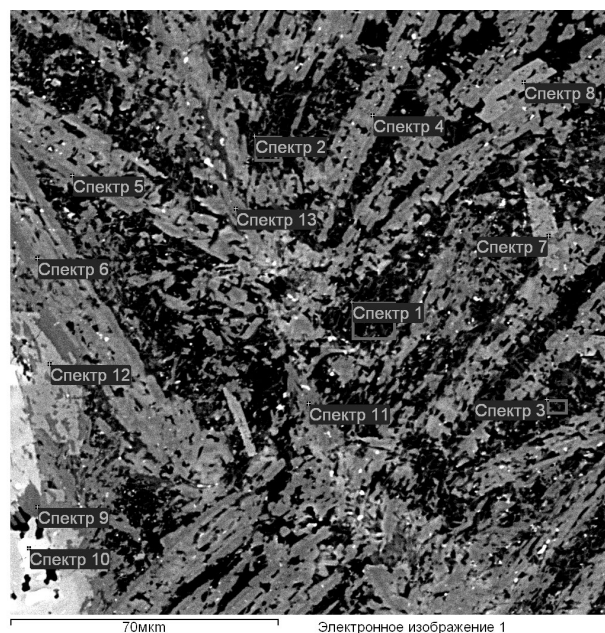
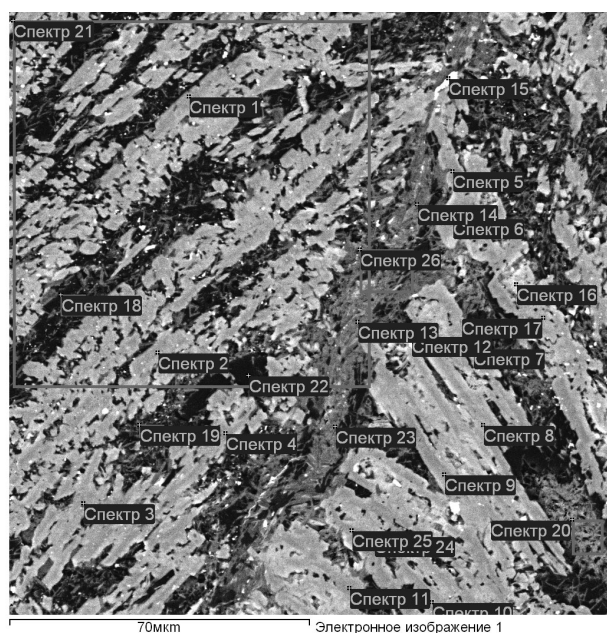


Рис. 7. Структуры спинифекса в межвариолитовом пространстве «покрова б»

Таблица 2

Химический состав минералов и матрикса в НКБ

Номер на рис. 7	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
Состав минералов рисунка слева										
1	53,99	1,52	9,39	0,38	9,62	12,44	11,18	1,26	0,22	
2	56,59		4,70		9,95	16,86	11,90			
3	56,60		4,37		9,72	17,10	11,84		0,38	
4	55,95	1,15	4,44		9,47	16,40	12,59			
5	55,45		6,39		9,87	16,50	9,91		1,88	
6	55,56		5,44	0,33	10,98	15,75	11,94			
7	57,43		3,47		9,26	17,27	12,56			
8	53,06		8,31		11,27	14,59	11,65	0,46	0,32	0,33
9	56,51		4,48		9,54	16,78	12,16	0,53		
10	56,20		4,67		9,77	16,91	12,44			
11	58,26		2,86		9,13	17,42	12,32			
12	34,56	32,72	3,15		2,12	1,75	24,92		0,79	
13	46,16	0,60	28,31		8,21	8,86			7,87	
14	38,78	0,48	25,36		15,24	16,87			3,28	
15	37,81	13,78	13,98		10,10	9,54	12,56		2,23	
16	41,86	1,65	17,46		14,39	14,20	1,14		8,91	0,39
17	55,06		5,93		10,72	15,82	11,90		0,57	
18	57,44	0,86	19,97		6,13	6,44	1,56	7,60		
19	53,13	1,46	20,55		7,91	9,05	2,03	5,87		
20	36,03		23,35		18,61	21,29			0,72	
21	53,59	0,82	3,40		9,56	11,82	6,71	3,42	0,69	
22	63,85		19,73		2,93	1,75	1,04	10,50	0,20	
23	39,16	0,48	25,63		14,17	16,01		0,48	4,07	
24	50,72		11,42		12,22	12,97	9,95	1,11	1,62	
25	57,46		3,59		9,46	17,11	12,38			
Состав минералов рисунка справа										
1	53,63	0,72	19,05		8,45	10,01	2,01	5,81	0,30	
2	49,93	0,87	18,94		10,53	12,69	2,49	4,55		
3	48,90		21,11		11,01	13,05	0,92	5,00		
4	51,29	0,79	9,36		11,22	15,35	8,92		3,07	
5	57,85	0,47	2,76		8,64	17,81	12,47			
6	53,14	0,90	7,09		10,74	17,28	9,91		0,94	
7	43,47	1,03	24,98		6,52	2,07	21,92			
8	42,25	0,61	28,26		5,77		23,11			
9	58,75		1,99		8,77	18,22	12,28			
11	56,26		5,02		10,04	16,97	11,24		0,48	
12	42,13	0,43	27,59		6,87		22,98			

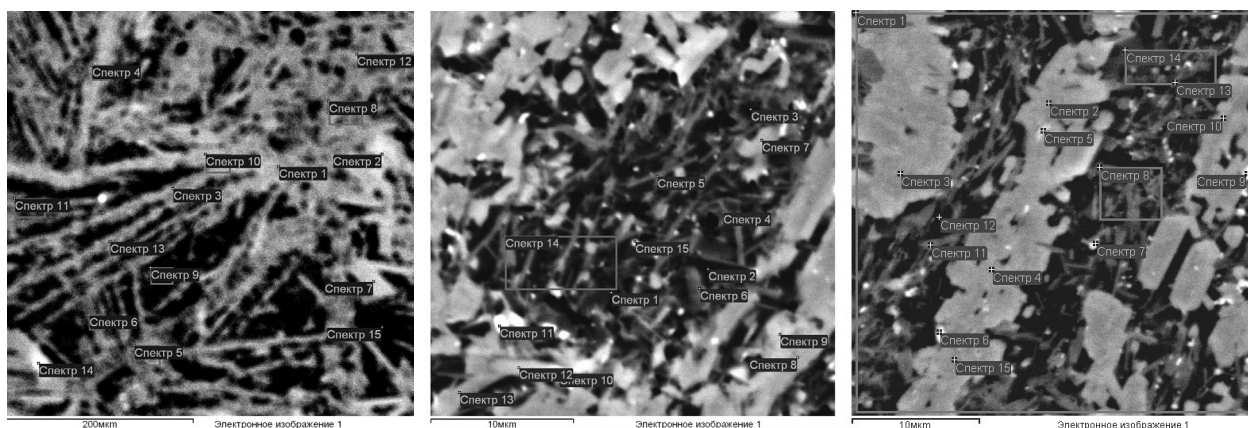


Рис. 8. Структура спинифекс в ядре вариоли (слева), межзерновое пространство в вариоли (в центре), строение пироксена и матрикса в вариоли (справа)

Таблица 3

Химический состав микролитов пироксенов (7, 8, 13) и матрикса в НКБ

Номер на рис. 8, слева	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	61,70	0,77	19,52		3,15	3,84	1,55	9,47		
2	62,47		19,89		3,53	3,92	0,99	9,21		
3	57,38	0,74	19,50		6,54	7,24	1,11	7,49		
4	51,67		20,94		9,71	11,28	0,68	5,71		
5	44,03		22,30		13,96	15,56	0,72	3,44		
6	42,61		21,08		14,79	18,13	0,98	2,42		
7	54,04		9,03	0,41	9,96	16,46	8,75	1,36		
8	54,92	0,40	6,85		9,82	17,17	9,67		1,17	
9	43,89	1,61	16,76		14,30	13,46	2,25		7,73	
10	45,61	10,8	13,13		7,72	8,21	8,89	1,48	4,16	
11	39,51	14,5	11,79		7,80	8,20	11,9	0,62	4,24	1,46
12	46,21	0,52	15,18		13,64	15,98	4,63	0,88	2,97	
13	56,35		11,79		8,05	11,44	8,44	2,95	0,28	0,70
14	55,00	0,64	19,05		7,22	8,92	2,07	6,63	0,48	
15	54,44	3,67	18,55		6,41	7,22	3,48	6,24		

Таблица 4

Химический состав: средний всего микроучастка – 1; пироксенов (2–4, 10, 14, 15), апатитов (5, 9), матрикса (6–8, 11–13) в НКБ

Номер на рис. 8, справа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Eu ₂ O ₃
1	52,49	0,77	15,06	9,66	11,80	5,91	3,74	0,57		
2	53,69		7,27	11,10	15,09	11,71	0,65	0,48		
3	55,37		5,14	10,38	16,09	12,53	0,49			
4	53,78		7,99	11,00	14,64	11,06	0,60	0,93		
5	35,29		5,19	7,24	9,55	24,40	0,52	0,27	17,53	
6	49,41	13,39	10,58	3,96	5,02	13,10	3,53	1,02		
7	48,18	8,91	16,34	7,05	7,57	6,79	5,17			
8	47,93	0,72	21,22	11,20	12,94	1,52	4,48			
9	24,97	2,06	3,75	4,17	6,51	30,91	0,58		24,69	
10	52,56		9,51	11,36	13,83	10,69	1,19	0,87		
11	45,80	0,82	21,61	12,86	14,13	1,06	3,71			
12	58,66		20,50	6,07	6,05	1,26	7,45			
13	62,37		20,19		9,16		8,28			
14	48,95	1,11	20,63	11,10	11,66	1,95	4,59			
15	55,34		5,90	10,35	14,87	11,69	0,55	0,55		0,75

цериевых минералов и недиагностируемого вещества (рис. 9, табл. 5–6). Детальные исследования отдельных зерен пироксенов, а также вмещающего матрикса показали, что на наноуровне существуют сложные структуры и взаимоотношения породообразующих минералов. Как «крупные» кристаллы пироксена, так и микролиты имеют высокомагнезиальный состав, однако по своей структуре они зональные, представлены цепочками в виде отдельных сегментов и погружены в матрикс, средний состав которого переменный. Полевые шпаты (плаггиоклазы) также образуют две генерации. Крупные зерна достаточно хорошо огранены, зональны, но обрастают неровной каймой и, как правило, содержат в ядерной части цериевые (редко монацит) минералы. Микролиты погружены в недиагностируемую массу. Как показали наши исследования, зоны спинифекс отвечают НКБ, тогда как зоны вариолей по содержанию MgO приближаются к границе ВКБ, т. е. 14%. В них устойчиво повышенное содержание CaO и K₂O при пониженном SiO₂ относительно спектров в полях первых.

Установлено, что «стяжения», образующие вариолитовый рисунок, сложены иглами высокомагнезиальных пироксенов, что и является следствием более основного состава этих объектов. Безвариолитовые «чистые» зоны спинифекс сложены игольчатым пироксеном, погруженным в алюмо-кремнистое или более сложное вещество.

Предполагается, что химические составы лавовых тел отражают составы соответствующих излившихся магматических расплавов. При этом дифференцированные покровы рассчитывались как средневзвешенные из слагающих их пород. Для недифференцированных тел в качестве средних принимались составы их центральных частей в соответствии с результатами специальных исследований вариации химизма по разрезу (Куликов и др., 2005).

Дифференцированный интрузив Руйга. Мафит-ультрамафитовый массив Руйга (название дано авторами по одноименной реке, исток которой расположен на территории интрузива, а устье – в Белом море) обнажается в виде полукольца площадью

около 20 км², огибающего г. Голец с юга, востока и северо-востока (рис. 10). Отдельные его обнажения впервые были зафиксированы в процессе геологической съемки масштаба 1 : 200 000 и геофизических работ в конце 50-х годов прошлого века. Интрузив имеет подковообразную конфигурацию и чашеобразную форму длиной в 5,5 км в широтном направлении и шириной 3,5 км. Он наклонен к западу под углом около 20° и располагается в верхней части разреза виленгской свиты. Его южное крыло погружается на север под углами до 60°, а северное на юг – до 50°. Интрузив разбит субширотным и субмеридиональными разломами на несколько блоков. На участке г. Голец – р. Руйга – р. Нюхча по магнитным данным, подтвержденным единичными обнажениями перидотитов и габброидов среди виленгской свиты, отчетливо выделяются еще два силла – Нюхчереченский и Зябовский (см. рис. 2). Первый приурочен к верхней части свиты и наклонен к востоку под углом до 45°, а второй – к ее границе с подстилающей кирпичной свитой, падающей на север под углом до 45°. Достоверные взаимоотношения между мафит-ульт-

рамафитовыми телами участка не установлены. Они могут рассматриваться как разные фазы внедрения магматического расплава из одного глубинного очага или как продукты единого акта магматизма при поступлении магмы на разные стратиграфические уровни слоистой виленгской свиты. Не исключена вероятность, по мнению В. В. Куликовой, принадлежности всех трех тел к единой подвулканной магматической камере, разбитой на блоки в более поздние тектонические этапы развития территории. Этот вопрос в условиях слабой обнаженности в настоящее время не может быть корректно решен без проведения соответствующих буровых работ.

Интрузив Руйга отчетливо дифференцирован, и в нем выделено три зоны (снизу вверх): меланогаббро-норитовая, перидотитовая и габбровая, непосредственные контакты между которыми не обнажены. Обобщенный разрез построен на основе наземных исследований в его юго-восточной части. Нижний контакт не обнажен, но иногда его местоположение отчетливо фиксируется по геоморфологическим признакам.

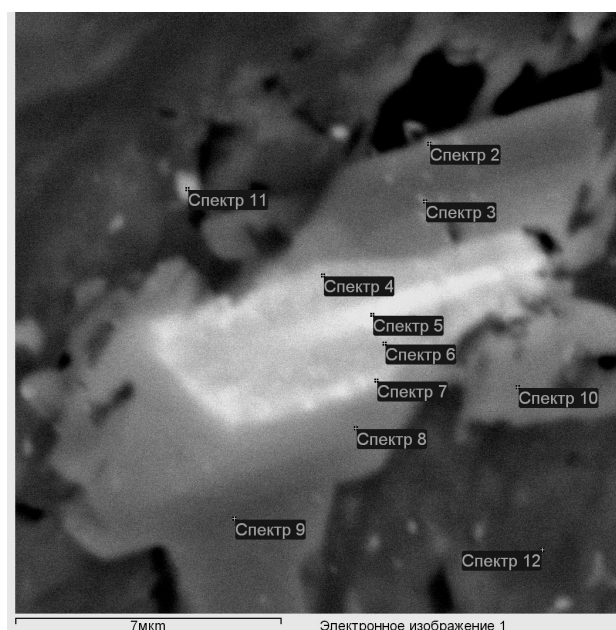
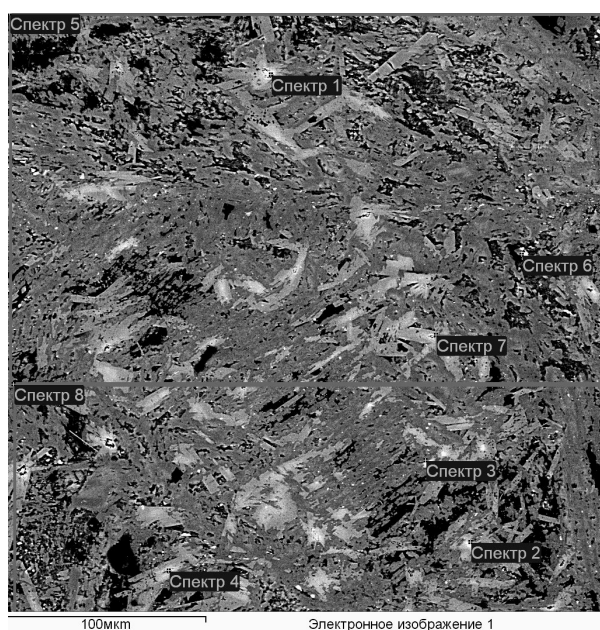


Рис. 9. Строение вариоли (слева), справа – плагиоклаз с цериевым минералом в ядре

Таблица 5

Химический состав пироксенов (3, 5, 8) и матрикса (1, 2, 4, 6, 7) в вариоли

Номер на рис. 9, слева	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Ce ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O
1	47,13	0,62	21,18	9,94	2,50	17,92	1,33		
2	42,97		23,29	10,31	1,25	22,18			
3	55,24	0,76	25,88	9,63	16,32	12,16			
4	42,99		24,04	9,53	0,64	21,91	0,88		
5	50,20	0,71	12,83	10,29	13,22	10,65		0,61	1,50
6	33,54	34,29	3,31	1,58	2,29	24,99			
7	42,62	0,59	23,83	9,23	1,33	22,40			
8	50,67		13,31	9,62	12,17	11,80		0,89	0,92

Таблица 6

Состав зонального полевого шпата (2–3, 8–10), церийсодержащего минерала (4–7), клинопироксена (11, 12) в пироксеновой вариоли

Номер на рис. 9, справа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	K ₂ O	Ce ₂ O	La ₂ O ₃
2	37,78	1,79	23,44	13,38	14,00	9,62			
3	41,68	3,75	23,87	7,00		23,70			
4	42,56		23,95	10,88		22,61			
5	39,97		24,22	10,05		21,21		2,91	1,64
6	41,08		24,69	11,10		23,13			
7	41,63		23,49	11,00		22,85		1,03	
8	41,46		24,21	11,26		23,06			
9	41,95		27,19	7,46		23,41			
10	42,58		23,79	10,06	0,74	22,83			
11	55,57	2,01	4,73	9,38	15,80	12,51			
12	54,51	0,99	5,43	10,41	16,80	10,93	0,92		

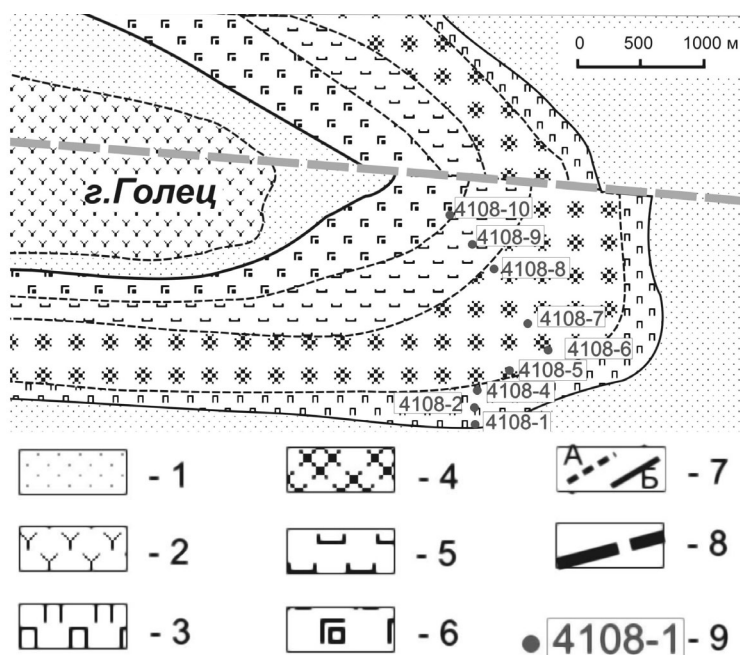


Рис. 10. Схема геологического строения вулcano-плутонической ассоциации Голец – Руйга (составили В. С. Куликов, Я. В. Бычкова и В. В. Куликова, 2004 г.):

1 – осадки виленгской свиты; 2 – коматиитовые базальты свиты Ветренный Пояс со структурами спинифекс, подушечными и миндалекаменными структурами; 3 – метамеланогаббронориты; 4 – перидотиты; 5 – метагаббро; 6 – металекогаббро; 7 – границы между зонами; 8 – тектонические нарушения; 9 – точки опробования для изотопных исследований и определения содержания РЗЭ

Меланогабброноритовая зона (пироксеновые кумуляты) мощностью до 240 м представлена существенно измененными среднезернистыми породами, сложенными в основном моноклинным пироксеном (обычно замещенным амфиболом); ортопироксеном, полностью замещенным тальк-тремолитовым агрегатом, и интерстициальным плагиоклазом (25–60%), который преобразован в соссюритовую массу. В верхней части зоны находится горизонт практически не метаморфизованных крупнозернистых оливиновых меланогабброноритов (около 70 м) с

неравномерной зернистостью. Первично-магматические минералы хорошо диагностируются даже в полевых условиях («болото Жака»): в основном моноклинный (34–47%) и ромбический (20–38%) пироксены, а также оливин и плагиоклаз – лабрадор (19–24%). Характерной чертой пород является наличие крупных (до 1,5–2 см) кристаллов ортопироксена. Зерна оливина в отличие от ортопироксена мелкие, их содержание в породе не превышает 15%. Вверх по разрезу ортопироксен практически полностью исчезает, и парагенезис становится оливин-

клинопироксеновым. Микронзондовым сканированием в них определены хромшпинелиды, халькопирит, пентландит, пирротин, титаномagnetит, а также циркон, апатит, барит, аргентит.

Перидотитовая зона (оливин-пироксеновые кумуляты) мощностью до 280 м представлена средне- и мелкозернистыми плагиоклазсодержащими верлитами. В этих породах преобладают клинопироксен и оливин, а интерстиции заполнены хлоритом, замещившим первичный плагиоклаз. Зернистость пород и их количественно-минеральный состав варьируют. Нередко наблюдается пойкилитовая структура: включения зерен оливина в крупные кристаллы клинопироксена. Вторичные минералы (серпентин, идиингсит, хлорит, тремолит) иногда по содержанию достигают 85% и более. Из аксессуарных минералов наиболее типичны хромшпинелиды, магнетит, пентландит, апатит, барит, аргентит.

Габбровая зона (пироксен-плагиоклазовые кумуляты) мощностью до 290 м отличается появлением кумулятивного плагиоклаза. Нижняя часть зоны сложена среднезернистыми метагаббро, а верхняя – лейкократовыми метагаббро (иногда с кварцем). Вблизи кровли у южного склона г. Голец встречается биотит. Возможно, в первичном составе габброидов присутствовал и ортопироксен. Породы, как правило, метаморфизованы, и первичные минералы сохраняются редко. Количественно-минеральный состав варьирует. Из вторичных минералов типичны актинолит, эпидот-цоизит, лейкоксен. Вмещающие породы в верхнем контакте (основание южного склона г. Голец) представлены туффитами, которые после перерыва (20 м) перекрываются коматиитовыми базальтами (покровы 1 и 2) свиты Ветреный Пояс. Для тех и других характерна биотитизация.

Были определены составы высококальциевых и низкокальциевых кумулятивных пироксенов из различных дифференциатов подвulkanного расслоенного массива Руйга. Кумулятивным минералом, присутствующим во всех представленных в интрузиве парагенезисах, является незональный клинопироксен, магнезиальность которого закономерно уменьшается вверх по разрезу. Его особенность – пониженное содержание Wo составляющей и комплементарно повышенное содержание Fs составляющей в нижней (боковой) зоне. Кумулятивные ортопироксены присутствуют в нижней части разреза и по составу соответствуют бронзиту. Для них характерно наличие каймы, отличающейся от среднего состава минерала повышением железистости. В целом вариации состава минералов отражают изменение степени дифференциации исходного расплава по вертикальному разрезу. Наиболее магнезиальный оливин (Fo – 85,74) обнаружен в перидотитовой зоне. Состав перидотитового оливина близок оливинам (Fo – 86,1–86,66) кумулятивной зоны дифференцированного «покрова 5» г. Голец (Puchtel et al., 1997). В горизонте оливиновых меланогабброноритов он соответствует Fo – 75,10. Клинопироксен (авгит) имеет значи-

тельные вариации состава по разрезу интрузива. Его энстатитовый минал достигает 70% в перидотитовой зоне и снижается до 49% в меланогабброноритовой и габбровой зонах. Наиболее кальциевыми являются авгиты из горизонта оливиновых меланогабброноритов (Wo – 37,86%), в других породах содержание волластонитового минала в клинопироксене колеблется в пределах 26–29%. Ортопироксен, сохранившийся в горизонте оливиновых меланогабброноритов, относится к бронзиту с содержанием волластонитового минала 4,3% и ферросилитового – 8,3%. В интрузиве установлена следующая последовательность кристаллизации минералов: оливин (±хромит) + ортопироксен + клинопироксен + плагиоклаз + кварц + биотит.

Петрохимия и некоторые вопросы дифференциации коматиит-базальтовых расплавов. Средневзвешенные химические составы пород интрузива Руйга и коматиитовых базальтов г. Голец приведены в табл. 7 по данным, полученным в лабораториях Института геологии Карельского НЦ РАН и университета г. Оулу (Финляндия). Наиболее магнезиальными (до 39% MgO) и наименее кислыми (SiO₂ – 42%) являются перидотиты, которые соответствуют оливин-пироксеновым кумулятам высокомагнезиальных расплавов. Габброиды отличаются повышенной кремнеземистостью (до 54%) и сравнительно низкой магнезиальностью (7–9% MgO). Они же содержат до 17% Al₂O₃ и до 12,5% CaO и сопоставимы с лавовыми покровами 1, 2, 6 и 7 г. Голец. Промежуточное положение занимают меланогаббронориты, составы которых варьируют. Наименее магнезиальные (14–16% Mg) меланогаббронориты развиты в приконтактовом горизонте, а вышележащие оливиновые содержат до 23% MgO. Первые по петрохимическим параметрам не отличаются от покровов ВКБ г. Голец. В целом дифференциация пород интрузива Руйга подчиняется оливиновому контролю. Наблюдается обратная корреляция MgO относительно SiO₂, TiO₂, Al₂O₃ и CaO. Рассчитанный средневзвешенный состав интрузива приближается к составу приконтактовых оливиновых меланогабброноритов, но отличается большей магнезиальностью.

Таблица 7

Средневзвешенный химический состав интрузива Руйга (1) и коматиитовых базальтов г. Голец (2)

Компоненты	1	2
SiO ₂	49,30	51,65
TiO ₂	0,41	0,69
Al ₂ O ₃	10,34	12,33
FeO	10,40	10,44
MnO	0,17	0,19
MgO	20,14	12,41
CaO	7,66	9,85
Na ₂ O	1,21	1,99
K ₂ O	0,32	0,37
P ₂ O ₅	0,04	0,08
ATM	25	18

Единое для зон залегание, закономерная последовательность смены пород и общая структура комплекса образований позволяют относить их к единому магматическому дифференцированному телу. Оно, вероятно, представляет собой закристаллизованную подвулканную камеру, функционировавшую в приподошенной части вулканического плато коматиитовых базальтов свиты Ветренный Пояс в период его формирования.

Значительные колебания MgO в покровах г. Голец (7,55–15,55%) относительно среднего по всему разрезу (12,41%), следы контаминации отдельных покровов архейским коровым веществом и высокое средневзвешенное содержание MgO (20,14%) в интрузиве за счет мощной кумулятивной зоны не позволяют в настоящее время установить непосредственную связь его расплава с каким-то конкретным покровом. Это обусловлено, во-первых, неоднократным поступлением в камеру Руйга меняющихся по составу магм, а, во-вторых, появлением «вторичных расплавов» после определенной дифференциации (отсадки оливина) в камере, а затем на поверхности из них формировались несколько различающиеся тела. Вероятно, поэтому в подвулканной камере Руйга отмечается более мощная кумулятивная зона (290 м) по сравнению с таковой в дифференцированных лавовых покровах 5, 9 и 16 (до 20 м) г. Голец. Важно подчеркнуть, что расслоение как в интрузивных, так

и в эффузивных телах контролируется, главным образом, отсадкой интрателлурического оливина (и частично хромита), что приводит к формированию в нижних частях тел кумулятивных пород (перидотитов или коматиитов соответственно), а в верхних – безоливиновых пород – габброидов или плагиопироксеновых (пироксеновых) базальтов. Петрохимическое сходство данных дифференциатов отчетливо фиксируется на вариационных диаграммах.

Редкие и рассеянные элементы. Поведение редких и рассеянных элементов в породах интрузива Руйга и «покрова № 5» г. Голец выглядят подобными, также отмечается повышенное содержание хрома, умеренное – никеля (при низких концентрациях меди Ni/Cu – 2–14,9) (рис. 11). Данные параметры характерны для коматиитов, отличающихся от толеитов платформенных областей (Норильск, Инсизва и др.) по ряду параметров, в том числе и по отношению Ni/Cu, которое в толеитах, как правило, меньше 1 (Налдретт, 2003). По петрохимическим и геохимическим параметрам рассматриваемые магматиты наиболее близки палеопротерозойским коматиитам и коматиитовым базальтам рифтовой зоны Циркум-Сьюперииор (Baragar, Scoates, 1981) Канадского щита. В то же время породы Ветреного Пояса в целом содержат меньше серы, чем лавы никеленосных поясов Томпсон и Кейп-Смит, являющихся частями упомянутой рифтогенной зоны с возрастом 1,918–1,959 млрд лет (Leshar, 1999).

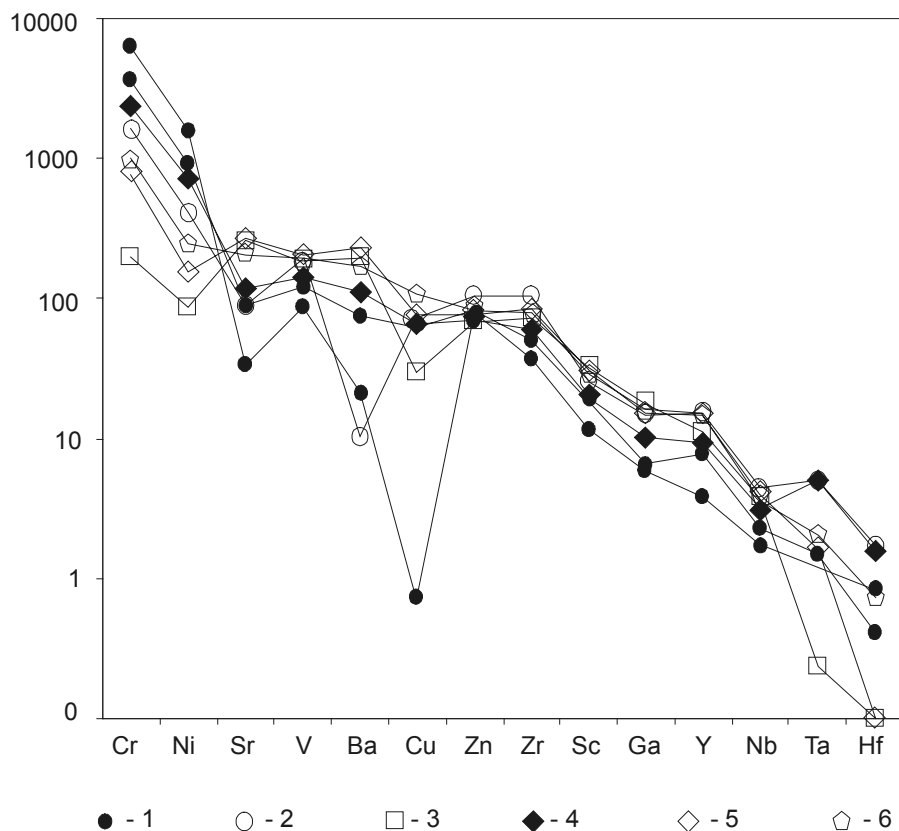


Рис. 11. Микроэлементы интрузива Руйга (1–3) и покрова 5 г. Голец (4–6):

1 – перидотиты; 2 – оливиновые меланогаббронориты; 3 – габбро; 4 – кумулятивный коматиит; 5 – пироксеновый спинифекс НКБ; 6 – кровельные брекчии НКБ

Редкоземельные элементы. Содержания РЗЭ интрузива Руйга и некоторых лавовых покровов комагматитовых базальтов г. Голец имеют несомненное сходство спектров, что свидетельствует о едином источнике их формирования (рис. 12). Спектры относительно хондрита характеризуются практически параллельным положением вариационных линий при отношении лантана к самарию 3–4 и гадолиния к иттербию около 2. На диаграмме La/Sm – Gd/Yb (рис. 13) фигуративные точки лавовых тел совпадают с полем интрузивных пород. Отмечаются некоторые вариации составов лавовых покровов, которые, вероятно, связаны с контаминацией расплавов комагматитовых базальтов коровым веществом. Максимально контаминированными с повышенными отношением La/Sm и содержанием SiO₂, а также Al₂O₃ и CaO являются первые нижние два покрова, в то время как более высокие в разрезе 15 и 16-й покровы характеризуются относительно низкими отношением La/Sm и содержанием SiO₂, Al₂O₃ и CaO.

Изотопный возраст. Первые Sm-Nd изотопные возрасты магматитов ЮВ окраины Фенноскандинавского щита были получены в 90-х годах XX века по валовым пробам и минеральным фракциям оливина, авгита и пижонита из вулканитов Ветреного Пояса и при совпадающих Re-Os и Pb-Pb датировках составили 2,45–2,41 млрд лет (Puchtel et al., 2001). Устойчивые значения определений изотопного возраста позволили отнести вулканиты свиты Ветреный Пояс вместе с другими залегающими ниже свитами палеорифта к сумийскому надгоризонту палеопротерозоя. Полученный Sm-Nd возраст интрузива Руйга $2,39 \pm 0,05$ млрд лет (СКВО – 1,6, $\epsilon_{Nd} = -3$) удовлетворительно коррелируется с лавами комагматитовых базальтов (г. Б. Левгора и г. Голец) Ветреного Пояса 2410–2449 млн лет (Puchtel et al., 1997). Близкие возрасты цирконов

(2,41–2,45 млрд лет), а также Sm-Nd датировки (2355 ± 90 млн лет) установлены для пород Авдеевской дайки и Бураковско-Аганозерского массива, расположенных на ЮЗ плече палеорифта (Amelin et al., 1995).

О комагматичности и расчленении вулканоплутонической ассоциации Ветреный Пояс. Приведенные аргументы в пользу комагматичности интрузивных и эффузивных образований (одинаковая геологическая позиция, изотопный возраст, полная аналогия по петрохимическим и геохимическим параметрам, включая РЗЭ) свидетельствуют о единстве их материнского источника и особенностях эволюции. С учетом требований Петрографического кодекса (1995) выделенную ассоциацию следует именовать по наиболее широко развитым породам как «перидотит-габбро-комагматит-базальтовая вулканоплутоническая ассоциация Ветреный Пояс». По глубине формирования составляющих ее членов она может быть разделена на два комплекса (сверху вниз): вулканический и интрузивный. В последнем выделяются подкомплексы: малоглубинный (до 5 км); среднеглубинный (5–10 км) и глубинный (более 10 км). Магматические образования системы «вулкан Голец – интрузив Руйга» на СЗ палеорифта Ветреный Пояс рассматриваются авторами как типичные представители данной ассоциации. Вулканический комплекс представлен комагматитовыми базальтами г. Голец (свиты Ветреный Пояс), а интрузивный – дифференцированным перидотит-габбронорит-габбровым малоглубинным подкомплексом (Руйга, Нюхчереченский, Зябовский и др.). Ориентировочная площадь развития этой ассоциации на ЮВ Фенноскандинавского щита составляет более 50 тыс. км².

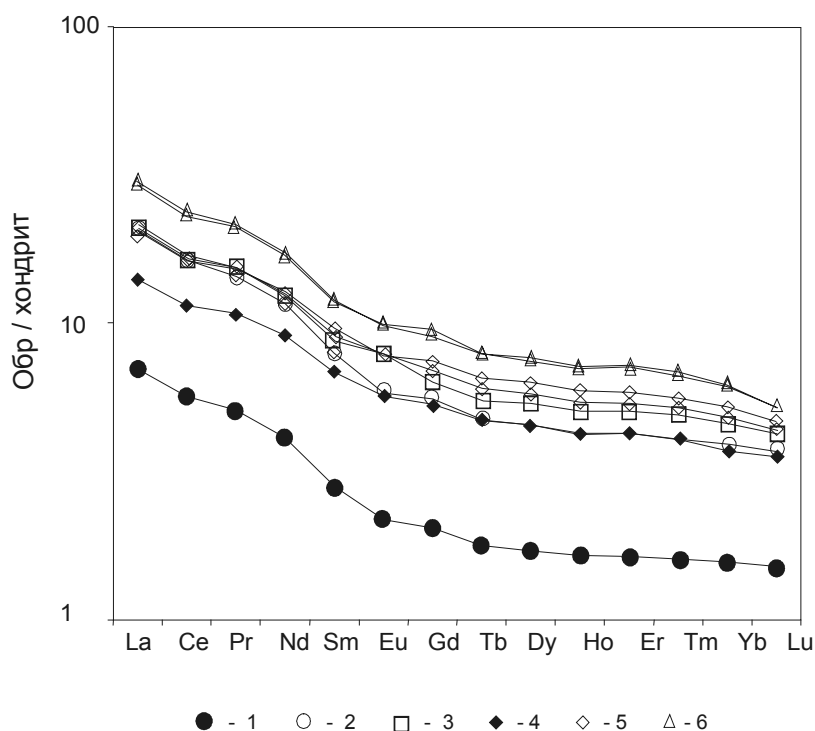


Рис. 12. Нормированные по хондритам (Evensen et al., 1978) содержания РЗЭ в породах интрузива Руйга (1–3) и некоторых покровов г. Голец (4–6):

1 – перидотит; 2 – пироксенит; 3 – габбро; 4 – кумулятивный комагматит; 5 – ВКБ; 6 – НКБ

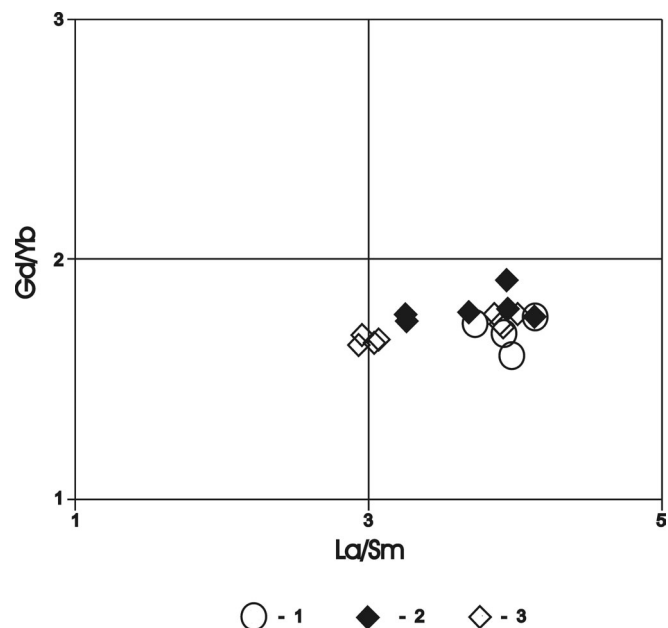


Рис. 13. Диаграмма La/Sm – Gd/Yb для пород интрузива Руйга и некоторых покровов г. Голец:
 1 – интрузив Руйга; 2 – покровы (1, 2, 15, 16) г. Голец;
 3 – покровы 5, 9 и 16 (по: Puchtel et al., 1997)

Более глубинные комагматы ассоциации обнажаются за пределами палеорифта в пределах палеоархейского Водлозерского блока, например, дифференцированный массив Выжига (среднеглубинный подкомплекс) и расслоенный Бураковско-Аганозерский плутон с месторождением хромитов и платинометалльным оруденением (глубинный подкомплекс) (см. рис. 1). Первые оригинальные и близкие между

собой изотопные возрасты магматического комплекса палеорифта Ветреный Пояс вошли в противоречие с традиционными представлениями о времени (~2 млрд лет) его возникновения (Богданов и др., 2000) и требуют их пересмотра.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 05-05-64788.

ЛИТЕРАТУРА

Богачев А. И., Куликов В. С., Пекуров А. В., Слюсарев В. Д. Новые данные по геологии и магматизму синклинойной зоны Ветреного Пояса // Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1968. С. 5–25.

Богданов Ю. Б. Государственная геологическая карта РФ. Лист Р-35-37. Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб. ВСЕГЕИ. 2000. 322 с.

Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита. Л., 1988. 192 с.

Куликов В. С. Вулканы кряжа Ветреный Пояс (ЮВ Балтийского щита) // Проблемы осадочной геологии докембрия. 1971. Вып. 6.

Куликов В. С., Бычкова Я. В., Куликова В. В., Зудин А. И. Роль глубинной дифференциации в формировании палеопротерозойского лавового плато коматиитовых базальтов Синегорье (ЮВ Фенноскандия) // Петрология. 2005. Т. 13, № 5. С. 516–537.

Куликова В. В. Волоцкая свита – стратотип нижнего архея Балтийского щита. Петрозаводск, 1993. 254 с.

Надретт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд / Перевод В. А. Федоренко. СПб., 2003. 487 с.

Пухтель И. С., Богатиков О. А., Куликов В. С., Щипанский А. А. Петрология палеопротерозойского лавового озера в районе горы Б. Левгора, Ц. часть Ветреного Пояса, Балтийский щит // Петрология. 1997. Т. 5, № 4. С. 339–361.

Слюсарев В. Д., Куликов В. С. Геохимическая эволюция базит-ультрабазитового магматизма протерозоя (ЮВ Балтийского щита). Л., 1973. 105 с.

Amelin Y. V., Heaman L. M., Semenov V. S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Research. 1995. Vol. 75. P. 31–46.

Baragar W. R. A., Scoates R. F. J. The Circum-Superior belt: a Proterozoic plate margin? // Precambrian Plate Tectonics (ed. Kroner). Elsevier. Amsterdam. 1981. P. 297–330.

Leshner M. C. et al. Lithology and Physical Volcanology of komatiitic Peridotite-Gabbro Complex in the Raglan Blok. Charter 4. Laurentian University Sudbary, 1999. P. 43–60.

Puchtel I. S., Haase K. M., Hofmann A. W. et al. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: Evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. Vol. 61. P. 1205–1222.

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

НЕОАРХЕЙСКАЯ ДАЙКОВАЯ АССОЦИАЦИЯ ХАУТАВААРСКОЙ СТРУКТУРЫ КАК ОТРАЖЕНИЕ ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНОГО ЭТАПА ЭВОЛЮЦИИ ЦЕНТРАЛЬНО-КАРЕЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА

Исследование породных ассоциаций Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии позволило предложить модель его формирования в рамках многоэтапного развития конвергентной системы «океан – континент», существующей на западной границе «Водлозерского протоконтинента» с 3,05 по 2,8 млрд лет (Светов, 2005).

В предлагаемой геодинамической интерпретации модельная эволюция пояса включала несколько этапов:

3,1–2,95 млрд лет. «Древний островодужный этап». На раннем этапе в ходе субдукции древней протоокеанической плиты (с запада) под западную окраину «Водлозерского протоконтинента» происходит формирование энсиалической островодужной системы, которая маркируется цепью реликтовых палеовулканических построек: «Няльмозеро – Игноила – Хаутаваара – Чалка – Остер», сформированных андезитовой ассоциацией (БАДР-серия) с субвулканитами адакитового, байяитового, толеитового ряда, в стратиграфической шкале относимой к образованиям вьетуккалампинской свиты. Синхронно с субдукционными процессами и формированием серии вулканических построек происходит заложение фронтального и тылового седиментационных бассейнов. Таким образом, данный этап стал основополагающим в зарождении активной конвергентной зоны на западной окраине «Водлозерского протоконтинента» и послужил основой для будущего наращивания континентальной литосферы в западном направлении.

3,05–2,90 млрд лет. «Протоокеанический этап». Синхронно с формированием древнего островодужного комплекса происходит формирование окраинно континентального морского бассейна в обстановке заостроводужного спрединга. Развитие транзитной зоны по данному сценарию может быть связано с интенсивным тепловым апвеллингом в ходе зарождения мантийного диапира, приводя к раскрытию задугового океанического бассейна и образованию океанической коры значительной мощности (Abbott et al., 1994; Abbott, Mooney, 1995). Стационарный высокий термальный режим в спрединговой области приводит к формированию «офиолитоподобного» комплекса – мощных лавовых толщ мафитов (массивных

и подушечных лав с прослоями чертов), линз ультраосновных кумулятов и серий комагматических интрузивных комплексов, представленных серпентинизированными коматиитовыми дунитами и высокомагнезиальными габбро. Коматиит-базальтовые ассоциации маркируются целой серией площадей развития (структур): Хаутаваара – Киндасово – Койкары – Семчь – Совдозеро – Паласельга – Остер – Листья Губа, где они слагают разноранговые (различающиеся по объему сохранных разрезов) стратотектонические ассоциации единого типа и времени формирования (лоухиварская и питкилампинская свиты). Реальные размеры сформированного задугового бассейна корректно оценить невозможно, однако его реликтовая срединговая ось (линейная зона распространения высокомагнезиальных вулканитов) по протяженности превышала 350–400 км.

Таким образом, в интервале 3,05–2,95 млрд лет на западной границе «Водлозерского протоконтинента» была окончательно сформирована биполярная конвергентная асимметричная система «океан – островная дуга – окраинное море – континент».

2,95–2,90 млрд лет. «Ранний аккреционный этап». Продолжающиеся субдукционные процессы в регионе и затухание плюмовой активности приводят к закрытию заостроводужного бассейна. В ходе этого офиолитоподобная ассоциация (коматиит-базальтовая СТА), частично в виде аллохтона, была обдуцирована на окраину древней вулканической дуги (вьетуккалампинская свита) с сохранением всей внутренней стратификации и частично субдуцирована под нее.

С завершением данного этапа геодинамическая картина в регионе коренным образом трансформируется за счет как активного вулканизма, так и начавшихся аккреционных процессов, происходит замыкание и трансформация системы «океан – островная дуга – окраинное море – континент» в систему «океан – континент». При этом мощность новообразованной континентальной коры западного фланга «Водлозерского протоконтинента» значительно возрастает, что приводит к новому этапу развития конвергентной зоны по «Андскому варианту».

2,90–2,80 млрд лет. «Центрально-Андский этап». Дальнейшая субдукция океанической плиты под мощное континентальное основание происходит в режиме пологого погружения, инициируя формирование молодой андезидацитовой ассоциации известково-щелочного ряда. Вулканическая дуга в пределах ЗКП маркируется цепью вулканических палеопостроек «Масельга – Яниш – Корбозеро – Семч – Эльмус». Активный вулканизм в этот период сопровождался значительным и масштабным осадконакоплением как в мелководных, так и субаэральных условиях.

Возможно также, что в этот период происходит активизация процессов надвига фрагмента мафического аллохтона, отделенного от основания серией листрических надвигов, что позволяет объяснить геохимическое сходство второго уровня базальтов в Хаутаваарской структуре (кульонская свита) с первым (лоухиварская свита).

К завершению четвертого этапа окончательно сформировалась линейная сутурная природа зеленокаменного пояса и его многослойный супракрустальный разрез.

2,80–2,68 млрд лет. «Этап транспрессионно-транстензионный». К наступлению данного этапа развития ЗКП вулканическая активность в зоне перехода снижается. Дальнейшие перестроения проходят в транспрессионно-транстензионном режиме, вызывая не только заложение нового типа бассейнов седиментации (pull-apart), но и коренным образом меняя структурно-тектонический облик зоны перехода. Осадочные парагенезы (типа тимискаминг) характеризуются очень низкой зрелостью осадочного материала и незначительной степенью его выветривания. Весь обломочный материал принадлежит локальным источникам сноса – молодым и древним гранитоидам, основным (коматит-базальтовый аллохтон) и кислым (древняя островодужная и молодая окраинно-континентальная ассоциация) вулканитам. По геохимии комплексы являются микститам и содержат в себе геохимическую характеристику всех разновозрастных породных ассоциаций, представленных в инфраструктуре зеленокаменного пояса. Вместе с тем данный этап сопровождается слабым проявлением кислого вулканизма. Заключительная часть эволюции ЗКП связана с коллизионным режимом развития террейна, в ходе которого формируются значительные массивы ТТГ и гранодиоритов санукитоидного типа в Чалкинской зоне в 2745 ± 5 млн лет (Овчинникова и др., 1994), субщелочных гранитоидов в Хаутаваарской структуре – 2743 ± 8 млн лет, кварцевых диоритов в пределах Эльмусской структуры – 2741 ± 7 млн лет (Bibikova et al., 2005). В этот же временной интервал – 2,74–2,70–2,65 млрд лет – внедрялся обширный и разнообразный по составу дайковый ансамбль субщелочного и известково-щелочного ряда.

В рамках данного исследования нас интересовала геохимическая характеристика и взаимоотношения породных литотипов в пределах дайкового комплекса заключительного этапа формирования Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса с целью комплексной реконструкции его эволюционной истории.

Краткий геологический обзор района детальных работ

Районом детальных работ стала северная часть Хаутаваарской структуры (северо-западная часть Чалкинской палеовулканической структуры) (описана в монографии – Светов, 2005), где в непосредственной близости от оз. Корбозеро отмечены обширные рои различных дайковых тел (устное сообщение С. И. Рыбакова, В. И. Робонена; Володичев, 2002), размещающиеся как среди лопийских терригенно-вулканогенных пород, так и среди гранодиоритов Чалкинского массива, относимого к санукитоидному типу (Лобач-Жученко и др., 2000; Kovalenko et al., 2005).

Чалкинский санукитоидный массив простирается в западном направлении от контакта с мезоархейскими комплексами в районе оз. Корбозеро на северо-запад до р. Шуи (у бывшей дер. Конгозеро) и пос. Суоки. В составе массива субщелочные гранодиориты – кварцевые диориты имеют разнообразный облик, текстура пород варьирует от крупнозернистой порфириформной до мелкозернистой гнейсовидной, а по минеральному составу выделяются амфиболовые, биотит-амфиболовые и биотитовые разновидности. В минералогическом составе санукитоидов преобладает плагиоклаз (образующий как порфиробласты (23–26% An), так и мелкие эпидотизированные зерна), роговая обманка (порфиробласты и реликтовые зерна), биотит (порфиробласты и мелкие чешуйки), зональный эпидот, кварц в неправильных зернах или линзах, микролин, альбит, сфен, магнетит.

Геохимически данный класс пород соответствует высокомагнезиальным диоритам и характеризуется (по классификационным требованиям (Stern et al., 1989)) следующими параметрами: SiO_2 55–60 wt.%, $Mg\# > 0,6$, $Ni > 100$ ppm, $Cr > 200$ ppm, $K_2O > 1$ wt.%, Sr и $Ba > 500$ ppm, $Rb/Ba < 0,1$, при этом значительно обогащены ЛРЗЭ. Геохимическая уникальность данного типа пород непосредственно связана с их формированием на заключительных стадиях эволюции субдукционных систем при плавлении метасоматизированных мантийных перидотитов.

Важно подчеркнуть, что среди санукитоидного Чалкинского массива встречаются ксенолиты метаморфизованных и деформированных андезит-дацитовых вулканитов (БАДР, адакит, толеитового ряда), амфиболитов, гнейсов, мигматитов, размером от первых сантиметров до первых метров и деформированных вместе с ними в ходе завершающего этапа складчатости.

В районе оз. Корбозеро и оз. Тиглампя вскрыты контакты кварцевых диоритов и вмещающих пород (осадков) с резким интрузивным контактом, без видимых эндо- и экзоконтактных изменений. Диориты в контакте имеют порфирировую структуру, биотитовый и амфибол-биотитовый состав. Структура пород массива гипидиоморфнозернистая, порфирировая. Геохронологический возраст массива по циркону 2745 ± 5 млн лет, принимаемый за время кристаллизации (Овчинникова и др., 1994).

Древнейшими образованиями детального участка является андезит-дацитовый вулканический комплекс, сложенный продуктами эффузивно-эксплозивной деятельности с направленным изменением составов пород от андезито-базальтов к дацитам. Субвулканическая фация связана с образованием штоков, некков и даек андезитового, дацитового, риолитового состава, крупно- или микропорфировых, к ним же отнесены и маломощные дайки диоритов, приуроченных к прижерловой зоне палеопостройки. Кроме этого, вулканисты прорываются дайками адакитов и амфиболитового габбро. Условия метаморфизма в данной части структуры изменяются от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа.

Дайковая ассоциация района работ

Детальное полевое изучение позволило установить, что гранодиориты Чалкинского санукитоидного массива секут метаморфизованные и деформированные вулканогенные породы. В зоне контакта терригенно-вулканогенные породы представлены слоистой толщей – вулканомиктовыми аренитами, туфопесчаниками, андезидацитовыми туффитами, кремнистыми туффитами. При этом вмещающие осадки и породы Чалкинского массива секутся ассоциацией даек, представленных диоритами, кварцевыми диоритами, андезитами, лейкократовыми плагиомикроклиновыми гранитами, крупнозернистыми плаггиоклазовыми гранитами с сульфидной минерализацией, диоритами лампрофирового типа, а также тонкими жилками плагиомикроклиновых гранитов, аплитов, пегматитов. Породы даек описаны в порядке установленной последовательности рвущих контактов (рис. 1).

1) *Андезибазальты, андезиты* (пробы 67, 74, 75 – рис. 1, В) представлены темно-серыми мелкозернистыми породами с порфировой структурой. Присутствуют вкрапленники плаггиоклаза (таблитчатые, удлиненные кристаллы), состоящие из плаггиоклаза № 25–45, размером от 0,5 до 2 мм, редко зональных, роговой обманки, олигоклаза, биотита. Основная масса породы сложена олигоклазом, кварцем, клиноцоизитом, эпидотом, сфеном, магнетитом. Кварц образует изометричные ксеноморфные зерна размером 0,1–0,2 до 0,3 мм. Андезиты внедрены в терригенно-вулканогенные породы и сами секутся субщелочными диоритами, лейкократовыми гранитами и все вместе – несколькими генерациями лампрофиров.

Содержание SiO_2 в породах варьирует от 56 до 64 мас. % (табл.), они принадлежат к субщелочной серии с четко выраженной Na спецификой (умеренно-калиевые) (рис. 2). Магнезиальность Mg# не превышает 43–45, при концентрации MgO 2,1–3,5 мас. %, при этом обеднены Cr и Ni (рис. 3).

2) *Гранодиориты* (пробы 50, 53, 57, 66, 76 – рис. 1). Секутся дайками и жилами диоритов (пробы 51, 55, 58, 61, 69), причем по петрографическим признакам выделяется не менее 4 породных разновидностей

среди малых дайковых тел. Гранодиориты – чаще всего это массивные, темноцветные, крупно-, среднезернистые, реже мелкозернистые породы, характеризующиеся микроскопически порфировой или равномерно-микрозернистой структурой. Минералогический состав гранодиоритов – плаггиоклаз (состава – олигоклаз, формирует таблитчатые зерна размером 1,5–2 мм, реже мелкие изометричные зерна, по которым развивается серицит, эпидот, цоизит, иногда зональный), роговая обманка, кварц, альбит, биотит, сульфиды. Биотит образует кучные скопления или рассеян в породе, часто хлоритизирован. Отмечаются переходные разности от диоритов до тоналитов.

Гранодиориты имеют разнообразную геохимическую характеристику. Массивные, крупнозернистые гранодиориты обладают близкими геохимическими характеристиками: SiO_2 – 59–61 мас. %, принадлежат к субщелочной, умеренно-, высококалиевой серии. На двухкомпонентных диаграммах петрогенный элемент – SiO_2 , их фигуративные точки формируют четкие локальные поля (рис. 2, 3). Среди всех опробованных крупнозернистых гранодиоритов лишь пробы 66 и 76 могут быть отнесены к санукитоидному типу и непосредственно коррелироваться с Чалкинским массивом санукитоидов. Они характеризуются содержанием SiO_2 на уровне 59–60 мас. %, имеют повышенные концентрации MgO (3,9–4,3 мас. %) при Mg# 54–55, $\text{K}_2\text{O} > 2,3$ мас. %, что незначительно отличает их от прочих гранодиоритов (табл.), основные отличия наблюдаются в высоких содержаниях Cr (117–153 ppm) и Ni (34–45 ppm). Однако данные параметры полностью не удовлетворяют классификационным требованиям, предъявляемым к санукитоидам (Stern et al., 1989), как по магнезиальности, так и по концентрациям Cr, Ni и Rb/Sr отношениям.

Многочисленные малые дайковые тела гранодиоритов имеют широкие вариации кремнекислотности от 51 до 64 мас. %, содержания MgO – от 2,4 до 5,1 мас. %, при этом все имеют сходную глиноземистость и титанистость и относятся к субщелочной серии. Существенные различия среди них выявляются по смене Na и Ca специализации пород, что несомненно отражает разные условия формирования первичных расплавов и разное время их внедрения.

3) *Лейкократовые плагиомикроклиновые граниты* (пробы 52, 56, 60, 70 – рис. 1) представлены светлоокрашенными, мелко-, среднезернистыми породами, слагают жилы мощностью от первых сантиметров до 2–3 м и тонкие жилки в 2–5 см, в единичном случае в жиле мощностью 0,3–0,4 м наблюдается вкрапленность сульфидов, и тогда цвет их становится буроватым, с поверхности – ожеженными. Геологическое положение определяется тем, что они прорывают осадочные терригенно-вулканогенные лопийские породы, андезиты и кварцевые диориты дайковой фации, участвуют в деформациях и прорываются дайками диоритов лампрофирового ряда. Микроструктура гранитов гипидиоморфнозернистая или порфировидная с гранобластовой основной массой. Породообразующие

минералы представлены плагиоклазом, микроклином, кварцем, биотитом, эпидотом-цоизитом, карбонатом; акцессорные – апатитом, сфеном, рудные – сульфидами и магнетитом. Плагиоклаз (№ ~35) образует крупные таблитчатые или изометричные зерна, размером 1,5–2,5 мм, с простыми или тонкими полисинтетическими двойниками, значительно серицитизирован и пелитизирован, особенно в центральной части зерна (серицит, эпидот, цоизит), по трещинам развивается кальцит. Деформированные кристаллы плагиоклаза окружены каймой из мелких гранобластовых зерен кварца и альбита. В мелких зернах иногда наблюдается зональность. Микроклин в виде крупных (1–2 мм) и

мелких выделений обычно неправильной формы, двойниковая решетка хорошо видна в мелких зернах и частично в крупных. В микроклине отмечены вроски альбита и мirmekитовые вроски кварца, по трещиноватости развит кальцит и мелкочешуйчатый мусковит. Кварц образует мелкие зерна и кучные скопления, состоящие из агрегата мелких зерен. Биотит имеет бурозеленую окраску, хлоритизирован, представлен удлиненными чешуйками или неправильными скоплениями. Роговая обманка встречается в единичных зернах. Зернистость гранитов изменяется в различных жилах – от крупнозернистых (проба 60) до средне-, мелкозернистых (проба 52, 56).

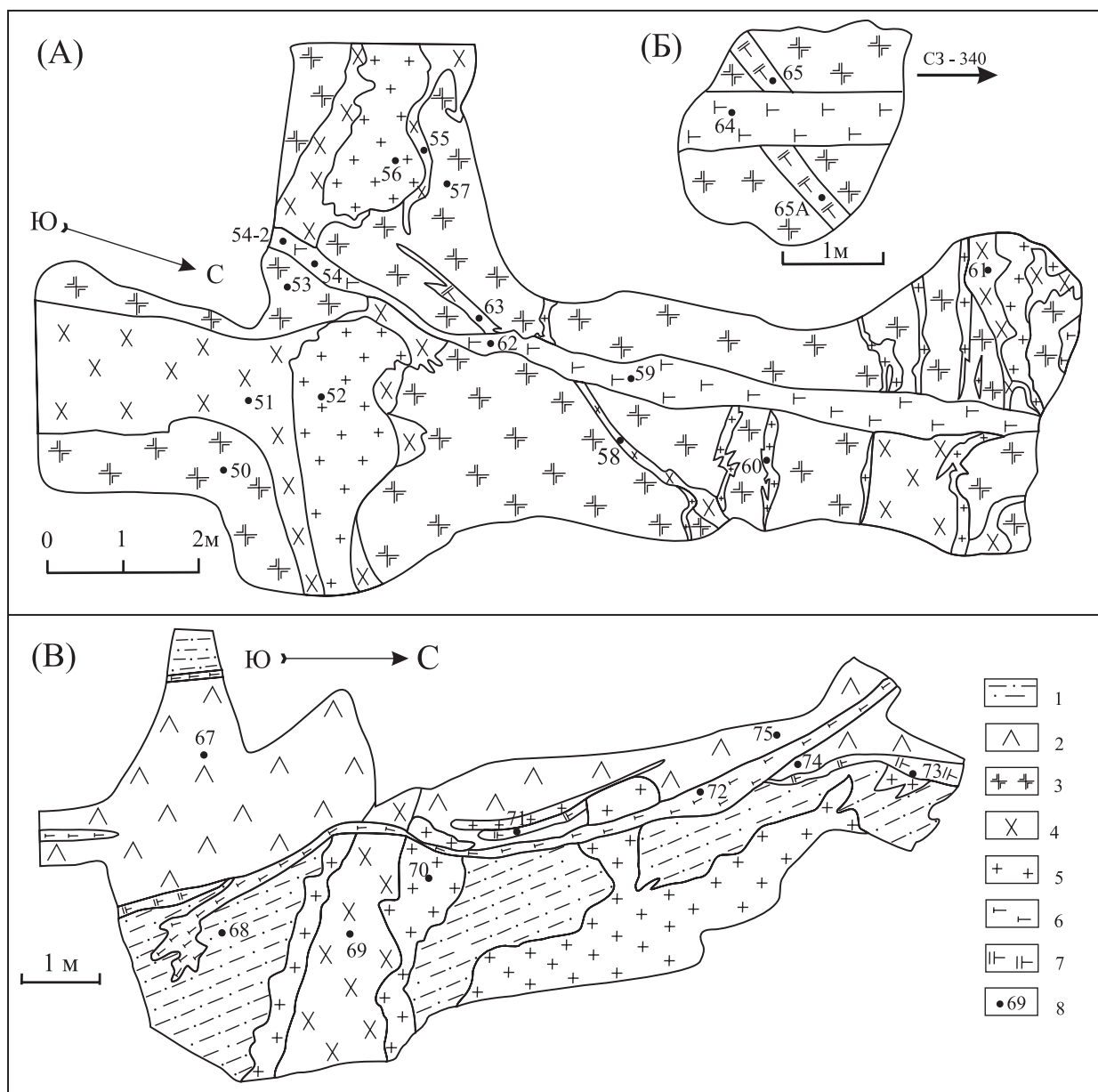


Рис. 1. Характер взаимоотношений дайковых тел на детальных участках Корбозерской зоны (Хаутаваарская структура):

1 – терригенно-вулканогенные породы лопия (виетуккалампинская свита): туфопесчаники, туффиты, силициты, аренинты; 2 – андезиты; 3 – гранодиориты и диориты; 4 – кварцевые диориты; 5 – плагиомикроклиновые граниты; 6 – Vt-лампрофиры; 7 – NbI-лампрофиры; 8 – точки отбора проб

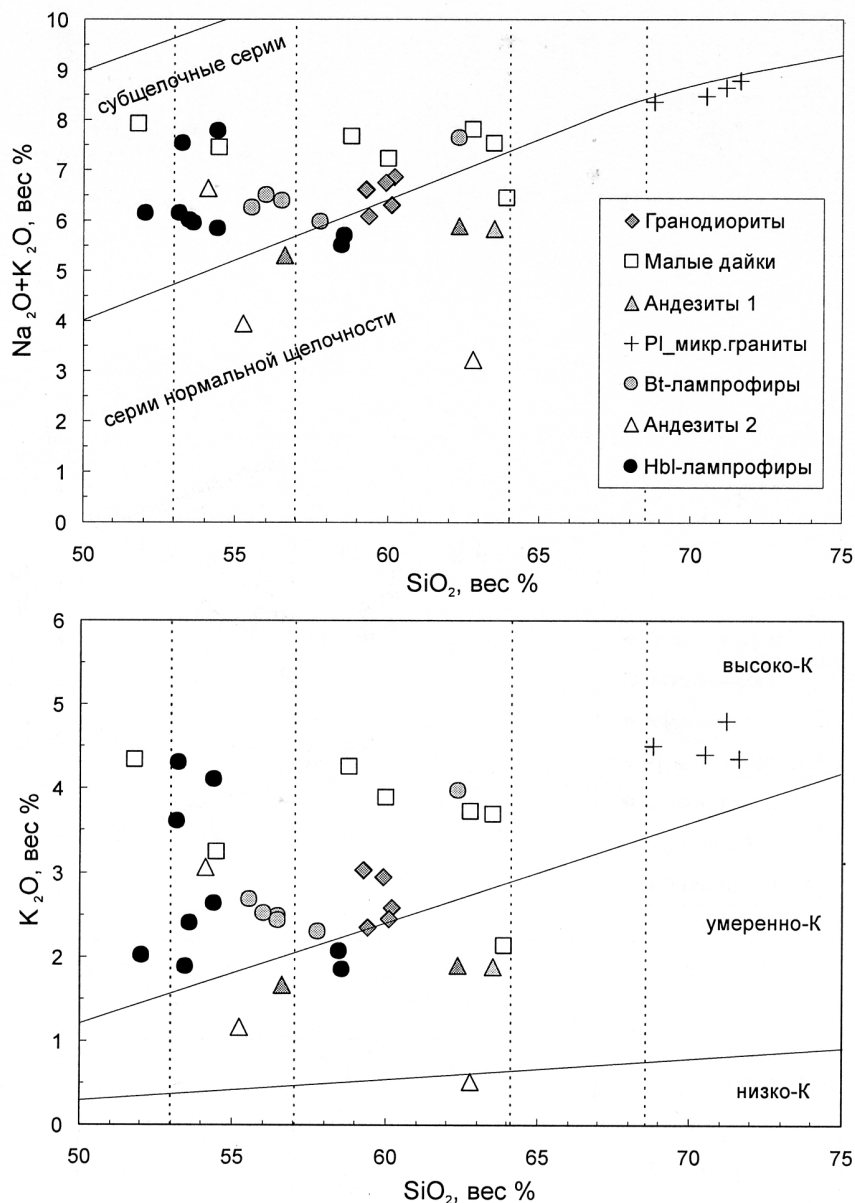


Рис. 2. Классификационные диаграммы $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ для дайковых тел Корбозерской зоны (Хаутаварская структура)

По содержанию SiO_2 (68,8–71,6 мас. %) породы соответствуют гранодиоритам, гранитам субщелочной серии и высококальциевого ряда (табл.). Геохимически контрастны санукитоидной группе гранодиоритов, что подчеркивается низкой магнезиальностью – $\text{Mg}\# - 38-48$, MgO (0,8–0,9 мас. %), малыми концентрациями Sr и Ni . На дискриминационных диаграммах фигуративные точки гранитоидов формируют четкое локальное поле, контрастное всем дайковым сериям района (рис. 2, 3).

4) Дайки лампрофирового ряда. Диориты лампрофирового ряда встречаются в виде протяженных даек мощностью от первых сантиметров до 1,3 м, формировались в течение двух фаз внедрения. Лампрофиты секут все описанные осадочно-вулканогенные образования структуры, гранодиориты, кварцевые диориты

(жильные фации Чалкинского массива) и жилы плагио-микроклиновых гранитов. Дайки лампрофитов имеют неровные, извилистые контакты с многочисленными заливами, изменяющиеся мощности (в раздувах до 2–3 м), мелкие апофизы, часто разветвляются. В них отмечается сланцеватость, параллельная контактам. Лампрофиты представлены темно-серыми, темно-зеленоватыми мелкозернистыми, массивными породами, с лампрофитовыми микроструктурами и реликтами глазковой структуры. «Глазки» представляют собой лейкократовое скопление без резких границ, в центре располагается плагиоклаз, кварц, кальцит, и окаймляется оно чешуйчатым биотитом (проба 82) или скоплениями зерен роговой обманки (биотита) вокруг плагиоклаза. Среди лампрофитов по минералогическому составу выделяются две разновидности:

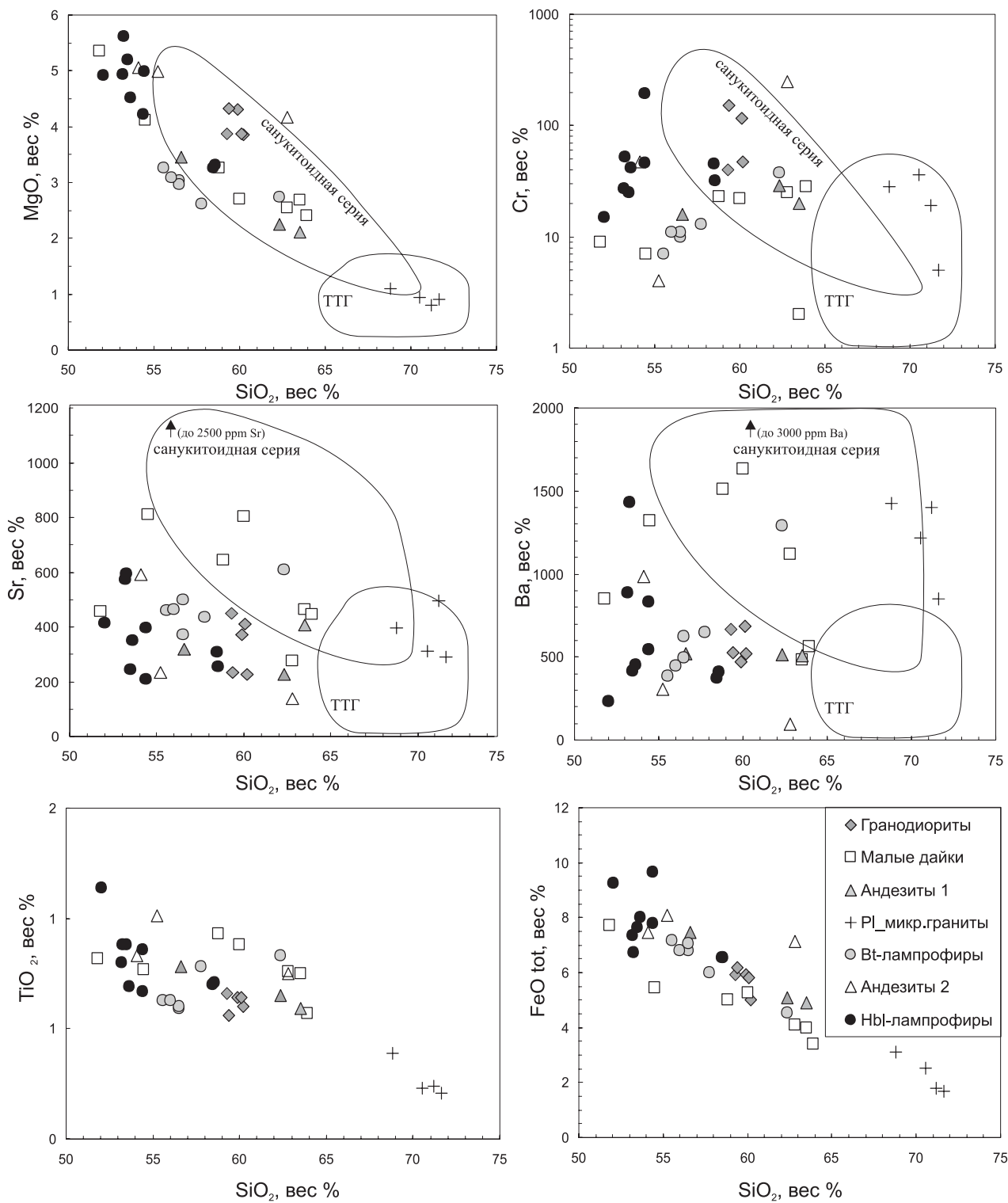


Рис. 3. Вариационные диаграммы $\text{SiO}_2 - \text{MgO}$; $\text{FeO}_{\text{tot}} = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 0.89981$; TiO_2 ; Cr ; Ba ; Sr для дайковых тел Корбозерской зоны (Хаутаваарская структура)

Геохимический состав дайковых комплексов Корбозерского участка Хаутаваарской структуры

Проба	Св-05-50	Св-05-53	Св-05-57	Св-05-66	Св-05-76	Св-05-51	Св-05-55	Св-05-58	Св-05-61	Св-05-69	Св-05-78	Св-05-80	Св-05-67	
Порода	ГД					МДТ								Анд 1
Mg#	53,78	57,74	56,30	55,35	54,11	55,14	52,43	54,34	53,60	47,64	55,65	57,18	43,25	
SiO ₂	59,28	60,20	59,90	59,38	60,10	51,80	62,80	63,50	58,80	60,00	63,90	54,48	63,50	
TiO ₂	0,66	0,60	0,64	0,56	0,64	0,82	0,76	0,75	0,93	0,88	0,57	0,77	0,59	
Al ₂ O ₃	15,65	16,00	15,17	15,62	16,34	15,88	15,26	15,62	15,15	15,66	16,92	17,05	17,05	
Fe ₂ O ₃	2,10	1,73	2,04	1,84	1,84	2,40	1,40	1,18	2,78	3,31	0,50	1,44	1,14	
FeO	4,02	3,45	4,08	4,52	4,16	5,57	2,84	2,93	2,50	2,30	2,94	4,16	3,88	
MnO	0,101	0,110	0,112	0,109	0,103	0,149	0,069	0,070	0,091	0,080	0,062	0,118	0,059	
MgO	3,88	3,86	4,30	4,32	3,87	5,36	2,55	2,68	3,26	2,71	2,40	4,11	2,11	
CaO	5,15	5,33	5,24	5,04	4,97	7,00	4,17	4,08	6,20	5,33	4,54	7,10	4,33	
Na ₂ O	3,58	4,28	3,81	3,75	3,87	3,58	4,08	3,85	3,41	3,32	4,32	4,20	3,97	
K ₂ O	3,02	2,58	2,94	2,34	2,44	4,33	3,72	3,69	4,26	3,89	2,13	3,24	1,87	
P ₂ O ₅	0,26	0,21	0,23	0,28	0,27	0,63	0,41	0,39	0,59	0,54	0,22	0,50	0,26	
H ₂ O	0,18	1,21	0,09	0,20	0,13	0,05	1,46	0,10	0,13	0,19	0,07	0,16	0,13	
ппп	1,66	0,05	1,40	1,54	1,13	2,12	0,20	1,02	1,48	1,48	1,31	2,44	1,12	
Сумма	99,54	99,61	99,95	99,50	99,86	99,69	99,72	99,86	99,58	99,69	99,88	99,77	100,01	
Cr	40	47	<5	153	117	9	25	2	23	22	28	7	20	
Ni	24	28	3	45	34	10	16	1	22	22	7	10	7	
Co	7	4	11	19	9	15	14	4	10	8	7	21	17	
V	62	47	93	77	113	97	102	53	80	66	52	136	73	
Pb	14	10	13	11	9	9	18	15	21	15	9	18	9	
Rb	75	35	60	42	64	111	44	63	89	90	51	120	40	
Ba	664	521	474	526	684	853	1122	485	1511	1636	563	1324	507	
Sr	450	228	371	235	412	457	275	465	644	803	446	810	407	
Nb	4	3	7	4	9	5	5	6	7	6	7	7	5	
Zr	93	59	96	82	100	93	87	108	101	115	79	117	82	
Y	16	10	21	10	17	14	16	17	21	28	8	27	12	
Th	<7	<7	<7	<7	<7	<7	14	9	18	8	<7	11	<7	
Rb/Sr	0,17	0,15	0,16	0,18	0,16	0,24	0,16	0,14	0,14	0,11	0,11	0,15	0,10	

Продолжение табл.

Проба	Св-05-74	Св-05-75	Св-05-52	Св-05-56	Св-05-60	Св-05-70	Св-05-54	Св-05-54-2	Св-05-59	Св-05-62	Св-05-63	Св-05-64	Св-05-65
Порода	Анд 1		ПГР				Л_Бт (2)				Л_Бт (1)	Л_Бт (2)	Л_Нбл (1)
Mg#	45,07	43,92	48,51	39,76	44,38	38,67	44,05	44,62	42,65	44,46	51,54	43,53	49,97
SiO ₂	56,60	62,34	71,63	70,53	71,20	68,80	56,50	55,55	56,50	56,00	62,35	57,76	53,62
TiO ₂	0,78	0,65	0,21	0,23	0,24	0,39	0,59	0,63	0,60	0,63	0,83	0,78	0,69
Al ₂ O ₃	17,55	17,38	14,63	14,30	14,50	14,68	17,66	18,00	17,50	17,85	15,22	17,82	17,09
Fe ₂ O ₃	2,38	1,19	0,77	0,36	0,83	1,68	3,08	3,28	3,46	3,20	1,90	2,60	2,67
FeO	5,31	4,02	1,00	2,20	1,03	1,58	4,05	4,22	3,94	3,94	2,84	3,66	5,60
MnO	0,114	0,071	0,031	0,034	0,028	0,042	0,115	0,126	0,129	0,126	0,066	0,075	0,133
MgO	3,45	2,25	0,90	0,94	0,80	1,10	3,03	3,26	2,96	3,08	2,73	2,61	4,51
CaO	6,25	4,54	1,49	1,77	1,86	2,06	6,66	6,66	6,35	6,66	4,26	6,60	7,03
Na ₂ O	3,63	3,99	4,43	4,08	3,84	3,85	3,91	3,57	3,97	3,99	3,65	3,66	3,54
K ₂ O	1,67	1,89	4,36	4,40	4,80	4,51	2,48	2,67	2,43	2,51	3,98	2,30	2,40
P ₂ O ₅	0,32	0,25	0,09	0,09	0,09	0,22	0,28	0,28	0,26	0,29	0,46	0,15	0,28
H ₂ O	0,11	0,16	0,05	0,21	0,11	0,19	1,30	1,58	0,16	0,04	0,18	0,11	0,15
ппп	1,48	1,01	0,48	0,77	0,70	0,90	0,08	0,18	1,55	1,44	1,11	1,54	1,79
Сумма	99,64	99,74	100,07	99,91	100,03	100,00	99,73	100,01	99,81	99,76	99,58	99,67	99,50
Cr	16	29	<5	36	19	28	10	7	11	11	38	13	42
Ni	3	5	3	10	11	9	<1	4	2	5	19	3	10
Co	14	10	<1	4	2	1	13	19	11	21	10	25	22
V	123	61	8	42	25	60	91	121	85	85	73	132	113
Pb	10	10	13	14	18	17	10	10	8	10	12	<7	<7
Rb	28	19	58	59	76	82	83	76	57	69	80	55	46
Ba	519	514	851	1219	1403	1423	493	388	626	447	1293	648	453
Sr	317	226	290	313	494	395	498	459	370	465	609	437	349
Nb	6	2	6	6	2	4	7	5	5	9	6	5	10
Zr	62	49	42	54	69	54	88	82	85	80	100	46	69
Y	14	10	6	12	11	10	22	16	14	15	19	5	22
Th	<7	<7	<7	7	12	11	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7
Rb/Sr	0,09	0,08	0,20	0,19	0,15	0,21	0,17	0,17	0,15	0,15	0,13	0,13	0,13

Окончание табл.

Проба	Св-05-65А	Св-05-71	Св-05-73	Св-05-72	Св-05-77	Св-05-79	Св-05-81	Св-05-82	Св-05-87	Св-05-87А	Св-05-84
Порода	Л Нbl (1)			Л Нbl (2)	Л Нbl (1)				Анд_2		
Mg#	48,93	47,25	46,89	47,84	48,47	59,65	54,68	54,30	50,93	54,47	52,26
SiO ₂	54,40	58,56	58,46	54,41	52,04	53,26	53,48	53,18	62,80	54,10	55,24
TiO ₂	0,67	0,71	0,70	0,86	1,14	0,88	0,88	0,80	0,75	0,83	1,01
Al ₂ O ₃	17,20	17,34	17,35	17,77	16,54	15,67	16,99	15,56	14,00	16,35	17,16
Fe ₂ O ₃	2,62	2,01	1,85	2,09	1,68	1,73	0,83	2,61	0,26	2,06	0,83
FeO	5,45	4,74	4,88	7,76	7,76	5,17	6,89	5,02	6,86	5,42	7,25
MnO	0,132	0,090	0,097	0,112	0,139	0,137	0,130	0,147	0,147	0,142	0,148
MgO	4,22	3,31	3,26	4,99	4,92	5,61	5,20	4,94	4,17	5,05	4,99
CaO	6,89	5,61	5,40	2,27	6,75	7,10	7,10	7,73	4,74	7,10	6,53
Na ₂ O	3,22	3,85	3,44	3,68	4,12	3,23	4,12	2,54	2,70	3,58	2,78
K ₂ O	2,62	1,84	2,06	4,10	2,01	4,30	1,88	3,60	0,52	3,05	1,16
P ₂ O ₅	0,29	0,24	0,23	0,12	0,31	0,62	0,27	0,62	0,14	0,66	0,31
H ₂ O	0,08	0,12	0,15	0,13	0,16	0,15	0,11	0,13	0,05	0,06	0,11
ппп	1,71	1,48	1,65	1,71	1,98	1,96	1,73	2,72	2,57	1,38	2,47
Сумма	99,50	99,90	99,53	100,00	99,55	99,87	99,61	99,59	99,70	99,78	99,99
Cr	46	32	45	196	15	52	25	27	249	47	4
Ni	9	15	13	52	5	15	10	8	50	12	4
Co	17	6	19	30	19	30	16	20	25	30	14
V	97	80	93	180	139	151		171	158	135	124
Pb	10	9	9	13	<7	10	<7	16	7	16	<7
Rb	60	23	33	69	46	111	30	120	7	87	14
Ba	833	411	373	545	235	1431	414	888	<150	984	306
Sr	397	256	308	208	414	596	243	575	139	590	233
Nb	8	6	7	4	5	4	4	6	8	6	7
Zr	77	61	77	63	73	127	49	104	96	131	74
Y	17	12	19	5	20	21	18	14	10	22	21
Th	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	7	<7	8	<7
Rb/Sr	0,15	0,09	0,11	0,33	0,11	0,19	0,12	0,21	0,05	0,15	0,06

Примечание. Анализы выполнены в аналитической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН методом мокрой химии и XRF-анализом (VRA-33). Сокращения в таблице: ГД – гранодиориты, МДТ – малые дайковые тела, Анд_1 – крупные тела андезитов, ПГР – плагиомикроклиновые граниты, Л_Vt (1, 2) – лампрофиры (биотитовые), 1 или 2 фаза внедрения, Л_Нbl (1, 2) – лампрофиры (роговообманковые), 1 или 2 фаза внедрения, Анд_2 – дайки андезитов.

а) *Нbl-лампрофиры* (пробы 65, 65а, 71, 72, 73, 77, 79, 81, 82 – рис. 1) – в темно-серых мелкозернистых породах видны порфиновые вкрапленники роговой обманки, на поверхности обнажения они выглядят линзочками размером от 0,5 до 1 см, подчеркивающими сланцеватость. Породы имеют лампрофировую с гранобластовой основной массой микроструктуру. Вкрапленники роговой обманки иногда sdвойникованы и имеют длину 1–2 мм, единичные до 3 мм. Основная масса породы сложена плагиоклазом (с простыми и тонкими полисинтетическими двойниками), кварцем, амфиболом, биотитом, эпидотом, хлоритом, сфеном, содержит тонкую вкрапленность сульфидов.

б) *Vt-лампрофиры* (пробы 54, 54-2, 59, 62, 63, 64 – рис. 1) – на поверхности обнажения хорошо видны мелкие точечные обособления биотита. Микроскопически отмечается, что биотит слагает округлые гнезда из мелких чешуек размером до 1–2 мм и участвует в виде единичных чешуек в строении основной массы. Основная масса породы сложена плагиоклазом, кварцем, биотитом, эпидотом, цоизитом. Среди аксессуарных минералов присутствуют сфен и рудные фазы (возможно, сульфиды).

Геохимическая характеристика лампрофиров также достаточно разнообразна. По содержанию

SiO₂ (от 53 до 65 мас. %) породы относятся к ряду андезибазальтов, андезитов, дацитов. По концентрации щелочей принадлежат субщелочной серии (5,5 < Na₂O+K₂O < 8 мас. %), при этом по K₂O относятся к умеренно- и высококалийному ряду. Минералогически выделенные разновидности Vt и Нbl-лампрофиров различаются и петрохимически, в частности, по магнезиальности (Vt-лапрофиры – 2,6–3,3 мас. % MgO; Нbl-лампрофиры – 3,3–5,6 мас. % MgO), содержанию TiO₂, Cr, Ni (рис. 2, 3). Важно отметить, что геохимически фазы внедрения лампрофиров довольно контрастны, при этом первая (ранняя) фаза внедрения даек была более фракционированная, чем последующие.

5) *Заключительная фаза дайкового магматизма* представлена тонкими жилками микроклин-плагиоклазовых гранитов, аплитов, пегматитов (выделения полевых шпатов и кварца, размером 1–6 мм), жилками кварца. Возраст посткладчатых гранитов, завершающих магматизм этого района, 2684 ± 30 млн лет (Чекулаев, 1996; Чекулаев и др., 1997).

Таким образом, детальное петрографическое изучение дайковой ассоциации Корбозерского участка южной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса позволяет сделать следующие выводы.

Выводы

Предварительные данные, полученные по лито-геохимической характеристике дайковых комплексов Корбозерского участка Хаутаваарской структуры, позволили установить, что в этом районе существует не менее семи различных дайковых серий, многие из которых представлены как разными породными литотипами, так и имеют несколько фаз генерации и внедрения.

Главным этапом внедрения крупных массивов гранодиоритов и основных объемов дайковых фаз гранодиоритов является интервал 2730–2750 млн лет. Формирование лампрофиров, скорее всего, приурочено к интервалу 2750–2650 млн лет.

Объемы и масштабы распространения санукитоидного вулканизма в центральной Карелии требуют дополнительного исследования, поскольку полученные нами данные по краевым зонам Чалкинского массива гранодиоритов и связанных с ним малых дайковых тел гранодиоритового состава не позволяют классифицировать эти образования как санукитоиды, а позволяют лишь говорить о возможной принадлежности их к санукитоидоподобным породам.

Формирование дайковых роев непосредственно связано с транспрессионно-транстензионной тектоникой в регионе и происходило совместно с заложением бассейнов пулл-апарт типа. Изучение обломочного материала и цемента в молассоидных комплексах показало наличие большого количества диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов с близкими к дайковым сериям геохимическими характеристиками (принадлежность к субщелочной серии) (Светов и др., 2005). Вместе с тем в обломочном материале не выявлены породы, близкие к санукитоидам.

Формирование гранодиоритовых массивов и дайковых роев может быть отражением заключительного этапа окраинно-континентального вулканизма (иницированного на уровне 2,88–2,86 млрд лет и имеющего пик магматической активности в период 2,86–2,84 млрд лет) в субдукционной системе, существующей на западном фланге Водлозерского блока (Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс). Гранодиоритовые магмы формировались в ходе плавления значительно метасоматизированного мантийного клина, что было вызвано предшествующей генерацией БАДР-адакитовых расплавов. В случае такого сценария развития транзитной зоны гранодиоритовый и лампрофировый магматизм отстает на 100 млн лет от основного периода магматизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Володичев О. И., Кулешевич Л. В., Кузенко Т. И. Эндогенные режимы метаморфизма в различных геодинамических обстановках докембрия Карелии: Рукописный науч. отчет, ИГ КарНЦ РАН. Петрозаводск, 2002. 187 с.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Арестова Н. А. и др. Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.
- 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.
- Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2005. 230 с.
- Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н., Антропова Е. А. Неоархейские пулл-апарт бассейны Центрально-Карельского террейна: породные последовательности и литогеохимическая характеристика // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 5–16.
- Чекулаев В. П. Архейские гранитоиды Карелии и их роль в формировании континентальной коры Балтийского щита: Дис. ... докт. геол.-минер. наук. СПб: ИГГД, 1996. 298 с.
- Чекулаев В. П., Лобач-Жученко С. Б., Левский Л. К. Архейские граниты Карелии как показатель состава и возраста континентальной коры // Геохимия. 1997. № 8. С. 805–816.
- Abbott D., Mooney W. The structural and geochemical evolution of the continental crust: Support for the oceanic plateau model of continental growth // Rev. Geophys. Suppl. 1995. P. 231–242.
- Abbott D., Burgess L., Longhi J. An empirical thermal history of the Earth's upper mantle // Journ. Geoph. Res. 1994. Vol. 99, N 137. P. 13835–13850.
- 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.
- Kovalenko A. V., Clemens J. D., Savatenkov V. M. Petrogenetic constraints for the genesis of Archaean sanukitoid suites: geochemistry and isotopic evidence from Karelia, Baltic Shield // Lithos. 2005. 79. P. 147–160.
- Stern R. A., Hanson G. N., Shirey S. B. Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province // Canadian Journal of Earth Sciences. 1989. 26. P. 1688–1712.

А. И. Голубев, В. И. Иващенко, Н. Н. Трофимов, А. М. Ручьев

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ КАРЕЛИИ НА КРУПНЫЕ КОМПЛЕКСНЫЕ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Введение

Важнейшим результатом металлогенических исследований конца XX века на территории Карелии стало обоснование выделения в ее пределах новой благороднометалльной провинции России, предопределенное выявлением ряда месторождений и более двухсот рудопроявлений золота и платиноидов. Особый интерес представляет оценка перспектив выявления крупных благороднометалльных объектов, имеющих большое экономическое значение. Такая оценка возможна на основе анализа минерагенических закономерностей, установленных на других докембрийских щитах, в первую очередь, Фенноскандинавском, и их адаптации к условиям Карелии с учетом геологических особенностей ее территории.

Принимая во внимание специфику уже известных в Карелии благороднометалльных месторождений и проявлений, целесообразно раздельно рассматривать существенно золоторудные и существенно платиноидные, а также комплексные золото-платиноидные объекты.

Золоторудные месторождения

Обстановки нахождения и типизация золоторудных месторождений Фенноскандинавского щита. Фенноскандинавский щит по времени формирования и кратонизации его частей подразделяется на три домена (Gaal, Gorbatshev, 1987): архейский, свекофеннский (включая Трансскандинавский магматический пояс) и готский (рис. 1).

Архейский домен состоит из Карельской и Кольской гранит-зеленокаменных областей, кратонизированных в позднем архее, и Беломорского мобильного пояса. В раннем протерозое на Карельском кратоне в результате рифтогенных процессов были сформированы палеопротерозойские зеленокаменные пояса, самый крупный из которых – Лапландский, вероятно, протягивается более чем на тысячу километров – до Онежской структуры и Ветреного Пояса (Pankka, Vanhanen, 1988).

Свекофеннский домен является результатом рифтинга архейского Карельского кратона по оси Раахе – Ладога (от северной Швеции до Ладожского озера) с

новообразованием океанической коры и последующим конвергентным взаимодействием с формируемым офиолитовых, островодужных, окраинно-континентальных комплексов и их аккрецией и коллизией во время свекокарельского орогенеза (Niironen, 1997). Трансскандинавский магматический пояс, простирающийся от юго-восточной Швеции в Норвегию к каледонидам (рис. 1), представлен посторогенными магматическими комплексами, сформированными по юго-западному краю свекофеннид после завершения свекокарельского орогенеза (1,85–1,65 млрд лет).

В строении Готского домена, расположенного в юго-западной Скандинавии (рис. 1), участвуют ортогнейсы, метаосадки и посттектонические гранитоиды с возрастом 1,65–0,9 млрд лет, подвергшиеся высокотемпературному метаморфизму в период Свеконорвежской орогении (1,05–0,9 млрд лет).

К настоящему времени во всех перечисленных крупных структурных единицах Фенноскандинавского щита известны промышленно значимые золоторудные объекты. За всю историю горнорудного освоения его недр добыто около 500 т золота: в Швеции ~400 т; в Финляндии ~100 т; в Норвегии ~20 т; в России (Карелия) ~150 кг. Запасы золота (с прогнозными ресурсами по категории P₁) Фенноскандии составляют ~1000–1500 т (>1000 т – в Швеции, Финляндии и Норвегии). На ее территории, преимущественно в Швеции и Норвегии, действует около десяти золотодобывающих рудников (один в Финляндии). В Карелии золотодобывающих предприятий пока нет.

Главными металлогеническими эпохами золота на щите являлись неоархейская (2,8–2,7 млрд лет), проявившаяся в лопийских зеленокаменных поясах, и протерозойская (1,9–1,8 млрд лет) – в палеопротерозойских зеленокаменных поясах, свекофеннидах и Трансскандинавском магматическом поясе. По геологической позиции золоторудные месторождения в пределах Фенноскандинавского щита, с учетом опубликованных и фондовых материалов по золотоносности его территории и оригинальных данных авторов по ряду золоторудных объектов Карелии и Швеции, подразделяются на (рис. 1):

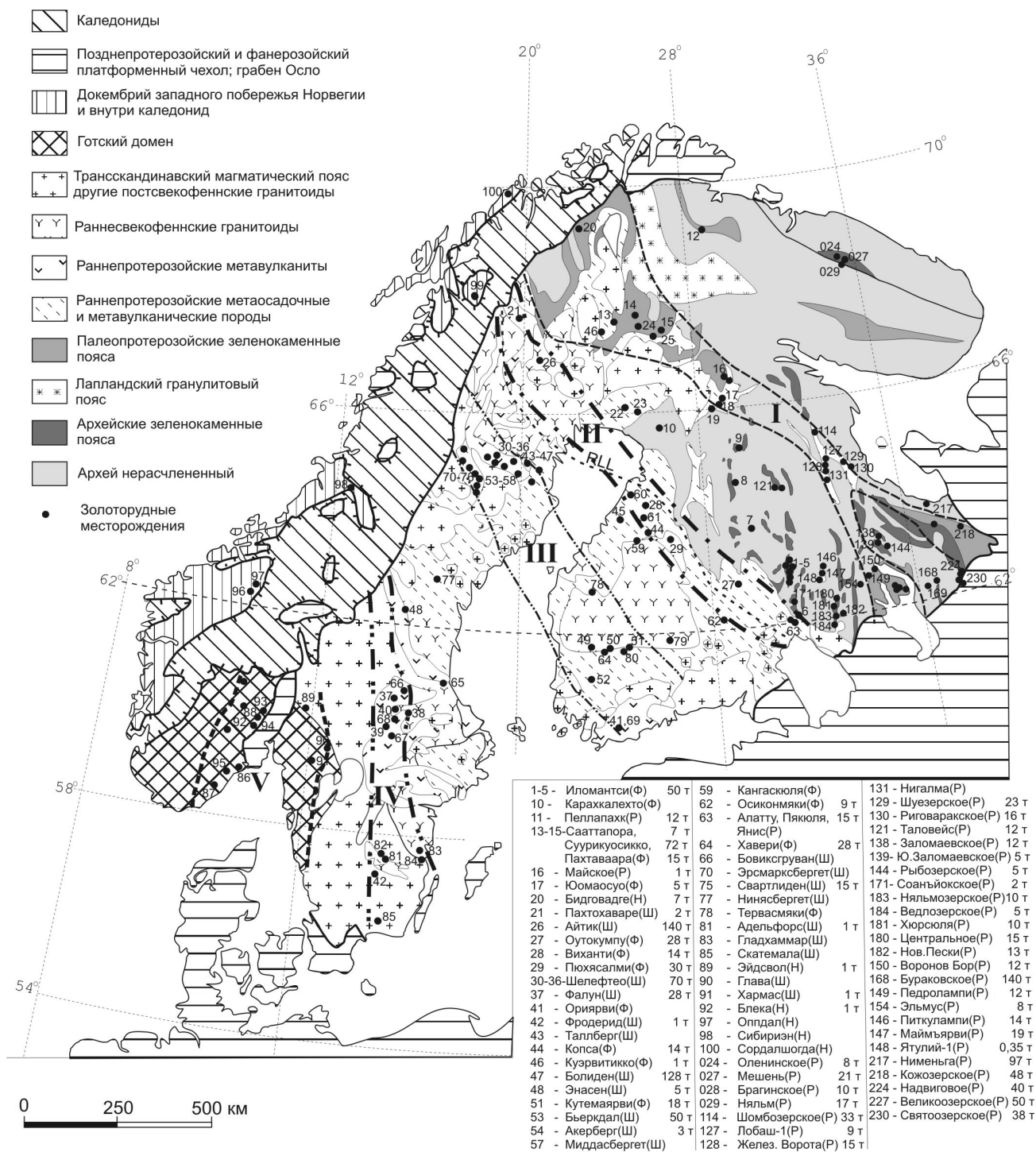


Рис. 1. Схема размещения золоторудных месторождений на Фенноскандинавском щите (по: Eilu, 1999; Sundblad, 2003; с дополнениями)

В списке месторождений буква в круглых скобках после наименования месторождения обозначает его государственную принадлежность: (Р) – Россия, (Ф) – Финляндия, (Ш) – Швеция, (Н) – Норвегия. Рядом с названием месторождения – ресурсы (для России) и запасы (другие страны) золота в тоннах. RLL – Раахе-Ладожская линия. Пунктирными линиями околнурены металлогенические золоторудные зоны (пояса) постархейского возраста: I – палеопротерозойская в зеленокаменных поясах; II, III – свекофенские (II – континентально-окараинная, III – островодужная); IV – Транскандинавского магматического пояса; V – готская

1. Месторождения в архейских зеленокаменных поясах.
2. Месторождения в палеопротерозойских зеленокаменных поясах.

3. Месторождения в свекофеннидах и Транскандинавском магматическом поясе (ТIV).
4. Месторождения в Готском домене (область свеко норвежской регенерации).

5. Месторождения в докембрии Западной Норвегии и докембрийских тектонических «окнах» в каледонидах.

6. Палеороссыпи и современные россыпи.

Вне зависимости от геологических обстановок нахождения золоторудные месторождения Фенноскандинавского щита относятся к нескольким генетическим типам (табл. 1), впервые в систематизированном виде выделенным для данного региона применительно к золоторудным объектам Финляндии (Eilu, 1999). Ведущим генетическим типом среди них, как и в других докембрийских регионах (Groves et al., 2003 и др.), является орогенический мезотермальный (мезозональный) в зонах сдвиговых дислокаций. Определяющим в формировании орогенических месторождений золота, кроме факторов, присутствующих эндогенной золоторудной системе по определению (Иващенко, 2006), является также связь с соответствующей геодинамической обстановкой и наличие базовых золоторудных формаций.

Геодинамическая позиция свекофенских орогенических мезотермальных золоторудных объектов рассматриваемого щита и Карельского региона в частности, вероятно, определяется эволюцией геологических структур над зонами субдукции. Распространение этого тезиса и для архейских месторождений золота на территории Карелии (Кулешевич, 2005) представляется малообоснованным. Это же отмечается и для других докембрийских регионов (Сафонов и др., 2005).

Золоторудные месторождения в архейских зеленокаменных поясах широко распространены на докембрийских щитах. Многие из них относятся к классу крупных и суперкрупных (Тимминс-Поркьюпайн, Керкленд Лейк – Канадский щит; Калгурли – Западно-Австралийский кратон и др.). За последние десятилетия в пределах Карельской и Кольской гранит-зеленокаменных областей Фенноскандинавского щита открыто несколько золоторудных месторождений и большое число проявлений (рис. 2), но в отличие от других щитов даже средних по масштабам среди них нет (Кожевников и др., 1997). Месторождения относятся к трем генетическим типам – орогеническому мезотермальному (мезозональному) в зонах сдвиговых дислокаций, порфиоровому (in-trusion-related) и эпитермальному метаморфизованному (табл. 1).

Наиболее значимые и изученные месторождения орогенического типа находятся в золоторудном районе Иломанси (Финляндия) зеленокаменного пояса Ялонвара – Иломанси – Тулос (Geological development..., 1993). Крупнейшим среди них является месторождение Валкеасуо (17,5 т Au), локализованное в северной части сланцевого пояса Хатту и контролируемое субмеридиональной зоной сдвиговых дислокаций. В пределах российской части данного зеленокаменного пояса известно несколько высокоперспективных рудопроявлений золота орогенического и порфиорового типов (Иващенко, Лавров, 1994; Иващенко, 2006).

Среди золоторудных объектов в других архейских зеленокаменных поясах Карельского региона по масштабам и степени изученности выделяются месторождения Рыбозеро (3,28 т Au; 2,18 г/т), Лобаш-1 (5,06 т Au, 4,1 г/т), Педролампи (3,4 т Au; 5,9 г/т) и Таловейс в Карельской гранит-зеленокаменной области (Минерально-сырьевая..., 2005; Кулешевич, 2005 и др.) и Оленинское (28 т Au, 3,1 г/т), Няльм (34,5 т Au, 0,35–3,7 г/т) и Пеллапахк (24,0 т Au, 0,1 г/т) – в Кольской (Волков, Новиков, 2002; Гавриленко, 2003 и др.). Месторождение Лобаш-1 среди них является наиболее значительным и перспективным для наращивания запасов золота.

Месторождение Лобаш-1 расположено в Тунгудско-Воингозерской структуре Авнеозеро-Парандовского зеленокаменного пояса и, являясь частью рудно-магматической системы Лобашского гранитного плутона (Кулешевич и др., 2004; Минерально-сырьевая..., 2005), соответственно относится к порфиоровому типу месторождений. Штокверковая золоторудная минерализация локализована в экзоконтактовом ореоле гранитоидов на удалении 300–400 м от их кровли. Непосредственно в эндо-, экзоконтакте гранитного плутона развито штокверковое молибденовое оруденение (молибденовое месторождение Лобаш). Возраст лобашских гранитов по циркону (ТИЭ, U/Pb) оценивается в $2807,7 \pm 1,4$ – $2595,3 \pm 7,5$ млн лет (Ларин, 1990; Беляцкий и др., 2002), а рудной минерализации: молибденит (Re/Os) – 2815 – 1570 ± 85 млн лет (H. Stein, ун-т шт. Колорадо, США; Покалов, 1992); галенит (Pb/Pb) – $1,9$ – $1,5$ млрд лет (Ларин, 1990; Кулешевич и др., 2004). Граниты интродуцируют субгоризонтально залегающие метавулканы пебозерской серии лопия, представленные пластовым чередованием пород разной кремнекислотности при ограниченном распространении их кислых разновидностей – кварцевых порфиров. Последние слагают пластообразные тела мощностью 1,0–30,0 м. Золотонесущая минерализация сосредоточена в карбонат-сульфидно-кварцевых прожилках, жилах и зонах окварцевания мощностью до 1–2 м, сопряженных с рассланцеванием, биотитизацией и пропилитизацией, интенсивно проявленными вдоль контактов пород разной кремнекислотности и особенно вблизи кварцевых порфиров и риодацитов (Минерально-сырьевая..., 2005). Рудоносный пологозалегающий штокверк размером 800×800 м прослеживается до глубины 250–300 м и характеризуется на весь свой объем повышенными содержаниями золота – 0,01–0,1 г/т. Более высокие его концентрации – до 1 г/т зафиксированы в нескольких зонах мощностью >10 м. В преимущественно линзовидно-пластовых рудных телах со средней мощностью 0,9–1,8 м и протяженностью 20–235 м среднее содержание золота составляет 4,71 г/т, меди – 0,4%, серебра – 10 г/т. Руды мелкозернистые полисульфидные (галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, пирротин, висмутотеллуриды, электрум, самородные золото и висмут) (Кулешевич и др., 2004). Запасы золота на месторождении по категории C₂ оцениваются в 5,06 т, серебра – 10,7 т, меди – 4,3 тыс. т (Минерально-сырьевая..., 2005).

Таблица 1

Генетические типы золоторудной минерализации Фенноскандинавского щита

Генетический тип	Геологические структуры	Возраст, млрд лет	Месторождения, рудопроявления
Орогенический мезозональный (мезотермальный)	AR зеленокаменные пояса: Иломантси, Кухмо, Суомуссалми, Ялонвара, Костомукша, Сумозеро, Хаутоваара, Колмозеро	AR 2,7	Валкеасуо, Пампало, Куйттила, Рямепоро, Хатуноя, Юовангйоки, Пролонвара, Рыбозеро, Хюрсюля, Берендей
	PR зеленокаменные пояса: Лапландский, Куусамо, Перяпохья, Карасьйоки, Каутокейно, Кируна, Печенга-Варзуга	PR 1,9–1,85	Пахтаваара, Сааттопора, Суурикуосикко, Биджовадгге, Пахтохаваре, Майское
	Свекофеннский складчатый пояс: Шеллефте, Раахе-Хаапаярви, Саво, Тампере, Бергслаген, С. Приладожье	PR 1,87–1,83	Акерберг, Бьеркдал, Осиконмяки, Лайвакангас, Пякюля, Алатту, Янис, Райконкоски
	Трансскандинавский магматический пояс	PR 1,8–1,7	Адельфорс, Солстад
	Готский домен	PR 1,0	Глава, Харнас, Блэка Эйдсволл, Векселмур
	Докембрий Норвегии: Довре, Оппдал, Гаутелисфьелл, Ромбак, Рингвассова	(?)	Сордалшогда, Сибириэн, Оппдал, Гаутелисфьелл
Порфировый (Intrusion-related)	AR зеленокаменные пояса: Авнеозеро-Парандовский, Ялонвара-Иломантси, Колмозеро	AR 2,8–2,7	Лобаш-1, Ялонвара, Кадди-лампи, Заломаевское, Таловейс, Пеллапкх
	Свекофеннский складчатый пояс: Гелливаре, Шеллефте, Центральная Остроботния	PR 1,9–1,85	Айттик, Бьеркдал, Копса, Юоухинева, Талберг
VMS (колчеданный)	Свекофеннский складчатый пояс: Раахе-Ладожская, Шеллефте, Бергслаген, Фродерид	1,92–1,87	Оутокумпу, Виханти, Пюхясалми, Удден, Ренстром, Фалун
Эпитермальный (+метаморфизм)	AR зеленокаменные пояса: Оярви	AR 2,7	Кюльмякангас
	Свекофеннский складчатый пояс: Тампере, Шеллефте	PR 1,9	Кутемаярви, Болиден, Энасен, Исовеси, Йокисиву
Скарновый и Au, Cu, Fe-рудный	PR зеленокаменные пояса: Лапландский, Перяпохья	PR 1,9–1,8	Куэрвтитикко, Вяяхйоки
Палеороссыпи	Центральная Лапландия, Тунгудская, Янгозерская, Нименьга	1,9–1,8	Каарестунтури, Оутаря, Маймьярви, Ятулий-1, Нименьга
Россыпи	Северная Лапландия		Ивалойоки, Лемменйоки

Примечание. Таблица составлена с использованием данных: Eilu, 1999; Sundblad, 2003.

Запасы золота в месторождениях архейских зеленокаменных поясов Фенноскандинавского щита составляют 70 т (Финляндия ~60 т, Карелия ~10 т); прогнозные ресурсы (P₁₊₂, только для российской территории) оцениваются в ~90–200 т (Минерально-сырьевая..., 2005 и др.).

Золоторудные месторождения в палеопротерозойских зеленокаменных поясах. Палеопротерозойские зеленокаменные пояса сложены преимущественно коматиитовыми и толеитовыми метавулканитами и метаосадками Лаптонийской супергруппы на зарубежной территории и аналогичными породами на российской, относящимися к сумию – людиковию. Наиболее крупными и важными по насыщенности месторождениями золота являются Лапландский и Печенга-Варзугский зеленокаменные пояса, но и в других (Карасьйоки, Каутокейно, Кируна, Куусамо, Перяпохья) также отмечаются промышленно значимые золоторудные объекты (Eilu, 1999). Рудовмещающие породы в них имеют возраст 2,4–2,1 млрд лет, а золоторудная минерализация, относящаяся преимущественно к орогеническому мезотермальному типу, – 1,9–1,8 млрд лет (Eilu, 1999 и др.).

В Лапландском зеленокаменном поясе известно около 20 золоторудных месторождений (рис. 1), часть из которых разрабатывалась (Сааттопора, Пах-

таваара и др.). Добыто более 11 т золота. Оруденение приурочено к альбитизированным зеленокаменным породам группы Киттеля и контролируется зонами сдвиговых дислокаций. Самым крупным месторождением является Суурикуосикко (>110,0 т; 6,1 г/т), локализованное в метасоматически измененных (альбитизация, карбонатизация, сульфидизация) графитистых сланцах и туффитах, залегающих между Fe- и Mg-толеитовыми метавулканитами формации Порконен с возрастом >2,0 млрд лет (рис. 3). Рудные тела – крутопадающие пластообразные, локализованы в пределах субвертикальной минерализованной зоны шириной 15–60 м и протяженностью более 2 км, являющейся частью субмеридиональной сдвиговой дислокации Суурикуосикко длиной 12–15 км. Главные рудные минералы на месторождении – арсенопирит, пирит, графит, второстепенные – мальдонит, самородный висмут. 93% всего так называемого «невидимого золота» находится в химически связанном виде в арсенопирите и пирите. Возраст оруденения ~1952–1890 млн лет.

На продолжении Лапландского зеленокаменного пояса в Карелии (Pankka, Vanhanen, 1989) в зоне сочленения Карельского кратона и Беломорского мобильного пояса выявлено несколько золоторудных проявлений, крайне незначительных по размерам (Голубев, Кулешевич, 2001; Минерально-сырьевая..., 2005).

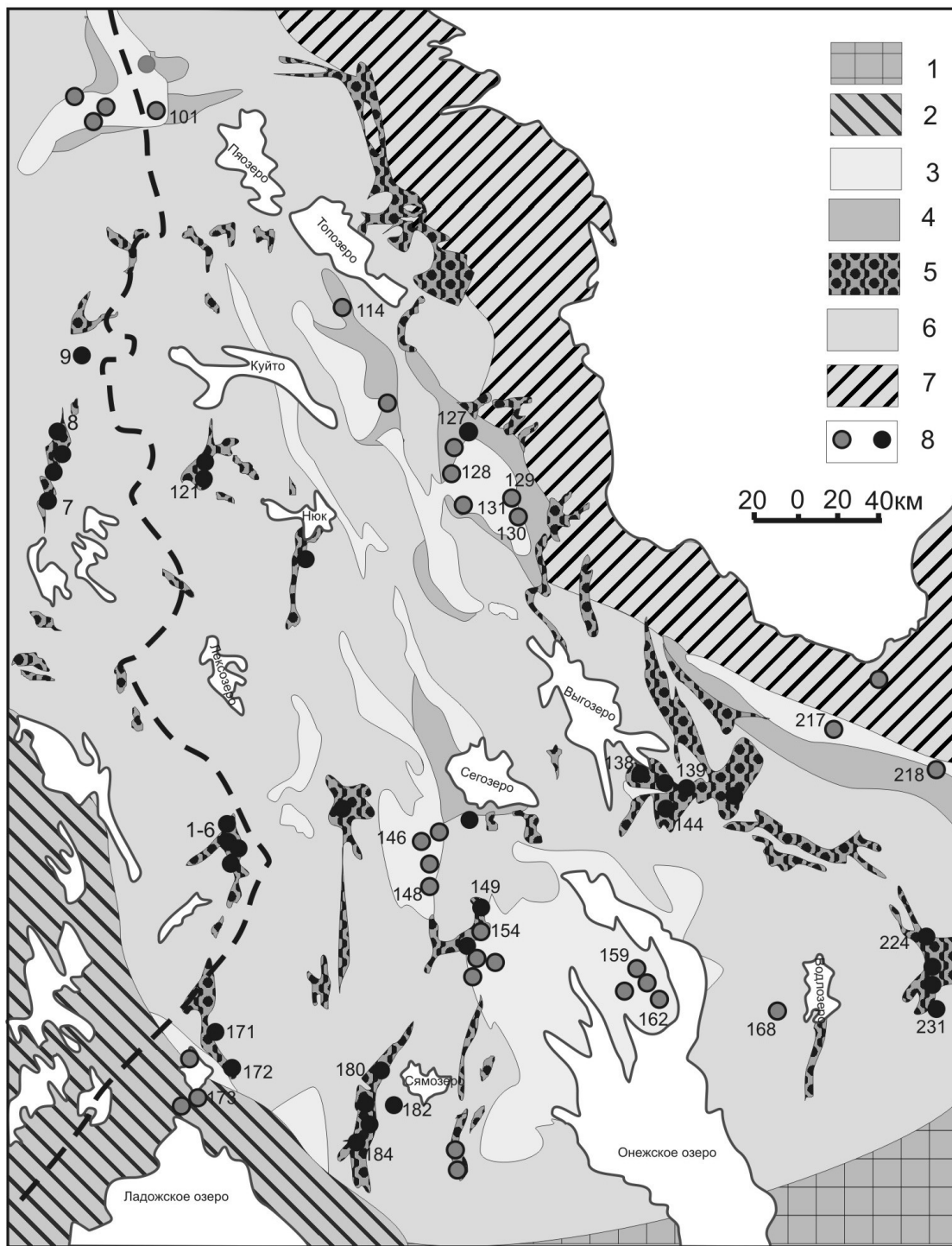


Рис. 2. Схема размещения золоторудных месторождений и проявлений на территории Карелии (с использованием данных: Sundblad, 2003; Минерально-сырьевая..., 2005 и др.):

1 – платформенный чехол; 2 – Свеккофеннский складчатый пояс; 3–6 – Карельская гранит-зеленокаменная область: 3 – ятулий, лодиковый, калевий, вепсий нерасчлененные, 4 – сумий и сарилий нерасчлененные, 5 – лопий, 6 – комплекс основания; 7 – Беломорский мобильный пояс; 8 – месторождения и проявления золота – AR (черный кружок), PR (серый); цифрами у кружков обозначены отдельные золоторудные объекты: 1-5 – р-н Иломантси (Пампало, Валкеасуо, Куйтила, Рямепуро, Келокорпи); 7 – Сеппонен; 8 – Паловаара; 9 – Моуккори; 101 – Майское; 114 – Шомбозерское; 121 – Таловейс; 127 – Лобаш-1; 128 – Нигалма; 129 – Шуезерское; 130 – Риговарака; 138 – Заломаевское; 139 – Южно-Заломаевское; 144 – Рыбозерское; 146 – Питкулампинское; 148 – Ятулий-1; 149 – Педролампи; 154 – Эльмус; 159 – Весеннее; 162 – Космозерское; 168 – Меридиональная зона; 171 – Соанварское; 172 – Ялонвара, Хатуноя; 173 – Пякюля, Янис; 180 – Центральное; 182 – Новые Пески; 184 – Ведлозерское; 217 – Нименьга; 218 – Кожозерское; 224 – Надвиговое; 231 – Кенозерское

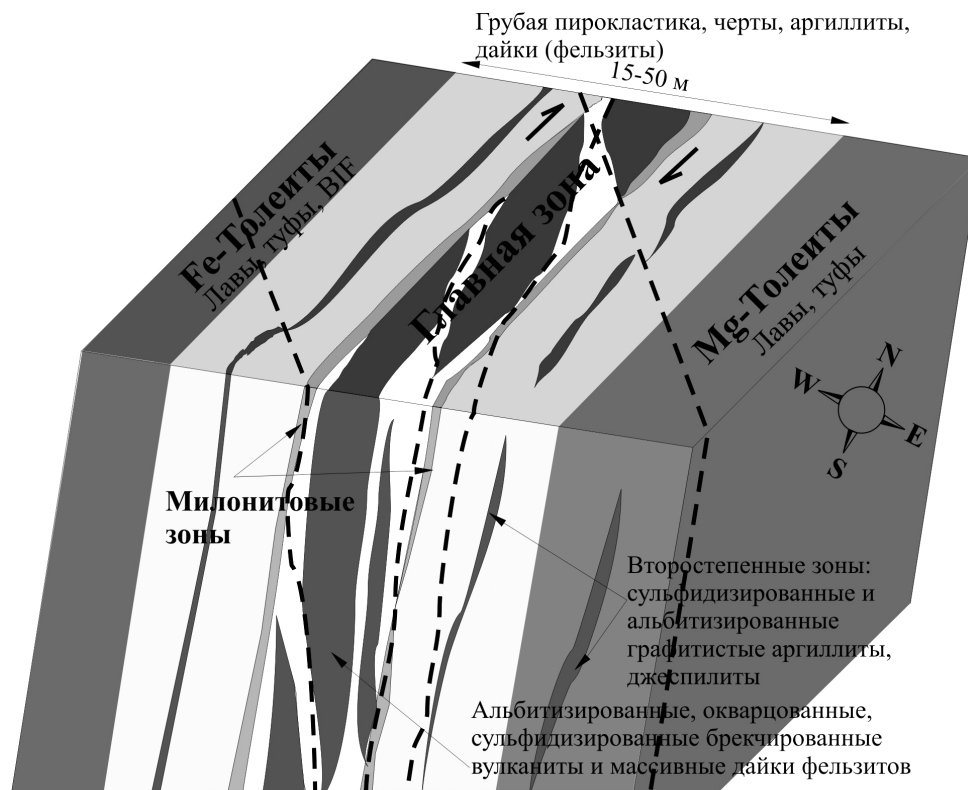


Рис. 3. Схематическая блок-модель главного рудного тела месторождения Суурикуосикко, Финляндия (данные GSF за 2001 г.)

В зеленокаменном поясе Куусамо на территории Карелии известно золоторудное месторождение Майское, разрабатывавшееся в конце прошлого века.

Месторождения в свекофеннидах и Транскандинавском магматическом поясе (ТМВ). Около 2,0 млрд лет назад юго-западная часть архейского Карельского кратона Фенноскандинавского щита подверглась рифтингу по Раахе-Ладожской линии (рис. 1) с открытием Свекофеннского океана (ныне сутура) и последующим (1,96–1,80 млрд лет) конвергентным взаимодействием новообразованной свекофеннской океанической коры с Карельским (лопийским) континентом. По завершению формирования свекофеннской коры она была аккретирована к лопийскому континенту и в коллизионных условиях подверглась метаморфизму и деформациям с обдукцией офиолитов на континент в Свекокарельскую орогению и многократным проявлением поздне- и посторогенного гранитоидного магматизма. Транскандинавский магматический пояс – самый крупный из посторогенных гранитоидных комплексов свекофеннид, формировался в течение длительного периода времени (1,85–1,67 млрд лет) и представляется как прибрежный батолит. Золото в свекофеннидах и Транскандинавском магматическом поясе связано с разнообразными геологическими процессами, проявленными в период формирования и кратонизации свекофеннской коры. Его разные по генетической природе месторождения, среди которых есть два крупных – Айттик и Болиден, извест-

ны во многих районах Свекофеннского складчатого пояса.

Медно-золоторудное месторождение Айттик – самое крупное в настоящее время на территории Фенноскандии, находится на севере Швеции в регионе Гелливаре (рис. 1). Суммарные запасы составляют 700 млн т руды с 0,4% Cu, 0,2 г/т Au, 4 г/т Ag (Cu – 2800 тыс. т; Au – 140 т; Ag – 2800 т); ежегодное производство: Cu – 72 тыс. т, Au – 3,6 т, Ag – 72 т; всего добыто 1288 тыс. т Cu, 64,4 т Au, 1288 т Ag (Wanhainen et al., 1999). Сульфидная минерализация (халькопирит, пирит, пирротин) с самородным золотом сосредоточена в кварцевых штокверках, прожилках и жилах мощностью <0,5 м, рассекающих микроклиновые гнейсы, биотитовые и серицитовые сланцы, интерпретируемые как метаморфизованные фельзиты, габбро и кварцевые монцодиориты, а также отмечается в них в виде рассеянной вкрапленности. Околорудные изменения пород выражены в серицитизации, биотитизации, калишпатизации, эпидотизации, скаполитизации, турмалинизации и формировании амфибол-пироксеновых прожилков. Возраст вмещающих пород – 1,87 млрд лет (U-Pb, циркон), рудной минерализации – 1,88–1,87 млрд лет. Существует несколько генетических моделей, объясняющих происхождение оруденения – от осадочного (Zweifel, 1976; Wanhainen et al., 1999) до гидротермального (порфировый тип) (Wanhainen et al., 1999). Главное накопление рудных концентраций происходило до метаморфизма, обусловившего впоследствии

ремобилизацию оруденения. Порфировая модель рудообразования связывается с магматической деятельностью окраинно-континентального типа по юго-западной границе лопийского кратона, что сопоставимо с современной геодинамической обстановкой и соответствующей металлогенией в Чили (Sundblad, 2003).

Месторождение Болиден, относящееся к эпитермальному типу, – один из наиболее крупных и известных золотых рудников Фенноскандии, открыто в 1924 г. В период его разработки (1925–1967 гг.) добыто более 125 т золота и большое количество As, Cu, Ag, Zn, Pb. Массивное и штокерковое оруденение, представленное пиритовым, арсенопиритовым и пирротиновым типами, приурочено к крутопадающей зоне кварц-серицитовых изменений в андезитах, дацитах и кварцевых порфирах (Bergman et al., 1996), прослеживающейся на глубину более 500 м при мощности до 100 м. В кварц-серицитовых метасоматитах отмечаются турмалиновые жилы и прожилки, а также андалузитовая и корундовая минерализация. Возраст оруденения – 1,88–1,85 млрд лет (U-Pb).

Главные золотосодержащие фазы – электрум и халькопирит. Месторождение комплексное, и помимо золота здесь добывались As (ср. сод. 6,83%), Ag (50 г/т), Cu (1,43 %), Zn (0,92%), Pb (0,27%).

В районах Раахе-Хаапаярви, Саво, Северное Приладожье имеют широкое распространение мелкие по масштабам орогенические мезотермальные (мезозональные) золоторудные месторождения (Иващенко и др., 2002; Иващенко, 2006; Geological setting., 1998 и др.). Рудовмещающими комплексами в большинстве своем являются синорогенные тоналитовые интрузии (~1,9 млрд лет) и туфогенно-осадочные образования в их экзоконтактах – Осиконмяки, Лайвакангас, Кангаскюля, Пякюля, Янис и др. (рис. 4). Развитие золоторудной минерализации контролируется сдвиговыми дислокациями второго и третьего порядков, приуроченными к перекрытой свекофенскими отложениями юго-западной краевой ослабленной зоне архейского Карельского кратона (Раахе-Ладожская зона). По минеральному составу оруденение относится к золото-арсенидному типу.

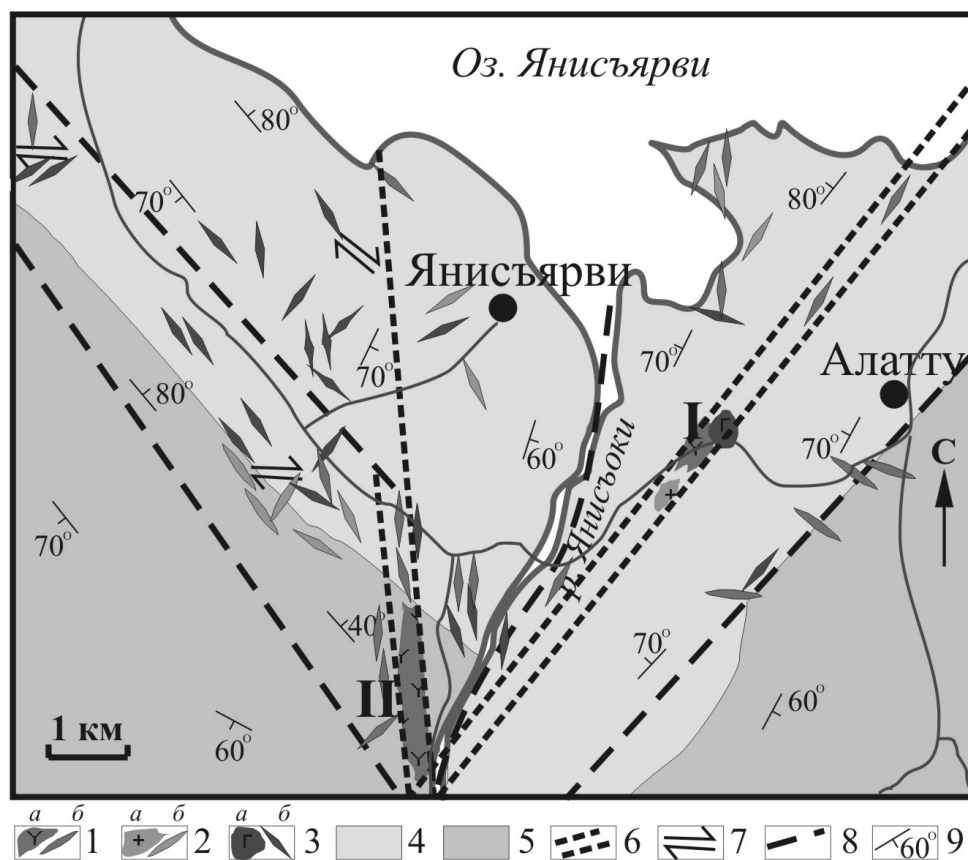


Рис. 4. Геологическая схема золоторудного поля Алатту – Пякюля – Янис:

1–3 – Суейтамский магматический комплекс: 1 – кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты, риодациты и др. (а – штоковидные тела, б – дайки); 2 – кварцевые порфиры, гранитпорфиры (а – штоковидные тела, б – дайки); 3 – диориты, габбродиориты, габбро (а – штоковидные тела, б – дайки); 4, 5 – метатурбидиты ладожской серии: 4 – грубое и ритмичное переслаивание метаалевролитов (биотитовых сланцев), песчаников и кварцитов (свита наатселька), 5 – грубое переслаивание метаалевролитов (андалузитовых, кордиерит-андалузитовых и кварц-плагиоклаз-биотитовых сланцев) и песчаников (свита пяркярви); 6 – золоторудоконтролирующие сдвиговые зоны с благороднометалльными проявлениями (I – Пякюля, II – Янис); 7 – элементарные сдвиговые структуры с пунктами золоторудной минерализации; 8 – тектонические нарушения; 9 – элементы залегания слоистости пород

К настоящему времени на территории Фенноскандинавского щита не выявлены месторождения гиганты и супергиганты.

Распределение запасов золота по эпохам и причины низкой золотопродуктивности архейских зеленокаменных поясов докембрия Карелии. Главные металлогенические эпохи золота Фенноскандинавского щита – неоархейская (2,8–2,7 млрд лет), проявившаяся в лопийских зеленокаменных поясах, и протерозойская (1,9–1,8 млрд лет) – в палеопротерозойских зеленокаменных поясах, свекофеннидах и Трансскандинавском магматическом поясе, – представлены многочисленными, преимущественно мелкими месторождениями и проявлениями нескольких генетических типов. Ведущими среди них, как и в других докембрийских регионах (Groves et al., 2003 и др.), являются орогенический мезотермальный (мезозональный) в зонах сдвиговых дислокаций, порфиновый и эпитеpmальный.

Анализ размещения золоторудных месторождений (Сафонов и др., 2005) позволяет сделать вывод о максимальной продуктивности на золото неоархейской металлогенической эпохи, на которую приходится более половины его мировых запасов (~130 тыс. т). Остальные эпохи характеризуются гораздо меньшей продуктивностью: раннепротерозойская ~5 тыс. т; средне- и позднепротерозойская – 10 тыс. т; палеозойская и кайнозойская – 30 тыс. т.

Иная картина характерна для Фенноскандинавского щита. К настоящему времени из всего объема добытого на его территории золота (~500 т) на долю архейских месторождений приходится ~2 т (м. Пампало, Финляндия). Протерозойские (свекофеннские) месторождения Болиден (добыто 128 т Au, 411 т Ag) и Айттик (активные запасы: Au – 140 т; Ag – 2800 т) в Швеции – самые крупные золоторудные объекты Европы. Большинство открытых в конце прошлого века на Фенноскандинавском щите перспективных золоторудных проявлений и промышленных месторождений, в том числе самое крупное – Суурикуосикко (>110 т Au) в Финляндии, также являются протерозойскими. Примерно такое же соотношение для данного щита характерно и в распределении запасов золота между протерозойской и архейской эпохами. В этом главное отличие металлогении золота Фенноскандинавского щита от других докембрийских регионов, где резко и по запасам и по добыче доминируют архейские месторождения золота (Сафонов и др., 2005; Groves et al., 2003 и др.). Данное металлогеническое своеобразие рассматриваемого щита большинство геологов считают кажущимся и обусловленным лишь его слабой изученностью, в особенности на территории России (Карелия, Кольский полуостров), включающей около 90% площади распространенных в его пределах архейских комплексов (Проблемы..., 1997; Металлогения Карелии, 1999; Минерально-сырьевая..., 2005; Geological development..., 1993; Sundblad, 2003 и др.). Существуют также и другие объяснения этому, основывающиеся на сравнительном анализе и выявлении

отличий архейских зеленокаменных поясов Фенноскандии от аналогичных, но изобилующих крупными месторождениями золота образований других древних щитов (Кожевников и др., 1997; Кожевников, 2000; Сафонов и др., 2005 и др.).

Поскольку согласно современным генетическим концепциям образование золоторудных месторождений (в особенности орогенических мезотермальных), помимо других факторов, в значительной мере определяется процессами ремобилизации и активной миграции золота с явлениями рециклинга, причина низкой промышленной золотоносности архейских гранит-зеленокаменных областей Фенноскандинавского щита, кратонизированных в конце лопия, заключается, вероятно, в следующем.

Ведущим генетическим типом золоторудных месторождений на Карельском кратоне является орогенический мезотермальный (мезозональный) (Ивашенко, 2006; Eilu, 1999 и др.), связанный с эндогенными процессами коллизионной стадии зоны конвергенции океанических и континентальных плит или внутриконтинентального плитного взаимодействия, обуславливающими ремобилизацию, перераспределение и концентрирование золота базовых формаций, характеризующихся повышенными, но не достигающими промышленных параметров содержаниями золота, форма нахождения которого предопределяет возможность его последующего концентрирования в экономически значимых масштабах. Главными базовыми золоторудными формациями в пределах кратона являются черносланцевая, колчеданная, джеспилитовая и порфировая.

Карельский кратон после своего формирования испытывал преимущественно воздымание и подвергался существенной денудации. В это же время, в особенности в кульминационную стадию свекофеннского тектоно-магматического цикла, он практически на всей площади подвергся интенсивной тектоно-термальной активизации, сопровождавшейся гидротермально-метасоматическими преобразованиями ранее сформированных пород и рудоносных метасоматитов (Проблемы..., 1997; Металлогения Карелии, 1999; Кожевников, 2000; Geological development..., 1993 и др.). Вследствие этого широкое распространение в настоящее время в пределах архейских зеленокаменных поясов метасоматитов свекофеннского возраста (~1,9–1,8 млрд лет) с РТ-параметрами, благоприятными для локализации золотого оруденения, свидетельствует о том, что изофациальные архейские метасоматиты в них практически полностью эродированы, а сохранившиеся подверглись интенсивной термальной и флюидной проработке, обусловившей в той или иной степени вынос из них ряда рудных компонентов, в том числе и золота.

При формировании свекофеннских метасоматитов по архейским породам (и метасоматически измененным включительно) или термально-флюидном преобразовании архейских метасоматитов растворы, проходя через породные толщи базовых зо-

лоторудных формаций, из которых еще в архейское время были экстрагированы золото и сопутствующие рудные элементы, не обогащались ими и, соответственно, в благоприятных физико-химических условиях не могли приводить к образованию значительных концентраций золота. Более того, свекофенские эндогенные процессы приводили, вероятно, в большинстве своем к «разубоживанию» ранее образованных архейских золоторудных концентраций вследствие пространственного несовпадения зон мобилизации, транспортировки и отложения (кристаллизации) рудного вещества в функционирующих в одних и тех же тектоноструктурах Карельского кратона орогенических мезотермальных рудных системах неоархейской и свекофенской металлогенических эпох. При этом возможны три крайних варианта такого несовпадения и промежуточные между ними. 1. Зона отложения неоархейских рудных систем в свекофенских системах попадала в область зоны мобилизации (участки погружения кратона – прогибы, впадины и др.). 2. Зоны отложения в разновозрастных рудных системах совпадали (стабильные участки кратона). 3. Зона отложения свекофенских рудных систем совпадала с зонами мобилизации в неоархейских системах (участки воздымания кратона). Вследствие общего в целом воздымания Карельского кратона в постлолийское время наиболее распространенным вариантом пространственного совмещения зон мобилизации, транспорта и отложения в неоархейских и свекофенских рудных системах является, вероятно, вариант 3 или близкий к нему, когда пространственно совмещены свекофенские зоны отложения с архейскими зонами мобилизации, а архейские зоны отложения в различной степени эродированы. Этим, видимо, и объясняется наличие в архейских зеленокаменных поясах Фенноскандинавского щита большого числа рудопроявлений и пунктов минерализации при крайне ограниченном распространении мелких месторождений и полном отсутствии более крупных золоторудных объектов.

Таким образом, с учетом изложенного и результатов изотопного датирования метасоматитов архейских зеленокаменных поясов Карельской гранит-зеленокаменной области (Ларин, 1990; Металлогения Карелии, 1999; Голубев, Кулешевич, 2001; Ларионова и др., 2005; Сизова, Ларионова, 2006; Geological development..., 1993 и др.), в большинстве своем показывающих их свекофенский (или более молодой) возраст, перспективы ее на золото представляются невысокими. Потенциально промышленно золотоносными могут быть только архейские зеленокаменные структуры, не подвергшиеся существенной эрозии и свекофенской активизации. В случае же проявления свекофенских метаморфотметасоматических преобразований в архейских зеленокаменных поясах перспективны на золото те их структуры, в которых зоны отложения развивавшихся в одних и тех же местах разновозрастных

рудных систем пространственно совпадали или наращивали и дополняли (телескопировали) друг друга, что представляется достаточно маловероятным.

Факторы и условия, определяющие перспективность Карельского региона на крупные золоторудные месторождения. Формирование и размещение золоторудных месторождений и проявлений Карелии обуславливались эволюционным развитием эндогенных рудных систем (Ивашенко, 2006) в различных структурах Фенноскандинавского щита и контролировались глобальными металлогеническими зонами (рис. 1).

Наиболее важными характеристическими признаками крупных докембрийских золоторудных месторождений и условий их нахождения (Константинов и др., 2000; Сафонов и др., 2005 и др.) являются следующие:

1. Пространственно-временная и (пара)генетическая связь с крупными контрастно дифференцированными вулканотектоническими структурами (мульды, рифты, пояса и др.) и ритмично расслоенными плутонами, формирование которых обуславливалось подъемом плюмов.

2. Тектонический контроль осевыми зонами (палео)рифтогенных структур и глубинными разломами, сопровождающимися дайковыми поясами и малыми интрузиями, являющимися корневыми частями денудированных древних вулканоплутонических поясов, или надынтрузивными образованиями невоскрытых, крупных плутонов.

3. Сложный комплексный состав оруденения; полиформационность и полигенно-полихронный характер образования.

4. Стратиформная и жильно-штокверковая рудная морфоструктура с наличием векторно-анизотропной и телескопированной вертикальной и латеральной рудной зональности.

5. Комплексная (структурно-тектоническая, геофизическая, геохимическая, морфоструктурная и др.) аномальность по отношению к региональному фону.

6. Чрезвычайно обильное видовое разнообразие благороднометалльной минерализации и доминирование минералов-спутников, характеризующихся низкими значениями удельной энергии кристаллической решетки (самородные металлы, теллуриды, селениды, висмутиды).

7. Минимальные значения (<3–4) средней удельной энергии кристаллической решетки для продуктивной минеральной ассоциации и максимальные (>12–14) – для сопутствующей, свидетельствующие о полноте и эволюционной завершенности проявленного рудного процесса, а также об интенсивности и масштабности низкотемпературного минералообразования, с которым сопряжена массовая кристаллизация самородного золота и его минералов-спутников.

Исходя из этого и установленных закономерностей размещения и образования известных на Фен-

носкандинавском щите крупных золоторудных месторождений (Болиден, Айтик, Суурикуосикко), в Карельском регионе наибольшие перспективы на выявление крупных золоторудных месторождений имеют протерозойские домены и в первую очередь Онежская вулканотектоническая структура. В ее строении участвуют структурно-вещественные ансамбли, являющиеся формационно-возрастными аналогами наиболее продуктивных на золото протерозойских комплексов Финляндии с одним из крупнейших в настоящее время на Фенноскандинавском щите золоторудным месторождением Суурикуосикко (>110 т Au, сод. 6,1 г/т). Определяющим для формирования месторождения такого ранга является имеющаяся в Онежской структуре соответствующая металлогеническая и геохимическая специализация черносланцевой формации, обуславливаемая сингенетичными накоплениями, метаморфогенным перераспределением и полигенно-полихронными эпигенетическими преобразованиями эндогенной природы. Кроме этого, черные сланцы выполняли также роль полифункциональных геохимических барьеров, особенно в зонах складчато-разрывных дислокаций (СРД).

Интегральная геохимическая и металлогеническая специализация конкретной черносланцевой формации зависит от полноты ее геологического развития. Наиболее продуктивны фации, изначально обогащенные углеродом и дисульфидами железа и являющиеся наиболее эффективными барьерами-осадителями.

Следовательно, наиболее перспективны на благороднометалльное оруденение черносланцевые толщи, многократно испытывавшие изофациальные полигенно-полихронные преобразования эндогенной природы, что и наблюдается в зонах СРД Онежской структуры. При этом важным обстоятельством здесь является также наличие локальных кварцевых барьеров на самородное золото, в которых дислокационные механизмы «захвата» со временем сменяются ростом золота на затравке. Дислокационно-метасоматические преобразования углеродсодержащих вулканогенно-осадочных толщ приводят к перераспределению благородных металлов и созданию обогащенных участков. Примером тому служит Сухоложское месторождение золота и платины.

Нахождение золоторудных месторождений, аналогичных Суурикуосикко, возможно на всем продолжении Лапландского зеленокаменного пояса (Куолаярвинская и Лехтинская структуры, Ветреный Пояс), а также в зоне сочленения Карельского кратона и свекофенид, где отмечаются все необходимые для этого геологические предпосылки и уже выявлено («Карелприродресурс», ИГ КарНЦ РАН) высокоперспективное комплексное благороднометалльное проявление Райконкоски, характеризующееся высокими содержаниями золота, серебра, теллура и селена (табл. 2) и богатей-

шим разнообразием соответствующих минералов. Кроме главных рудных минералов (халькопирита, галенита, пирита, сфалерита) на рудопроявлении Райконкоски достаточно широко распространены пирротин, практически повсеместно нацело замещенный мельниковитом, марказит, кубанит, самородный висмут и минералы теллура, золота и серебра – вольтскит, верлит, пильзенит, теллуровисмутит, цумоит, гессит, петцит, электрум, серебрястое золото. По активности теллура на завершающей стадии минералообразования и широкому распространению соответствующих минералов рудопроявление Райконкоски сходно с эпитермальным золоторудным месторождением Кутемаярви (Ю. Финляндия), а по геологической обстановке нахождения – с орогеническими мезотермальными (мезозональными) месторождениями Пириля и Суурикуосикко.

Таблица 2

Содержание рудных элементов в кварцевожильных рудах рудопроявления Райконкоски

№ пробы	Cu, %	Au, ppm	Ag, ppm	Se, ppm	As, ppm	Bi, ppm	Sb, ppm	Zn, %	Pb, %
KS0543	1,11	0,01	78,6	>100	<0,5	189,4	2,8	0,03	4,42
KS0556	2,55	1,04	88,3	>100	4,0	332,7	0,3	0,04	0,13
KS0557b	0,05	0,01	2,1	5,7	0,9	5,2	0,1	0,00	0,01
KS0558	4,85	18,72	91,6	>100	0,5	318,4	0,1	0,09	0,20
KS0559	0,02	0,00	7,7	32,1	5,0	0,3	0,1	0,00	0,01
R05		1,84	63,78						
R06		4,47	66,53						
R1		0,027	41,0						
R1a		0,087	230,0						

Кроме возможного открытия на территории Карелии крупных золоторудных месторождений типа Суурикуосикко, имеются также определенные перспективы на выявление крупных комплексных с благородными металлами месторождений порфирового типа или перевод в такой ранг при соответствующем доизучении уже известных рудных объектов – Лобаш, Ялонвара, которые могут представляться как большеобъемные месторождения с бедными рудами. Уже в настоящее время по состоянию изученности одним только снижением бортовых содержаний до 1,5 г/т промышленные ресурсы золота на месторождении Лобаш-1 составят около 60 т при возможности добычи открытым способом.

Таким образом, по аналогии с Финляндией и Швецией, где преобладающая часть запасов золота сосредоточена в протерозойских структурах с известными крупными золоторудными месторождениями Болиден, Айтик, Суурикуосикко, более благоприятными представляются и перспективы территории Карелии на промышленное золото протерозойского возраста, тем более что ряд установленных на зарубежной части щита протерозойских золоторудоконтролирующих структур (Раахе-Ладожская, Лапландский зеленокаменный пояс и др.) прослеживается на ее территории.

Платиноидные и золото-платиноидные месторождения и проявления

Благоприятными в отношении формирования крупных комплексных благороднометалльных (преимущественно платиноидных) объектов представляются Карельский кратон и Беломорский мобильный пояс.

Карельский кратон. Рассматривая перспективы выявления в Карелии, на площади одноименного кратона, крупных комплексных золото-платиноидных месторождений следует в первую очередь учитывать потенциал Онежского рудного района, а также металлогеническую информацию, полученную при его изучении (Трофимов, Голубев, 1999, 2000; Лавров и др., 2004, 2006 и др.). Здесь уже известен ряд крупных рудопроявлений и месторождений Cr, Ti, V, МППГ и Au, а также намечены закономерности особенностей их размещения, установлены эпохи и этапы металлогенической активизации с выдержанной сквозной специализацией (Металлогения Карелии, 1999).

Онежский рудный район является уникальным мировым объектом по масштабам и уровню концентрации восстановленных форм углерода (шунгита) в раннем протерозое, отражающей интенсивность и длительность эндогенного рудообразования в связи с трапповым магматизмом (Трофимов, Голубев, 2000). С последним связано комплексное благороднометалльное оруденение нескольких рудно-формационных типов: полигенного черносланцевого Cu-U-Mo-V (падинский тип – 100 т МППГ, 70 т Au, 556 тыс. т V₂O₅ и др.), титаномагнетитового Ti-V-Fe-Cu – субвулканические интрузивы в бортах структуры (пудожгорский тип – 370 т МППГ и 160 т Au). В не вскрытой эрозией централь-

ной части района прогнозируется сульфидный Cu-Ni с МППГ (печенгский) или малосульфидный (норильский) типов в связи с гипабиссальными дифференцированными базит-гипербазитовыми комплексами. С расслоенным Бураковским плутоном связано хромитовое оруденение с благороднометалльной специализацией и промышленные концентрации силикатного никеля.

Месторождения и рудные формации Онежского рудного района. Онежский рудный район расположен в Онежской структуре, размещающейся в пределах юго-восточной части Карельского сегмента зоны грабеновых впадин Карельско-Лапландской рифтогенной системы. Ее образование обусловлено формированием рифтовой зоны в нижнепротерозойский период, 2500–1950 млн лет назад, во время Карельского тектономагматического цикла. Появление и развитие Онежской структуры неразрывно связано с образованием нижнепротерозойского Водлозерско-Сегозерского сводового поднятия (первый этап развития рифта), обусловленного всплыванием астеносферного выступа аномальной мантии с центром в районе оз. Водлозеро, что подтверждается наличием здесь гравитационного максимума. Формирование свода сопровождалось появлением клиновидной зоны растяжения протяженностью около 500 км, ограниченной трансформными разломами, один из которых совпадает с границей Беломорской коллизионной зоны (рис. 5).

Бураковский плутон (рис. 6). U-Pb возраст по циркону – 2449 ± 1,5 млн лет. С Главным хромитовым горизонтом (ГХГ), разделяющим базитовую и ультрабазитовую части, связано крупнейшее в России Аганозерское месторождение и крупное Шалозерское рудопроявление хромитовых руд (рис. 7, табл. 3).

Таблица 3

Запасы и прогнозные ресурсы хромитовых руд

Блоки и рудопроявления	Запасы и ресурсы, млн т		Содержание Cr ₂ O ₃ , %	Примечание
	Категория	Количество		
Главный хромитовый горизонт (ГХГ)				
Аганозерский Аганозерское месторождение	B	0,7	26,02	Бортовое содержание – 10% Cr ₂ O ₃
	C ₁	8,4	23,61	
	C ₂	22,1	22,79	
	P ₁	132,3	22,73	
	P ₂	46,5	21,89	
Итого	B-P ₂	210,0	22,8	
Шалозерский	P ₂	213	15,3	Бортовое содержание – 5% P ₂ – до 300 м P ₃ – 300–500 м
	P ₃	133,1	–	
Итого	P ₂ +P ₃	346,1	–	
Бураковский	P ₃	350	15-20	–
Всего ГХГ	–	906,1	–	–
Хромитовые слои перидотитовой подзоны УЗ				
Аганозерский Яккозерское – (с5-360) 3200×600×1 м×3,5×0,5	P ₂	3,3	12,5	До глубины 300 м
Шалозерский Рагнозерское – с-28	P ₂	1,3	13,7	–
Итого	P ₂	4,6	–	–

Примечание. Использованы материалы Комитета природных ресурсов (объект Шалозерская площадь).

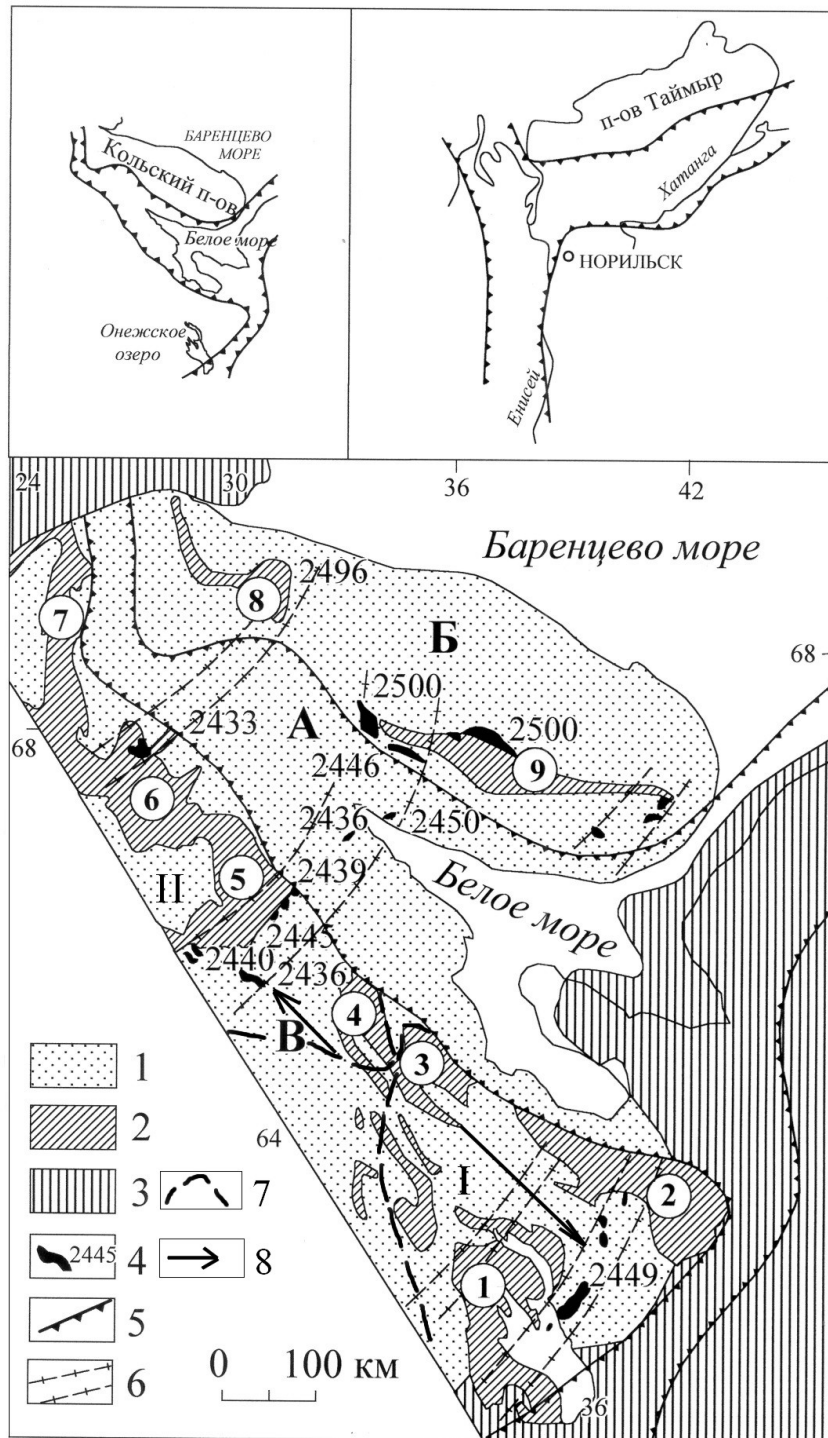


Рис. 5. Раннепротерозойская Беломорско-Лапландская внутриконтинентальная рифтогенная структура:

1 – фанерозойские отложения; 2 – нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 3 – нерасчлененные архейские и архей-протерозойские (Беломорский блок) образования; 4 – раннепротерозойские расслоенные интрузии и их радиогенный возраст; 5 – границы срединной зоны рифта и субпровинций в составе Карело-Кольской металлогенической провинции: А – Беломорской; Б – Кольской (северо-восточное плечо рифта); В – Карельской (юго-западное плечо рифта); 6 – поперечные зоны растяжения, контролирующее внедрение расслоенных интрузий; 7 – сводовые поднятия: I – Онежско-Водлозерское; II – Пяозерско-Куоляярвинское; 8 – направление воздымания продольной оси свода. Раннепротерозойские компенсационные структуры прогибания: 1 – Онежская, 2 – Ветренный Пояс, 3 – Лехтинская, 4 – Шомбозерская, 5 – Пана-Куоляярвинская, 6 – Сала-Соданкюля, 7 – Карасйок, 8 – Печенгская, 9 – Имандра-Варзугская

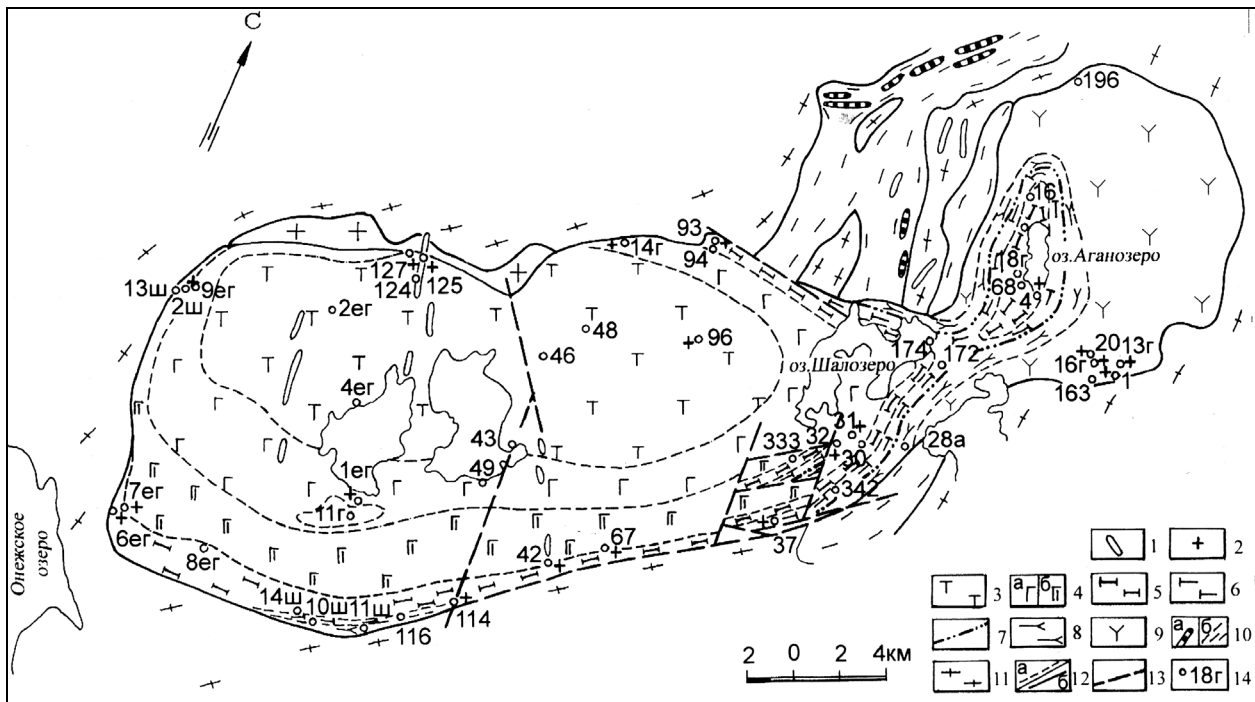


Рис. 6. Схематическая геологическая карта Бураковского интрузива (Лавров и др., 2004). Составлена с использованием материалов ГУП КГЭ (Гриневич, 2000Ф)

Ранний протерозой: 1 – габбро-долериты; 2 – гранитные жилы (вскрытые скважинами); 3–9 – зоны расслоенной серии Бураковского интрузива: 3 – магнетитовых габбродиоритов; 4 – габбро (а – верхняя, б – нижняя подзоны); 5 – габброноритовая зона; 6 – переходная зона; 7 – Главный хромитовый горизонт; 8–9 – ультрабазитовая зона (8 – перидотитовая подзона, 9 – дунитовая подзона). Архей: 10 – останцы зеленокаменного пояса: а – гипербазиты, б – метаморфизованные осадки и вулканиты. 11 – граниты, гнейсограниты, мигматиты; 12 – границы зон расслоенной серии; 13 – тектонические нарушения; 14 – номера скважин

В хромитовых рудах ГХГ Аганозерского месторождения установлены незначительные концентрации тугоплавких платиноидов (окисный тип): Ru – 119 мг/т, Jg – 46 мг/т и повышенные, вплоть до промышленно значимых, содержания Pt и Pd (малосульфидный тип). Поисково-оценочные работы, проведенные фирмой «Норит» в юго-восточной части Шалозерского блока на участке Кукручей, показали, что платино-палладиевая минерализация пространственно связана не с хромитовым горизонтом, а с горизонтом плагиовестеритов основания переходной зоны и подразделяется на два слоя: верхний – бедных Cu-Ni руд; нижний – практически бессульфидных платинометалльных руд. Средняя суммарная мощность рудного горизонта, по бортовому содержанию условной платины 0,6 г/т, составляет около 17 м. Рудный горизонт расположен относительно хромитового на расстоянии не более величины одного эксплуатационного уступа, поэтому малосульфидные и хромитовые руды можно считать эксплуатационно-технологически совмещенными и рассматривать их как единую зону комплексных руд, подразделяющихся на два промышленных типа. Средняя суммарная мощность этой рудной зоны (угол падения 23°) с учетом безрудных прослоев (коэффициент рудоносности – 0,44) составляет 38 м. Техничко-экономические расчеты показали рентабельность отработки таких руд для больших запасов горной массы при коэффициенте

вскрыши до 7,5 м³/т. Таким образом, по восточной части Шалозерского блока получены обоснованные данные для прогноза (кат. P₁) крупного месторождения комплексных Cu-Ni-БМ-Cr руд с ресурсами МПГ не менее 100 т. Такого ранга объект можно прогнозировать (кат. P₂) и на северо-восточном фланге Шалозерского блока (рис. 7).

*Пудожгорский субвулканический комплекс** трапповой формации представлен Пудожгорским интрузивом, Габневским силлом (восточный борт Онежской впадины) (рис. 5, 8) и Койкарско-Святнаволоцким силлом (западный борт) (рис. 5). U-Pb возраст последнего по циркону – 1983,4 ± 6,5 млн лет. С ними связаны известные одноименные комплексные месторождения Fe-Ti-V-благородно-металльных руд (табл. 4). Ресурсы БМ в титано-магнетитовых рудах интрузивов оцениваются на уровне 1000 т: кат. P₁ – 500 т; кат. P₂ – 500 т (Трофимов и др., 2002). По запасам руды, которые по каждому объекту прогнозируются в 1 млрд т, это крупные месторождения Fe, V и Ti. В связи с истощением в ближайшие 20 лет запасов Костомукшского рудного узла для открытой добычи, это уже реальные объекты первоочередной эксплуатации, ценность 1 т руды которых в 10 раз выше костомукшской.

* См. ст. Н. Б. Филиппова и др. в наст. сб.

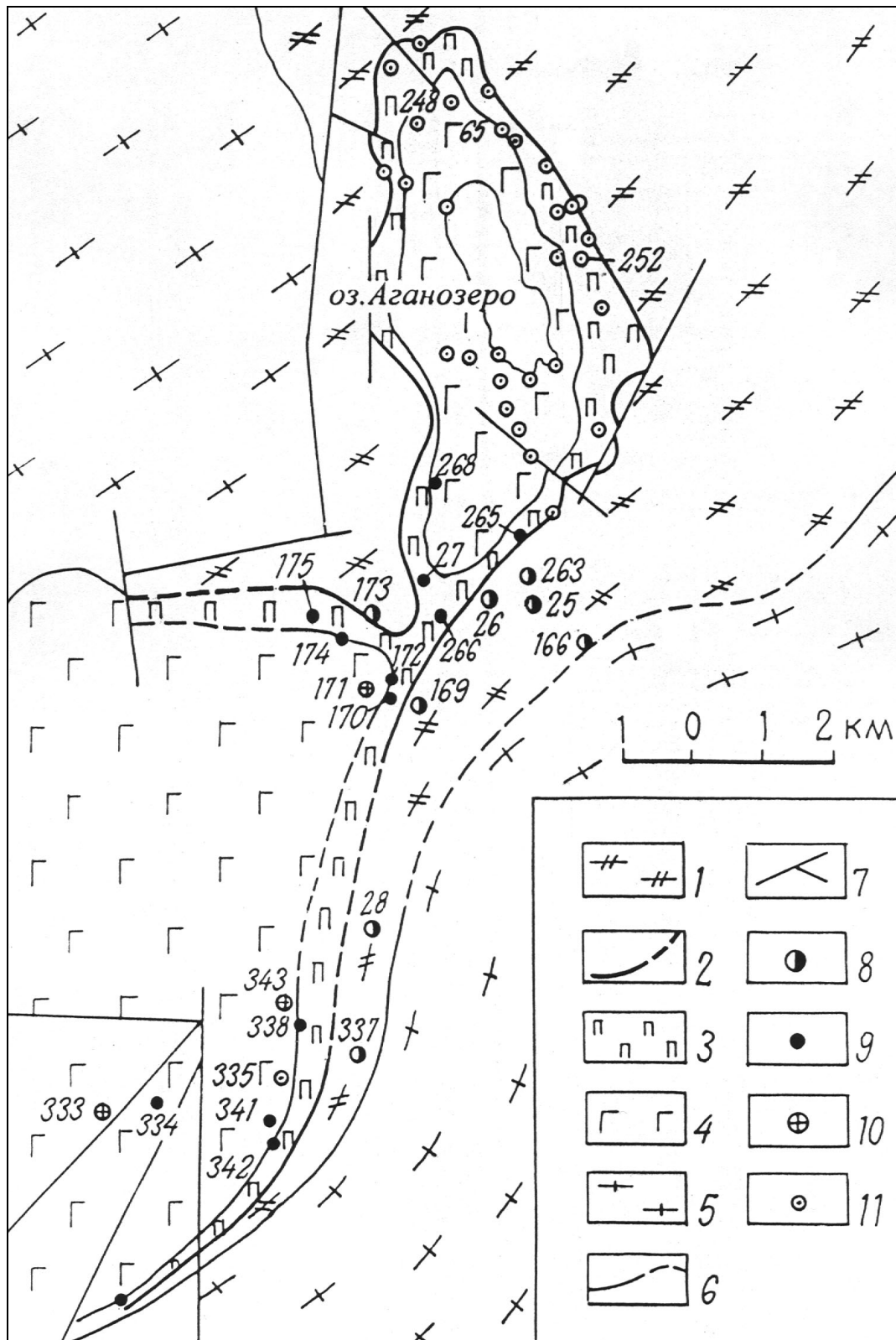


Рис. 7. Положение ПЗ и ГХГ на сочленении Аганозерского и Шалозерского блоков (Трофимов и др., 2004)

Бураковский расслоенный плутон: 1 – ультраосновная зона (УЗ); 2 – Главный хромитовый горизонт (ГХГ); 3 – переходная зона (ПЗ); 4 – габброноритовая зона (ГНЗ). Вмещающие породы: 5 – гранит-зеленокаменный комплекс лопия; 6 – геологические границы; 7 – тектонические нарушения; 8 – скважины участка сочленения Аганозерского и Шалозерского блоков, вскрывшие УЗ; 9 – ГХГ и ПЗ; 10 – ГНЗ; 11 – прочие скважины в пределах Аганозерского месторождения хромитовых руд

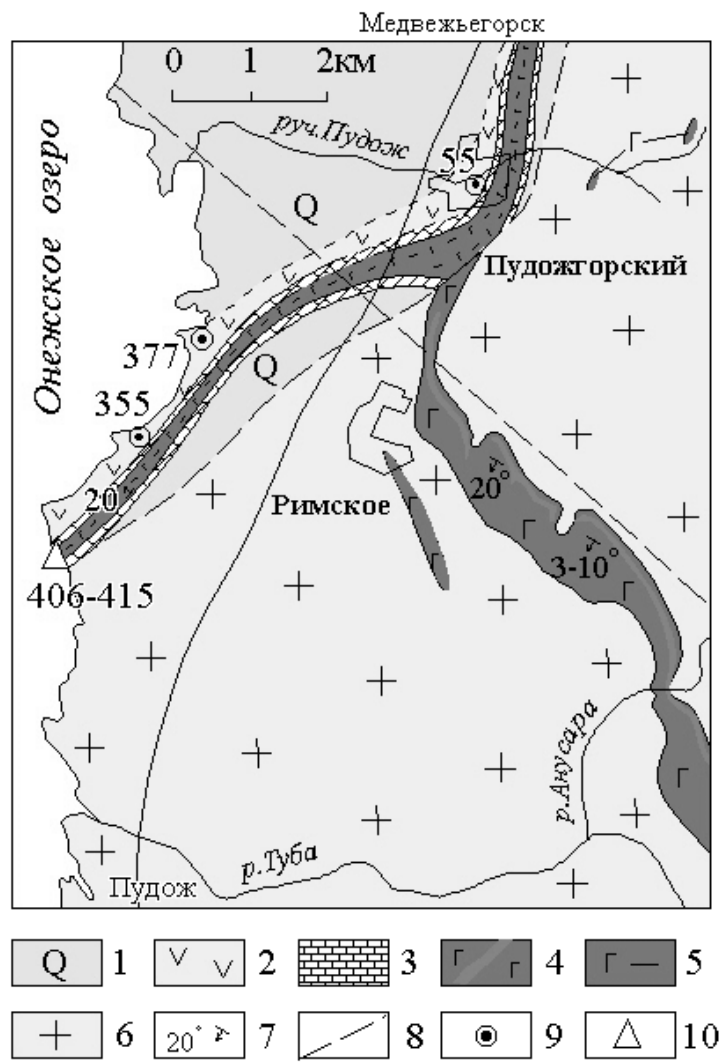


Рис. 8. Геологическая карта района Пудожгорского месторождения:
 1 – четвертичные отложения; нижний протерозой, ятулийский надгоризонт;
 2–3 – вулканогенно-осадочный комплекс: 2 – эффузивы основного состава (лавы, покровы), 3 – доломиты; 4–5 – Пудожгорский интрузивный комплекс: 4 – Пудожгорский интрузив габбро-долеритов с промышленным титаномагнетитовым оруденением, 5 – Габневский силл габбро-долеритов с бедным титаномагнетитовым оруденением; архей – нижний протерозой, нерасчлененный комплекс: 6 – плагнограниты и микроклин-плагноклазовые граниты и гранито-гнейсы; 7 – элементы залегания пластовой отдельности и слоистости; 8 – тектонические нарушения; 9 – поисковые буровые скважины; 10 – обнажения 406-415 (т. 11)

Таблица 4

Запасы титаномагнетитовой руды, меди и благородных элементов в Пудожгорском и Койкарско-Святнаволоцком месторождениях

Месторождение	Комплексные титаномагнетитовые руды										
	Главные компоненты				Сопутствующие компоненты						
	Запасы руды, млн т	Среднее содержание			Запасы, тыс. т	Содержание, %	Благородные элементы				
		Fe вал.	Ti	V			Запасы, до глубины отработки 150–200 м, т	Сумма Au+Pt+Pd, мг/т	Соотношение запасов по элементам, %		
						Pt	Pd	Au			
Пудожгорское	316,7	28,9	8,14	0,43	411,7	0,13	247*	731	25,5	56,8	17,7
Койкарско-Святнаволоцкое	314,1	23,0	6,0	0,32	Не оценивались		270	875	21,7	57,8	20,5

Примечание. С учетом запасов Тубозерского участка (40 т).

Комплексные Cu-U-Mo-V с БМ месторождения черносланцевой формации (возраст 1790 млн лет по настурану) в альбит-карбонатно-слюдистых метасоматитах – падминский тип. Разведаны и оценены месторождения Средняя Падма и Царевское, а также ряд рудопроявлений, контролируемых зонами складчато-разрывных дислокаций (Металлогения Карелии, 1999; Голубев, Новиков, 2005 и др.). По запасам основного элемента – ванадия – это средние месторождения, но с очень высокими содержаниями. Месторождения и проявления этого формационного типа еще не достаточно изучены на БМ, ореол которых с учетом вертикальной и латеральной зональности может быть смещен относительно главной рудной залежи, но перспективы их высоки. Ввиду уникальности для раннего протерозоя масштабов накопления углерода в свободной и восстановленной формах возможно также наличие крупных стратиформных комплексных объектов с МПГ и Au.

В отношении крупных комплексных месторождений МПГ наиболее продуктивна раннепротерозойская эпоха развития Беломорско-Лапландской трехлучевой рифтовой зоны, многократно, вплоть до фанерозоя, подвергавшейся процессам активизации, во многом обусловившим металлогеническую специализацию Карело-Кольского региона. На фоне общего изостатического поднятия на плечах рифта, субпараллельно главной его оси, формируется серия прогибов с вулканогенно-осадочным наполнением и сопряженных с ними поднятий (рис. 5). В местах сопряжения депрессии и свода локализуются расслоенные интрузивы плутонической формации, сформированные флюидонасыщенными расплавами. Поэтому с позиций металлогенической специализации и прогноза парагенезис «свод – депрессия» следует рассматривать как единую неделимую структуру, каждый элемент которой несет свою часть рудно-магматической нагрузки. Идея наличия такого структурного парагенезиса была высказана и рассмотрена ранее на примере Онежско-Водлозерского участка (Трофимов, Голубев, 2000), включающего Ветреный Пояс, Онежскую впадину и Водлозерское поднятие. Если предположить наличие второго сводового поднятия (назовем его условно Пяозерско-Куоляярвинским), включающего сопряженную Пана-Куоляярвинскую депрессию, то становятся понятными особенности вулканизма Лехтинской и Шомбозерской структур, занимающих межсводовое пространство и отражающих соответственно состояние и высоту подъема аномальной мантии.

Таким образом, для континентального рифтогенеза и этапов активизации характерно формирование на плечах рифта структур более мелкого порядка: сводовых поднятий – Онежско-Водлозерского и Пяозерско-Куоляярвинского, разделенных межсводовыми впадинами – Лехтинской и Шомбозерской. Они унаследуют границы зеленокаменных поясов, соответственно Сумозерско-Кенозерского – Ведлозерско-Сегозерского и Парандовско-Тикшезерского (Метал-

логения Карелии, 1999) (рис. 5). При этом выделяется два типа впадин – сопряженных (по бортам сводов) и межсводовых. В межсводовых прогибах мантия, вероятно, не была аномальной по своим физико-химическим параметрам, и поэтому здесь не генерировались базальтоидные магмы, а происходила выплавка преимущественно кислых расплавов. Именно области максимального поднятия в сводовых структурах в дальнейшем подвергаются процессам многократной активизации со сквозной металлогенической специализацией, далеко выходящей за временные рамки всех выделяемых этапов развития рифта.

В пределах Онежско-Водлозерской структуры установлены следующие возрастные рудно-магматические реперы:

2449 ± 1,5 млн лет – внедрение крупнейшего на кратоне Бураковского расслоенного плутона габбронорит-перидотитовой формации с установленной хромитовой, комплексной Cu-Ni-БМ и предполагаемой Ti-V специализацией и интрузивов Монастырско-Шидмозерской группы (плутоническая фация);

1983 ± 6,5 млн лет – внедрение дифференцированных субвулканических и гипабиссальных кварцевых габбродолеритов Пудожгорского комплекса с Fe-Ti-V-БМ специализацией и, возможно, с Cu-Ni-БМ оруденением печенгского (1982–1988 млн лет) или малосульфидного норильского типа трапповой толеитовой формации (свод) и безрудных вулканигов эффузивной и субвулканической фаций (не вскрытых эрозией), сопровождающихся интенсивным привносом рудных элементов и углерода в свободной и восстановленной (углеводороды) формах (депрессия);

1800–1700 млн лет – щелочно-карбонатный метасоматоз с БМ-Cu-U-Mo-V минерализацией (депрессия). Этому этапу активизации, видимо, соответствует Елетьозерско-Тикшеозерский щелочно-ультраосновной комплекс на севере Карелии (свод), однако с геодинамической позиции он ближе к предыдущему реперу;

1770 ± 12 млн лет – внедрение слабодифференцированного Ропручейского силла габбродолеритов трапповой толеитовой формации (субвулканическая фация) и алмазонасных кимберлитов Кимозера.

В формировании главных типов оруденения в Онежском рудном районе намечается три этапа.

Этап развития рифта. Рифтовый и пострифтовый режим. Сводовое поднятие на плечах рифта. Малосульфидная и платиносодержащая хромитовая рудные формации в связи с расслоенным базит-гипербазитовым комплексом (плутоническая фация).

Этап лодиковийской активизации сводового поднятия. Золото-платиноидносодержащая титаномагнетитовая рудная формация в связи с дифференцированными кварцевыми толеитами трапповой формации (субвулканическая – гипабиссальная фации). Связанное с рудогенерирующей углерод-трапповой системой поступление ряда элементов (Cu, V, U, Mo, Ag, Au, МПГ, S) создает основу для последующего

вепсийского металлогенеза в Онежской структуре. Не исключается возможность существования и первичных стратиформных концентраций рудных элементов.

Этап постлюдикувской (вепсийской) активизации сводового поднятия. Платиноидно-полиметаллическая черносланцевая метасоматическая на геохимическом барьере и в линейных зонах СРД; формация алмазоносных кимберлитов.

С учетом величины галактического цикла в 215 млн лет, можно ожидать наличие рудно-магматических формаций с возрастом 2,2 млрд лет. В настоящее время в пределах Бураковского плутона выявлены диагенезированные коры выветривания пород Габбровой зоны и вскрыта серия даек базитового и гипербазитового составов, в том числе и с Cu-Ni минерализацией, возможно соответствующих этому этапу активизации (свод). В депрессии ему соответствует безрудный многофазный вулканизм ятулия с поступлением на заключительных стадиях окисленных форм углерода без дополняющей рудной компоненты.

Беломорский мобильный пояс. На территории Карелии в беломорском комплексе пород * выделяется совокупность гетерогенных геологических образований, отвечающая области распространения чупинской и хетоламбинской толщ (свит) беломорид. На основе имеющихся фактических данных она интерпретируется как позднеархейский рифтогенный энсиалический Беломорский зеленокаменный пояс (БЗП), подвергшийся повторному раннепротерозойскому рифтингу. Ранее отмечалось (Ручьев, 1998 и др.), что по своим особенностям БЗП близок к типу зеленокаменных поясов, который выделялся (Гровс, Бэтт, 1987) как продуктивный в отношении золоторудных, медно-никелевых, медных и цинковых колчеданных месторождений. Благоприятные для благороднометалльного рудогенеза условия БЗП подтверждаются: сведениями о присутствии золота в колчеданных рудах так называемых «фальбандов» (Гинзбург, 1921; Саморуков и др., 1985 и др.) и в пегматитах (Крупеник и др., 2000; Ахмедов и др., 2001), локализованных в породах хетоламбинской и керетской свит; выводами о потенциальной золото-, платиноносности интрузивных пород комплекса габбро-анортозитов (Степанов, 2001); наличием признаков широкомасштабного проявления процессов комплексного (золото, серебро, платиноиды) металлогенеза в породах чупинской (Ручьев, 2001б, 2002, 2003,

* Беломорский (Беломорско-Лапландский) «мобильный» («мобильно-проницаемый», «подвижный» «коллизионный» и т. д.) пояс из-за неопределенности самого понятия и критериев выделения имеет весьма условные границы. Включение лопид Северо-Карельской зоны, трассируемой по Керетской, Хизоварской, Винчевской, Ириногорской, Мошинской и другим локальным «структурам», в состав беломорского комплекса пород, наряду с «классическими» беломоридами, представляется дискуссионным.

2005а, б и др.) и хетоламбинской (Ахмедов и др., 2005) толщ.

В результате исследований в Северокарельском ареале гнейсов чупинской толщи (рис. 9), сопоставляемой с терригенными отложениями верхней части обобщенного разреза позднеархейских зеленокаменных поясов, получены данные, характеризующие металлогенетические процессы преимущественно постседиментационного периода. В совокупности с другими материалами изучения БЗП они позволяют в первом приближении оценить перспективы выявления крупных благороднометалльных рудных объектов.

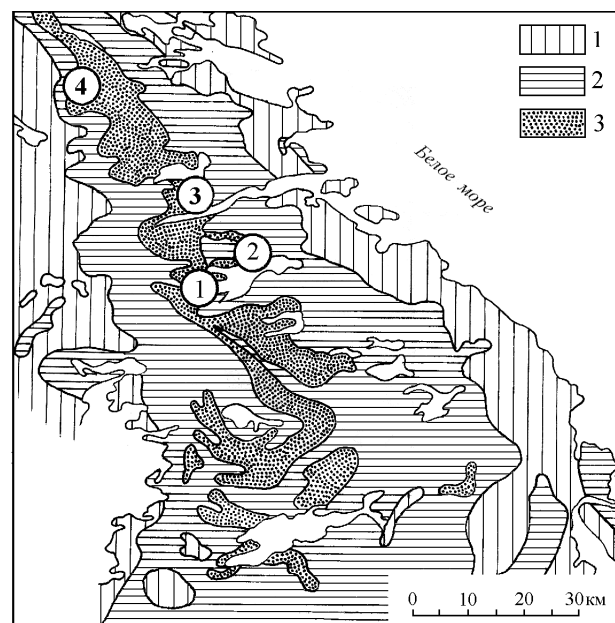


Рис. 9. Геологическая схема северокарельской части беломорского комплекса пород (по: Стратиграфия..., 1960, с изменениями):

беломорида: 1 – керетская свита, 2 – хетоламбинская свита, 3 – чупинская свита. Цифрами в кружках указаны изученные участки: 1 – Лоушский, 2 – Плотинский, 3 – Малиноваракский, 4 – Тэдинский (Слюдоваракский)

Метаморфические разновидности гнейсов чупинской свиты – продукты полиэтапного архей-протерозойского (2,9–1,75 млрд лет назад) эндогенного изменения относительно однородного протолита, отвечающие генетическому ряду естественных минеральных фаций гнейсов – совокупностей минеральных парагенезисов, характеризующихся единством интенсивных и различием экстенсивных факторов равновесия природных систем (рис. 10). С учетом данных изотопной геохронометрии, первый, второй и, с большой долей неопределенности, третий этапы могут быть отнесены к позднему архею, а четвертый – к раннему протерозою (Ручьев, 2002).

Гнейсам всех минеральных фаций свойственно высокое фоновое содержание благородных металлов (табл. 5), которое определяется особенностями протолита и характером процессов его переработки.

Седиментогенез



Рис. 10. Схема развития минеральных фаций гнейсов и их метаморфических разновидностей

Доминирующие разновидности выделены жирным шрифтом; минеральные парагенезисы: **гнейс-1** – $9,96\text{Gar}^{26\pm 10} + 20,40\text{Bi}^{72\pm 10} + 34,32\text{Pl} + 34,32\text{Q} \pm \text{Gr} + 0,98$ рудный; **гнейс-2** – $2,54\text{Ku} + 10,51\text{Gar}^{30\pm 9} + 24,02\text{Bi}^{38\pm 4} \pm \text{Kfsp} (\text{Ort}) + 26,49\text{Pl} + 35,82\text{Q} \pm \text{Gr} +$ рудный; **гнейс-3** – $3,41\text{Ku} + 7,00\text{Gar}^{23\pm 4} + 20,74\text{Bi}^{39\pm 4} + 35,80\text{Pl} + 32,68\text{Q} \pm \text{Gr} +$ рудный; **гнейсы-4**, **-4**, **-4/3**, **-4/3** – $\pm \text{Ku} \pm \text{Gar}^{18\pm 4} + \text{Mu} + \text{Bi}^{46} + \text{Pl} + \text{Q} \pm \text{Gr} +$ рудный. Символы минералов: Bi – биотит, Gar – гранат, Q – кварц, Ku – кианит, Kfsp – калиевый полевой шпат, Ort – ортоклаз, Pl – плагиоклаз, Mu – 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

Таблица 5

Содержание благородных металлов в гнейсах чупинской свиты

Элемент	Минеральная фация	n	Содержание (X), ppb			
			X _{мин.}	X _{ср.}	X _{макс.}	s
Au	Гнейс-1	38	<2	24	149	31
	Гнейс-2	31	<2	17	114	20
	Гнейс-3	34	<2	51	730	128
	Гнейс-4	52	<2	108	4082	565
Pt	Гнейс-1	30	<5	37	326	68
	Гнейс-2	28	<5	77	283	73
	Гнейс-3	25	<5	4	20	5
	Гнейс-4	41	<5	13	102	21
Pd	Гнейс-1	30	<5	20	432	79
	Гнейс-2	28	<5	16	118	22
	Гнейс-3	25	<5	5	81	16
	Гнейс-4	23	<5	8	46	12
Ir	Гнейс-1	20	<5	140	729	209
	Гнейс-2	26	5	63	226	61
	Гнейс-3	12	<5	43	146	38
	Гнейс-4	21	<5	38	222	62

Примечание. Аналитические методы: пробирный атомно-абсорбционный (ЦНИГРИ, Москва; ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск); микропробирный нейтронно-активационный («ЦЛИАВ» ГЕОХИ РАН, Москва) и экстракционный атомно-абсорбционный (ИГ КарНЦ РАН). При расчете среднего арифметического (X_{ср.}) содержание, меньшее чувствительности метода, принималось равным нулю. n – число проанализированных образцов; s – стандартное отклонение.

Преобразование протолита в ныне реликтовый гранат-биотитовый плагиогнейс-1 происходило в условиях перехода от низкотемпературной области кианит-биотит-ортоклазовой к кианит-биотит-мусковитовой и ставролитовой метаморфическим фациям (используется классификация С. П. Кориковского, 1979). РТ-параметры завершения процесса соответствуют палеогеотермическому градиенту 24 град/км, характерному для «старых» (просущество-

вавших более 25 млн лет) литосферных плит. По химическому составу гнейс-1 идентичен относительно слабо измененным грауваккам зеленокаменных поясов и, согласно модели смешения, отвечает приблизительно равному соотношению вещества кислого (тоналиты) и основного (мафиты и ультрамафиты) источников, свойственному архейской верхней континентальной коре (Ручьев, 2000). Результаты анализа спектров редкоземельных элементов (РЗЭ) метаморфических разновидностей чупинских гнейсов (Ручьев, 2001а) дают основание для вывода о незначительном изменении химического состава протолита на наиболее раннем из установленных этапе метаморфизма. Принимая во внимание, что композиция лантаноидов в граувакках несет информацию о типах горных пород и их соотношении вблизи бассейна седиментации, а, следовательно, и о специфике режима развития здесь архейской верхней коры, нельзя не отметить, что по спектру РЗЭ гнейс-1 наиболее близок грауваккам канадских золотоносных провинций Слейв и Сьюпириор.

В гнейсе-1 установлено высокое содержание благородных металлов (табл. 5). Рудные минеральные фазы представлены оксидами (рутил, уранинит, оксиды лантаноидов), монацитом, сульфидами (доминируют Ni-пирротин, пирротин, пентландит, халькопирит, в значительно меньшем количестве встречаются аргентит, галенит (Rh до 1,4 мас. %), молибденит, сфалерит, арсенопирит) и самородными металлами: железом (нередко со значительными примесями Ni, или Cr, Ni, Dy, или Zn), никелем, свинцом, серебром (Ag – 950–1000‰), а также ультрадисперсным чистым (Au – 1000‰) и ртутистым золотом (Au – 924‰).

По соотношению Pd, Ir и Pt в усредненных спектрах элементов платиновой группы (ЭПГ) гнейс-1 аналогичен подформным хромититам офиолитовых комплексов (рис. 11) (Ручьев, 2006), а также стратиформным (?) хромититам горизонтов «С», «G» Стиллуотерского массива (США, Монтана) и главного рудного горизонта Аганозерского блока Бураковского массива в Карелии (Додин и др., 2003, табл. 5.18, 5.24). Особенность ЭПГ-спектра гнейса-1 позволяет приблизиться к решению вопроса о первоисточнике благородных металлов.

При повышенном среднем содержании хрома (264 ppm) и никеля (157 ppm) в гнейсе-1 основной источник терригенного материала, дающий большую

часть халько-, сидерофильных компонентов, должен был иметь ультрамафитовую составляющую. С учетом литофациальных особенностей протолита, закономерностей распределения макро- и микрокомпонентов в породах беломорской серии, в качестве вероятного объекта-источника указывалась (Ручьев, 2000) входящая в состав хетоламбинской толщи ультрабазит-амфиболитовая ассоциация, породы которой интерпретировались как характерный для зеленокаменных поясов комплементарный ряд толеитов, коматиитов и гипербазитов (Степанов, Слабунов, 1989). Однако очевидно, что спектр ЭПГ гнейса-1 отличается от свойственного коматиитам (рис. 11), и не они были источником платиноидов.

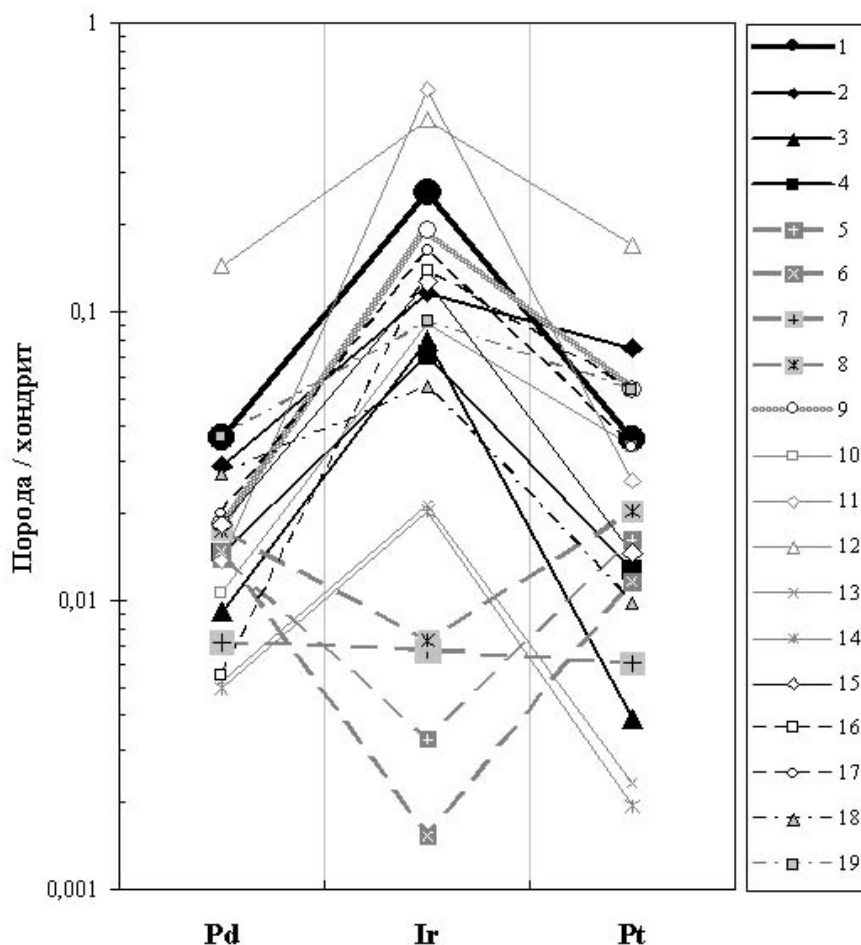


Рис. 11. Среднее содержание платиноидов в минеральных фациях гнейсов чупинской свиты (табл. 5), коматиитах и породах офиолитовых комплексов (Додин и др., 2003; Лазаренко, Таловина, 2001); нормализовано по углестому хондриту C1

1–4 – минеральные фации гнейсов чупинской свиты: 1 – гнейс-1; 2 – гнейс-2; 3 – гнейс-3; 4 – гнейс-4; 5–6 – коматииты МанроТауншип; 5 – поток Пайк Хилл; 6 – поток Фреда; 7 – офиолитовый гарцбургит; 8 – офиолитовый дунит; 9–19 – офиолитовые подформные хромититы: 9 – средний состав; 10 – Бей-оф-Айлендс, Ньюфаундленд, Канада; 11 – Ред-Маунтин, Калифорния; 12 – Камчатка; 13 – Троодос, Кипр; 14 – Фикинессет, Гренландия; 15 – Кемпирсайский массив, Южный Урал; 16 – сплошная руда массива Рай-Из, Полярный Урал; 17 – Войкаро-Сыньинский массив, Полярный Урал; 18 – Чирьнайский массив, Корьякская складчатая система; 19 – Красногорский массив, Корьякская складчатая система

В настоящее время в амфиболитах хетоламбинской толщи обнаружены реликты габброидных структур, признаки расслоенности и обогащенные хромитом уровни (Ахмедов и др., 2005); установлены мантийная природа и отсутствие контаминации магматического протолита амфиболитов и ультрабазитов коровым веществом; получены данные, свидетельствующие о принадлежности в различной степени измененных гарцбургитов и дунитов породам офиолитового комплекса (Слабунов и др., 2005).

С учетом всех этих фактов геохимическую специфику гнейса-1 следует связывать с влиянием мантийного вещества. Согласно современным представлениям о гетерогенной аккреции Земли, глобальном магматическом фракционировании на ранней стадии ее эволюции и о первичности коры кислого состава, зеленокаменные пояса формировались на субстрате «полузатвердевших» серогнейсовых плит в обстановках, которые являлись раннедокембрийскими аналогами современных зон спрединга (Шкодзинский, 2003). Так как генетическую связь рифтогенеза и подъема мантийного материала в настоящее время можно считать установленной (Леонов, 2001 и др.), принятая схема развития БЗП подразумевает положительный ответ на вопрос о реализуемости условий, благоприятных для появления офиолитоподобных образований в архее. В терригенном материале протолита могли присутствовать продукты разрушения определенных компонентов офиолитов*, выведенных в условиях рифтогенеза на уровень верхней континентальной коры. С учетом гипотезы о флюидно-метасоматической природе хромититов и дунитов (обзор см.: Додин и др., 2003), весьма вероятным представляется и воздействие восходящего флюида мантийного происхождения на протолит чупинских гнейсов в период, предшествовавший метаморфизму первого этапа. На флюидную проработку терригенных толщ, как явление достаточно распространенное в архее, может указывать отмечавшееся ранее (Тейлор, Мак-Леннан, 1988) типичное для относительно слабо метаморфизованных осадочных пород ряда зеленокаменных поясов очень высокое содержание хрома и никеля, необъяснимое с позиций модели смешения. Следует заметить, что подобные объяснения формирования микрокомпонентного состава протолита чупинских гнейсов приводят к предположению о возможности былого широкого развития в БЗП архейских хромититов и высокой концентрации

* Подразумеваются фрагменты габбрового слоя и его перидотитового фундамента. Как уже отмечалось (Ручьев, 2006), ни пелагические осадки, ни пиллоу-лавы, ни комплекс параллельных даек, т. е. именно те компоненты полного офиолитового разреза, которые и только которые, согласно ранее сделанным выводам (Ефимов, 2002), относятся к истинной океанической коре, в хетоламбинской толще не найдены; обоснование обдукции гипотетической океанической коры весьма проблематично, так как особенности чупинских гнейсов накладывают ограничения на применение субдукционной модели (Ручьев, 2000).

ЭПГ в них. Если подобные объекты имели место и сохранились в хетоламбинской толще пород БЗК, что вполне допустимо, они будут весьма интересны в промышленном отношении.

В металлогеническом аспекте преобразования протолита на самом древнем позднеархейском этапе привели к возникновению крупного объекта, который по свойствам эквивалентен базовой рудной формации. Подсчитанное «по минимуму» (Ручьев, 1998) количество благородных металлов в гнейсе-1 только для ныне сохранившегося объема пород северокапельского ареала чупинской свиты (рис. 9) к моменту завершения первого этапа приблизительно составляло: Au – $43 \cdot 10^3$ т, Pt – $67 \cdot 10^3$ т, Pd – $37 \cdot 10^3$ т, Ir – $252 \cdot 10^3$ т. Приведенные цифры характеризуют потенциал лишь одного из возможных при дальнейшем рудогенезе «местных» источников благородных металлов.

Существенная особенность последующей эндогенной переработки пород – очевидная неразрывная взаимосвязь тектонических и метаморфических процессов. Сдвиговый механизм деформации доминировал на всех временных этапах и масштабных уровнях структурных преобразований. Развитие метаморфических разновидностей гнейсов контролировалось разновозрастными преимущественно вязкими сдвиговыми дислокациями. Поэтому минеральным фациям свойственны дискретность проявления при региональном характере распространения, «напечатывание» друг на друга при пересечении или активизации сдвиговых структур, а также сохранение реликтовых участков неизмененных ранних пород наряду с более поздними.

С учетом роли деформационного процесса (тектонического фактора) в генезисе гнейсов второй, третьей и четвертой минеральных фаций, они в определенном смысле могут рассматриваться в качестве продуктов стресс-метаморфизма – проявления диссипативных физических и химических эффектов релаксации девиаторных напряжений в горных породах. Различия дислокаций и их вещественного выполнения отражают различия этих эффектов, связанные как с характером девиаторных напряжений, так и с реологическими свойствами преобразуемых пород, которые зависят от их состава, структуры и варьирующих на разных этапах развития БЗП литостатического давления и фонового теплового потока. Отчетливо выраженный аллохимический характер метаморфизма** пород свидетельствует о том, что зоны сдвиговой деформации одновременно являются и зонами флюидного массопереноса.

** Термин «метаморфизм» употребляется в широком смысле для обозначения эндогенного преобразования пород в твердом состоянии. Аллохимические изменения состава гнейсов, возможные лишь при инфильтрационном переносе вещества флюидом, указывают, что одним из действенных механизмов метаморфизма был метасоматоз.

Установлены: синхронность металло- и петрогенеза; мобильность и индивидуальность поведения благородных элементов при аллохимическом полиметаморфизме; наличие признаков их привноса, выноса, перераспределения и аккумуляции с достижением промышленно значимого содержания; контроль локализации благородных металлов генетически взаимосвязанными деформационными и метаморфическими процессами.

На втором позднеархейском этапе эндогенеза происходили полифазные сдвиговые деформации с тотальным (во всем объеме чупинской толщи) расланцеванием пород. Со стресс-метаморфизмом в условиях повышенного литостатического давления (максимальные РТ-параметры соответствуют метаморфической фации кианит-биотит-ортоклазовых гнейсов) связан главный и, вероятно, единственный в истории БЗП эпизод массового образования кианита в породах второй минеральной фации (гнейсах-2 и малых интрузивных телах тоналитов и трондьемитов). При формировании гнейса-2 в ходе аллохимического, основного с отчетливо повышенным потенциалом калия метаморфизма горная порода обогащается нерастворимым углеродистым веществом. Содержание графита (до 2,4 объемн. %) и калия в гнейсе-2 статистически значимо положительно коррелирует (Ручьев и др., 2007). На восстановительные условия, кроме отложения свободного углеродистого вещества, также указывают уменьшение Fe^{3+} при одновременном росте содержания Fe^{2+} и возникновение европиевых аномалий.

Гнейсу-2 свойственно высокое среднее (фоновое) содержание благородных металлов (табл. 5, данные по гнейсу-2 отражают преимущественно специфику Восточнослудозерского участка Лоушского пегматитового поля и, с учетом материалов по другим площадям, представляются заниженными в отношении золота применительно к чупинской свите в целом).

Судя по первым результатам исследования, в гнейсе-2 присутствуют все виды рудных минералов, свойственных гнейсу-1. К их списку добавляются самородные родий (ультрадисперсная фаза в пирротине), титан, медь, цинкистая медь, цинк, а также ряд минералов, содержащих висмут, теллур (гессит, теллуrowисмутит, майченерит (Pd – 29,29; Pt – 5,35 мас. %) и др.), и глаукоdot. Отмечается наличие золота в цирконе (Au – до 1,86 мас. %).

О мобильности благородных металлов в условиях петрогенеза второго этапа свидетельствует появление статистически значимой парной корреляции их содержания. Возникают связи концентрации благороднометалльных, петрогенных, рассеянных элементов и минеральных фаз. Так, например, в гнейсе-2 платина статистически значимо положительно коррелирует с привнесенными калием и рубидием, золотом и серебром – с графитом.

В металлогеническом отношении роль процессов второго этапа в целом может быть сведена к некоторому изменению потенциала «базовой формации».

Относительно гнейса-1 в гнейсе-2 отмечается снижение среднего содержания золота (на 29%), палладия (на 20%), иридия (на 55%) и обогащение платиной (на 108%). Так как изучались образцы только «фоновых» пород, лишенных каких-либо макроскопических следов проявления рудных процессов, полученные материалы не дают ответа на вопрос: преобладал «абсолютный» вынос благородных металлов или их перераспределение в пределах чупинской толщи? В пользу последнего могут быть истолкованы относительное увеличение содержания золота в акцессорных сульфидах гнейса-2 (Ручьев, 2002, табл. 5) и наблюдения, свидетельствующие о наличии в нем участков аккумуляции сульфидов. Однако и в случае «абсолютного выноса» благороднометалльный потенциал парагнейсов остается очень значительным.

Дополнительное поступление в метатерригенную толщу платины и ряда халько-, сидерофильных компонентов позволяет отметить сходство металлогенического развития чупинских гнейсов и объектов Бушвельдского и Альпийского (Кемпирсайско-Рай-Изского) типов платиносодержащей хромитовой формации, для которых характерна полистадийность благороднометалльного оруденения и наложенный вторичный характер Pt-, Pd-, Rh-минерализации, сингенетичной сульфидным медно-никелевым рудам. Весьма интересен вопрос о подобной минерализации геологических образований, подстилающих и обрамляющих чупинскую толщу.

Минеральные фации, производные третьего и четвертого, свекофеннского (1,96–1,75 млрд лет назад), тектоно-метаморфических этапов, составляют весомую долю гнейсов чупинской толщи. Гнейсы-3, продукт аллохимического (кианитовый тип кислотного выщелачивания) диафтореза в РТ-условиях перехода от кианит-биотит-ортоклазовой к кианит-биотит-мусковитовой и ставролитовой метаморфической фации, локализованы в крупных (мощность – сотни метров, протяженность – до десятков километров) субмеридиональных, северо-западных и субширотных сдвиговых зонах – шовных структурах долгоживущих разломов. Гнейсы-4, образующиеся при аллохимическом (мусковитовый тип кислотного выщелачивания при повышенном потенциале калия и натрия) диафторезе в РТ-условиях кианит-биотит-мусковитовой метаморфической фации, контролируются субмеридиональными и несколько более поздними субширотными сдвиговыми дислокациями, зоны которых достигают десятков и сотен метров по мощности, нескольких километров по простиранию.

Гнейсы-3 и -4 интересны в связи с возрастанием в них среднего содержания золота (табл. 5). В металлогеническом аспекте заслуживает внимания следующее.

Диафторез третьего и четвертого этапов наиболее отчетливо выражен в границах магистральных каналов миграции флюидов – зонах максимальной сдвиговой деформации и дилатансии. В их обширных

областях активного динамического влияния изменения обрамляющих фоновых гнейсов-1 и -2 не столь очевидны, но выявляются при целенаправленных исследованиях. Это означает, что в процессы перераспределения благородных металлов могли быть вовлечены очень большие объемы пород.

Роль свекофеннского эндогенеза в формировании беломорского комплекса существенно больше, чем традиционно предполагается. Выявление крупных свекофеннских субширотных сдвиговых зон (Гродницкий и др., 1985, гл. 1; Ручьев, 1987) делает актуальной ревизию представлений как о возрасте, так и об относительной значимости вклада разноэтапных субширотных дислокаций в развитие структуры Беломорид.

В локализации многих свекофеннских зон сдвиговых дислокаций и диафторитов отчетливо проявляется закономерность тектонического наследования ими близких по пространственной ориентировке шовных структур третьего этапа, породы которых уже были относительно обогащены золотом. Особенности пространственной ориентировки предопределяли активизацию свекофеннских субмеридиональных зон сдвиговых дислокаций и функционирование их в единой динамической и флюидной системе с несколько более поздними субширотными. Как известно, «сопряженное» развитие, а также наложение («телескопирование») рудоконтролирующих шовных структур – ситуации наиболее продуктивные в металлогеническом отношении.

Частный вариант локализации золота связан с элементами главного структурного парагенезиса сдвиговых дислокаций – трещинами отрыва и их существенным выполнением и обрамлением – пегматитами, кварц-мусковитовым комплексом замещения, а также относительно низкотемпературными гнейсами и сланцами-4 экзоконтактов, которые обогащены рудными компонентами. Свекофеннским диафторитам в областях максимального развития пегматитов свойственно варьирующее в диапазоне трех-четырёх порядков и достигающее промышленно значимого содержание золота (табл. 5). Оно представлено ультрадисперсной фазой высокопробного (Au – 972–988‰) самородного металла.

Рудная минерализация сланцев и гнейсов-4 формируется в широком температурном диапазоне. Характерно разнообразие минеральных фаз, представленных рутилом, магнетитом, ксенотимом, монацитом, пирротинном, пентландитом, халькопиритом, молибденитом, сфалеритом, галенитом; соединениями висмута, теллура, сурьмы; минералами системы палладий – висмут; самородными железом, медью, цинкистой медью, цинком, оловом, свинцом, висмутом, серебром, золотом, родием и др.

Свекофеннский структурно-метаморфический комплекс по совокупности признаков выделен в качестве потенциально промышленно золотоносного (Ручьев, 2001б, 2002 и др.). Есть геологические предпосылки, позволяющие предполагать возможность

выявления и значимого золото-платиноидного оруденения. Постоянство вещества протолита и принципиальных особенностей его эндогенной переработки в границах северокарельского ареала чупинской свиты позволяет прогнозировать благороднометалльные проявления на площадях Малиноваракского, Плотинского, Тединского, Карельского, Лоушского и других пегматитовых полей, а также за их пределами, в местах интенсивного проявления свекофеннского эндогенеза.

Наложённый «сквозной» характер и металлогеническая специфика тектоно-метаморфических процессов третьего и четвертого этапов предопределяют необходимость детального исследования их производных также и за пределами распространения чупинских гнейсов, особенно среди образований хетоламбинской толщи, включающей породы ультрабазит-амфиболитовой ассоциации. Судя по первым опубликованным сведениям (Ахмедов и др., 2005), уже выявленные в породах хетоламбинской толщи крупные благороднометалльные объекты – обогащенные золотом и платиноидами зоны изменения амфиболитов и амфиболовых гнейсов – по характеру связи с пегматитами, парагенезису породообразующих и рудных минералов являются, вероятно, образованиями, изофациальными чупинским гнейсам и сланцам-4.

Характерная черта химического состава гнейсов и сланцев *всех* минеральных фаций – высокое содержание микрокомпонентов (Au, Ag, Pt, Pd, Ir, Cr, V, Co, Ni, Cu, Zn и др.) и большего или меньшего количества углеродистого вещества (графит, углеводороды газовой-жидкой фазы, имеющие небioхимическую эндогенную природу). Наличие графита в гнейсе-1 позволяет ставить вопрос о возможности конседиментационного накопления углерода при формировании протолита. Аккумуляция углеродистого вещества в гнейсах, связанная с двумя этапами аллохимических процессов при повышенном потенциале калия (образование в позднем архее второй и в раннем протерозое четвертой минеральных фаций), а также присутствие в гнейсах многих халько- и сидерофильных металлов в самородной форме обусловлены действием глубинных восстановленных флюидов. Установлены сингенетичность и закономерная связь содержания графита и благородных металлов в породах. Следовательно, благороднометалльные проявления в гнейсах чупинской толщи предварительно могут рассматриваться в качестве новых и во многом специфичных объектов, наиболее близких к классу полигенных месторождений и рудопроявлений полиметалльной формации углеродсодержащих пород и продуктов их преобразования (классификация по: Додин и др., 2000). Для этой формации характерны «крупнообъемные» месторождения с невысоким содержанием полезного компонента, но большими его запасами. Потенциальная возможность выявления комплексных благороднометалльных объектов

талльных рудопоявлений подобного типа определяет необходимость дальнейшего целенаправленного изучения Беломорид.

Заключение

Приведенный краткий обзор золоторудных месторождений и проявлений Фенноскандинавского щита свидетельствует о том, что главными металлогеническими эпохами золота на щите являлись неоархейская (2,8–2,7 млрд лет) и протерозойская (1,9–1,8 млрд лет). Процессы рудогенеза проявились соответственно в лопийских и палеопротерозойских зеленокаменных поясах, свекофеннидах, Трансскандинавском магматическом поясе. Золоторудные объекты относятся к нескольким генетическим типам, ведущими среди которых являются орогенический мезотермальный (мезозональный), порфиновый и эпитептермальный.

Наибольшие перспективы на промышленное золото в Карельском регионе связываются с протерозойским этапом его развития. Прежде всего это относится к палеопротерозойским рифтогенным зеленокаменным поясам и области конвергентного взаимодействия Свекофеннской океанической плиты с Карельским континентом. С учетом наличия на зарубежной части Фенноскандинавского щита крупных комплексных золоторудных месторождений (Болиден, Айтгик, Суурикуосикко), в Карельском регионе вполне вероятно выявление аналогичных объектов в протерозойских структурах, в первую очередь, в Ладожском и Онежском рудных районах. В последнем с развитием Беломорско-Лапландского рифта связываются процессы активизации, проявившиеся в широком временном диапазоне от раннего протерозоя до фанерозоя. Здесь уже открыты крупные комплексные благороднометалльные месторождения (Пудожгорское, Койкарско-Святнаволоцкое, Аганозерское).

Кроме сумийского этапа внедрения расслоенных интрузий длительностью около 17 млн лет, намечается не уступающий ему по масштабу людиковийский этап активизации и рудогенеза (по первым результатам датирования его возраст – около 2 млрд лет), с которого начинается новый тектонический цикл интенсивного наращивания мощности коры, проявления щелочного магматизма, накопления карбонатных и углеродистых толщ. В связи с этим актуально изотопное датирование Тикшезерско-Елетьозерского щелочно-ультраосновного комплекса. Тикшезерский и Елетьозерский массивы рассматриваются как перспективные на комплексные титаномагнетит-апатит-благороднометалльные руды. Велика вероятность обнаружения новых расслоенных плутонов. Дальнейшие работы по поискам крупных собственно благороднометалльных и комплексных благороднометалльных руд целесообразно сосредоточить в пределах Онежской, Ветреного Пояса, Пана-Куолаярвинской структур.

Перспективы выявления крупных золоторудных месторождений в архейских зеленокаменных поясах, ввиду предполагаемой их интенсивной переработки свекофенскими процессами, приводившими к разубоживанию ранее сформированных рудных концентраций золота, представляются незначительными. Однако этот вывод не распространяется на БЗП.

БЗП – один из немногих карельских геологических объектов, в котором установлены пространственно совмещенные проявления неоднократно повторявшегося металлогенеза и неоархейской, и палеопротерозойской золоторудных эпох. В породах хетоламбинской толщи уже выявлены крупные по размерам зоны с повышенным содержанием золота и платиноидов, свидетельствующие о масштабности процессов наложенного оруденения. С чупинскими гнейсами всех минеральных фаций связана сингенетическая рудная, в частности благороднометалльная, минерализация. При некотором различии видового состава и соотношения рудных фаз общей особенностью является широкий диапазон изменения удельной энергии кристаллических решеток минералов сопутствующих и продуктивных ассоциаций, свидетельствующий о полноте и завершенности металлогенического процесса на каждом из определенных этапов эндогенеза.

В геодинамическом аспекте металлогенические процессы в БЗП, вероятно, связаны с адвекцией мантийного вещества в позднем архее (тектонический режим энсиалического рифтогенеза с признаками начальной стадии трансформации континентального рифта в океанический) и в раннем протерозое (режим рассеянного континентального рифтинга). Своеобразие тектонического и металлогенического развития БЗП позволяет выделить его как специфичную часть Карельской благороднометалльной провинции, в качестве длительно (более миллиарда лет) развивавшейся рифтогенной архейской и протерозойской золото-платиноидной субпровинции. Особенности БЗП во многом уникальны, но вместе с тем вполне отвечают признакам докембрийских геологических обстановок, благоприятных для образования благороднометалльных месторождений. Его территория оценивается как весьма перспективная для целенаправленных работ по выявлению объектов комплексного золото-платиноидного крупнообъемного оруденения.

С учетом мировой конъюнктуры, состояния рентабельных запасов золота и платиноидов в России, благоприятных географо-экономических условий Карелии, она выдвигается в ряд наиболее перспективных регионов для промышленной добычи благородных металлов в ближайшем будущем.

Исследования выполняются при финансовой поддержке программы № 2 ОНЗ РАН «Фундаментальные проблемы геологии, условия образования и принципы прогноза традиционных и новых типов крупномасштабных месторождений стратегических типов минерального сырья».

ЛИТЕРАТУРА

- Ахмедов А. М., Воинова О. А., Калабашкин С. Н. и др.* Компьютерная карта золотоносности докембрия Карельского региона масштаба 1 : 1 000 000. Анализ перспектив // Региональная геология и металлогения. 2001. № 13–14. С. 84–104.
- Ахмедов А. М., Шевченко С. С., Симонов О. Н. и др.* Новые типы проявлений комплексной благороднометальной минерализации в зеленокаменных поясах архея Карело-Кольского региона // Геология и геодинамика архея: Материалы I Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия (27–29 сентября 2005 г.). СПб., 2005. С. 34–38.
- Волков А. В., Новиков И. А.* Золото-сульфидное месторождение Оленинское (Кольский п-ов, Россия) // Геология рудных месторождений. 2002. № 5. С. 412–424.
- Гавриленко Б. В.* Минерогения благородных металлов и алмазов северо-восточной части Балтийского щита: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. Апатиты, 2003. 64 с.
- Гинзбург И. И.* Полезные ископаемые побережья Кандакшского залива Белого моря // Тр. Сев. науч.-промысл. экспедиции. 1921. № 7. С. 15–24.
- Голубев А. И., Кулешевич Л. В.* Перспективы золотоносности протерозойских образований Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. С. 15–25.
- Голубев А. И., Новиков Ю. Н.* Геологическое строение и уран-ванадиевые месторождения Заонежья // Экологические проблемы освоения месторождения Средняя Падма. Петрозаводск, 2005. С. 4–13.
- Голубев А. И., Трофимов Н. Н.* Геодинамические условия формирования ультрамафит-мафитовых комплексов Карелии и перспективы их платиноносности // Материалы Междунар. конф. «Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия». Улан-Уде, 2005. С. 11–13.
- Грачев А. Ф.* Рифтовые зоны Земли. М., 1987. 285 с.
- Грендаль Г.* Питкяранта (краткое описание Питкярантского месторождения, рудников, заводов). СПб., 1896. 50 с.
- Гриневич Н. Г.* Отчет по теме: «Разработка петрологической модели расслоенного Бураковско-Аганозерского массива ультраосновных – основных пород на основе обобщения материалов ГГК-200, ГГК-50». Инв. № 557. Петрозаводск, 2000Ф.
- Гровс Д. И., Бэтт Н. Д.* Пространственные и временные вариации архейских металлогенических ассоциаций как отражение эволюции гранитоидно-зеленокаменных областей на примере Западно-Австралийского щита // Геохимия архея. Происхождение и эволюция архейской континентальной коры. М., 1987. С. 98–129.
- Гродницкий Л. Л., Ручьев А. М., Крохин А. И.* Лоушское пегматитовое поле (структурное развитие, полиметаморфизм, гранито- и пегматитообразование). Петрозаводск, 1985. С. 176.
- Додин Д. А., Ланда Э. А., Лазаренков В. Г.* Платиноносные месторождения мира. Т. II: Платиносодержащие хромитовые и титаномагнетитовые месторождения. М., 2003. 409 с.
- Додин Д. А., Чернышов Н. М., Яцкевич Б. А.* Платинородные месторождения России. СПб., 2000. 735 с.
- Ефимов А. А.* Проблема третьего слоя современных и древних океанов // Литосфера. 2002. № 2. С. 38–53.
- Иващенко В. И.* Золото Фенноскандии – металлогения и перспективы золотоносности территории Карелии // Тр. Карельского НЦ РАН. Вып. 9. Петрозаводск, 2006. С. 84–111.
- Иващенко В. И., Лавров О. Б.* Магматогенно-рудная (Мо, W, Cu, Au) система Ялонварского вулканоплутонического комплекса архея Карелии. Петрозаводск, 1994. 127 с.
- Иващенко В. И., Ручьев А. М., Лавров О. Б., Кондрашова Н. И.* Рудопроявление Пякюля – новый высокоперспективный тип благороднометального оруденения в докембрии Карелии // Доклады РАН. 2002. Т. 384, № 2. С. 232–237.
- Кожевников В. Н.* Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000. 223 с.
- Кожевников В. Н., Голубев А. И., Рыбаков С. И.* О факторах контроля золотометального оруденения в раннем докембрии и типизации перспективных обстановок в Карелии // Проблемы золотоносности и алмазности Севера европейской части России. Петрозаводск, 1997. С. 8–17.
- Константинов М. М., Некрасов Е. М., Сидоров А. А., Стружков С. Ф.* Золоторудные гиганты мира. М., 2000. 272 с.
- Кориковский С. П.* Фации метаморфизма метапелитов. М., 1979. 263 с.
- Крупеник В. А., Ахмедов А. М., Кнауф В. В.* Золотая минерализация в массивных колчеданных рудах пегматитовых жил Чупино-Лоухского района (Северная Карелия) // Доклады Академии Наук. 2000. Т. 375, № 6. С. 799–802.
- Кузин А. А.* История открытий рудных месторождений в России. М., 1961. 358 с.
- Кулешевич Л. В.* Геодинамические режимы формирования золотого оруденения в архейских зеленокаменных поясах Карелии и обстановки его нахождения // Геология и геодинамика архея: Материалы I Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб., 2005. С. 207–213.
- Кулешевич Л. В., Тытык В. М., Коротаева Н. Н.* Золото-полиметаллическое месторождение Лобаш-1 в докембрии Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск, 2004. С. 111–126.
- Лавров М. М., Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Слюсарев В. Д.* Геология и петрология Бураковского расслоенного интрузива // Отечественная геология. 2004. № 2. С. 23–30.
- Лавров М. М., Голубев А. И., Трофимов Н. Н.* Геохимия и минерогения Бураковского расслоенного плутона // Отечественная геология. 2006. № 1. С. 3–13.
- Лазаренко В. Г., Таловина И. В.* Геохимия элементов платиновой группы. СПб., 2001. 266 с.
- Ларин А. М.* Изотопно-геохронологические свидетельства отсутствия связи молибденового оруденения с гранитным магматизмом на месторождении Лобаш, Восточная Карелия // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций: Тез. докл. всесоюз. совещ. Киев, 1990. С. 113–120.
- Ларионова Ю. О., Самсонов А. В., Носова А. А., Шатагин К. Н.* Палеопротерозойская золоторудная минерализация в архейских и палеопротерозойских гранитоидах Карелии // Геология и геодинамика архея: Материалы I Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб., 2005. С. 220–226.
- Леонов Ю. Г.* Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3–16.
- Металлогения Карелии* / Отв. ред. С. И. Рыбаков, А. И. Голубев. Петрозаводск, 1999. 340 с.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 1 / Под ред. В. П. Михайлова, В. Н. Аминова. Петрозаводск, 2005. 278 с.

Покалов В. Т. Рудно-магматические системы гидротермальных месторождений. М., 1992. 289 с.

Проблемы золотоносности и алмазносности Севера европейской части России / Отв. ред. А. И. Голубев, С. И. Рыбаков. Петрозаводск, 1997. 136 с.

Ручьев А. М. К вопросу о структурном контроле мусковитовых пегматитов беломорского комплекса Северной Карелии // Ранний докембрий Карелии (геология, петрология, тектоническое строение). Петрозаводск, 1987. С. 138–151.

Ручьев А. М. О некоторых особенностях парагнейсов чупинской свиты (беломорский комплекс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск, 1998. С. 73–81.

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, 2001а. С. 99–106.

Ручьев А. М. Геологические предпосылки развития рудной сырьевой базы горнодобывающей промышленности в Лоухском районе Республики Карелия // 300 лет учреждения Приказа рудоконных дел в России: Материалы междунар. конф. (15–19 июня 2000 г., г. Петрозаводск). Петрозаводск, 2001б. С. 70–78.

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

Ручьев А. М. Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты беломорид // Новые идеи в науках о Земле: Тез. докл. VI Междунар. конф. М., 2003.

Ручьев А. М. Благородные металлы в парагнейсах чупинской свиты // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск, 2005а. С. 260–264.

Ручьев А. М. Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты (беломорский комплекс) // Геология и геодинамика архея: Материалы I Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб., 2005б. С. 324–329.

Ручьев А. М. Платиноиды парагнейсов чупинской свиты и проблема архейских офиолитов беломорского комплекса Балтийского щита // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Материалы Междунар. науч. конф. (XII Чтения памяти А. Н. Заварицкого). Екатеринбург, 2006. С. 305–308.

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 Института геологии Карельского НЦ РАН и 35-летию Карельского отделения РМО. Петрозаводск, 2007. С. 93–96.

Саморуков Н. М., Рундквист И. Н., Боровко И. Н. Оценка перспектив золотого оруденения жильного и прожилково-вкрапленного типа зеленокаменных структур Карело-Кольского региона. Л., 1985. Фонды СЗРГЦ.

Сафонов Ю. Г., Попов В. В., Волков А. В. и др. Геодинамические факторы образования крупных и сверхкрупных докембрийских золоторудных концентраций // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М., 2005. С. 15–46.

Сизова Е. В., Ларионова Ю. О. Генетическая и возрастная характеристика золоторудной минерализации месторождения Педролампи, Центральная Карелия // Геология, полезные ископаемые и геоэкология Северо-Запада России: Материалы конф. Петрозаводск, 2006. С. 54–57.

Слабунов А. И., Степанов В. С., Бабарина И. И. Серякский мезоархейский протоофиолитовый комплекс Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск, 2005. С. 19–25.

Степанов В. С. Благороднометальное рудопроявление Травяная Губа и возможная генетическая связь его с комплексом габбро-анортзитов Западного Беломорья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск, 2001. С. 54–62.

Степанов В. С., Слабунов А. И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л., 1989. 175 с.

Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность Северо-Западного Беломорья / Мишарев Д. Т., Амеландов А. С., Захарченко А. И., Смирнова В. С. Л., 1960. 112 с. [Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 31].

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

Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Геодинамические условия образования благороднометалльно-титаномагнетитовых месторождений Онежской рифтогенной структуры, Карелия // Руды и металлы. 1999. № 5. С. 23–35.

Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Геодинамические условия формирования и металлогения Онежской впадины // Руды и металлы. 2000. № 5. С. 10–25.

Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Филиппов Н. Б., Петров С. В. Результаты технологических исследований золото-платиноидных титаномагнетитовых руд Пудожгорского месторождения Карелии // Руды и металлы. 2002. № 1. С. 47–55.

Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Лавров М. М., Ганин В. А. Перспективные типы платинометалльного оруденения в расслоенных интрузиях Карелии // Платина России. Т. V. М., 2004. С. 205–225.

Ушков В. В. Кимозерское проявление алмазносных кимберлитов в Онежской структуре // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. С. 94–98.

Шкодзинский В. С. Проблемы глобальной петрологии. Якутск, 2003. 240 с.

Bergman Weihed J., Bergstrom U., Billstrom K., Weihed P. Geology, tectonic setting, and origin of the Paleoproterozoic Boliden Au-Cu-As deposit, Skellefte district, northern Sweden // Economic geology. 1996. Vol. 91. P. 1073–1097.

Eilu P. Fingold – a public database on gold deposits in Finland // Geol. Survey of Finland. Report of Investigation 146. Espoo, 1999. 224 p.

Gaal G., Gorbatshev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambrian Research. 1987. Vol. 35. P. 15–52.

Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Pomantsi, eastern Finland // Spec. Paper. Geol. Surv. Finl. Espoo, 1993. 17. 386 p.

Geological setting and characteristics of the tonalite-hosted Paleoproterozoic gold deposit at Osikonmaki, Rantasalmi, southeastern Finland // Spec. Paper. Geol. Surv. Finl. 1998. 25. 119 p.

Groves D. I., Goldfarb R. J., Robert F., Hart C. J. R. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Economic Geology. 2003. Vol. 98. P. 1–29.

Nironen M. The Svecofennian orogen: A tectonic model // Precambrian Research. 1997. Vol. 86. P. 21–44.

Pankka H. S., Vanhanen E. J. Aulakogen related epigenetic Au-Co-U deposits in northeastern Finland // Geol. Survey of Finland. Current Research. 1988. Espoo. 1989. P. 911–914.

Sundblad K. Metallogeny of gold in the precambrian of Northern Europe // Economic Geology. 2003. Vol. 98. P. 1271–1290.

Wanhainen C., Martinsson O., Kontturi M. The Aitik Cu-Au deposit, Gällivare region, northern Sweden [abs.] // N. J. Cook, K. Sundblad (eds.). Precambrian gold in the Fennoscandian and Ukrainian Shields and related areas: Geological Survey of Norway, Gold 99, Trondheim. May 4–6, 1999. Abstract volume. P. 163–165.

Zweifel H. Aitik Geological documentation of a disseminated copper deposit – a preliminary investigation // Sveriges Geologiska Undersökning. 1976. V. C720. 80 p.

В. И. Иващенко, О. Б. Лавров, Н. И. Кондрашова, С. Я. Соколов

КОМПЛЕКСНОЕ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ УЧАСТКА ХАТУНОЯ АРХЕЙСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА ЯЛОНВАРА-ИЛОМАНТСИ

Введение

Территориально уч. Хатуноя находится в Суоярвском р-не Республики Карелия, размещаясь в пределах Ялонварской структуры архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси, на зарубежной части которого в последние годы открыто несколько промышленных месторождений и большое число рудопроявлений золота (Geological development., 1993). Установленные на территории Финляндии золоторудоконтролирующие структурно-вещественные комплексы прослеживаются в российской части зеленокаменного пояса и достаточно полно представлены в Ялонварской структуре.

Ялонварская структура покрыта геологической съемкой м-ба 1 : 50 000, сопровождавшейся соответствующим комплексом геофизических работ (Потрубович, Анищенко, 1956; Ганин и др., 1978). Отдельные ее участки, включая и Хатуноя, исследованы более детально, но специализированных работ на золото при этом не проводилось (Потрубович, 1949; Потрубович и др., 1950; Потрубович, Анищенко, 1956).

Систематические геологические изыскания данной структуры проводились в послевоенный период во время разведки колчеданного и молибденового месторождений (Потрубович, 1949; Потрубович, Анищенко, 1956). В дальнейшем геологические исследования здесь не носили целенаправленного характера и осуществлялись ПГО «Севзапгеология», ВСЕГЕИ, ИГ КарНЦ РАН и др. эпизодически или попутно при выполнении других работ.

Г. В. Фадеев (1977), проводя поисковые работы в пределах Ялонварской структуры, пришел к выводу о бесперспективности ее на медно-полиметаллическое и молибденовое оруденение. К северу от Ялонвары на Соанварской площади им было выявлено золоторудное проявление Соанйоки.

Работами И. Н. Рундквист и др. (1982), в ходе которых проводилось ревизионное опробование рудных объектов Ялонварской структуры на золото, ее металлогенические перспективы в этом аспекте были признаны отрицательными.

В. Е. Попов и др. (1994), характеризуя рудопроявления Хатуноя-I и Хатуноя-II, отмечали их исключительно медно-полиметаллическую металлогеническую специализацию (жильные тела и крапленые зоны мощностью до 4 м с содержаниями меди – 0,6–7,11%, свинца – 0,3–0,86%, цинка – 0,3–1,0% и примесью молибдена, золота (до 0,2 г/т) и серебра) при общей протяженности и ширине Хатунояской зоны соответственно 1,7 и 0,7 км. Бурением оруденение прослежено на глубину 50–100 м. В то же время проведенное ими шлиховое опробование показало присутствие самородного золота в четвертичных отложениях по долинам р. Вельяканъйоки и руч. Хатуноя.

В 1988–1994 гг. при выполнении тематических научных исследований ИГ КарНЦ РАН (Иващенко, Лавров, 1993, 1994) впервые в пределах Хатунояской зоны было установлено несколько золоторудных проявлений, отнесенных к трем минеральным типам оруденения: Au-Bi-W-Mo кварцево-жильный штокверковый; золото-пирит-кварцевый жильный; золото-халькопирит-галенит-сфалеритовый в низкотемпературных метасоматитах пропицит-березитового ряда. Позднее (Иващенко, Лавров, 1996) были опубликованы аргументы, свидетельствующие о комплексном (Mo, Cu, W, Au) характере известного здесь медно-молибденового оруденения, связанного с ялонварскими гранитоидами.

В 2004–2006 гг. на уч. Хатуноя КГЭ и ИГ КарНЦ РАН проводились совместные геолого-поисковые и оценочные работы с бурением и опробованием, в результате которых перспективы его золотоносности были определены как положительные (Иващенко и др., 2004).

Геология Ялонварской структуры

Участок Хатуноя, являющийся частью Ялонварской структуры архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси (рис. 1), примыкает к зоне сочленения Карельского кратона (AR₂) и Свекофеннского складчатого пояса (PR₁). В соответствии с общим простираем зеленокаменного пояса

Ялонварская структура прослеживается в северо-западном направлении до р. Соан-йоки и оз. Соанярви. Она расположена в области подъема границы «М». Региональная составляющая магнитного поля

на ее площади изменяется от 26,7 до 16,8 нТл и коррелируется с положительными значениями локальной составляющей поля ΔG (Богданов и др., 1998).

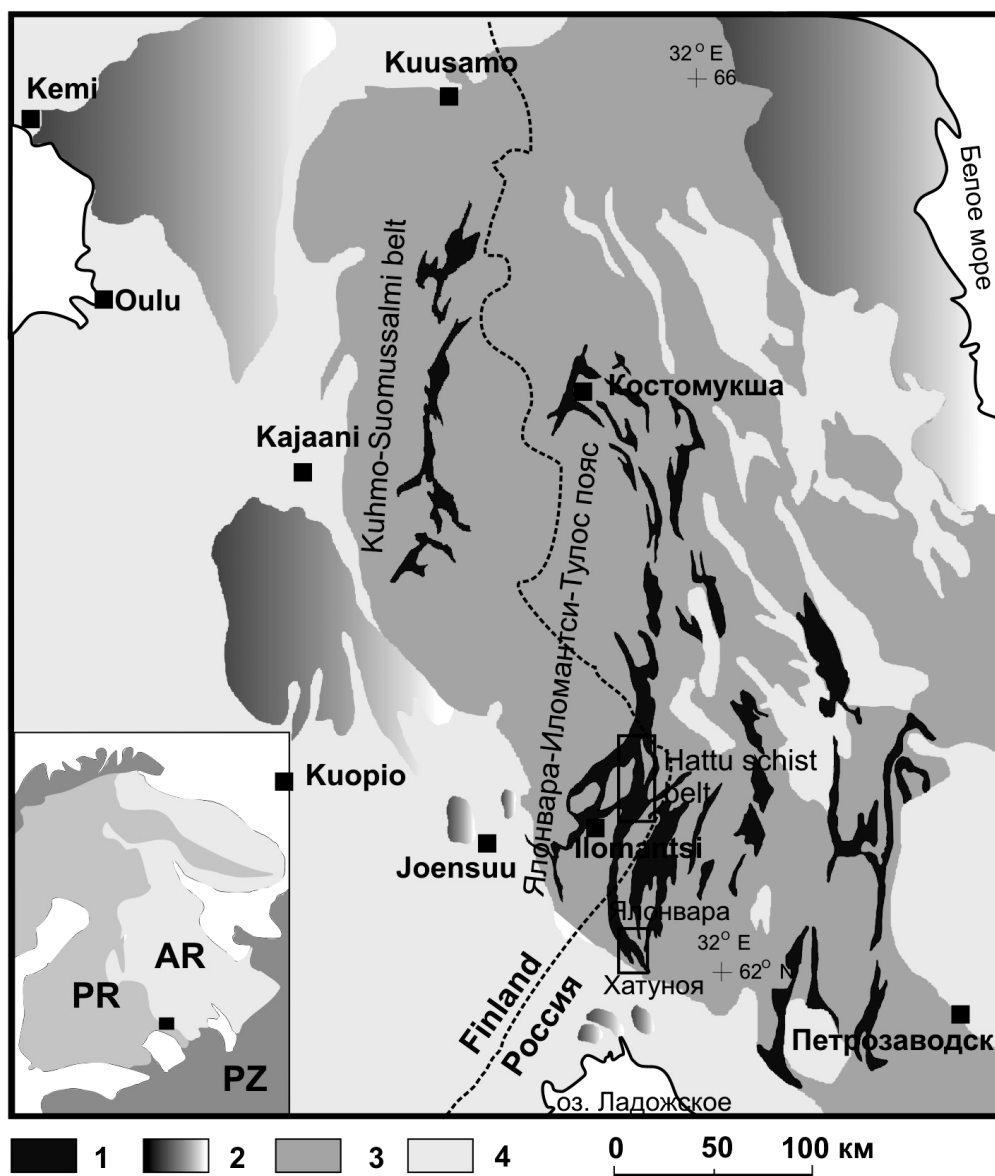


Рис. 1. Схема размещения золоторудных районов Хатту-Иломантси и Хатуноя-Ялонвара на Карельском кратоне; по: Geological development..., 1993, с дополнениями:

1 – архейские зеленокаменные пояса; 2 – архейские гнейсы и гранитоиды; 3 – архейский ремобилизованный фундамент; 4 – протерозойские породы

В геологическом строении структуры (рис. 2) участвуют вулканогенно-осадочные образования ялонварской свиты лопия, варьирующие по составу от риодацитов до андезибазальтов с преобладанием вулканитов средней основности, многофазная позднелопийская гранитоидная интрузия и широко проявленный полиформационный и полихронный дайковый комплекс. Фундаментом для нее служат сложнотектонизированные раннеархейские гранитоиды.

На юге отложения ялонварской свиты дискордантно перекрываются конгломератами ручья Ха-

туноя, кварцитами малоянисъярвинской свиты и черносланцевыми толщами соанлахтинской свиты людиковия нижнего протерозоя. По преобладанию среди хатунойских конгломератов валунных фаций, наличию глыб, валунов и галек гранитоидов Ялонварской интрузии, плохой сортировке материала, низкому метаморфизму зеленосланцевой фации, постепенному фациальному переходу к гравелитам и красноцветным доломитам они, вероятно, относятся или к сариолийским, или к ятулийским образованиям.

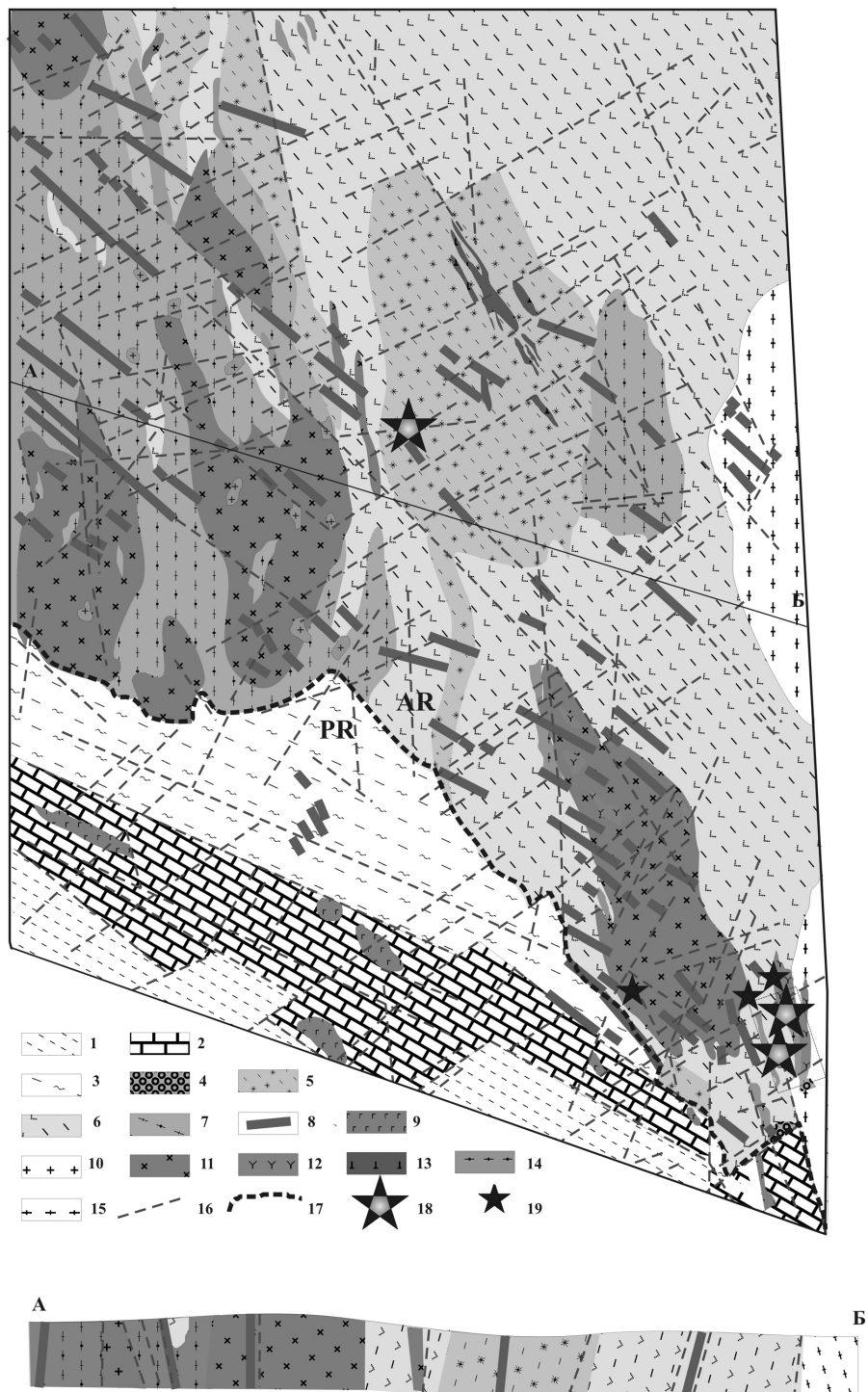


Рис. 2. Схема геологического строения российской части архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси-Костомукша (р-н Хатуноя-Соанярви):

1 – тонкоритмичные кварц-полевошпат-биотитовые сланцы (ладожская серия); 2 – углеродсодержащие сланцы, карбонатные породы, metabазальты (соанлахтинская свита); 3 – кварцитопесчаники, конгломераты, карбонатные и филлитовидные сланцы, доломиты (малоянисьярвинская свита); 4 – валунные конгломераты Хатуноя; 5, 6 – ялонварская свита: 5 – кварц-слюдистые и углеродсодержащие сланцы, кислые метавулканыты, метадиабазы, прослои серноколчеданных руд и железистых кварцитов (верхняя подсвита), 6 – металавы андезитобазальтов и андезитов, агломератовые туфы, лавобрекчии (нижняя подсвита); 7 – гнейсоамфиболиты и мигматиты по ним; 8 – дайки диабазов; 9 – силлы и дайки габбродиабазов; 10 – микроклиновые граниты; 11, 12 – Ялонварский гранитоидный комплекс: 11 – граниты, гранитпорфиры; 12 – диориты (санукитоиды); 13 – перидотиты, пироксениты, габбро; 14 – габброамфиболиты; 15 – гнейсограниты архейского фундамента; 16 – тектонические нарушения; 17 – граница архея и протерозоя; 18 – рудопроявления золота; 19 – пункты минерализации золота

Ялонварская свита подразделяется на две толщи: нижнюю, сложенную породами основного-среднего состава, и верхнюю с преобладанием кислых вулканитов (Потрубович, Анищенко, 1956 и др.).

Большую часть разреза нижней толщи слагают лавобрекчии и агломератовые туфы основного-среднего состава. Подчиненное значение имеют андезибазальтовые и андезидацитовые лавы, углеродсодержащие сланцы и линзы колчеданных руд. Местами для этой части разреза отмечается циклическое строение, проявляющееся как в структурно-фациальной, так и в вещественной изменчивости пород. По разрезу происходит неоднократная смена – средне-основных пород средними и кислыми. Циклы начинаются агломератовыми туфами с удлиненными по сланцеватости (аз. пр. 320–330°, \angle 75–80°) обломками андезибазальтовых и андезитовых порфиритов, количество которых непостоянно и варьирует от 15 до 70%, а размеры достигают 30–50 см. Цемент туфов представлен вулканогенно-осадочным материалом, частично пепловым. Лавобрекчии макроскопически сходны с агломератовыми туфами, отличаясь эффузивным материалом цемента с отмечающейся в отдельных случаях флюидальностью. Излившиеся породы слагают лавовые потоки мощностью до нескольких метров, имеющие однородное строение с изредка сохранившимися миндалекаменными текстурами. Состав их – андезибазальтовый, андезитовый, андезидацитовый, дацитовый и риодацитовый. Для этой части разреза характерно также присутствие субвулканических тел (возможно экструзивов) риодацитов и дацитов, часто сопровождающихся эруптивными брекчиями.

Верхняя толща ялонварской свиты сложена в основном лавами дацитового и риодацитового состава, преобразованными в кварц-серицитовые и серицит-кварцевые сланцы с реликтами микрофельзитовых структур. Среди них отмечаются единичные потоки лав метаандезибазальтов, метаандезитов, а также прослой железистых кварцитов, кислых туфогенно-осадочных пород (слюдистых, кремнистых и биотитовых сланцев, кварцитов) с мелкозернистым кварц-серицитовым цементом, угловатыми обломками раскристаллизованного стекла и зерен плагиоклаза. Перечисленные породы залегают в виде чередующихся пачек, придавая разрезу циклическое строение. Всего выделяется семь пачек (Чернов и др., 1972; Попов, 1991), каждая из которых построена единообразно (снизу вверх): вулканиты средне-основного состава – вулканиты, туфы, туффиты кислого состава – кварцевые кератофиры. Между отдельными пачками залегают слои габбро-диабазов, вероятно, раннепротерозойского возраста. Мощность верхней толщи ялонварской свиты составляет первые сотни метров.

По простиранию разрез ялонварской свиты меняется. В районе урочища Ремссинкорпи (в 3–4 км к северу от серноколчеданного месторождения) он на всю мощность (~200 м) сложен преимущественно агломератовыми туфами с обломками андезитовых и

андезидацитовых порфиритов округлой и эллипсоидальной формы размером 2–3 см, сцементированными андезитовым материалом и занимающими до 40% объема породы. Еще севернее вблизи оз. Соан-ярви (СЗ часть Ялонварской структуры) развиты в основном отложения верхней толщи ялонварской свиты: кварц-полевошпат-амфиболовые, кварц-полевошпат-биотитовые, амфибол-хлоритовые кварц-серицитовые и серицит-кварцевые сланцы.

Овальная морфология обломков в вулканомиктовых брекчиях ялонварской свиты, вероятно, является следствием их формирования в водных условиях, а закономерное увеличение количества осадочных и вулканогенно-осадочных пород вверх по разрезу, по видимому, отражает ослабление со временем вулканической деятельности.

Среди вулканогенных образований Ялонварской структуры, являющейся частью палеовулканической постройки с ориентированной в северо-западном направлении и приуроченной к осевой части антиклинальной зоной с трещинными (линейными) магмоподводящими каналами, представленными многочисленными субвулканическими телами основного-среднего, среднего и кислого составов, выделяются эффузивные, жерловые (субвулканические) и эксплозивные фации.

Породы жерловой фации (мета- андезибазальты, андезиты, андезидациты, риодациты), слагающие дайкообразные тела мощностью до первых десятков метров, с четкими без закалочных зон контактами и обильным (до 60–70%) содержанием ксенолитов, сменяются в северо-западном направлении вулканитами прижерловой и удаленной фаций, прослеживающимися на расстояние более 10 км.

Прижерловая фация низов ялонварской свиты, представленная преимущественно лавобрекчиями и агломератовыми туфами с горизонтами лав мета- андезибазальтов, -андезитов, -андезидацитов и туфов соответствующего состава, характеризуется резкой изменчивостью по латерали и менее отчетливо выраженной неоднородностью по вертикали.

На участке Ремссинкорпи лавобрекчии обладают признаками пород, образованных в удаленной от вулканического центра зоне. Обломки здесь главным образом овальной формы, выдержаны по размеру (1–2 см) и составу (мета- андезиты, дациты). Эффузивный материал цементирующей массы однообразен, имеет порфировый или слабопорфировый облик, тонкозернистое сложение.

Лавовые потоки мощностью не более 10 м разделены горизонтами туфов. В низах разреза преобладают грубообломочные агломератовые туфы с обломками вышезалегающих эффузивов, встречающихся выше по разрезу, и кварц-серицит-хлоритовым цементом. Выше по разрезу, т. е. к юго-западу от выходов вулканитов прижерловой фации, грубокластические туфы сменяются мелкообломочными. Состав обломков при этом остается неизменным. Здесь же развиты горизонты туфогенно-кремнистых пород,

преобразованных обычно в эпидозиты. В юго-западной части структуры доминируют вулканогенно-осадочные образования удаленной фации, представленные туфами и туффитами средне-кислого состава, хемогенными кварцитами, графитистыми сланцами с прослоями и линзами колчеданных руд.

Приведенные особенности разреза ялонварской свиты указывают на многофазную динамику вулканогенно-осадочного процесса, обусловившую контрастную перемежаемость вулканитов разной кремнекислотности в прижерловых фациях и ритмичное строение вулканогенно-осадочных пачек по всему ее разрезу.

В целом породы ялонварской свиты метаморфизованы в зеленосланцевой и локально в эпидот-амфиболитовой фациях (473–485°, 485–500, Би-Амф и Амф-Пл геотермометры Л. Л. Перчука), интенсивно дислоцированы и превращены в разнообразные сланцы с реликтами первичных структур. Они слагают антиформу, опрокинутую на северо-восток, с падением крыльев на юго-запад 200°–250° под углом 60°–80° и осложненную мелкой изоклинальной складчатостью северо-западного простирания (Попов, 1991).

По соотношению главных петрогенных компонентов ялонварские вулканиты сопоставимы с неизменными породами соответствующей кремнекислотности по Р. Ле Метру, отличаясь повышенным содержанием щелочей при $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1\text{--}4$, что, вероятно, обусловлено их метаморфо-метасоматическими преобразованиями. По глиноземистости андезит-базальтовые порфириты относятся к умеренно-глиноземистому типу ($al = 1\text{--}1,1$), средние вулканиты – к высокоглиноземистому ($al = 1,1\text{--}1,3$), а кислые – к перглиноземистым разностям ($al = 3\text{--}3,5$), что может быть вызвано контаминацией магмы коровым материалом (Перчук, 1987; Маракушев, 1988).

На классификационной ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$, AFM и F_m/SiO_2 диаграммах (Ивашенко, Лавров, 1994) вулканогенные породы Ялонварской структуры образуют непрерывный известково-щелочной тренд от основных к кислым. Уровень содержаний в них Ti, K, Na, Rb, Sr, Ba, Ni соответствует таковому для пород известково-щелочной серии (Таусон и др., 1987).

Вулканиты ялонварской свиты, гранитоиды одноименной интрузии и сопряженные с ними дайки и субвулканические тела представляют собой единую позднеархейскую андезито-базальт-риолит-диорит-гранитовую вулканоплутоническую ассоциацию известково-щелочной серии (Ивашенко, Лавров, 1994). Критериями для отнесения этих пород к одной ассоциации служат их геологическое положение и возраст, минералого-петрографические особенности, петрохимическая родственность, включая близость изотопных характеристик (Pb, S), и генетическая сопряженность и преемственность в рамках закономерной эволюции рудогенерирующих процессов. Породы разных фаций обладают петрографическим сходством. Для них характерны тождественный минеральный состав с повсеместным присутствием голубоватого кварца, турма-

лина и шеелита, одни и те же минеральные вкрапления и акцессории, сходный порядок кристаллизации и единый тренд эволюции.

Для всех типов пород характерны низкие содержания рубидия и повышенные Ba, Sr. Распределение совместимых и несовместимых элементов относительно друг друга отвечает разным типам зависимости – линейной между совместимыми Ni-Cr и гиперболической между несовместимыми элементами, такими, как Rb, Sr. Такой характер соотношений между этими элементами соответствует их поведению при дифференциации в магматической камере. Вулкано-плутоническая ассоциация формировалась в два крупных этапа: вулканический и плутонический. Согласно изотопным данным (Виноградов и др., 1959; Попов, 1991) и в соответствии с общими тенденциями эволюции вулканоплутонизма (Рудич, 1978; Светов и др., 1990 и др.), временной интервал между кульминационными стадиями этих этапов, вероятно, составлял несколько десятков миллионов лет. При этом на фоне сравнительно дискретного проявления вулканизма и плутонизма рудогенерирующие процессы, связанные с ними, по изотопным данным (Ивашенко, Лавров, 1994, 1996), не имели значительного временного разрыва и эволюционировали от колчеданного до комплексного Mo-W-Cu-Au-порфирового оруденения.

Ялонварская гранитоидная интрузия сформирована в три фазы: I – диориты, гранодиориты, II – граниты, III – лейкократовые порфировидные граниты, гранит-порфиры, субвулканические дациты, риодациты, риолиты. По геолого-геофизическим данным она представляет собой крупное (2–3 × 7–10 км) штокообразное тело, вытянутое в северо-западном направлении. Его верхняя куполообразная часть в различной степени эродирована и сопровождается выступами сложной морфологии, образованными главным образом поздними интрузивными фазами. Для контактов фаций пород характерны порфировидные текстуры и трахитоидность. Интрузия рассечена дизъюнктивными нарушениями на ряд блоков. Большую ее часть на современном эрозионном срезе слагают гранитоиды ранних фаз. Модельный Sm/Nd возраст Ялонварской интрузии определяется в 3107–2928 млн лет, $\epsilon\text{Nd} = -1,7\text{--}+0,6$ (Лобач-Жученко и др., 2000). Изохронный ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) возраст ялонварских гранитоидов составляет 2600 ± 90 млн лет (Попов, 1991). Другие методы дают широкий разброс датировок со статистически значимыми временными интервалами: 3,0–2,8 млрд лет и 1,8–1,7 млрд лет (Виноградов и др., 1959; Глебова-Кульбах, 1960; Попов, 1991; данные авторов и др.), которые отвечают времени формирования ВПА и периодам ее омоложения в связи со свекофенскими эндогенными процессами. Аналогами ялонварских гранитоидов в пределах Карелии, вероятно, являются позднелопийские гранитоиды Хаутаваары, Пяяваары, Лобаша (Корнилов, 1993; Покалов, Семенова, 1993) и другие, а на территории Финляндии, вероятно, кварцевые диориты и гранодиориты Иломантси, тоналиты Куйттила, турмалин- и мусковитсо-

держателем граниты (Geological development., 1993). Гранитоиды имеют примерно равные содержания щелочей (табл. 1) и по соотношениям главных петрогенных компонентов соответствуют гранитоидам извест-

ково-щелочного ряда, специализированным на Mo, Cu, W. По геологическому положению, условиям генерации магмы и петрогеохимии они относятся к гранитам I типа (Иващенко, Лавров, 1994).

Таблица 1

Химический состав пород ялонварского вулcano-плутонического комплекса, мас. %

Окислы, элементы	Фация пород								
	Плутоническая			Субвулканическая		Вулканическая			
	I фаза Диориты (17)	II фаза Граниты (13)	III фаза Лейкограниты (14)	Андезитовые порфириты (3)	Риолиты (6)	Андези- базальты (9)	Андезиты (9)	Цемент лавобрекчий (4)	Дацинты (8)...
SiO ₂	61,68	70,32	74,52	54,26	72,23	52,90	57,96	57,34	64,66
TiO ₂	0,54	0,28	0,13	0,76	0,23	0,73	0,63	0,58	0,46
Al ₂ O ₃	15,07	13,91	13,20	13,12	13,33	14,86	15,42	15,52	15,36
Fe ₂ O ₃	2,70	1,42	0,88	2,41	1,21	2,65	2,12	2,29	1,66
FeO	2,66	1,27	0,63	7,39	0,98	3,07	4,72	4,13	1,89
MnO	0,08	0,03	0,03	0,14	0,05	0,17	0,11	0,12	0,06
MgO	3,71	1,36	0,60	7,38	1,51	6,92	6,45	5,95	3,01
CaO	4,28	1,64	1,28	7,34	1,47	8,06	3,93	5,44	2,90
Na ₂ O	3,93	4,04	4,46	2,84	4,65	2,95	3,12	4,91	3,54
K ₂ O	3,30	4,43	3,06	1,21	2,84	1,50	3,12	1,66	3,10
Li ₂ O	0,0067	0,0033	0,0023	0,0054	0,0031	0,0051	0,0219	0,0054	0,0060
Rb ₂ O	0,0171	0,0138	0,0097	0,0192	0,0070	0,0053	0,0173	0,0075	0,0130
Cs ₂ O	0,0014	0,0007	0,0004	0,0009	0,0004	0,0008	0,0013	0,0008	0,0010
ZnO	0,0104	0,0048	0,0113	0,0175	0,0053	0,0137	0,0133	0,0120	0,007
P ₂ O ₅	0,29	0,09	0,04	0,22	0,59	0,02	0,26	0,15	0,16
BaO	0,1300	0,1367	0,0900	0,0500	0,0900	0,0494	0,0900	0,0494	0,090
SrO	0,0700	0,0303	0,0200	0,0500	0,0300	0,0456	0,0300	0,0394	0,030
Cr	0,0265	0,0156	0,0121	0,0205	0,0135	0,0334	0,0367	0,0238	0,017
Ni	0,0122	0,0019	0,0023	0,0070	0,0035	0,0078	0,0072	0,0066	0,004
Co	0,0039	0,0017	0,0032	0,0045	0,0018	0,0042	0,0090	0,0075	0,004
Cu	0,0075	0,0077	0,0280	0,0280	0,0179	0,0101	0,0017	0,0139	0,024
V	0,0097	0,0044	0,0033	0,0114	0,0045	0,0229	0,0155	0,0163	0,017

Примечание. Среди пород вулканической и субвулканической фаций отмечаются также риодациты; вулканическая фация кроме лав представлена туфами и туфогенно-кремнистыми образованиями, сильно варьирующими по кремнекислотности.

Контакты пород интрузивной, субвулканической и вулканической фаций Ялонварской ВПА обычно резкие субогласные, иногда секущие. Породы в эндо- и экзоконтактных зонах подвергнуты биотитизации, окварцеванию, серицитизации и другим низкотемпературным преобразованиям, сопровождающимся обычно рассланцеванием, катаклазом и милонитизацией. Измененные породы относятся к пропицитам, березитам, вторичным кварцитам и турмалинитам. Метасоматиты, образованные в процессе формирования Ялонварской ВПА, впоследствии испытали полиметаморфические изменения лопийского и свекофеннского времени. Они превращены в разнообразные сланцы, среди которых преобладают кварц-серицитовые, хлорит-серицит-кварцевые и альбит-эпидот-хлорит-кварцевые разновидности, многие из которых являются рудоносными, а часть содержат золоторудную минерализацию.

Типы золотонесущего оруденения

В пределах южной части архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломанси выявлено золотонесущее оруденение двух типов (Иващенко, Лавров, 1994; Иващенко и др., 2004): кварцево-жильное Mo-Cu-W-Au-порфировое и мезотермальное золотополисульфидное в низкотемпературных метасомати-

тах зон сдвиговых дислокаций. Пространственно оно ассоциируется с различными структурно-вещественными комплексами магматических пород и гидротермально-метасоматических образований, отличаясь характером структурного контроля, типоморфными ассоциациями рудных минералов и элементов-примесей.

Mo-Cu-W-Au-порфировый тип золотонесущего оруденения

Первые данные о золотоносности Mo-Cu-W-х порфировых руд в Ялонварской структуре были получены в 1990 г. при выполнении плановых НИР в Институте геологии КарНЦ РАН (Иващенко, Лавров, 1994). Золоторудная минерализация была установлена на уч. Хатуноя и уч. № 3.

На уч. Хатуноя комплексное золотосодержащее оруденение локализовано в эндоконтакте диоритов (санукитоидов), относимых к первой фазе Ялонварского гранитоидного плутона (Иващенко, Лавров, 1994). Диориты обнажаются южнее оз. Ялонварярви и в естественных обнажениях прослеживаются на 1,5–2,0 км на юг-юго-восток до руч. Хатуноя, где на них залегают валунные конгломераты сариолия. Они прорывают метавулканы нижнеялонварской подсвиты (агломератовые туфы, лавобрекчии, лавы метаандезитов и метаандезибазальтов), окаймляющие

их с северо-запада, запада и юго-запада. С севера и востока диориты перекрываются четвертичными отложениями, и их соотношения с обнажающимися восточнее раннеархейскими гранитоидами неизвестны. Диориты секутся маломощными преимущественно крутопадающими меридионального и северо-восточного простирания дайками долеритов (габбродиабазов), гранитов, дацитовых порфириров, риодацитов, риолитов и аплитов. Наиболее широко они развиты в северо-западной и центральной частях полосы распространения диоритов. Для даек и жил риолитов и риодацитов характерна сложная, местами многоярусная ступенчатая морфология, обусловленная, вероятно, синхронным раскрытием разноориентированных трещин отрыва. В местах широкого распространения в диоритах дайково-жильной фации кислого состава обычно развиты кварцево-жильные штокверки с комплексным (Mo, Cu, W, Au) оруденением (Ивашенко, Лавров, 1994).

В одном из таких мест, на поисковом участке № 9 с медно-молибденовым оруденением (Потрубович, Анищенкова, 1956), при детальном исследовании установлено, что помимо молибденита в кварцево-жильных рудных телах присутствует вольфрамовая, висмутовая и золото-теллуридная минерализация. Кварцевые жилы мощностью от 0,5 см до 1 м образуют штокверковые зоны сложной морфологии. Их простирание преимущественно северо-восточное (10–80°), падение – северо-западное либо юго-восточное, и расположены они чаще почти перпендикулярно к линии контакта диоритов с вмещающими андезитовыми метавулканидами. Значительно реже встречаются жилы и прожилки северо-западного простирания (аз. пад. 210–260°, \angle 50–80°), еще реже – субмеридиональные. Часть рудоносных кварцевых жил формировалась в условиях проявления сдвиговых дислокаций, о чем свидетельствует наличие в диоритах на контакте с ними отчетливо проявленной сланцеватости, имеющей подвороты, характерные для сдвиговых деформаций. Форма жил четковидная, с раздувами и пережимами, они ветвятся, сливаются и расходятся. Диориты в межжильном пространстве интенсивно серицитизированы и окварцованы. Метасоматические оторочки безрудных и слабоминерализованных кварцевых жил имеют обычно эпидот-биотитовый состав и мощность до 10 см. Эпидотовые ассоциации (эпидот-биотит-кварц, актинолит-эпидот-биотит-кварц, калишпат-эпидот-биотит-кварц) характерны также для ранних безрудных жил, образованных до формирования кварцево-жильного штокверка с комплексной рудной минерализацией и находящимися в аксессуарных количествах альбитом, апатитом, сфеном, турмалином, хлоритом, серицитом и кальцитом.

На площади участка № 9 и за его пределами в полосе коренных выходов диоритов общей протяженностью 1,5–2 км по набору наиболее распространенных сульфидов выделяются пирит-молибденитовые

и пиритовые кварцеворудные жилы и прожилки. Пирит-молибденитовая минерализация локализуется в кварцево-жильных штокверковых зонах, чаще – в метасоматически измененных зальбандах жил, реже – в зонах рассланцевания диоритов. Количество пирита, как правило значительно преобладающего над молибденитом, сильно варьирует – от единичных зерен до первых десятков процентов.

Одним из самых ранних минералов в кварцевых прожилках с пирит-молибденитовой минерализацией являются молибдошеелит и шеелит (содержания достигают 0,5–1%). Они представлены идиоморфными бипирамидальными кристаллами размером до 1–2 мм, единичными овальными зернами и ихglomerо-розернистыми агрегатами размером 3–7 мм (рис. 3), распределенными крайне неравномерно. В зальбандах они тесно ассоциируются с мелкочешуйчатым молибденитом поздней генерации.

Молибденит развит в жильном кварце, в зальбандах кварцевых жил и в околожильных оторочках, а также в зонах рассланцевания в виде тончайшей дисперсной вкрапленности, крупных чешуек и гнездообразных скоплений размером до 1 × 5 см. Распределение молибденита в пределах жил и прожилков неравномерное с наибольшей концентрацией в их раздувах и зальбандах, где он слагает хорошо выраженную мономинеральную оторочку мощностью до 5 мм. По этим оторочкам происходили пострудные вертикальные смещения с образованием характерных зеркал скольжения. За счет тонкодисперсного молибденита жильный кварц окрашен в голубовато-серый цвет. Крупночешуйчатый молибденит содержит ^{187}Os – 3,516–7,298 г/т и Re – 118,36–245,6 г/т (анализы выполнены Н. Stein, ун-т шт. Колорадо, США). Соответственно его возраст равен 2772 ± 11 – 2773 ± 11 млн лет. Наиболее высокие содержания молибдена в жилах (до 2%) отмечаются в местах совместного нахождения нескольких генераций молибденита. Для большинства чешуек молибденита характерны полисинтетические двойники давления, фигуры смятия, блочное и волнистое погасание, свидетельствующие о сильной анизотропии среды рудообразования. Молибденит тесно ассоциируется с другими сульфидами – пиритом и халькопиритом (рис. 4, d). По структурным соотношениям с ними его кристаллизация происходила до и после образования пирита, близко одновременно с выделением основной массы халькопирита.

Пирит представлен кубическими, несколько удлиненной формы кристаллами размером до 1,5 см по длинной оси. Для него характерны включения других сульфидов и в большинстве случаев густая сеть микротрещинок, местами залеченная поздним халькопиритом (рис. 4, e, f). Содержание пирита в рудах сильно варьирует и достигает первых десятков процентов. Повсеместно с ним ассоциируется ранний халькопирит, представленный отдельными ксеноморфными зернами размером до 2–3 мм в поперечнике и их агрегатами. В сростках с последним отмечается сфалерит,

изредка – пирротин и кубанит. Единичными зернами представлены висмутин и галенит. Висмутин часто ассоциируется с халькопиритом (рис. 4, d). Его удлиненные кристаллы содержат микровключения самородного висмута (рис. 4, b, c). Кроме этого, висмут и висмутин встречаются совместно с халькопиритом в криптозернистых агрегатах, являющихся, вероятно, про-

дуктом разложения висмутовой сульфосоли – типа эмплектита. Таким же образом, видимо, образованы скопления самородного висмута, галенита и висмутин (иногда икунолита) за счет разложения высокосвинцовой висмутовой сульфосоли. Причем сохраняется первоначальная игольчатая форма разложившегося минерала размером до 1–2 мм по длинной оси.

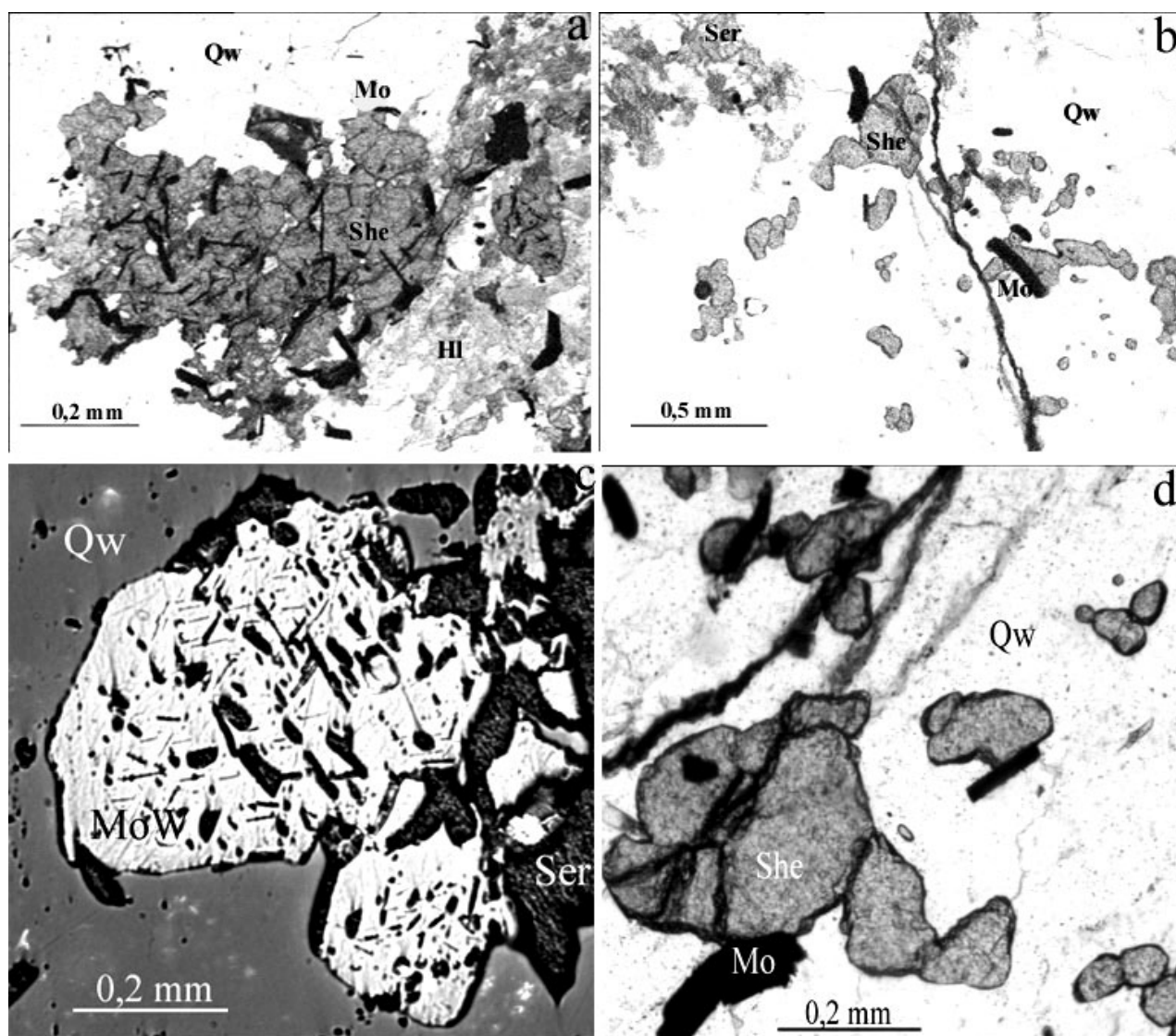


Рис. 3. Шеелитовая минерализация в комплексных (Mo, W, Cu, Au, Te, Bi) порфировых рудах уч. Хатуноя:

a, b – проходящий свет, николи II, обн. 9349; c – отраженный свет, обн. 9339; d – проходящий свет, обн. Ял13. She – шеелит, MoW – молибдошеелит; Mo – молибденит; Qw – кварц, Hl – хлорит, Ser – серицит

Самородное золото обнаружено в зальбандовых частях субширотной жилы мощностью около 0,5 м, выполненной светло-серым кварцем с обильной пирит-молибденитовой минерализацией. Размер золотинок – до 0,1 мм в поперечнике, форма изометричная, каплевидная, микропрожилковая (рис. 5). Содержание серебра в нем – 1,8%, остальные микропримеси не зафиксированы (табл. 2). Самородное золото отмечалось в ассоциации с пиритом, висмутом самородным и в сростках с теллуридом висмута (рис. 5, b, d),

состав которого по данным микрозондового анализа отвечает пильзениту. Совместно с ним золото образует микроскопические прожилки, в которых наблюдается их последовательная перемежаемость (рис. 5, d). Распределение золота в пределах опробованной тремя штучными пробами жилы – крайне неравномерное: от 2,13 до 5,3 г/т (табл. 3). По результатам опробования методом пунктирной борозды на двух расчистках содержание золота составляет 3,67 г/т на 0,55 м и 0,15 г/т на 1,0 м (табл. 4).

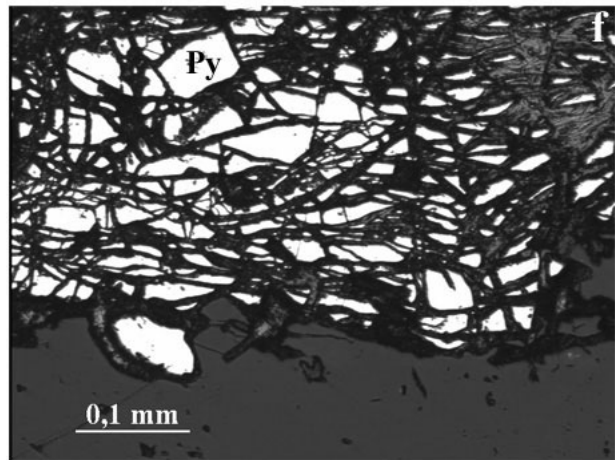
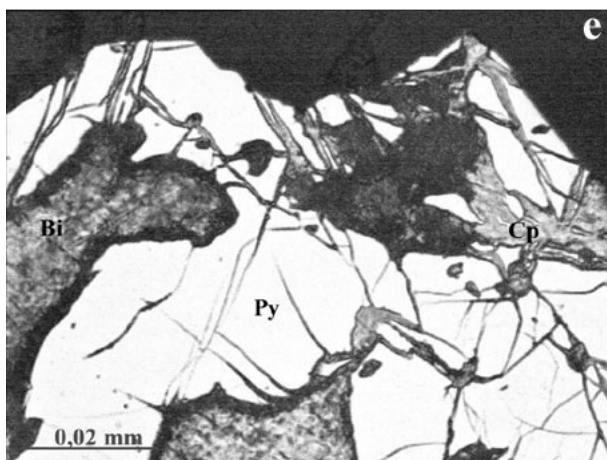
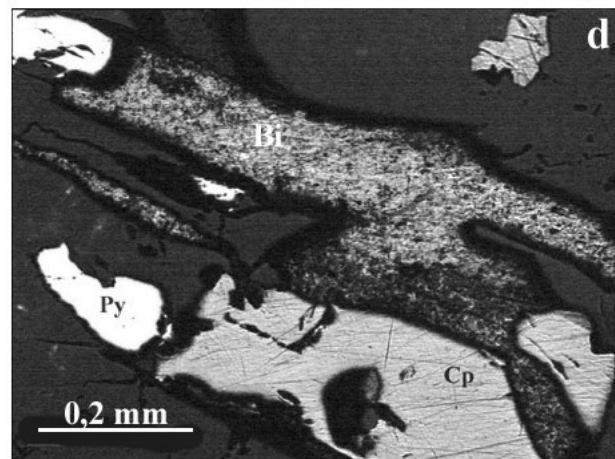
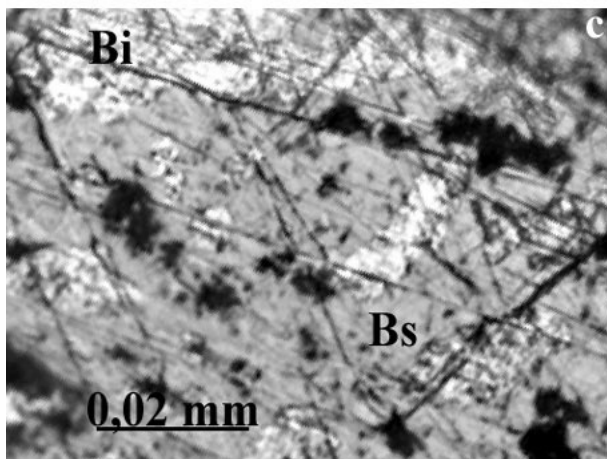
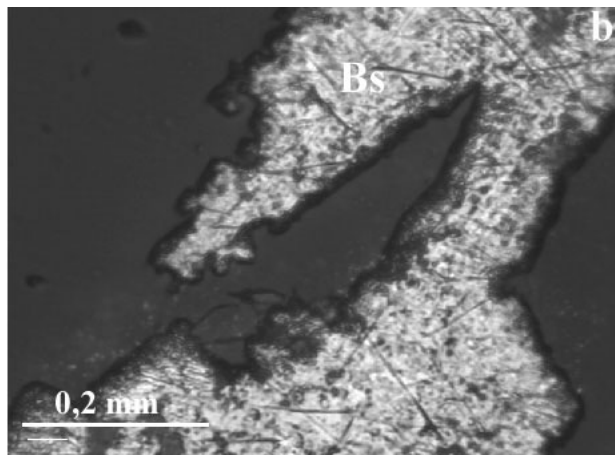
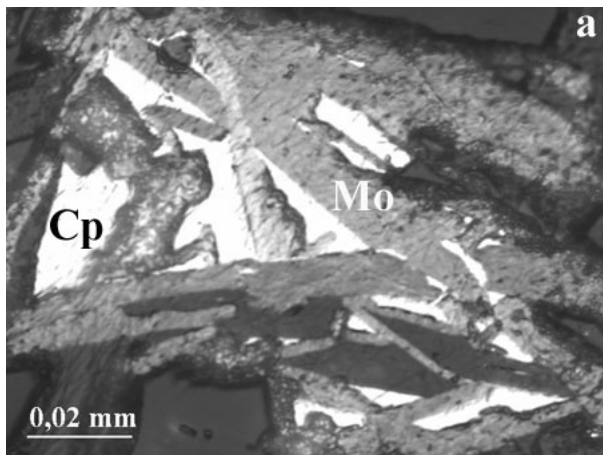


Рис. 4. Рудная минерализация комплексного (Mo, W, Cu, Au, Te, Bi) золото-порфирового оруденения в диоритах (санукитоидах) уч. Хатуноя. Отраженный свет

а – халькопирит-молибденитовые сростания в зальбандах кварцевых жил, обн. Ял16; б-д – пирит-халькопирит-висмут-висмутиновая минерализация, обн. Ял9334; е, ф – развитие позднего халькопирита по системе микротрещин в пирите, обн. Ял9334. Bi – висмут самородный, Bs – висмутин, Cp – халькопирит, Py – пирит, Mo – молибденит

По набору минеральных ассоциаций, наблюдаемых на данном эрозионном срезе порфировой рудной системы, процесс рудообразования происходил, вероятно, в диапазоне температур 400–200°. Вначале отлагались шеелит и молибдошеелит, при повы-

шении активности серы в растворах сменявшиеся молибденитом, а затем сульфидами Fe, Cu, Bi, Pb, Zn и сульфосолями. Последующее изменение режима серы вызывало разложение висмутовых соединений в восстановительных условиях. Часть высвобо-

ждавшегося при этом висмута обособлялась в самородном виде при температуре ниже температуры его плавления – 271,5 °С (Vaughan, Craig, 1978), другая поступала в раствор и в соответствующих условиях связывалась с теллуридом. Близко к этому времени происходило выделение самородного золота, а немного позднее – образование кубанита за счет

распада халькопирита при температуре 200–250 °С (Cabri et al., 1973).

По данным минераграфических исследований руд устанавливаются две главные минеральные ассоциации комплексного золотонесущего оруденения порфирирового типа, характеризующиеся определенной последовательностью выделения рудных минералов (табл. 5).

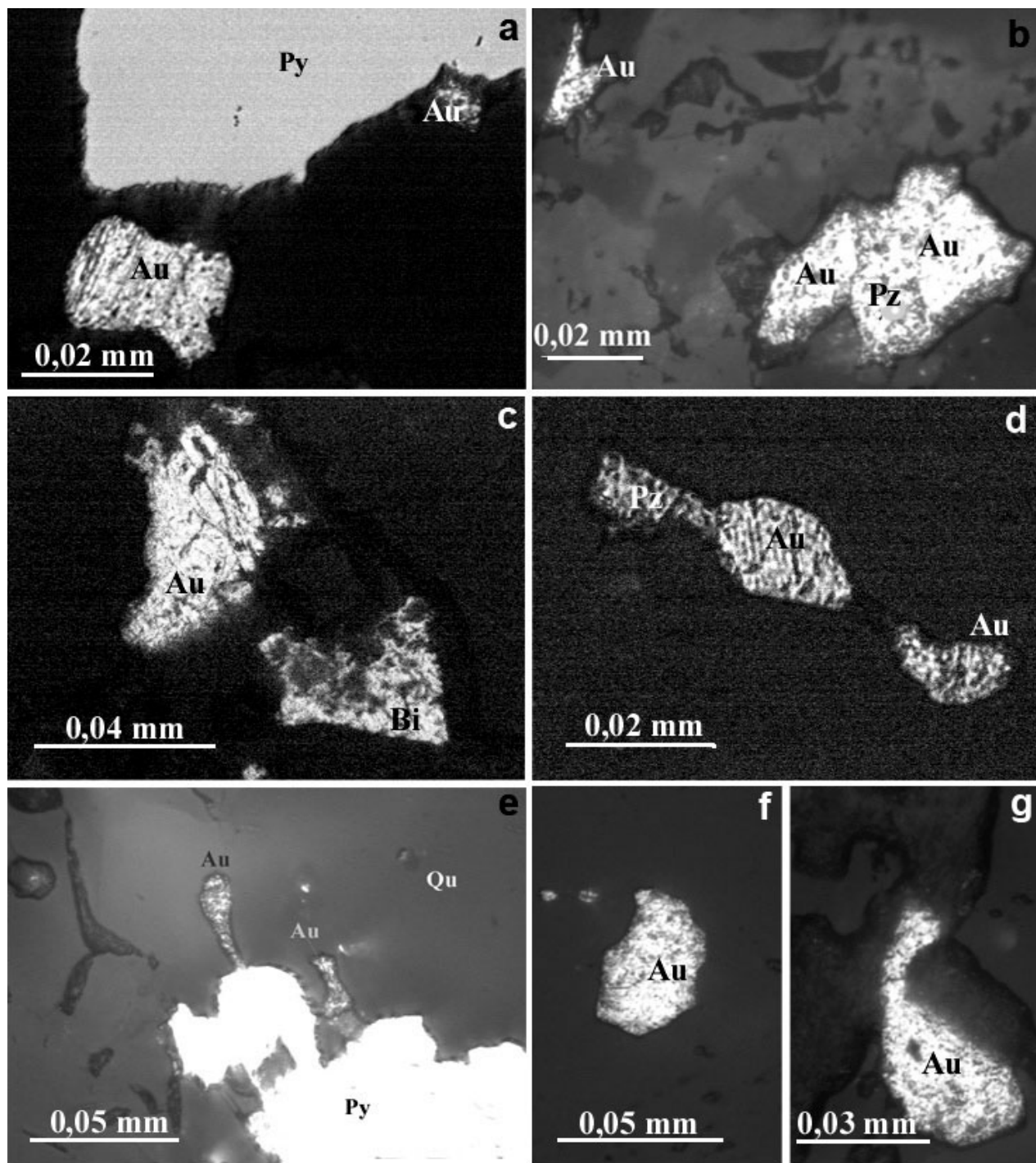


Рис. 5. Характерные морфотипы выделений самородного золота в гидротермально-метасоматических образованиях уч. Хатуноя (отраженный свет). Золото-порфиоровое кварцево-жильное оруденение в диоритах (санукитоидах):

Au – золото самородное; Bi – висмут самородный; Py – пирит; Pz – пильзенит (Bi_4Te_3); Qu – кварц

Таблица 2

Химический состав рудных минералов из метасоматитов уч. Хатуноя

№ п. п.	№ пробы	Co	Ni	Cu	Fe	Cr	Bi	Te	Au	Ag	S
1	Ял18п	0,09	0,05		46,51						53,25
2	Ял18п	0,10	0,02		46,32				0,06	0,04	53,19
3	Ял18х	0,06		34,88	30,05						33,90
4	Ял18в						64,44	34,72			
5	Ял18в						65,22	34,16			
6	Ял18ви						100				
7	Ял18з					0,99			96,40	1,80	
8	Ял18з					0,42			98,21	1,26	
9	Хат1з								69,29	29,88	
10	Хат1з								68,83	30,63	
11	Хат1х			35,20	30,14						34,50
12	Ял9354	0,08			47,20						52,00
13	Ял9354	0,04			47,21						51,82
14	Ял9354	0,04	0,04		46,69						52,55
15	Ял9354	0,07	0,02		47,28						52,41
16	Ял9354	0,06	0,02		46,98						52,24
17	Ял9354	0,16	0,02		46,86						52,53
18	Ял9354	0,04	0,02		46,94						52,51
19	Ял9354	0,09	0,02		46,40						52,57
20	Ял9354	0,05	0,02		46,98						52,30
21	Ял9354	0,04			47,06						52,17
22	Ял9354	0,04	0,02		46,96						52,64
23	Ял9354	0,05	0,03		47,33						52,07
24	Ял9354	0,02			46,92						52,72
25	Ял9354	0,02			46,73						52,97
26	Ял9354	0,05	0,01		47,05						52,53
27	Ял9354	0,02			46,58						53,23
28	Ял9354	0,03	0,02		47,04						52,59
29	Ял9354	0,02	0,01		46,30						53,08
30	Ял9354	0,05			46,42						52,78
31	Ял9354	0,05	0,01		46,72						52,83

Примечание. 1–8 – комплексное золото-порфировое оруденение, 9–31 – золото-полисульфидное оруденение в зонах сдвиговых дислокаций. 1, 2, 12–31 – пирит; 3, 11 – халькопирит; 4, 5 – пильзенит; 6 – висмут самородный; 7, 8 – золото самородное; 9, 10 – электрум. МАР-4; ускоряющее напряжение при определении Au, Ag – 40 kv, при определении Ni, Co, Fe, S – 25 kv; ток зонда 30 nA; эталоны – Au, Ag, Cu, Ni, Co, пирит, халькопирит; предел обнаружения – 0,01%, относительная ошибка: Au, Ag, Fe, Cu, S – 2%, Co, Ni – 10%; физик-аналитик – А. Н. Терновой.

Таблица 3

Результаты золото-пробирного анализа рудоносных метасоматитов уч. Хатуноя

№ п. п.	№ пробы	Ag	Au	№ п. п.	№ пробы	Ag	Au	№ п. п.	№ пробы	Ag	Au
1	Х0204а	13,16	2,80	29	Х0204б	0,407	0,165	57	Х0204в	0,822	4,75
2	Х0204г	0,329	0,160	30	Х0204д	2,31	0,634	58	Х0204е	1,59	0,374
3	Х0304б	1,94	0,147	31	Х0304в	0,883	0,042	59	Х0304г	2,27	0,180
4	Х0304д	0,431	0,053	32	Х0304з	2,08	0,121	60	Х0304и	0,755	0,037
5	Х0304м	1,72	0,147	33	Х0404а	0,473	0,036	61	Х0504	0,982	0,110
6	Х0404б	0,612	0,063	34	Х0404ш	1,34	0,103	62	Х0404з	1,26	0,130
7	Х0404и	8,27	1,15	35	Х0504а	1,04	0,195	63	Х0304п	2,43	0,239
8	Хат-10	0,042	0,009	36	Хат-101	0,021	0,007	64	Хат-11	0,048	0,008
9	Хат-12	0,150	0,009	37	Хат-13	0,190	0,007	65	Хат-14	0,154	0,005
10	Хат-16	0,894	0,140	38	Хат-17	0,025	0,017	66	Хат-18	0,073	0,009
11	Х0404ш	1,43	0,103	39	Х0304ш	2,63	0,125	67	Х0505в	1,00	0,105
12	Х0504г	0,75	0,069	40	Х0704а	8,70	1,25	68	Ял-16	27,56	4,62
13	Х0704б	6,14	0,119	41	Х0804а	3,80	0,046	69	Х0904а	11,84	1,07
14	Хат-1	0,58	0,047	42	Хат-2	1,31	0,062	70	Хат-4	0,77	0,066
15	муст	0,45	0,020	43	нут	0,26	0,020	71	Пот-1	0,15	0,028
16	Вял-1	7,29	3,43	44	Вял-2	7,84	2,77	72	Ял-61	0,80	0,073
17	Ял-70	0,43	0,055	45	Вял-3	23,00	0,882	73	Сим	0,26	0,101
18	Хат102	0,32	0,016	46	Х0304м	2,20	0,095	74	Х0404а	0,369	0,034
19	Х3004	5,35	0,365	47	Х3104а	3,06	0,023	75	Х3104г	2,50	0,017
20	Х3204	0,564	0,092	48	Х3304д	0,269	0,034	76	Хат-4	0,774	0,057
21	Нут	0,320	0,005	49	Хат-19	0,472	0,061	77	Хат-20	0,345	0,052
22	Хат-21	0,235	0,036	50	Хат-22	0,561	0,046	78	Ял-14а	1,57	0,132
23	Ял-24	0,664	0,048	51	Х0304п	2,55	0,566	79	ХК-1	0,176	0,005
24	Ял-47	0,206	0,051	52	Ял-49	1,23	0,404	80	Ял-50	5,23	0,247
25	Ял-52	0,211	0,017	53	Ял-54	0,150	0,009	81	Ял-56	5,74	0,320
26	Ял-57	3,62	0,108	54	Ял-65	0,541	0,134	82	Ял-66	1,30	0,149
27	Ял-67	2,39	0,195	55	Ял-68	1,25	0,286	83	Ял-69	1,86	0,088
28	Х0904	0,814	0,110	56	Х0904з	0,248	0,023	84	Х0904к	4,91	0,116

Окончание табл. 3

№ п. п.	№ пробы	Ag	Au	№ п. п.	№ пробы	Ag	Au	№ п. п.	№ пробы	Ag	Au
85	X0904л	0,925	0,051	99	X0904м	0,600	0,029	113	X0904н	0,867	0,037
86	X0904о	0,860	0,042	100	X1104б	0,556	0,082	114	X1104г	0,595	0,085
87	X1104и	2,02	0,110	101	X1504	0,467	0,033	115	X1704б	0,130	0,052
88	X2704а	0,332	0,145	102	X2704в	0,496	0,153	116	Ял-49	1,38	0,338
89	Сим	0,193	0,159	103	Ял-01	0,712	0,030	117	Ял-04	3,53	0,337
90	Ял-05	0,750	0,061	104	Ял-06	1,14	0,156	118	Ял-09	0,79	0,115
91	Ял-13	3,55	0,324	105	Ял-15	1,28	0,064	119	Ял-16	27,16	5,30
92	Ял-16	27,54	4,60	106	Ял-17	9,92	2,58	120	Ял-18	14,66	2,13
93	Ял-18	14,68	2,27	107	Ял-18	15,51	2,85	121	Ял-19	1,47	0,180
94	Ял-21	32,94	1,28	108	Ял-22	1,43	0,085	122	Ял-23	2,25	0,100
95	Ял-25	8,07	0,555	109	Ял-26	3,59	0,063	123	Ял-28	1,07	0,043
96	Ял-29	0,558	0,023	110	Ял-30	0,872	0,228	124	Ял-33	0,908	0,044
97	Ял-39	1,55	0,027	111	Ял-40	1,04	0,025	125	Ял-38	1,95	0,043
98	Ял-36	0,776	0,044	112	Ял-37	0,426	0,018				

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН, аналитики Н. В. Питкя, В. Л. Утицына.

Таблица 4

Содержание золота (в г/т) в рудоносных метасоматитах уч. Хатуноя (борздовое опробование)

№ пробы	Вид пробы	Интервал, м	Порода	Содержание золота	
				1	2
Обн. 0790, X0204					
Пр-1	Борзда	2,30	Кв-Хл-Сер-метасоматиты с Cu-Pb-Zn-оруденением	0,76	0,078
Пр-2	”	2,45	Кв-Сер-метасоматиты с пиритом	0,10	0,041
Пр-3	”	1,95	То же	0,24	0,053
Пр-4	”	1,90	Кв-Сер-метасоматиты с пиритом, висмутином	0,83	1,08
Обн. X0304					
X0304б	Пунктир. борзда	0,30	Кв-Хл-Сер-Эп-Аб-метасоматиты по диоритам с сульфидами Fe, Cu	0,147	
X0304м	”	1,00	Кварцевая жила с пиритом и молибденитом	0,150	
Обн. Ял-16					
Ял-16	Пунктир. борзда	0,20	Кварцевые метасоматиты с кальцитом, пиритом, висмутом	5,30	
Ял-17	”	0,15	То же	2,58	
Ял-18	”	0,20	То же	2,85	
Обн. X0704					
X0704а	Пунктир. борзда	0,80	Кв-Сер-Хл-метасоматиты с сульфидами Fe, Cu, Zn	1,25	

Примечание. Содержания золота (1, 2) – вид анализа: 1 – золото-пробирный (Институт геологии КарНЦ РАН); 2 – золото-спектральный (Геологический институт КНЦ РАН); вес проб: Пр-1–Пр-4 – 3–4 кг; остальные – 1–2 кг.

Таблица 5

Парагенетическая диаграмма комплексного золото-порфирового оруденения

Минералы	Минеральные ассоциации	
	Халькопирит-пирит-молибденитовая	Золото-теллуридная
Шеелит	-----	
Молибдошеелит	-----	
Молибденит	-----	
Пирит	-----	
Халькопирит	-----	
Сфалерит	---	
Пирротин	---	
Висмутин	--	
Сульфовисмутиды Pb, Cu	--	
Висмут		
Золото		-----
Теллуриды Bi		-----
Кубанит		-----
Т°С	400°	271,5 200°

Прожилки пиритового или кварц-пиритового состава, как правило, маломощны (в среднем 2–3 см). В основном они имеют северо-восточное простирание (аз. пад. 325–345°; L 30–40°), изредка – северо-западное (аз. пад. 245–355°; L 30–60°). Обычно прожилки приурочены к флангам пирит-молибденитовых жильных тел, где группируются в субпараллельные зонки.

В юго-восточной части участка развиты мало-мощные серии «сухих» пиритовых прожилков. При наличии в них кварца с пиритом ассоциируется шеелит. Другие рудные минералы представлены халькопиритом, кубанитом, висмутином, самородным висмутом и продуктами разложения висмутовых сульфосолей. Данных о возрастных соотношениях

«сухих» пиритовых прожилков со штокверковыми пирит-молибденитовыми кварцево-жильными телами на настоящий момент нет. Результаты опробования на золото пиритовых и кварц-пиритовых прожилков, полученные пробирно-спектральным методом (г. Тула), оказались соответственно 1,0 и 2,7 г/т. Анализы аналогичных прожилков, выполненные в Институте геологии КарНЦ РАН пробирным методом, дали более низкие содержания золота: 0,5 и 1,25 г/т.

**Мезотермальный
золото-полисульфидный тип
оруденения в зонах сдвиговых
дислокаций**

Золотонесущее оруденение данного типа выявлено нами на уч. Хатуноя, где по результатам поисково-оценочных работ прошлых лет (Потрубович, Анищенко, 1956) было известно три медно-полиметаллических рудопоявления. К этому же типу оруденения, вероятно, относится и Соанйокское золото-сульфидное проявление, расположенное в пределах Соанварского участка на западном фланге одноименного серноколчеданного месторождения (Фадеев, 1977).

На Хатуноиском участке золото-полисульфидное оруденение локализовано в экзоконтакте гранитного тела сложной морфологии, прорывающего метасоматически измененные (пропилитизированные) метавулканы средне-кислого состава, превращенные в пирит-кварц-серицитовые, серицит-кварцевые с турмалином и хлоритом метасоматиты, контролируемые сдвиговой зоной (мощность ~50 м, аз. пад. 250°, Л. пад. 70°). Рудные минералы представлены обильным пиритом и гораздо реже встречающимися халькопиритом, пирротином, молибденитом, сфалеритом, галенитом, арсенопиритом и шеелитом. Содержание золота в пирите достигает 6 г/т.

Рудная минерализация имеет гнездовой характер распределения в метасоматитах, а также приурочена к маломощным кварцевым, хлорит-кварцевым и карбонат-кварцевым прожилкам. Она представлена преимущественно халькопиритовыми и халькопирит-галенит-сфалеритовыми аллотриоморфнозернистыми агрегатами (рис. 6). С халькопиритом практически повсеместно ассоциируются пирротин и кубанит, реже – пирит. В сфалерите обнаружено изометричное включение самородного свинца (данные микронзондового анализа) размером около 10 мкм. Наряду с другими рудными минералами здесь встречается редкая вкрапленность самородной меди.

Самородное золото размером до 1 мм отмечается в сростании с халькопиритом и в обособленных выделениях (рис. 7) в окварцованных и серицитизированных андезидацитовых и дацитовых агломератовых туфах. Для него характерна пластинчатая форма выделений и удлиненные включения хлорита. Состав золота по данным микронзондового анализа приближает его к электруму: Au – 69,29–68,83%; Ag – 29,88–30,630%. Содержание золота по данным штучного опробования варьирует в пределах 0,16–4,75 г/т (см. табл. 3, 4, ан. 54–56,

99–101, 122, 123), бороздowego опробования – 0,53 г/т на инт. 8,6 м, 1,08 г/т на инт. 1,90 м. Характер распределения золота и его размерность, вероятно, сильно варьируют, о чем свидетельствуют данные опробования методом пунктирной борозды одного и того же двухметрового интервала метасоматитов (в г/т) – 100,0, 0,80, 0,48, 0,80 (пробир. ан.: ЦНИИГРИ, ИГ КарНЦ РАН). Кроме золота метасоматиты содержат серебро – до 50 г/т и платину – 0,38 г/т (пробир. ан.: ЦНИИГРИ).

Таким образом, вся метасоматически измененная и минерализованная толща агломератовых туфов, выходящая на дневную поверхность на пересечении магистралей с профилем № 200 и вскрытая расчисткой и канавой в пределах сдвиговой зоны, является золотонесущей. Причем, хотя самородное золото и встречается в ассоциации с халькопиритом, максимальные его содержания по результатам обоих видов опробования характерны для интенсивно прокварцованных метасоматитов, в которых доминирует пирит, а остальные рудные минералы встречаются эпизодически, но постоянно присутствуют висмутин и самородный висмут.

Золотонесущие метасоматиты, приуроченные к полюсе развития агломератовых туфов, преобразованных в зоне сдвиговых дислокаций, прослеживаются по простиранию в естественных обнажениях и расчистках на 400 м. При этом стиль метасоматических преобразований, видовой состав рудной минерализации, ее масштабы и распределение, так же как и содержания золота, характеризуются достаточной изменчивостью. В метасоматитах в разной степени проявлено окварцевание и распространенность полиметаллической минерализации. В районе профиля № 400 обнажаются кварцевые метасоматиты с богатой гнездовой минерализацией сплошных пиритовых руд и содержаниями золота 0,16 г/т, а в районе 600-го профиля – бедные пиритовые руды, но с содержаниями золота 1,25 г/т.

По геолого-геофизическим данным сдвиговая зона, контролирующая развитие золотонесущих метасоматитов, прослеживается от уч. № 6 к уч. № 5 в северо-западном направлении на расстояние свыше 1 км. В пределах уч. № 5 сдвиговые дислокации, сопровождающиеся медно-полиметаллической с золотом минерализацией, накладываются на колчеданное оруденение, формируя сеть субпараллельных прожилков мощностью до 5–10 см. Содержание золота в них составляет 0,5 г/т.

Кроме этой главной золоторудоконтролирующей сдвиговой зоны в пределах уч. Хатуноя установлены признаки проявления других подобных зон, но в силу неудовлетворительной обнаженности реальное подтверждение получила только одна из них – в 150–170 м к востоку от главной. В турмалинсодержащих кварц-хлоритовых метасоматитах краевой части этой зоны, которые удалось вскрыть расчисткой, содержания золота невысокие – 0,1–0,2 г/т (обн. X0504). Зона фиксируется интенсивной магнитной аномалией, обусловленной магнетитовой минерализацией в турмалинизированных андезитовых туфах, и ее мощность составляет около 20 м.

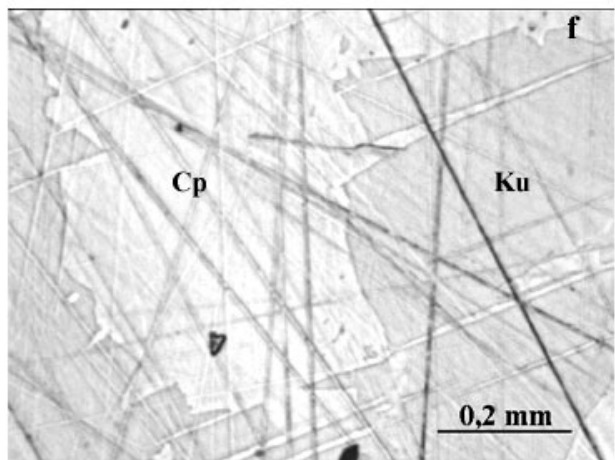
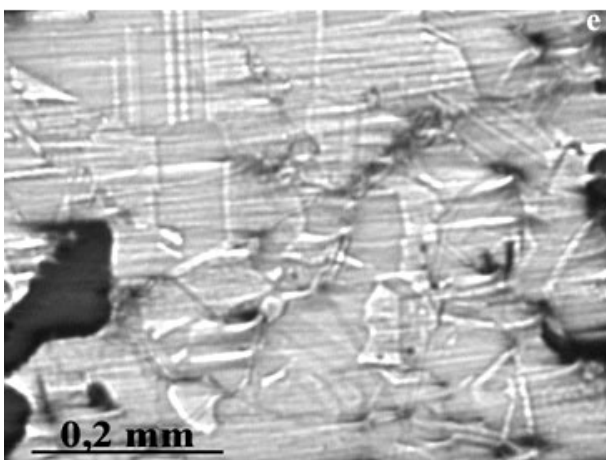
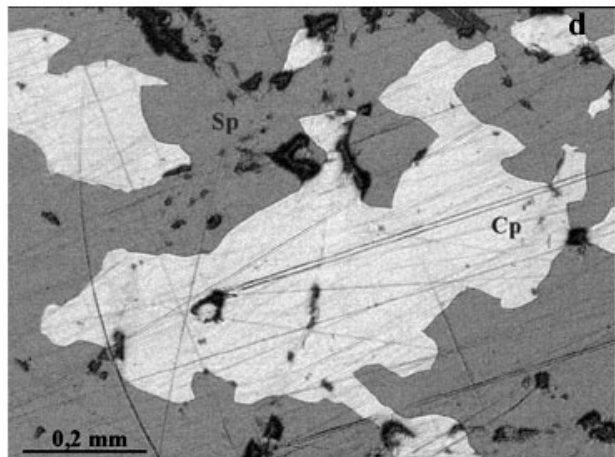
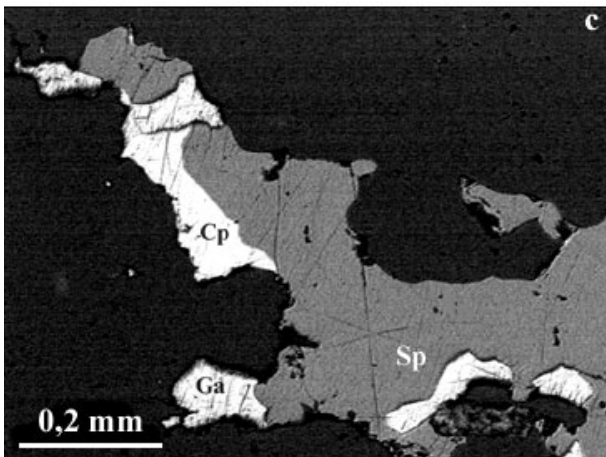
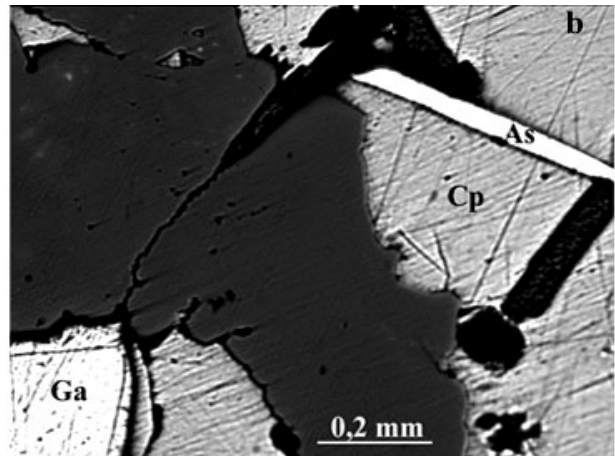
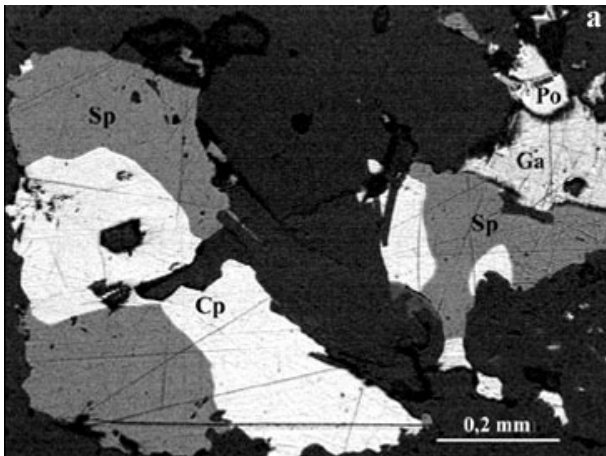


Рис. 6. Рудная минерализация оруденения золото-полисульфидного типа в зонах сдвиговых дислокаций уч. Хатуноя. Отраженный свет

а – халькопирит-галенит-сфалеритовые прожилки в зонах прокварцевания агломератовых туфов, обн. X0204; б – ассоциация позднего игольчатого арсенопирита с халькопиритом и галенитом в кварцевых метасоматитах, обн. Ял91; с – пирротин-галенит-халькопирит-сфалеритовые обособления в кварц-серицитовых метасоматитах, обн. Ял91; д – выделения халькопирита в сфалерите, обн. X0204; е – полисинтетические двойники в сфалерите, Ял91; ф – срастания халькопирита и кубанита, обн. Ял9355. Cp – халькопирит, Ga – галенит, Ku – кубанит, Po – пирротин, Sp – сфалерит, As – арсенопирит

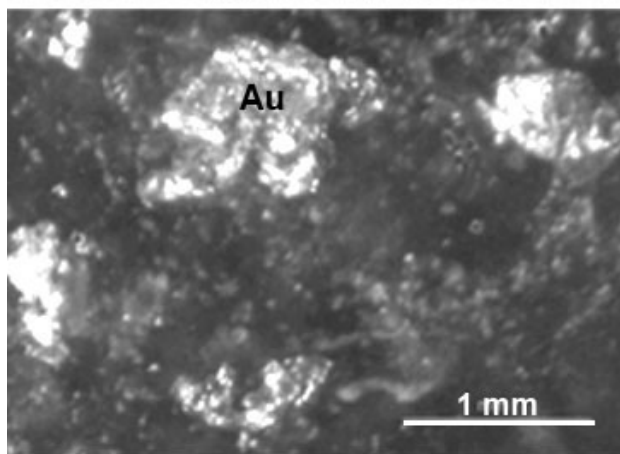
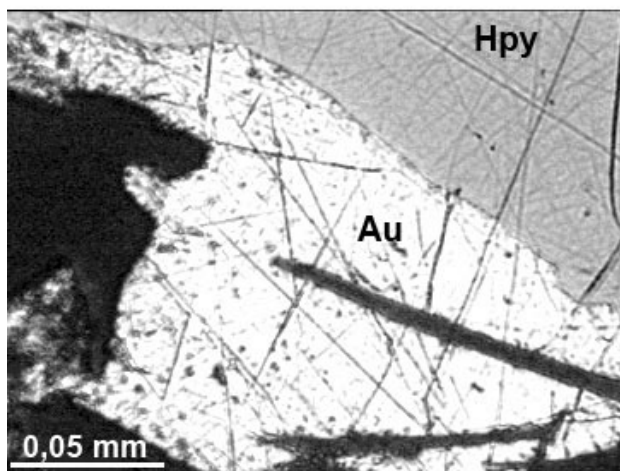
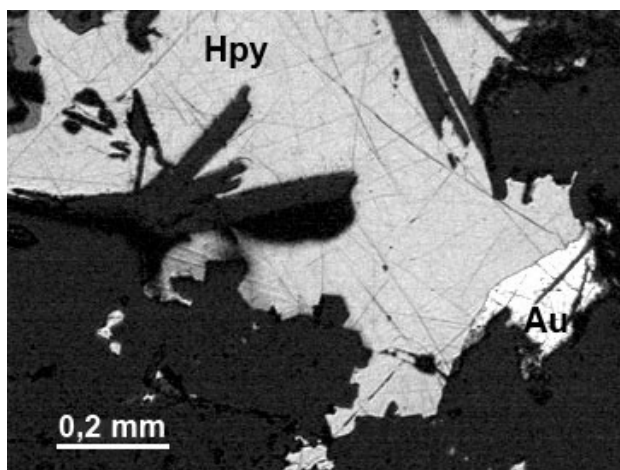


Рис. 7. Морфология выделений самородного золота (Au) в кварц-серпичитовых метасоматитах в ассоциации с халькопиритом (Нру). Мезотермальное золото-полисульфидное оруденение в метасоматитах зон сдвиговых дислокаций

Отражение золотонесущих структурно-вещественных комплексов в геофизических полях

На карте изолиний параметра $\log R_{ok}$ (рис. 8) выявляются субмеридиональные ($\sim 350^\circ$) зоны пониженного сопротивления. Их ширина изменяется от 15 до

50 м, а общая протяженность равна 700 м. Располагаются зоны кулисообразно, смещаясь в северо-западном направлении от уч. № 6 (Хатуноя-2) к уч. № 5 (Хатуноя-1). Западная ветвь этих аномалий, согласно геологическим наблюдениям в естественных обнажениях, расчистках и канавах, обусловлена гидротермально-метасоматическими изменениями в зоне сдвиговых дислокаций с выявленным оруденением золото-полисульфидного типа. Другая линейная аномальная зона, расположенная в 100 м восточнее, приурочена к узкому заболоченному трогу, не имеющему коренных выходов пород. Судя по конфигурации этой аномалии и ее интенсивности, она имеет, вероятно, ту же природу, что и восточная, т. е. она отражает присутствие золотопродуктивных низкотемпературных метасоматитов в сдвиговой зоне. Тем более, что маломощные проявления такого рода метасоматических образований зафиксированы по периферии этой аномальной зоны.

Площадь распространения комплексного золото-порфирового оруденения в диоритах также четко отражается на карте изолиний $\log R_{ok}$ (рис. 8), но в отличие от аномалий над сдвиговыми зонами она не носит линейного характера.

На карте изолиний Ta (рис. 9) над зонами сдвиговых дислокаций фиксируются несколько положительных аномалий интенсивностью от 300 до 1500 нТл, также вытянутых в субмеридиональном направлении. Часть аномалий, по-видимому, связана с протяженными телами габбродиабазов.

По графикам, представленным на рисунках (рис. 10, 11), и картам (см. рис. 8, 9) можно сделать следующие выводы: профиль 200 в районе пикетов (-25)-(25) пересекает зону золотонесущей сульфидной минерализации, частично выходящей на дневную поверхность. Зона представлена метасоматически преобразованными агломератовыми туфами. Все три метода отмечают ее: метод R_{ok} – аномалией повышенной проводимости; метод ЕП – отрицательной аномалией до -225 мВ, осложненной тремя отрицательными экстремумами до 30 мВ, мощность зоны 25–30 м, падение на запад; метод магниторазведки – положительной аномалией Ta до 500 нТл, несколько смещенной в сторону отрицательных пикетов, также осложненной тремя относительными максимумами в 150–300 нТл, что говорит о неравномерности распределения магнитных минералов в зоне. Мощность по методу касательных около 15 м при глубине залегания верхней кромки (центра магнитных масс) около 22 м, падение па запад. Аномалия над этой зоной по методу сопротивления также осложнена тремя относительными минимумами.

В районе ПК 150 + 250 профиля 200 были выявлены аномалии: положительная потенциала ЕП до 50 мВ и пространственно ей соответствующая отрицательная аномалия R_{ok} , вероятно отражающие эндоконтактные изменения в диоритах, коренные выходы которых зафиксированы в единичных обнажениях.

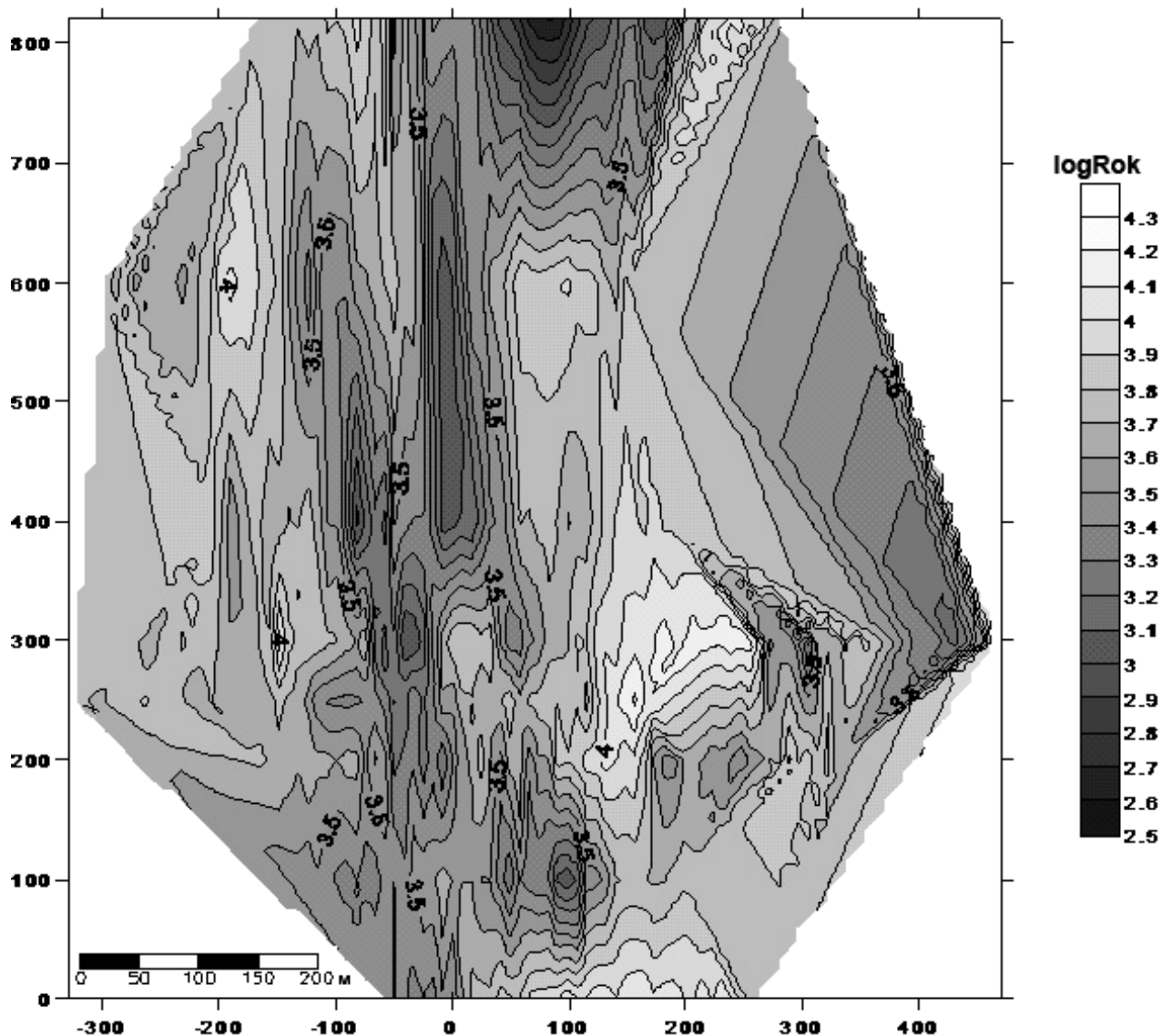


Рис. 8. Карта изолиний параметра logRok уч. Хатуноя

В районе ПК +150–170 профиля 200 выявлена интенсивная локальная аномалия Та до 1500 нТл (рис. 9), при заверке которой вскрыто субвулканическое тело риодацитов с турмалинсодержащими золотонесущими (0,2 г/т) метасоматитами, имеющими признаки формирования в трансpressивных условиях.

Таким образом, в результате проведенных геофизических работ установлено, что низкотемпературные метасоматиты пропицит-березитового ряда в зонах расланцевания и сдвиговых дислокаций с золотонесущей сульфидной минерализацией уверенно выделяются тремя методами (Rok, Та, ЕП) и прослеживаются в субмеридиональном направлении на 500–600 м. Кварцево-жильное комплексное золото-порфировое оруденение в диоритах четко фиксируется по параметру logRok, но его пространственная конфигурация не определена в связи с недостаточным объемом геофизических исследований.

Геолого-поисковая модель комплексного (Mo, Cu, W, Te, Au) золото-порфирового оруденения

Генетические модели месторождений порфирового типа, главным образом меди и молибдена, являются наиболее детально разработанными к настоящему времени. Их характеристики, приведенные в работах (Попов, 1977; Покалов, 1983; Власов и др., 1986; Кривцов, 1989, 1991; Берзина, Сотников, 1991; Sillitoe, 1993 и др.), дополняются результатами исследований, касающимися золото-порфирового и комплексного (Mo, Cu, Au, W и др.) порфирового типов оруденения (Ивашенко, Лавров, 1994; Сидоров, Волков, 2000; Коробейников и др., 2002; Kirkham et al., 1997; Sillitoe, 1997 и др.). Большинство порфировых месторождений являются золотонесущими. Золото локализуется преимущественно в апикальных частях Cu-Mo- и Cu-порфировых рудообразующих систем. С учетом приведенных разработок по рудообразующим системам порфирового типа и

всей совокупности результатов исследований Ялонварского ВПК, геолого-поисковая модель комплексного золото-порфирового оруденения в одноименной

структуре архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломанси представляется в следующем виде (табл. 6).

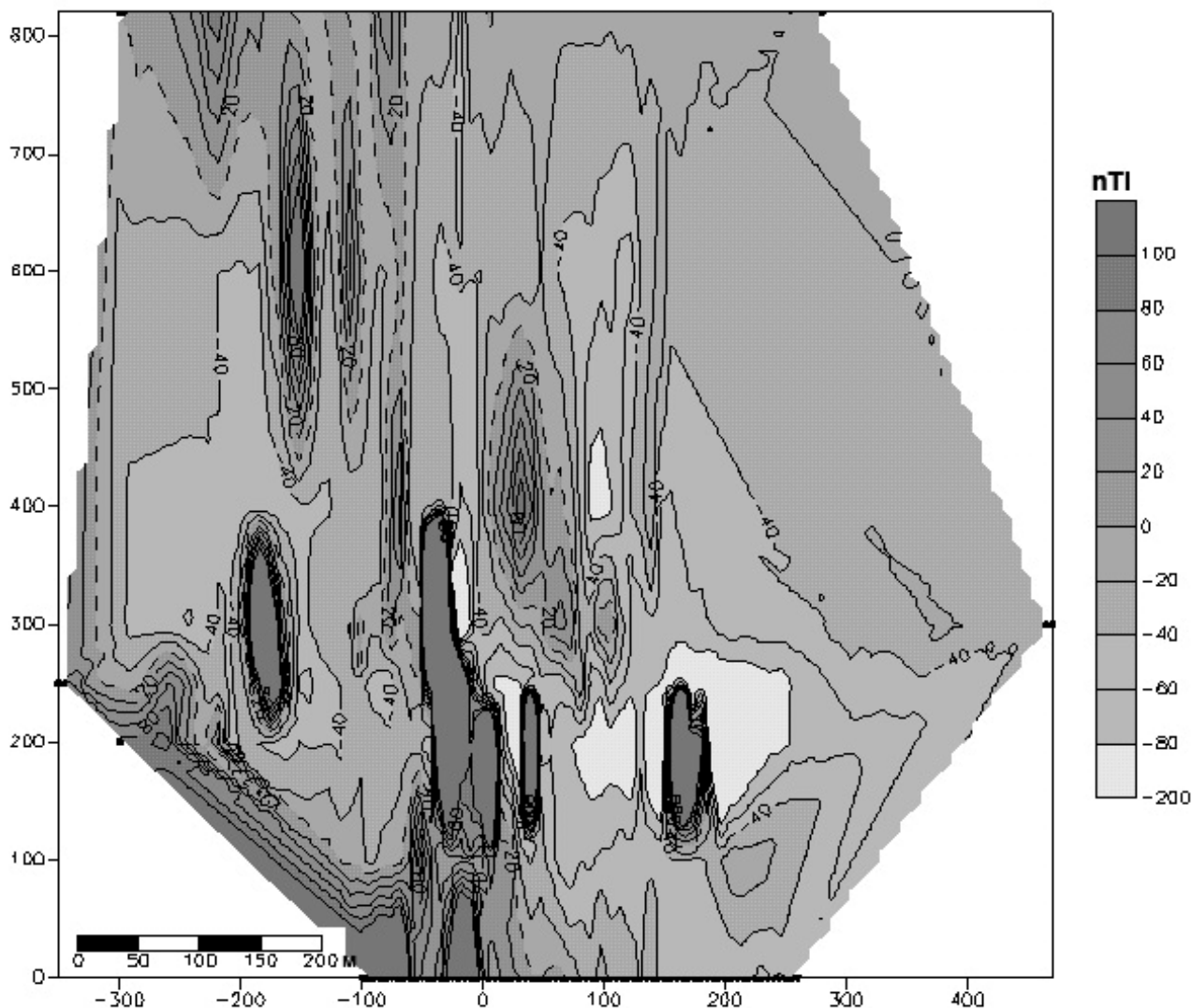


Рис. 9. Карта изолиний Та уч. Хатуноя

Некоторые системные элементы разработанной геолого-поисковой модели имеют принципиально важное значение. В первую очередь это касается отсутствия какой-либо геохимической специализации продуктивных гранитоидов на главный для данной модели рудный компонент – молибден, что вполне согласуется с его геохимическими свойствами и экспериментальными данными по распределению молибдена между расплавом и флюидными и кристаллическими фазами (Попов, 1988 и др.). Молибден является несовместимым (некогерентным) элементом и не концентрируется в породообразующих минералах. Он может накапливаться только в титансодержащих акцессориях (сфен – до 100 г/т) и частично в биотите. Вследствие этого лейкократовые фации гранитоидных плутонов, продуцирующих молибденовое оруденение, имеют исключительно низкие его содержания. Мо-

либден в ходе их кристаллизации концентрировался в постмагматических растворах, вызывавших гидротермально-метасоматическую проработку апикальных частей плутонов и оруденение.

Золото в месторождениях порфирового типа всегда отмечалось как попутный компонент и только в последние десятилетия установлено, что его главные концентрации приурочены к самым апикальным частям рудообразующей порфировой системы (Kirkham et al., 1997; Sillitoe, 1997 и др.), где его спутниками могут быть элементы платиновой группы (Коробейников и др., 2002).

В соответствии с этим, вследствие неглубокой эродированности порфировая рудная система Ялонварского ВПК имеет значительные перспективы в отношении благороднометалльного оруденения. Ранее изучавшиеся (Потрубович, Анищенко, 1956; Попов, 1991 и др.)

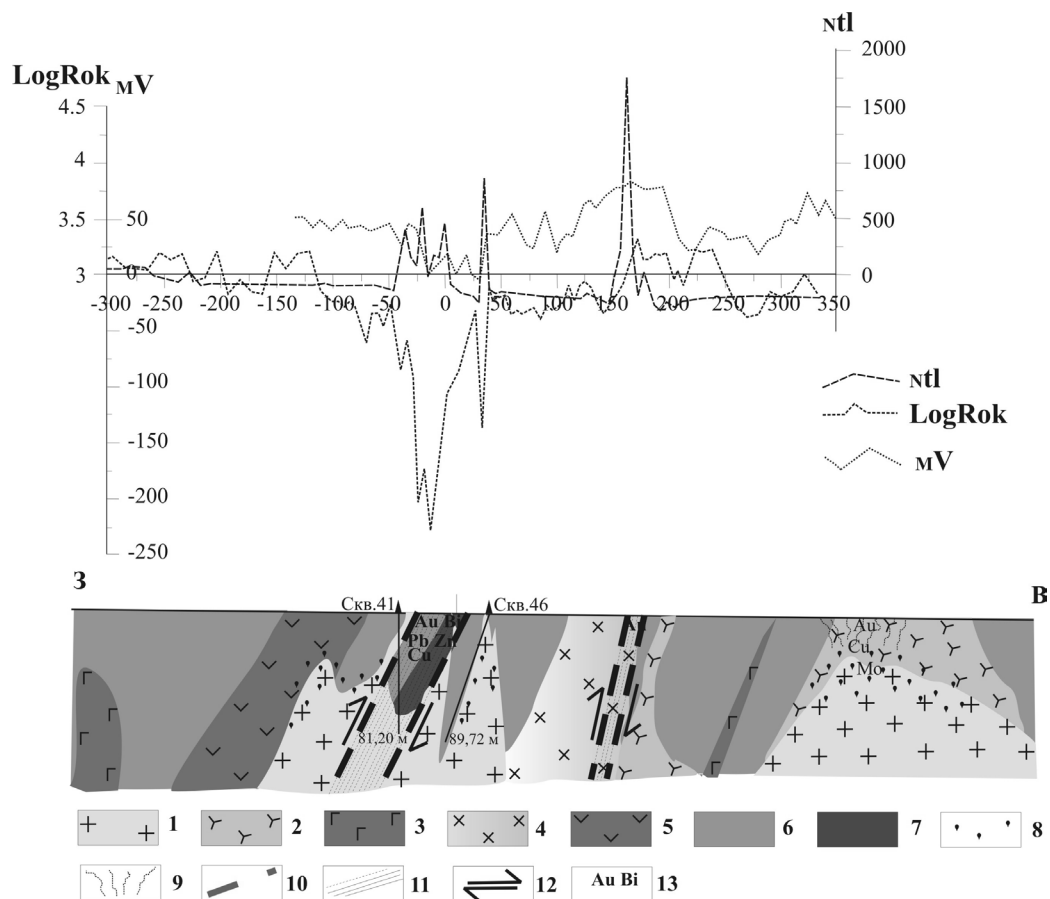


Рис. 10. Геолого-геофизический разрез по Пр. 200 уч. Хатуноя:

1 – граниты, гранитпорфиры; 2 – диориты (санукитоиды); 3 – габбродиабазы; 4 – риодациты; 5 – андезитовые лавобрекчи; 6 – андезитовые лавы и туфы; 7 – агломератовые туфы; 8, 9 – порфировое оруденение: 8 – вкрапленное, 9 – кварцевожильное штокверковое; 10 – сдвиговые зоны с золото-полисульфидным оруденением; 11 – элементарные сдвиги; 12 – направление движений; 13 – рудная зональность

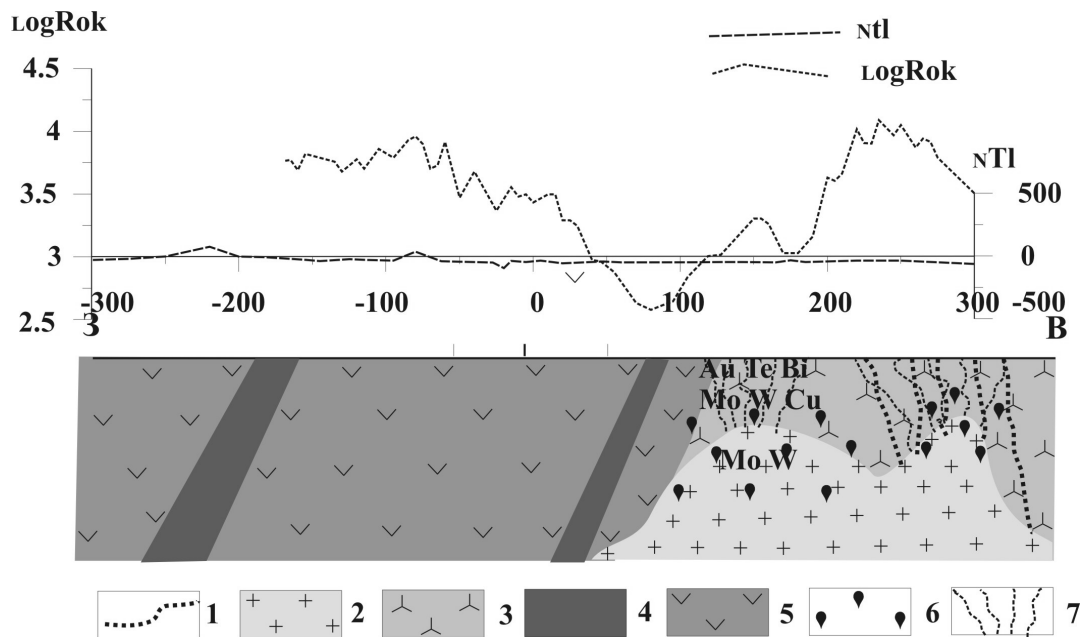


Рис. 11. Геолого-геофизический разрез по Пр. 820 уч. Хатуноя:

1 – дайки риолитов; 2 – граниты, гранитпорфиры; 3 – диориты (санукитоиды); 4 – агломератовые туфы; 5 – андезитовые лавобрекчи; 6, 7 – порфировое оруденение: 6 – вкрапленное, 7 – кварцевожильное штокверковое

Таблица 6

Геолого-поисковая модель комплексного (Mo, Cu, W, Te, Au) золото-порфирового оруденения

Элементы модели	Рудный узел; Рудное поле	Месторождение Рудопроявление
Геотектонический	Приуроченность комплексных месторождений порфировой группы к архейским зеленокаменным поясам	
Формационный	Вулканогенно-осадочная андезибазальт-риодацитовая и плутоническая – диорит-гранит-риолитовая формации	
Магматический	Многофазные гранитоидные плутоны K-Na типа щелочности, входящие в состав бимодальных вулканоплутонических ассоциаций известково-щелочного ряда и сопровождающиеся порфировыми и субвулканическими фациями магматитов. Андезибазальты, диориты – риолиты, лейкограниты	Невскрытая или слабоэродированная пологая кровля гранитоидного плутона, осложненная куполовидными апофизами и штоками, сложенными порфировыми фациями пород. Повышенная щелочность и магнезиальность ранних фаз (вплоть до санукитоидов и мондонитоидов) гранитоидного плутона
Структурный	Зоны трещиноватости над флюидно-магматической колонной в целом. Поздние тектонические нарушения сбросового характера, препятствовавшие глубокой эрозии рудоносной системы Региональные зоны сдвиговых дислокаций и смятия	Зоны локального радиального трещинообразования в породах кровли над штоками и куполовидными апофизами. (Породами кровли могут служить и ранние интрузивные фазы по отношению к поздним) Зоны трещиноватости и катаклаза в гранитоидах. Поздние сдвиговые деформации и сопряженное трещинообразование
Литолого-фациальные	Первично контрастные, пестрые по составу вулканогенные толщи, с многочисленными прослоями хемогенно-осадочных кварцитов и углеродсодержащих сланцев, игравших роль геохимических барьеров	Сильно рассланцованные пестрые толщи с выраженными межформационными швами. Контакты резко контрастных по кремнекислотности интрузивных и вулканических пород
Метаморфический	Зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации	Постинтрузивный метаморфизм не превышал эпидот-амфиболитовой фации
Метасоматические	Широкое распространение низкотемпературных метасоматитов «оксеталитовой» формации	Доминирование метасоматитов пропилит-березитонидного ряда – кварц-серицитовых, кварцевых и кварц-карбонат-турмалиновых
Петрологические	Мантийно-коровый источник вулканоплутонической ассоциации. Вероятный механизм выплавления родоначальной магмы – адвекция	Признаки высокой флюидонасыщенности расплавов и резких изменений фугитивности серы и кислорода (структуры распада в молибдошеелите и других минералах)
Петрогеохимические	Гранитоиды известково-щелочной серии (Na/K<1). Наличие ранних интрузивных фаз, сходных с санукитоидами. Идентичность химических составов разнофациальных пород одинаковой кремнекислотности	Отсутствие высоких содержаний Mo, W в гранитоидах при наличии в них аксессуарных молибденита и шеелита. Геохимическая ассоциированность Au с Te, W и V. Геохимическая эволюция рудогенеза от Mo, W к Au, Ag. W – «сквозной» элемент
Минералогические	Шлиховые ореолы шеелита и золота	Классическая рудная зональность месторождений порфирового типа. Шеелит, черный дравит-увитовый турмалин, верлит и Au-пирит – минералы-индикаторы золота
Геофизические	Отрицательные магнитные и гравияномалии, фиксирующие гранитоидные плутоны	Локальные положительные аномалии ВП, ЕП и отрицательные магнитные над рудными телами
Морфология рудных тел		Штокверки, серии жил, прожилков, линзовидные тела тонковкрапленных руд, локализованных в эндо-экзоzone
Рудная зональность		Mo, W – Mo – Mo, Cu – Cu – Cu, Pb, Zn, Bi, Au, Ag – Te, Au
Содержания рудных элементов		Mo – 0,0п%, до 1–2%; W – до 1%; Cu – 0,1–0,2% до 5%; Au – до 6 г/т; Ag – до 0,05%. Te – 90 г/т
Прогнозные ресурсы		Mo, W – по 40 тыс. т.; Cu – 100 тыс. т.; Au – 20–30 т

преимущественно молибденоносные рудные участки представляют наименьший практический интерес в отношении золота, так как являются, по результатам наших исследований, наиболее глубинными рудными зонами, прикорневыми и корневыми частями рудной системы. Участки развития вольфрамового оруденения (шеелит – косвенный индикатор золоторудной минерализации) и в особенности висмут-теллуридного и полиметаллического обладают гораздо более высоким металлогеническим потенциалом, представляя собой менее эродированные средние и верхние уровни рудной системы. В этом аспекте перспективна контактовая зона диоритов с вулканитами ялонварской свиты в полосе оз. Ялонвараярви – руч. Хатуноя, а также участки Ремссинкорпи и Соан-йоки с выявленными там шеелитоносными турмалинитами, кварц-турмалиновыми метасоматитами и геохимическими аномалиями висмута

(Ивашенко, Лавров, 1994). Перспективы этих участков могут быть существенно уточнены при проведении детальных геофизических работ с целью выяснения морфологии кровли Ялонварской интрузии и выявления слепых гранитоидных штоков и куполов.

Геолого-поисковая модель золото-полисульфидного оруденения в зонах сдвиговых дислокаций

Разработка геолого-поисковой модели золото-полисульфидного оруденения в сдвиговых зонах основывается на выявлении иерархической соподчиненности главных системных элементов его генетической модели. При этом наиболее важным представляется соотношение зон сдвиговых дислокаций со структурно-вещественными комплексами, включаю-

щими литологические компоненты, способные в силу своих физических свойств выступать в роли «экранов» и «коллекторов» тектонических напряжений, а также содержащими оруденение, которое при определенных условиях может выступать как базовая рудная формация (порфировая, колчеданная, скарновая и др.) для последующего формирования золото-полисульфидных руд. Особая роль в рудообразовании при сдвиговых деформациях в вулканогенно-осадочных толщах принадлежит, вероятно, углеродистому веществу, способному в этих условиях переходить в миграционные формы, тем самым меняя физико-химические параметры растворов и влияя на отложение рудных минералов, золота и других самородных элементов (медь, висмут, свинец). По степени упорядоченности и термоэффектам оно будет различаться в зависимости от пространственного расположения относительно поперечного сечения сдвиговой зоны и уровней проявления в ней разных стилей деформационных преобразований пород.

В соответствии с известными разработками по закономерностям формирования золоторудных месторождений в зонах сдвиговых дислокаций (Русинов, Русинова, 2003; Geological development..., 1993; Groves et al., 1998, 2003 и др.) и результатами наших исследований на уч. Хатуноя, геолого-поисковая модель рассматриваемого типа оруденения, адаптированная к условиям Ялонварской структуры, представляется следующей (табл. 7). Благоприятным для масштабности оруденения золота в сдвиговых зонах является также длительность рудного процесса. Для супергиганта Мурунтау она составляет 70 млн лет (Русинов, Русинова, 2003).

Согласно разработанной геолого-поисковой модели золото-полисульфидного оруденения в зонах сдвиговых дислокаций (табл. 7) в пределах российской части архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси наиболее перспективной на выявление соответствующего оруденения промышленной значимости представляется область (от уч. Хатуноя на юге до оз. Соан-ярви на севере) широкого распространения пород Ялонварского вулканоплутонического комплекса с порфировой и колчеданной минерализацией как потенциальной базовой золоторудной формации.

Поскольку в золоторудном районе Иломантси Финляндии золоторудоконтролирующие сдвиговые зоны развиваются преимущественно между гранитоидными массивами, характер распределения которых среди супракрустальных пород тождествен таковому на российской части архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси (рис. 12), представляется вполне закономерным и аналогичное по масштабам распространение здесь золотоносных сдвиговых зон с сопоставимыми ресурсами золота.

Выводы

1. Проведенные на участке Хатуноя комплексные исследования определили его перспективы на выяв-

ление промышленно значимого золоторудного месторождения, сопоставимого по масштабам с некоторыми золоторудными объектами пояса Хату на сопредельной территории Финляндии.

2. На площади участка установлены золоторудные проявления двух типов:

Оруденение первого типа – комплексное (Mo, Cu, W, Au) золото-порфировое, локализовано в эндоконтакте диоритов (санукитоидов?) Ялонварского вулканоплутонического комплекса, прослеживаясь от оз. Ялонвараярви на юг более чем на 1,5 км. Параметры зоны развития кварцево-жильного штокверкового оруденения – 200×800 м; распространенность на глубину по аналогии с известными докембрийскими месторождениями такого же типа может составлять $n100$ м. Высокопробное самородное золото размерностью до 0,2–0,3 мм ассоциируется с самородным висмутом, висмутином, висмутотеллуридами. Его содержание достигает 5,3 г/т на мощность 30–50 см (среднее по штокверку – 0,75 г/т), серебра – 40 г/т (среднее – 9,5), теллура – 90 г/т (среднее – 16). Наличие рудных валунов (вес >500 кг) в 300 м к юго-востоку от уч. Хатуноя с процентными концентрациями Mo, Cu и содержанием золота 2,77–3,43 г/т свидетельствует о более широком распространении оруденения данного типа, характеризующегося к тому же присутствием богатых комплексных руд. Прогнозные ресурсы золота для оруденения золото-порфирового типа по категории P_2 до глубины 100 м составляют 4,50 т, серебра – 57 т, теллура – 96 т.

Оруденение второго типа – золото-полисульфидное в зонах сдвиговых дислокаций (орогеническое мезотермальное), приурочено к низкотемпературным метасоматитам (пропилитоидам-березитоидам, часто с обильным турмалином), развивающимся преимущественно по андезидацитовым агломератовым туфам в северо-западных – субмеридиональных сдвиговых зонах. Методами магнито- и электроразведки рудоносные дислокации фиксируются двумя аномальными зонами северо-западного – субмеридионального простирания мощностью до 100 м и протяженностью до 700 м, имеющими кулисообразное строение и практически соединяющими два ранее известных медно-полиметаллических рудопроявления – Хатуноя-1 и Хатуноя-2. Самородное золото (размер до 1 мм) ассоциируется с пиритовой (в меньшей степени с медно-полиметаллической) минерализацией, висмутином. Максимальное содержание золота составляет 4,75 г/т (штучное опробование) на мощность 1 м; 1,08 г/т (бороздвое опробование) на 1,9 м; 0,53 г/т (1,01 с учетом штучных проб) – на 8 м, серебра – 40 г/т (среднее – 1,89), платины – 0,38 г/т. Прогнозные ресурсы золота по категории P_2 до глубины 100 м равны 4,05–7,79 т.

3. В целом по уч. Хатуноя прогнозные ресурсы золота по категории P_2 на глубину 100 м составляют 8,55–12,29 т; серебра – 72 т, теллура – 96 т, молибдена – 16 000 т, рения – 1,5 т (Mo, Re – до глубины 300 м).

Таблица 7

Геолого-поисковая модель золото-полисульфидного оруденения в зонах сдвиговых дислокаций

Элементы модели	Рудный узел; Рудное поле	Месторождение Рудопроявление
Геотектонический	Приуроченность золото-полисульфидного оруденения в зонах сдвиговых дислокаций к архейским зеленокаменным поясам	
Геодинамический	Син- и позднеколлизионная стадия эволюции зеленокаменного пояса	
Формационный	Контрастные вулканическая – андезитбазальт-риодацитовая и плутоническая – диорит-гранит-риолитовая формации	
Магматический	Многофазные гранитоидные плутоны К-Na типа щелочности, сопровождающиеся порфировыми и субвулканическими фациями магматитов, ответственными за формирование базовой золотоносной формации порфирового типа	Невскрытая или слабоэродированная пологая кровля гранитоидного плутона, осложненная куполовидными апофизами и штоками, сложенными порфировыми фациями пород. Дайковые серии в вулканогенно-осадочных толщах, повышающих степень их контрастности
Структурный	Региональные зоны сдвиговых дислокаций и смятия субмеридионального и северо-западного простираний	Поздние сдвиговые деформации и сопряженное трещинообразование разной направленности, обрамляющие тектонические упоры – интрузивные тела, массивные лавовые потоки, дайки. Зоны перехода пластических деформаций в хрупко-пластические
Литолого-фациальные	Первично контрастные, пестрые по составу вулканогенные толщи, с многочисленным чередованием хемогенно-осадочных, лавовых и дайковых образований с резко отличающимися реологическими и фильтрационными свойствами, выступающие в роли региональных геохимических барьеров	Сильно рассланцованные пестрые толщи с выдержанными горизонтами агломератовых туфов и лавобрекчий, межформационными швами, контактными зонами резко контрастных по кремнекислотности интрузивных и вулканических пород и другими эффективными петрофизическими экранами и коллекторами тектонических напряжений
Метаморфический	Зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации (возможно до гранулитовой включительно)	Динамометаморфизм в сдвиговых зонах не выше эпидот-амфиболитовой фации
Метасоматические	Региональное распространение углерод- и турмалинсодержащих метасоматитов пропилитового ряда (не исключено присутствие скарновых ассоциаций)	Доминирование метасоматитов пропилит-березитовидного ряда регрессивного этапа – кварц-хлорит-серицитовых, кварц-серицитовых, кварцевых и кварц-карбонат-турмалиновых
Петрологические	Мантийно-коровый источник рудовмещающей вулканоплутонической ассоциации. Высокоградцентные изменения физико-химических параметров в поперечных сечениях сдвиговых зон	Резкие изменения окислительно-восстановительного потенциала на геохимических барьерах. Признаки декомпрессионных условий минералообразования. Полистадийность рудоотложения
Петрогеохимические	Вулкано-плутоническая ассоциация известково-щелочной серии (Na/K~1). Повышенные региональные геохимические кларки для золота и сопутствующих элементов	Геохимическая ассоциированность Au с Bi, Te, V. Геохимическая эволюция рудогенеза от Cu, Pb, Zn – к Au, Ag, Bi (As?)
Минералогические	Шлиховые ореолы шелита и золота. Рассеянная вкрапленность пирита	Присутствие вимутотеллуридов, шелита, графита, самородных – висмута, меди, свинца. Ассоциация пирита с галенитом, сфалеритом и халькопиритом
Геофизические	Положительные параметры Та, ЕП, logRok	Локальные положительные аномалии logRok
Морфология рудных тел	Рудные зоны протяженностью до нескольких десятков километров и мощностью до 100–200 м	Минерализованные зоны тонковкрапленных и прожилковых руд линзовидной и пластовой морфологии, унаследованной от горизонтов пород с благоприятными реологическими свойствами (агломератовые туфы, туфопесчаники и др.) и линеаризированной сдвиговыми нарушениями
Рудная зональность	Преимущественно только вертикальная с размахом 10–15 км: от мышьяковистых ассоциаций на глубине до сурьмянистых вблизи земной поверхности. Au/Ag – 1–10	Латеральная не проявлена. В поперечных сечениях рудных зон характерно появление полиморфных модификаций минералов (пирротина, графита, слюды и др.). Арсенопирит – признак большей глубинности оруденения
Содержания рудных элементов		Cu – до 2–3%, Pb – до 1%, Zn – до 10–15%, Au – до 5 г/т; Ag – до 0,05%, Te – до 5 г/т
Прогнозные ресурсы		Au – 10–20 т

4. Интегральная экономическая оценка оруденения на уч. Хатуная составляет 20969,8–21904,8 млн руб. Из них 82,63% приходится на молибден, 14,03% на золото, 1,89% на серебро, 1,16% на рений и 0,29% на теллур.

5. Золото в обоих типах оруденения – свободное легко обогащаемое.

6. Наличие весовых содержаний (3–5 г/т) слабо окатанного золота размерностью до 3–4 мм в шлихах руч. Хатуная, протекающего к юго-востоку от одноименного участка, указывает на его присутствие в морене, перекрывающей золотопродуктивную породную ассоциацию, и близость его коренного источника.

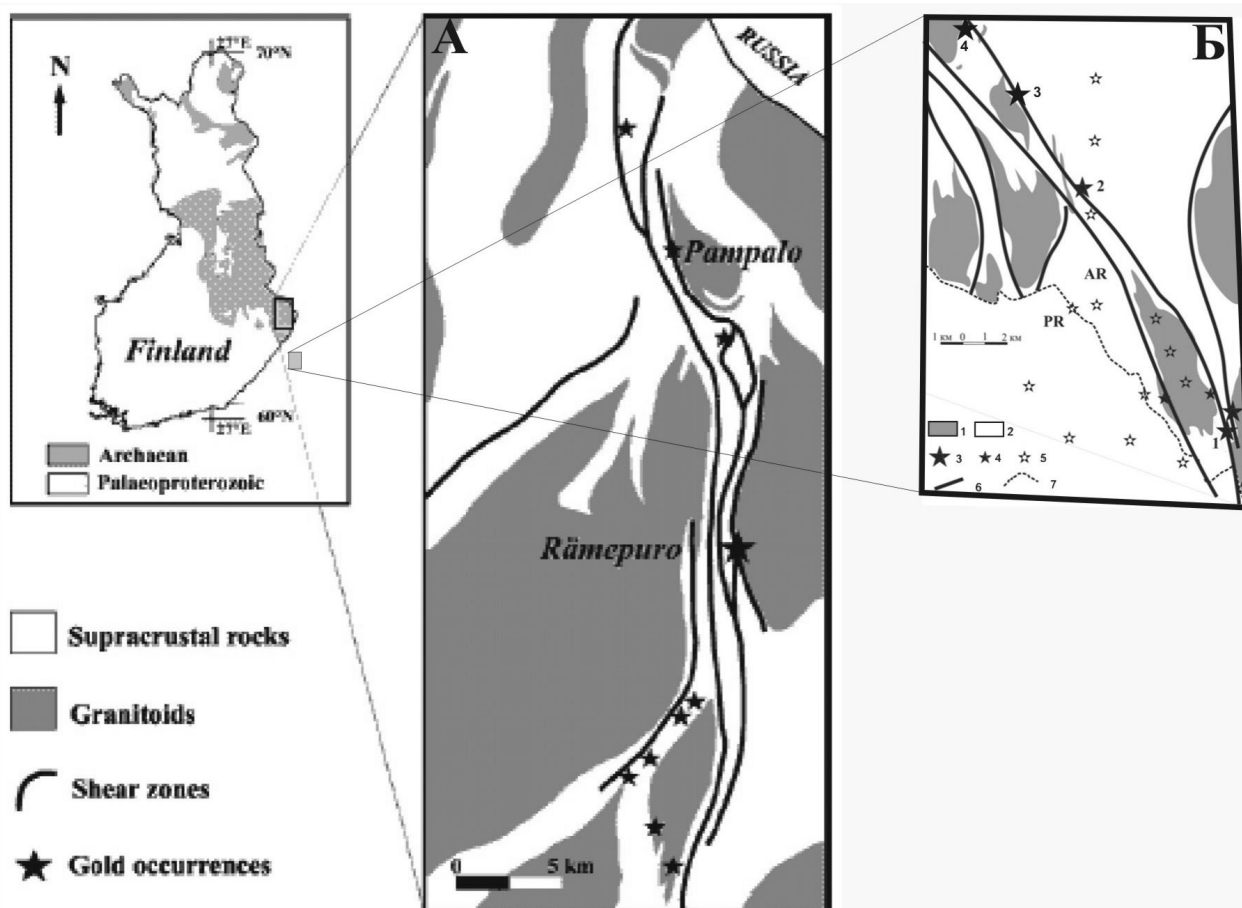


Рис. 12. Размещение золоторудных месторождений и проявлений в архейском зеленокаменном поясе Ялонвара-Иломантси-Костомукша:

А – Финляндия, р-н Иломантси (Geological development., 1993); Б – Россия, р-н Ялонвара-Соан-ярви: 1 – гранитоиды; 2 – супракrustальные породы; 3 – золоторудные проявления (1 – Хатуноя, 2 – Соан-йоки, 3 – Синкори, 4 – Юованйоки); 4 – пункты золоторудной минерализации с содержаниями Au>0,5 г/т; 5 – пункты нахождения золота самородного в четвертичных отложениях (шлихи – до 4–5 г/т); 6 – shear-зоны; 7 – граница архея и протерозоя

7. На комплексный золото-порфировый тип оруденения перспективна контактовая зона диоритов с вулканитами ялонварской свиты в полосе оз. Ялонвараярви – руч. Хатуноя, а также участки Ремсинкорпи и Соанйоки с выявленными там шеелитоносными турмалинитами, кварц-турмалиновыми метасоматитами и геохимическими аномалиями висмута.

8. В пределах российской части архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси на золотополисульфидное оруденение в зонах сдвиговых дислокаций наиболее перспективна область (от уч. Хатуноя на юге до оз. Пертин-ярви на севере) широкого распространения пород Ялонварского вулcano-плю-

тонического комплекса с порфировой и колчеданной минерализацией как потенциально базовой для него золоторудной формацией.

Исследования проводились при финансовой поддержке программы ОНЗ-2 «Фундаментальные проблемы геологии, условия образования и принципы прогноза традиционных и новых типов крупномасштабных месторождений стратегических видов минерального сырья», субпроект «Металлогения и оценка перспектив Карельского региона на крупные комплексные благороднометалльные месторождения».

ЛИТЕРАТУРА

Богданов Л. А. Отчет по х/д № 477 «Разработка геофизических критериев прогноза и поисков крупных и средних месторождений золота разных формационных типов в архейских зеленокаменных поясах Карелии». 1998. Фонды ВСЕГЕИ.

Берзина А. П., Сотников В. И. Рудно-магматические системы разных геодинамических обстановок (на примере

медно-молибденовых месторождений МНР) // ДАН СССР. 1991. Т. 316, № 4. С. 957–961.

Бородин Л. С. Петрохимия магматических серий. М., 1987. 260 с.

Виноградов А. П., Тарасов Л. С., Зыков С. И. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита // Геохимия. 1959. № 7. С. 571–607.

- Власов Г. М., Компаниченко В. Я., Мальшев Ю. Ф. и др.* Магматогенно-рудные системы. М., 1986. 256 с.
- Ганин В. А., Бондарев А. П. и др.* Отчет по групповой геологической съемке и доизучению масштаба 1 : 50 000 в южной части Западно-Карельской синклинойной зоны в Суоярвском районе КАССР в 1974–1978 гг. 1978. Инв. № 1369. Фонды КГЭ. 1978ф.
- Глебова-Кульбах Г. О.* Типы нижнепротерозойских гипабиссальных гранитоидов Южной Карелии // *Тр. ЛАГЕД АН СССР*. 1960. Вып. 11. С. 93–110.
- Иващенко В. И., Лавров О. Б.* Новый тип комплексного вольфрамового оруденения в докембрии Карелии // *Докл. РАН*. 1993. Т. 333, № 2. С. 231–234.
- Иващенко В. И., Лавров О. Б.* Магматогенно-рудная (Mo, W, Cu, Au) система Ялонварского вулканоплутонического комплекса архея Карелии. Петрозаводск, 1994. 127 с.
- Иващенко В. И., Лавров О. Б.* Комплексное порфиоровое месторождение Ялонвара в архее Карелии (Россия) // *Геология рудных месторождений*. 1996. № 5. С. 412–423.
- Иващенко В. И., Ручьев А. М., Кондрашова Н. И. и др.* Отчет по теме: «Геолого-экономическое обоснование постановки оценочных работ на золото в пределах участка Хатуоя в Суоярвском районе». Петрозаводск, 2004. 194 с.
- Корнилов М. Ф.* Закономерности концентрации и распределения молибдена на докембрийском месторождении молибден-порфиорового типа Лобаш (Восточная Карелия) // *Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва*. 1993. № 3. С. 25–32.
- Коробейников А. Ф., Грабежов А. И., Молошаг В. П.* Поведение Pt, Pd и Au при формировании золото-медно-порфиоровой системы (Томинско-Мичуринский рудный узел, Южный Урал) // *Докл. РАН*. 2002. Т. 383, № 5. С. 668–671.
- Кривоцов А. И.* Прикладная металлогения. М., 1989. 288 с.
- Кривоцов А. И.* Градиентно-векторные модели медно-порфиоровых месторождений // *Советская геология*. 1991. № 9. С. 19–59.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Арестова Н. А. и др.* Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // *Геотектоника*. 2000. № 6. С. 26–42.
- Маракушев А. А.* Петрогенезис. М., 1988. 293 с.
- Перчук Л. Л.* Базификация как магматическое замещение // *Очерки физико-химической петрологии*. М., 1987. Вып. 14. С. 39–64.
- Покалов В. Т.* Геологические основы поисков и оценки эндогенных месторождений молибдена. М., 1983. 176 с.
- Покалов В. Т., Семенова Н. В.* Лобаш – первое крупное молибденовое месторождение докембрийского возраста (Карелия) // *Геология рудных месторождений*. 1993. № 3. С. 262–270.
- Попов В. Е.* Генезис вулканогенно-осадочных месторождений и их прогнозная оценка. Л., 1991. 287 с.
- Попов В. Е. и др.* Пакет геологической информации по Янисъярвинской площади. Петрозаводск, 1994. 26 с.
- Попов В. С.* Геология и генезис медно- и молибден-порфиоровых месторождений. М., 1977. 203 с.
- Попов В. С.* О магматических источниках рудного вещества молибден- и медно-порфиоровых месторождений // *Геология рудных месторождений*. 1988. № 4. С. 38–47.
- Потрубович Л. Н.* Отчет о геологоразведочных работах на Ялонварском м-нии серного колчедана в Сортавальском р-оне КФССР. 1949. Инв. № 356. Фонды КГЭ.
- Потрубович А. А., Паутова Т. И., Кудрев А. Ф.* Отчет о геологоразведочных работах на Ялонварском м-нии серного колчедана в Сортавальском р-оне КФССР за 1948–1949 гг. 1950. Инв. № 389. Фонды КГЭ.
- Потрубович Л. Н., Анищенко О. Н.* Отчет Янисъярвинской партии о геолого-поисковых и съемочных работах в Сортавальском районе КФССР в 1953–1955 гг. Т. 1, кн. 1. 271 с., кн. 2, 181 с. СЗГУ. Ленинград, 1956.
- Рудич К. Н.* Малоглубинный магматизм. М., 1978. 143 с.
- Рундквист И. Н., Руссу И. А. и др.* Отчет по теме: «Ревизионно-опробовательские работы в полосе развития зеленокаменных образований лопия». 1982. Инв. № 1523. Фонды КГЭ.
- Русинов В. Л., Русинова О. В.* Метасоматические процессы в углеродистых толщах в региональных зонах сдвиговых деформаций // *Доклады РАН*. 2003. Т. 388, № 3. С. 378–382.
- Светов А. П., Свириденко Л. П., Иващенко В. И.* Вулкано-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск, 1990. 321 с.
- Сидоров А. А., Волков А. В.* О золоторудных месторождениях в гранитоидах // *Доклады РАН*. 2000. Т. 375, № 6. С. 807–811.
- Таусон Л. В., Гундобин Г. М., Зорина Л. Д.* Геохимические поля рудно-геохимических систем. Новосибирск, 1987. 202 с.
- Фадеев Г. В.* Отчет о результатах поисковых работ в пределах Ялонварского рудного поля и Соанварского рудопоявления золота за 1976–1977 гг. 1977. Инв. № 1336. Фонды КГЭ.
- Чернов В. М., Горьковец В. Я., Инина К. А., Раевская М. Б.* Отчет по теме «Основные геолого-структурные элементы и закономерности развития докембрия восточной части Балтийского щита». Петрозаводск. ИГ КарНЦ РАН. 1972ф.
- Cabri L. J., Szymanski J. T., Stewart J. M.* On the transformation of cubanite // *Can. Miner.* 1973. N 12. P. 33–38.
- Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Pomantsi, eastern Finland.* Espoo. 1993. (Spec. Paper. Geol. Surv. Finl. 17). 386 p.
- Groves D. I., Goldfarb R. J., Gebre-Mariam M. et al.* Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // *Ore Geology Reviews*. 1998. Vol. 13. P. 7–27.
- Groves D. I., Goldfarb R. J., Robert F., Hart C. J. R.* Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // *Economic Geology*. 2003. Vol. 98. P. 1–29.
- Kirkham R. V., Pilote P., Robert F. et al.* Chibougamau mining district, Quebec, Canada: Vein Cu-Au and porphyry Cu(-Mo) deposits related to a composite Archean tonalitic batholith // *Mineral Deposits*. Papunen (ed.). 1997, Balkema, Rotterdam. P. 647–649.
- Sillitoe R. H.* Gold-rich porphyry copper deposits: Geological model and exploration implication // Kirkham R. V., Sinclair W. D., Thorpe R. I., Duke J. M. (eds.). *Mineral Deposit. modeling*. Geol. Assoc. Can., 1993. Spec. Pap. 40. P. 465–478.
- Sillitoe R. H.* Gold deposits and intrusive rocks // *Mineral Deposits*. Papunen (ed.). 1997. P. 23–26.
- Vaughan D. J., Craig J. R.* Mineral chemistry of metal sulfides. 1978. Cambridge Univ. Press. 493 p.

Л. В. Кулешевич, О. Б. Лавров

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ПЕДРОЛАМПИ И ЗОЛОТОРУДНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ЭЛЬМУССКОЙ ПЛОЩАДИ

Месторождение Педролампи расположено в центральной части Эльмусской структуры на западном берегу небольшого озера Педролампи в 3,5 км юго-западнее оз. Орехозеро и приурочено к субмеридиональной сдвиговой зоне милонитизации, рассланцевания и метасоматического преобразования пород семчереченской и бергаульской свит лопийского комплекса. Рудная зона локализуется вблизи контакта с вулканогенно-осадочными толщами небольшой ятулийской Педролампинской структуры. Месторождение было обнаружено КГЭ (Сиваев, Горошко, 1982), разведывалось и оценивалось ГПП «Невскгеология» (Петров, 1995; Новиков, 1997) и последующими работами АО «Педролампи» под руководством А. Ф. Горошко. Рудная минералогия изучалась Ю. С. Полеховским (Шариков и др., 2002), которым были выделены несколько генераций золота и установлены редкие минералы МПП и соединения золота и серебра, и Л. В. Кулешевич. Подсчетом запасов и ресурсов месторождения занималось ГПП «Невскгеология» (Новиков, 1997). Для этого небольшого месторождения были установлены запасы категории С₂, равные 0,93 т, и определены прогнозные ресурсы категорий Р₁ (центральная часть) и Р₂ (на флангах), составляющие 2,56 т и 7 т.

Авторами данной работы изучались геологическое строение, кислый магматизм и характер деформаций Эльмусской площади и непосредственно строение участка Педролампи. Были проанализированы данные магнито- и электроразведки в пределах участка. Детально изучалась локализация кварцевых жил и оруденения, околорудные метасоматические изменения, рудная минералогия с целью установления последовательности и условий рудообразования. Непосредственному выполнению этой работы содействовал А. Ф. Горошко, предоставивший материалы по магнитному и электрическому полям участка Педролампи и участвовавший в обсуждении вопросов, касающихся локализации оруденения. По данной территории были проанализированы и использованы фондовые материалы предыдущих исследований разных геологических организаций – КГЭ и «Невскгеология».

Геологическое строение Эльмусской площади и участка Педролампи

Изучение геологического строения Эльмусской зеленокаменной структуры, выделяемой чаще как Эльмусская площадь, и оценка ее металлогенических перспектив проводились Карельской ГЭ и ГПП «Невскгеология» (Сиваев, Горошко, 1982; Петров, 1995; Новиков, 1997). Эльмусская площадь входит в состав Сегозерско-Ведлозерского зеленокаменного пояса, слабо обнажена и отличается недостаточной изученностью магматизма. В этой структуре в лопийском комплексе пород известны серноколчеданные, полиметаллические, сульфидные никелевые (Педро-ручей), золоторудные проявления и месторождение золота Педролампи (рис. 1). На южном и западном продолжении зеленокаменных толщ в Койкарской и Семченской лопийских структурах расположены небольшие проявления золота и колчеданных руд. В юго-восточной части площади в ореоле Карташинского гранитного массива известны молибден-редкометалльные проявления.

В геологическом строении Эльмусской площади принимают участие архейские и протерозойские образования (рис. 1). Породы лопийского комплекса прослеживаются от Койкарской структуры до Семчезера и имеют субмеридиональное простирание (аз. пр. 0–20°) и крутое падение к востоку или западу. Южнее пос. Эльмус толщи разворачиваются и в субширотном направлении прослеживаются в Семченской структуре. Протерозойские структуры имеют синклинальное строение, северо-западное и субмеридиональное простирание с крутым падением крыльев. Протерозойские образования представлены сумийско-сариолийскими и ятулийскими отложениями.

В региональном плане в пределах площади установлены субмеридиональные и субширотные сдвиги позднеархейского возраста. Эти региональные деформации в целом определили заложение позднеархейских бассейнов и совместно с северо-западной тектоникой – формирование протерозойских интракратонных синклинальных структур в пределах рассматриваемой площади. Постъятулий-

ские сдвиговые деформации в пределах площади имеют доминирующее северо-западное простирание, к этим зонам приурочены дайки габбро-диабазов.

Семчереченская свита лопийского комплекса представлена метабазами и их туфами. Широкие магнитные аномалии, выделяемые в северо-западной части площади, связаны с коматиитами и интрузивными ультрабазами. В средней части разреза залегают кислые и средние вулканогенно-осадочные образования бергаульской свиты – полосчатые и агломератовые туфы и вулканы, представленные

кварц-карбонат-слюдисто-хлоритовыми, кварц-карбонат-хлорит-серицитовыми и углеродсодержащими сланцами с прослоями вкрапленных и массивных колчеданных руд. В верхней части разреза Эльмусской структуры развиты метапесчаники, граувакки, полимиктовые конгломераты с обломками различных пород, подобные выделяемым в Койкарской структуре. Слабоокатанные гальки в составе конгломератов участка Педролампи имеют разный размер от 1 до 10 см, глыбы до 1,5 м, и представлены кислыми породами, туфами, риодацит-порфирами, кварцем, цемент в них карбонат-хлорит-серицитовый.

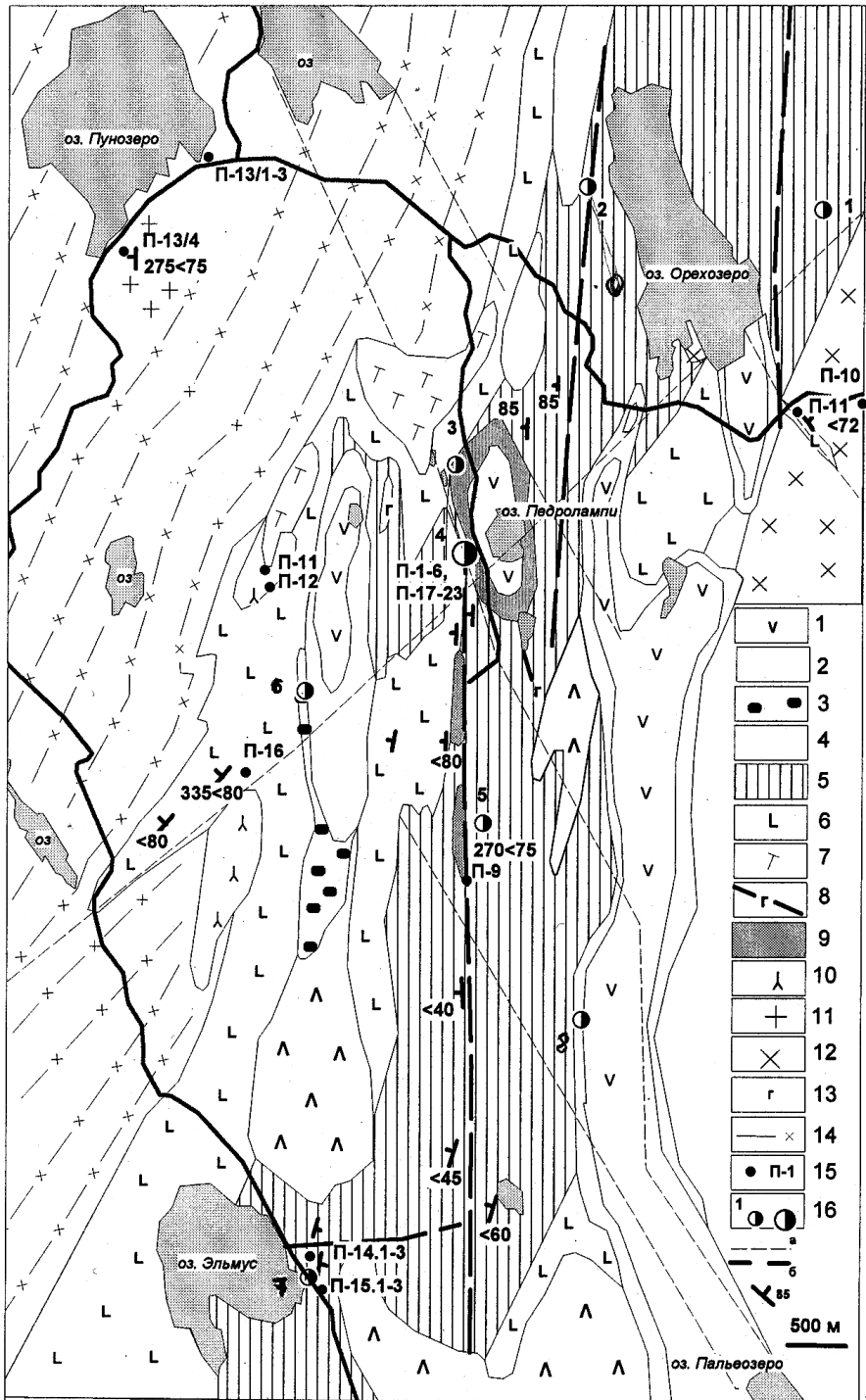


Рис. 1. Схема геологического строения Эльмусской площади (составлена на основе карт из отчетов: Сиваев, Горошко, 1982; Новиков, 1997)

Ятулийский комплекс: 1 – кварциты и метабазаы ($PR_1 jt_2$), 2 – кварцевые конгломераты и метабазаы ($PR_1 jt_1$). Сариолийский комплекс: 3 – полимиктовые конгломераты, 4 – метаандезито-базальты. Лопийский комплекс: 5 – сланцы по туфам и вулканитам андезитового и дацитового состава, углеродсодержащие сланцы, метаморфизованные песчаники и конгломераты бергаульской свиты, 6 – метабазаы, 7 – метакоматииты, отчасти сланцы по интрузивным ультрабазам. Интрузивные тела: 8 – дайки габбро-диабазов (PR_1); 9 – альбитизированные граниты (Талпус), 10 – субщелочные граниты, сиениты, 11 – К-граниты, 12 – диориты, гранодиориты, 13 – габбро (AR_2), 14 – гранито-гнейсы нерасчлененные. 15 – места отбора образцов и их номера. 16 – проявления и месторождения (более крупные) золота: 1 – В. Орехозеро, 2 – 3. Орехозеро, 3 – Кяншошлыга, 4 – Педролампи, 5 – Талпус, 6 – С-107, 7 – Эльмус, 8 – Пальеозерское. 17 – тектонические зоны: а – протерозойские, б – позднеархейские, 18 – элементы залегания

Породы лопийского комплекса перекрываются метаандезибазальтами и туфами сариолийского надгоризонта кумсинской свиты, полимиктовыми конгломератами и туфопесчаниками палеозерской свиты, образующими синклинальные структуры. Выше залегают ятулийские отложения – кварцевые конгломераты и кварцито-песчаники янгозерской и медвежьегогорской свит, чередующиеся с основными вулканитами и терригенно-карбонатными отложениями туломозерской свиты. Ятулийские отложения с несогласием перекрываются как сумийско-сариолийские, так и лопийские толщи. Протерозойские структуры наиболее хорошо выделяются в строении магнитного поля.

Магматизм

Лопийские образования прорываются интрузивными телами габбро-пироксенитов, диоритами, синорогенными Na-Ca дайками и массивами, позднеорогенными Na-K-гранитами, мигматит-гранитами, а также гранитами Карташинского массива. Синорогенные граниты имеют гнейсовидность ССВ или СЗ простираения, совпадающую со слан-

цеватостью во вмещающих толщах, и являются синскладчатными. Комплекс карташинских средне- и крупнозернистых гранитов сечет смятые и метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации вмещающие толщи. Протерозойские дайки габброидов прорывают лопийские и ятулийские толщи и имеют СЗ простираение.

Вулканогенный и дайковый комплексы. Метабазальты и туфы семчереченской свиты имеют альбит-хлорит-эпидот-амфиболовый состав. По своему химическому составу метабазальты участка Педролампы – это толеиты с содержанием SiO₂ 47,85%, MgO 7,41%, Na₂O+K₂O – 2,02% (табл. 1/11–13, рис. 2). Метаандезибазальты и их туфы имеют светлый серо-зеленоватый цвет, полосчатые или линзовидно-полосчатые текстуры и кварц-хлорит-эпидот-плаггиоклазовый состав. Метавулканиты представлены плаггиоклазовыми порфиридами с содержанием SiO₂ 53,56%, MgO 4,03%, Na₂O+K₂O – 2,31% и повышенной глиноземистостью. Сланцы по туфам и милонитизированным породам основного состава имеют кварц-серицит-карбонат-хлоритовый состав.

Таблица 1

Химический состав лопийских пород Эльмусской площади

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	67,6	71,1	64,85	70,25	75,2	76,15	68,67	74,7	74,5	77,7	53,56	47,85	72,10
TiO ₂	0,25	0,24	0,48	0,23	0,13	0,18	0,5	0,07	0,13	0,18	0,72	0,79	0,10
Al ₂ O ₃	15,45	15,2	15,7	15,07	12,8	12,63	15,64	14,13	13,56	13,27	17,12	14,81	11,0
Fe ₂ O ₃	0,48	0,66	1,41	0,88	1,13	0,48	1,3	0,58	0,55	0,51	3,54	2,55	1,07
FeO	1,11	1,11	2,76	0,8	0,52	0,89	1,9	0,37	1,18	0,57	2,86	7,64	0,82
MnO	0,04	0,024	0,004	0,029	0,025	0,025	0,039	0,03	0,025	0,001	0,128	0,167	0,062
MgO	0,87	1,03	2,3	1,06	0,62	0,26	1,52	0,31	0,50	0,41	4,03	7,41	1,34
CaO	3,4	1,29	2,5	1,64	1,72	1,36	2,38	1,14	0,90	0,1	11,05	9,48	4,43
Na ₂ O	7,62	7,54	4,71	5,71	4,38	5,44	4,92	4,83	4,41	3,53	2,25	1,96	0,16
K ₂ O	0,2	0,27	3,33	3,16	1,61	0,89	1,84	2,84	3,55	2,2	0,06	0,06	3,28
H ₂ O	0,09	0,1	0,12	0,11	0,09	0,11	0,13	0,1	0,15	0,14	0,14	0,14	0,11
ппп	2,6	1,06	1,28	0,8	1,58	1,37	0,94	0,7	0,50	1,14	4,17	6,77	5,22
P ₂ O ₅	0,11	0,1	0,29	0,11	0,03	0,04	0,18	0,02	0,06	0,01	0,06	0,06	0,04
Сумма	99,82	99,72	99,73	99,85	99,84	99,83	99,96	99,82	100,21	99,76	99,67	99,67	99,67
Cr ₂ O ₃	0,005	0,007	0,006	0,004	0,006	0,005	0,005	0,004	0,004	0,002	0,045	0,043	0,004
V ₂ O ₅	0,0008	0,003	0,005	0,0008	–	–	–	–	0,002	–	0,038	0,171	–
CoO	0,003	0,003	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,006	0,007	0,002
NiO	0,006	0,006	0,004	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,024	0,021	0,006
CuO	0,004	0,01	0,002	0,012	0,002	0,0009	0,002	0,002	0,002	0,011	0,013	0,012	0,001
ZnO	0,002	0,002	0,012	0,004	0,001	0,003	0,008	0,002	0,005	0,001	0,01	0,012	0,0014
Li ₂ O	0,0009	0,001	0,0075	0,0025	0,0034	0,0014	0,0068	0,0036	0,0018	0,0018	0,0031	0,0041	0,0028
Rb ₂ O	0,0004	0,0006	0,0117	0,0063	0,005	0,0028	0,0063	0,0087	0,0087	0,0009	0,0002	0,0003	0,0012
Cs ₂ O	0,0001	0,0001	0,0003	0,0002	0,0002	0,0001	0,0003	0,0002	0,0002	0,0002	0,0001	0,0003	0,0003
Ba	0,022	0,022	0,2	0,25	0,055	0,073	0,053	0,17	0,11	0,009	0,0045	0,009	0,054
Sr	0,013	0,014	0,088	0,07	0,009	0,029	0,037	0,031	0,069	0,009	0,018	0,021	0,09
Na ₂ O+K ₂ O	7,82	7,81	8,04	8,87	5,99	6,33	6,76	7,67	7,96	5,73	2,31	2,02	3,44
Na ₂ O/K ₂ O	38,1	27,9	1,4	1,8	2,7	6,1	2,7	1,7	1,24	1,6	37,5		
al	6,28	5,43	2,43	5,50	5,64	7,75	3,31	11,21	6,08	8,91	1,64		
mg	0,50	0,52	0,51	0,55	0,42	0,26	0,47	0,38	0,35	0,42	0,55	0,57	0,57
A/CNK	0,97	1,06	1,15	1,05	1,22	1,13	1,28	1,17	1,14	1,60	1,24		
n	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	1
№ обр.	П-3	П-5	П-13	П-13/1	П-11	П-9	П-10	П-12	П-13/4	П-15/2	П-6, П-8	П-7, П-4	П-2

Примечание. n – количество образцов. 1–2 – Na-плаггиопорфиры (П-3, П-5, уч. Педролампы); 3–4 – K-Na-гранит-порфиры (П-13, П-13/1, Пунозеро); 5 – плаггиопорфир (П-11, Орехозеро); 6 – лейкогранит-порфир (П-9, руч. Талпус); 7 – диорит (П-10, Орехозеро); 8 – гранит (П-12, центр часть площади); 9 – K-граниты (П-13/4); 10 – риолит (П-15/2, р-н п. Эльмус); 11 – туфы андезитов (П-6, П-8, уч. Педролампы); 12 – базальты (П-7, П-4); 13 – песчаники (П-2, уч. Педролампы).

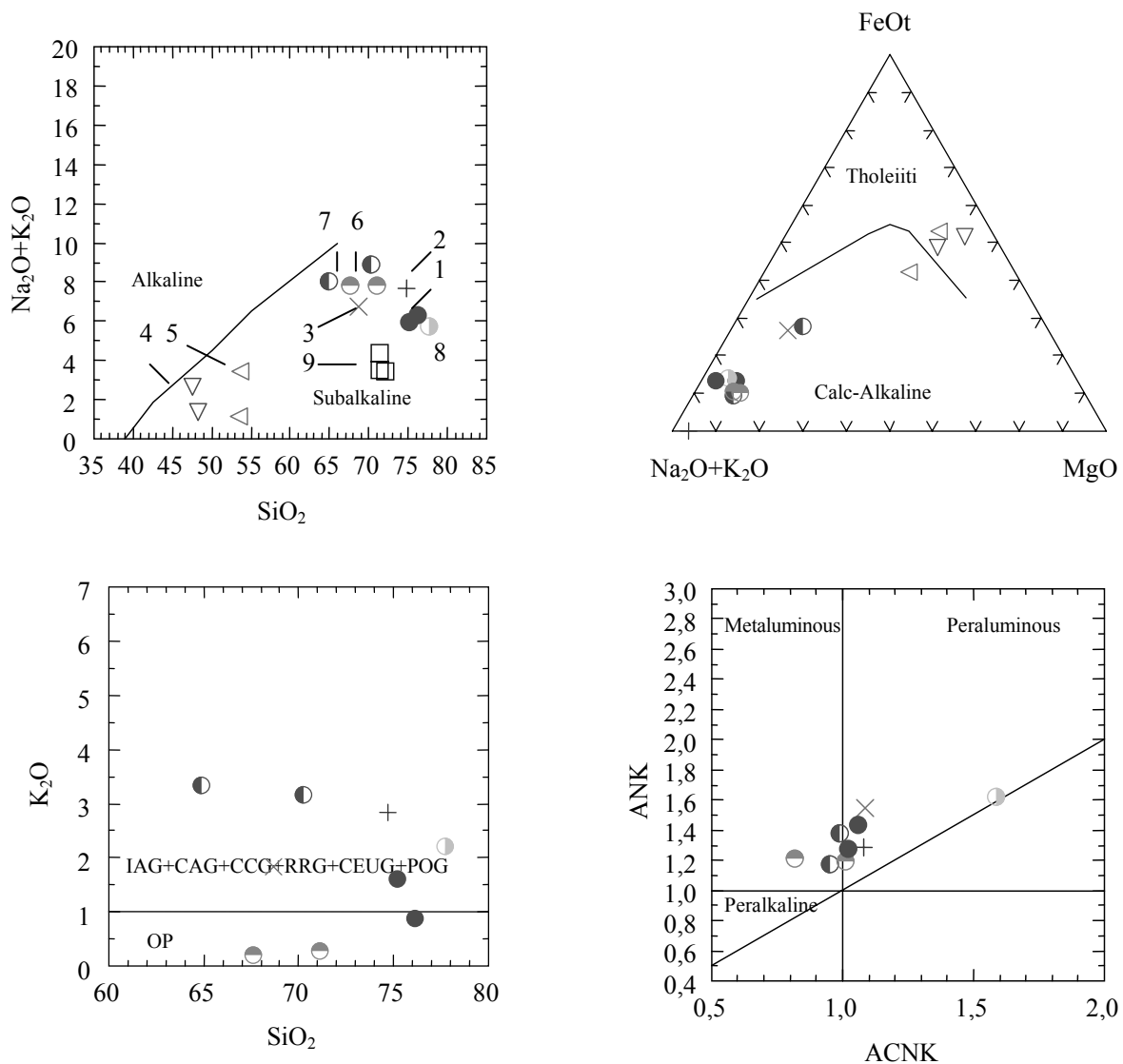


Рис. 2. Петрохимические диаграммы для пород Эльмусской структуры и участка Педролампи:

1 – альбитизированные граниты, 2 – нормальные граниты, 3 – диориты, метаморфизованные 4 – базальты, 5 – андезиты, 6 – Na-плагио-порфиры (Педролампи), 7 – Na-K-порфиры, 8 – риодациты (Эльмус), 9 – песчаники (Педролампи)

Кислые метавулканиды и их туфы наиболее широко распространены в районе пос. Эльмус. Метариолиты имеют флюидальную и полосчатую текстуру, желтовато-серый цвет, содержат вкрапленники кварца и плагио-оклаза. Для них характерно (табл. 1, П-15/2) содержание SiO_2 77,70%, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ – 5,73%, K-Na состав и низкая магнезиальность ($mg = 0,42$). В разрезе более распространены слоистые и агломератовые туфы, туффиты, субвулканические брекчии, углеродсодержащие сланцы. Вблизи Эльмусского вулканического центра широкое развитие имеют обломочные вулканические породы (взрывные брекчии). Кислые вулканиды подвержены интенсивной гидротермальной проработке (серицитизации и окварцеванию), содержат вкрапленность и прожилки сульфидов. Эти гидротермально-измененные породы представляют наибольший интерес для локализации золота. С удаленными фациями кислого магматизма связаны горизонты полосчатых колчеданных руд, содержащие до 45% сульфидов.

Кислый дайковый комплекс в пределах площади представлен плагио- и кварц-плагиопорфирами. На участке Педролампи дайки тонкозернистых Na-плагиопорфиров пересекают смятые и рассланцованные metabазальты и имеют субмеридиональное простирание. Однако в связи с тем, что вся толща совместно с дайками была милонитизирована и рассланцована, дайковый комплекс также был раздроблен и превращен в отдельные будины размером $0,1 \times 1,5 \div 4$ м. При этом Na-плагиопорфиры (риодацитового состава) сохраняют свой массивный облик и порфировую структуру в отличие от рассланцованных metabазальтов и туфов. В составе вкрапленников в дайках преобладает олигоклаз (25%). Основная масса пород тонкозернистая и содержит альбит, кварц и незначительное количество серицита. Акцессорные минералы представлены апатитом, рутилом. Из вторичных минералов в прожилково-гнездовых выделениях встречаются карбонат (до 5%), кварц, серицит, хло-

рит, эпидот и иногда мелкозернистый кубический пирит (до 0,5%).

В химическом составе пород количество SiO_2 составляет 67,6–71,1%, MgO 0,87–1,03% ($\text{mg} = 0,5\text{--}0,52$), $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 7,82\%$ ($\text{Na} \gg \text{K}$), содержания редких щелочей низкие, Ba 0,022% и Sr 0,013–0,014% (табл. 1/1–2). На петрохимических диаграммах плагиопорфиры попадают в поле дацитов, имеют существенно натриевую щелочность и низкий уровень всех микропримесей (рис. 2).

Дайки К-Na-гранодиорит-порфиров секут вмещающие толщи южнее Орехозера и в районе устья ручья Педро при впадении его в Пунозеро (табл. 1/3–5). Порфиры вкрапленники, размером 0,5–1 см представлены олигоклазом и кварцем (10–15%). Дайка, вскрытая в устье ручья Педро, зональная: в центральной части порода имеет более лейкократовый (кварц-микроклин-плагиоклазовая) состав, в краевой – более меланократовая и содержит больше биотита. Плагиоклаз вкрапленников имеет обратную зональность, подчеркнутую образовавшимися по нему цоизитом и серицитом во внешней части. Основная масса мелкозернистая, состоит из кварца, альбита, микроклина (5–20%), биотита (5–15%). Микроклин выделяется в интерстициях. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, из вторичных минералов наиболее распространены мусковит, эпидот, карбонат, хлорит, сфен, приуроченные к метасоматически измененным эндоконтактовым частям дайки. В экзоконтакте вмещающие породы превращены в амфибол-биотитовые метасоматиты, в которых встречаются эпидот, апатит, сульфиды.

Для даек района оз. Пунозеро характерно содержание SiO_2 64,85–70,25%, повышенная щелочность и магнезиальность: MgO 1,06–2,3% ($\text{mg} = 0,51\text{--}0,55$). Сумма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ составляет 8,04–8,87% ($\text{Na} > \text{K}$) (табл. 1/3–4). К-Na порфиры отличаются от Na-порфиров более высокими количествами примесей редких щелочей Li_2O , Rb_2O , Cs_2O , Ba до 0,2–0,25% и Sr до 0,088%, что связано с присутствием калиевого полевого шпата и мусковита. Дайки, развитые южнее оз. Орехозера, по содержанию главных петрогенных элементов ближе к лейкократовым гранит-порфирам руч. Талпус, имеют более низкую щелочность и магнезиальность (табл. 1/5).

Кислый интрузивный магматизм Эльмусской площади представлен массивами диоритов – гранодиоритов (ТТГ-комплекс), локально развитыми малыми телами лейкократовых Na-гранит-порфиров, Na-K-гранитами и мигматит-гранитами.

Южно-Орехозерский массив. Раннеорогенные диориты – гранодиориты (ТТГ-комплекс) образуют крупные батолиты, прорывающие лопийские толщ. Южно-Орехозерский массив имеет овальное строение и вытянут в субмеридиональном направлении. В эндоконтактовой зоне он имеет гнейсовидный облик, однако контакты массива не обнажены. Гранодиориты Орехозерского массива – серые среднезернистые биотитсодержащие массивные породы. Они состоят

из плагиоклаза (олигоклаза) на 55–60%, биотита (10–20%), амфибола (5%). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, из вторичных минералов развиты эпидот (до 7%), хлорит, серицит. Плагиоклаз замещается цоизитом и серицитом. Эпидот представлен двумя генерациями: ранней (в зональном срастании ортита и эпидота) и поздним более крупнозернистым эпидотом. Количество SiO_2 в породе составляет 68,67%, MgO 1,52%, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 6,76\%$ ($\text{Na} > \text{K}$), $\text{al} = 3,31$, $\text{mg} = 0,47$, Ba 0,053%, Sr 0,037%. Гранодиориты содержат повышенные концентрации Li_2O , Rb_2O и Cs_2O (табл. 1/ 7).

Массив Талпусский представляет собой небольшое вытянутое в субмеридиональном направлении субвулканическое тело, возможно, апофиз, отходящий от более крупной интрузии, мелкозернистых лейкократовых плагиогранит-порфиров. Он сечет лопийскую толщу в южной части площади в районе среднего течения руч. Талпус. Гранит-порфиры – среднезернистые светло-серые лейкократовые породы, они содержат вкрапленники плагиоклаза, кварц размером до 3–4 мм. В основной массе присутствуют кварц, альбит и незначительное количество биотита (1–3%). Среди акцессорных минералов встречаются апатит, сфен, ортит; вторичные минералы представлены карбонатом, серицитом, хлоритом, эпидотом (в сумме до 3–5%), из рудных обычно редкие мелкие зерна кубического пирита (0,5%). По плагиоклазу развивается серицит, биотит замещается хлоритом, ортит – эпидотом. Граниты плагиопорфировые, существенно натриевые, плагиоклаз в них представлен альбитом. В основной массе присутствуют также графические срастания кварца и альбита, что характерно для наиболее поздних низкотемпературных эвтектических образований и альбитизированных пород. Количество SiO_2 в гранит-порфирах равно 76,15%, сумма щелочей 6,33%, Na существенно преобладает над K (табл. 1/6). Предполагается, что эти лейкократовые гранит-порфиры и дайки Na-порфиров участка Педролампи могут быть комагматичны. Породы испытали поздние низкотемпературные гидротермальные изменения и содержат редкую вкрапленность пирита.

Na-K-граниты и мигматит-граниты развиты преимущественно в обрамлении, но встречаются и в центральной части структуры, где замещают различного типа породы – метабазальты и туфогенно-осадочную толщу среднего состава, иногда с сохранением текстур полосчатых вмещающих пород. Это розовые, среднезернистые, обычно гнейсовидные породы, содержат плагиоклаз (40–50%), микроклин (20%), кварц (25–30%), биотит (в переменных количествах), иногда мусковит, реликтовый гранат, амфибол, из вторичных минералов в них встречаются эпидот, хлорит, сфен. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом. Олигоклаз замещается цоизитом и серицитом. Микроклин образует порфиробласты и развит в интерстициях. Эпидот и амфибол более часто встречаются в гранитах по основным породам.

Количество SiO_2 в гранитах 74,5–74,7%, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ – 7,67–7,96% (табл. 1/8–9). Эти граниты вызывают наиболее интенсивные метасоматические преобразования в лопийских толщах, сопровождающиеся микроклинизацией и биотитизацией вмещающих пород.

Картаинский массив (2750 млн лет; 2810 ± 70 млн лет; Геология и петрология..., 1978; Ранний докембрий..., 2005) расположен северо-восточнее оз. Пальезеро в юго-восточной части площади и относится к позднеорогенным интрузиям. Он имеет четкие интрузивные контакты, сопровождается грейзенизацией и кварц-альбитовыми жилами, в его удаленном ореоле во вмещающих толщах развиты биотитизация и эпидотизация. Граниты массива – крупно-, равномернозернистые или порфириовидные массивные породы розового цвета, имеющие более мелкую зернистость вблизи контакта. Из главных минералов содержат плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит. Химический состав представлен SiO_2 в количестве 73,30–76,48%, суммой щелочей 7,2–8,2% (К незначительно преобладает над Na). Отличаются повышенными содержаниями Rb и Sr, особенно в верхней части массива (Глебова-Кульбах, 1963; Лобач-Жученко и др., 1978). В зонах грейзенизации в массиве и его ореоле развиты кварц, мусковит, альбит, флюорит и молибденит-кварцевые жилы. Они сопровождаются повышенными концентрациями Nb, Be, Cu, Sn. С массивом связано Лижминское проявление молибдена.

Участок Лижма находится в Восточном контакте массива. В рудах Лижминского рудопроявления среднее содержание Mo составляет 1,72 г/т. Рудная минерализация представлена молибденитом, халькопиритом, пирротинном. Предварительное изучение зон расланцевания и метасоматического изменения вмещающих лопийских толщ в восточном ореоле массива по р. Лижме позволило выявить участки с сульфидной минерализацией с повышенными концентрациями золота. В измененных метаандезитах и дайках габбро концентрация Au составляет 0,116 г/т, сумма МПП 0,9 г/т (данные атомно-абсорбционного анализа). В поздних гематитсодержащих кварц-альбитовых жилах, секущих граниты, установлены более низкие концентрации Au 0,027 г/т и МПП в сумме до 0,07 г/т. Так как детального опробования на Лижминском участке нами не проводилось, вопрос о перспективах этих зон пока остается открытым.

Локализация и характеристика золотого оруденения

Золоторудные проявления Эльмусской площади разведывались и изучались Карельской ГЭ и ГПП «Невскгеология» 1980–1997 гг. (Сиваев, Горошко, 1982; Петров, 1995; Новиков, 1997). Изучением руд и минералогии рудных объектов занимались научно-исследовательские организации – ВСЕГЕИ, СПбГУ, ИГ КарНЦ и др. На данной территории в настоящее время известны золоторудные проявления четырех

основных геолого-генетических типов (Леонтьев и др., 1997; Минерально-сырьевая..., 2005): 1 – вулканогенно-осадочные гидротермальные золотосодержащие колчеданные руды (проявление Талпус-2); 2 – вулканогенная гидротермальная вкрапленно-прожилковая золото-сульфидно-кварцевая минерализация, ассоциирующая с кислыми дайками, штокверковыми зонами и зонами дробления в кислых толщах (проявление Эльмус); 3 – гидротермальные вкрапленно-прожилковые золото-сульфидные и золото-сульфидно-кварцевые руды, ассоциирующие с метасоматитами зон сдвиговых деформаций (месторождение Педролампи и небольшие проявления); 4 – золото-медно-сульфидная минерализация, наложенная на ятулийские кварциты (проявление Кянюшельга). Нами более детально изучались 2-й и 3-й типы рудной минерализации. Они относятся либо к золото-сульфидному, либо к золото-сульфидно-кварцевому рудно-формационному типу.

Рудоконтролирующие факторы и структуры. Основными рудоконтролирующими факторами, определяющими локализацию золоторудной минерализации, являются вещественный и структурный. К наиболее благоприятным вещественным комплексам относятся сульфидсодержащие горизонты среди лопийских толщ и прорывающие их дайки и интрузивные тела кислого состава. Основные региональные деформации, выделяемые на территории центральной Карелии, находят отражение в строении Эльмусской площади, их можно рассматривать в качестве региональных рудоконтролирующих структур, определяющих заложение разновозрастных сдвиговых зон, расланцевания и милонитизации пород. К ним относятся субмеридиональные, северо-западные и субширотные зоны сдвиговых деформаций.

1. Локализация рудопроявлений 1–2 типов в вулканогенно-осадочных толщах кислого-среднего состава, определяется прежде всего областями развития кислых и средних пород вблизи Эльмусского вулканического центра и, во-вторых, зонами расланцевания на контактах даек, а также зависит от наложенных субмеридиональных зон расланцевания, связанных с позднеархейским коллизийным этапом.

Вблизи пос. Эльмус в серицитизированных кислых вулканитах развита штокверковая сульфидно-кварцевая жильная система, сочетающая ССВ, субширотные и СЗ элементы. В среднем течении руч. Талпус и в районе оз. Орехозеро доминирует субмеридиональное расланцевание пород.

2. Золото-сульфидная и золото-сульфидно-кварцевая вкрапленная и прожилковая минерализация 3 типа на участках В. Орехозеро, Педролампи и некоторых других приурочена к шир-зонам субмеридионального ($350\text{--}15^\circ$) простирания. Субмеридиональные зоны определили заложение бассейнов сдвиговой природы (пулл-апарт), выполненных конгломератами, песчаниками, граувакками. Эти же зоны сопровождаются расланцеванием, дроблением пород

и интенсивными низкотемпературными изменениями на позднеархейском коллизионном этапе. Субширотные сдвиги определяют смещение меридиональных зон и относятся к безрудным.

3. Особое влияние на локализацию оруденения Эльмусской площади оказала система протерозойских северо-западных нарушений. Они обусловили заложение протерозойских структур и более поздние деформации СЗ простирания (с аз. 330–320°) как в протерозойских, так и в лопийских толщах на свекофенском коллизионном этапе. Эти шир-зоны прослеживаются от Онежской структуры в породы фундамента. К этому направлению приурочены дайки габбро-диабазов, низкотемпературные наложенные изменения и медная минерализация в протерозойских толщах. На месторождении Педролампи по СЗ направлению правостороннего сдвига осуществлялся будинаж жил и к нему приурочена вторая генерация рудной (золото-серебро-медной) минерализации.

Золотосодержащие колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды. Массивные и полосчатые вкрапленные колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды Эльмусской площади локализуются в вулканогенно-осадочной толще кислого-среднего состава бергаульской свиты, переслаивающейся с углеродсодержащими сланцами. Для колчеданных руд характерны в целом невысокие концентрации золота, в связи с чем они могут быть отнесены лишь к золотосодержащим проявлениям (0,01–0,2 г/т, реже выше). Руды содержат пирит, пирротин, иногда арсенипирит, сфалерит, халькопирит, реже галенит, марказит, так же как на Семченском участке соседней структуры, где содержания золота иногда достигают 0,45–39,2 г/т (Семча) и сопровождаются повышенными концентрациями Zn, As, Pb и Ag (по данным КГЭ и С. И. Рыбакова). Рудные зоны сопровождаются широкими литохимическими ореолами. К данным типам золотосодержащих сульфидных руд относятся колчеданные и полиметаллические проявления Западное Орехозеро и ряд небольших объектов, выявленных по буровым работам КГЭ и ГПП «Невскгеология».

На участке *Западное Орехозеро* тонковкрапленная сфалерит-галенитовая минерализация образует маломощный 1,5-метровый горизонт с содержанием сульфидов 7–10%. Содержание Pb в рудах составляет 0,02–0,2%, Zn 0,05–0,76%, Ag до 17,6 г/т, Au 0,2 г/т (Сиваев, Горошко, 1982).

Более богатое золотосодержащее колчеданное рудное тело было вскрыто у ручья Талпус в кварц-альбит-карбонат-мусковит-хлоритовых сланцах (проявления Талпус-1 и 2). На участке *Талпус-2* прослой маломощных богатых массивных серноколчеданных руд был подсечен скважиной С-93 (интервал 28–31 м). Крутопадающее на запад под углом 70° маломощное богатое рудное тело представлено преимущественно пирротином с незначительным количеством халькопирита и пирита (5–7%). Золото выделяется в виде пластинок размером 0,2–0,3 мм в нижней части

рудного горизонта. Его максимальная концентрация достигает 4 г/т, средняя равна 3,2 г/т на трехметровый интервал мощности. Из микропримесей в рудах обнаружены Ag до 1 г/т и Co до 0,015%. В самородном золоте (Au 98,7%) обнаружены примеси Ag и Bi до 0,87%. Прогнозные ресурсы рудопроявления Талпус по категориям P₁+P₂ и средних содержаниях Au 3,04 г/т были оценены в 5 т (Сиваев, Горошко, 1982).

Золото-сульфидная штокверковая минерализация в области развития порфирировых даек. *Рудопроявление Эльмус* расположено на восточном берегу оз. Эльмус. На участке работами КГЭ был выявлен ряд пунктов минерализации золото-сульфидного и золото-сульфидно-кварцевого формационного типов вблизи вулканического центра в кварц-серицитовых, альбит-кварц-серицитовых сланцах, образовавшихся по кислым вулканитам, их туфам или на контактах даек кварц-плагиопорфириров. Эти рудные объекты объединяются под общим названием проявление Эльмус. Вмещающая толща рассланцована, а зона измененных и будинированных пород имеет юго-западное падение. Изменения проявлены в виде интенсивной серицитизации и окварцевания и в виде кварцевых прожилков. Для толщи характерны аз. пр. сланцеватости ССВ 15°, для зон брекчирования и развития жил линейного штокверка – субширотное с аз. пр. 290°.

Золотое оруденение представлено бедной вкрапленной и вкрапленно-прожилковой пирит-пирротиновой минерализацией, локализованной в кварц-серицитовых сланцах и в штокверковой зоне. Золото-сульфидная вкрапленная минерализация приурочена к зоне сланцев и брекчий и образует несколько рудных прослоев. Их ширина 1–2,3 м, протяженность от 200 м до 1,1 км. Золото-сульфидно-кварцевое оруденение тяготеет к линейной штокверковой зоне в кислых метавулканитах с порфирировыми дайками. Штокверк состоит из жил длиной 2–4 м и линзовидных тел длиной до 65–150 м, имеющих почти вертикальное падение. Мощность жил 0,2–0,5 м. Геохимический ореол участка прослеживается на площади 0,5×1,5 км (Сиваев, Горошко, 1982).

Золото-сульфидная минерализация развита в зальбандах кварцевых жил, прожилков и линз. Нерудные минералы жил представлены кварцем, реже карбонатом, околожилльные минералы измененных пород – серицитом, альбитом, реже хлоритом, карбонатом. Кварц в жилах полупрозрачный белый и дымчатый, иногда с редкой вкрапленностью сульфидов и примазками золота на их контактовых плоскостях. Декрепитация жильного кварца показала, что максимум раскрытия газово-жидких включений происходит при T = 250 °C, близкой к температуре гомогенизации первичных включений (Белашев, Кулешевич, 2005).

Золото-сульфидные руды вкрапленные, прожилковые и линзовидно-вкрапленные с неравномерным содержанием рудных минералов. Количество пирита в них составляет от 2 до 48%, арсенипирита – до

15,5%, пирротина – 1–70% (его содержание наиболее сильно колеблется), халькопирит, сфалерит – 1–2%, галенит и шеллит встречаются в единичных зернах. Для руд обычно характерно присутствие сразу двух типов минерализации и, соответственно, двух генераций сульфидов. Среди сульфидов преобладают пирротин, пирит и реже халькопирит. Золото представлено мелкими зернами и дендритами размером 0,1–0,5 мм, иногда встречается в сростании с арсенипиритом или пиритом.

Содержание As в рудах сильно колеблется и максимально достигает 10%, Ag до 11,4 г/т, Cu до 0,7%, Pb до 0,2%, Zn до 1%, W до 0,06–0,1% (Сиваев, Горюшко, 1982). Содержание золота в рудах колеблется от 0,1–0,8 г/т до 5,88–9,15 г/т, максимально – 15 г/т (ср. 4,2 г/т на 0,2 м мощности в канаве 593; а по данным ГПП «Невскгеология» – 9,15 г/т на 0,3 м мощности). Ресурсы рудопроявления Эльмус категории P₂ оцениваются в 1650 кг, P₁+P₂ – 2,55 т, P₃ – 43,55 т (Леонтьев, 1997; Минерально-сырьевая..., 2005).

Золото-сульфидное и золото-сульфидно-кварцевое оруденение в зонах сдвиговых деформаций и метасоматического преобразования пород. Зоны субмеридионального и северо-западного расщепления и метасоматического изменения пород оказали наиболее значительное влияние на локализацию золоторудной минерализации в Эльмусской структуре. Причем ранний (субмеридиональный) структурный план связан с аккреционно-коллизийными процессами – формированием Сегозерско-Ведлозерского зеленокаменного пояса над зоной субдукции, погружающейся к востоку (по существующей модели С. А. Светова), а северо-западный сопряжен с заложением и более поздними деформациями протерозойских структур. В обоих случаях зоны деформаций сопровождаются низкотемпературными метасоматитами безрезистивного типа, золото-сульфидной или золото-сульфидно-кварцевой минерализацией.

Рудопроявления в субмеридиональных шир-зонах. Оруденение в зонах расщепления субмеридионального простирания представлено вкрапленно-полосчатой или гнездово-вкрапленной золото-пиритовой минерализацией. На *рудопроявлении Восточное Орехозеро* оруденение приурочено к метабазальтам семчереченской свиты, имеющих ССВ простирание и СЗ падение. Контроль оруденения осуществляется зоной расщепления с аз. пр. 10–20°, погружающейся под углом 75–80° на СЗ. В этой зоне породы представлены турмалин-биотит-кварцевыми метасоматитами, пронизанными кварцевыми жилами и прожилками. Мощность сульфидсодержащих кварцевых жил и сближенных прожилков колеблется от 0,1 до 1,7 м (по данным КГЭ и «Невскгеология»).

Среднее содержание сульфидов в рудах составляет 15–20%. Среди них главную роль играет пирит, в незначительном количестве встречаются пирротин, халькопирит, арсенипирит, галенит, золото. Золото выделяется в виде дендритов, пластинок, реже изометричных зерен размером 0,1–1,5 мм. В его составе установлено

88–90% Au, до 9,9–11,4% Ag, Bi до 0,1–0,2%, Hg до 0,1%, что позволяет отнести его к электруму.

Среднее содержание золота в руде – 5,22 г/т (на мощность 1,7 м), максимальное – 18 г/т, Ag до 3 г/т, Cu до 1%, As до 0,015%, Co до 0,15%. Рудопроявление Восточное Орехозеро несомненно представляет собой весьма перспективный, но недоизученный рудный объект.

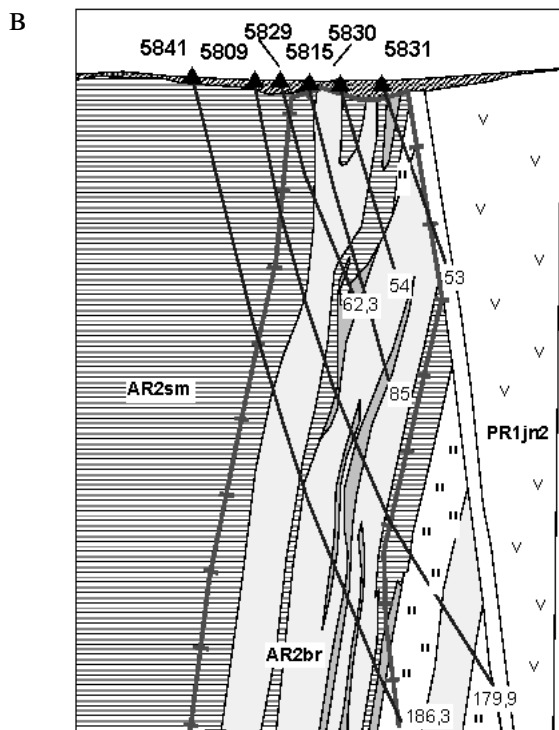
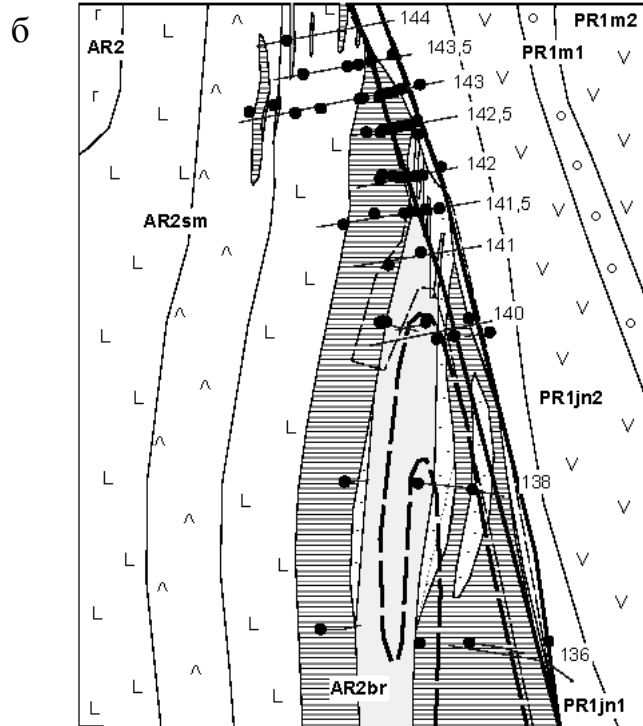
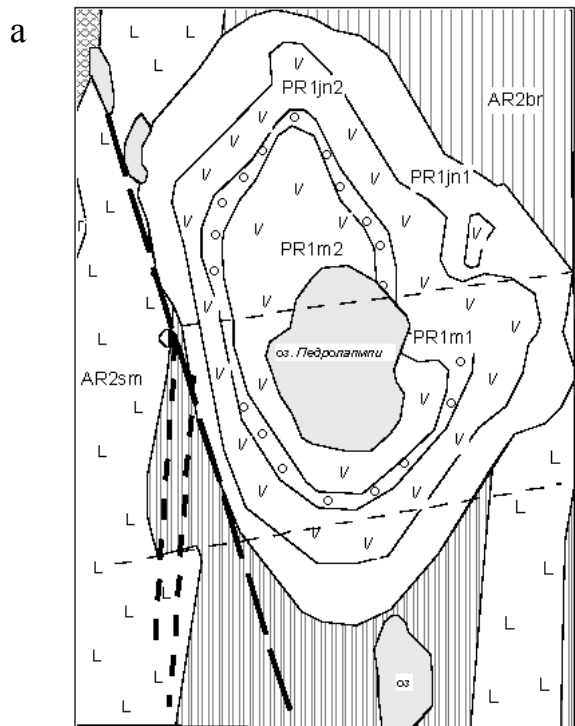
Подобные небольшие проявления, приуроченные к расщепленным и измененным вулканогенно-осадочным породам, наиболее широко распространены в пределах Эльмусской площади, однако они не все хорошо изучены. Отдельно остановимся на характеристике месторождения Педролампи, сформировавшегося в узле пересечения субмеридиональной и северо-западной зон деформаций.

Месторождение Педролампи

Месторождение Педролампи (рис. 3) расположено на западном берегу небольшого озера Педролампи в 3,5 км юго-западнее оз. Орехозеро и приурочено к субмеридиональной сдвиговой зоне расщепления, милонитизации и метасоматического преобразования лопийских пород семчереченской и бергаульской свит вблизи их контакта с ятулийской структурой северо-западного простирания. В западной части участка развиты метабазальты и туфы по ним. В северной части участка находятся породы, относимые к бергаульской свите и представленные метаандезитами и их туфами, в восточной – метапесчаники, серицит-хлоритовые сланцы (метаграувакки) и конгломераты, содержащие обломки гранитов, порфириновых кислых даек и кварца из ранних жил. Эти осадки сопоставимы с верхним горизонтом конгломератов Койкарской структуры, выделяемых как образования пулл-апарт бассейнов (Светов, 2005).

Геологическое строение. Лопийские толщи в пределах участка моноклинально и круто падают на запад и несогласно перекрываются ятулийскими отложениями небольшой синклинали структуры. В плане и по скважинам на глубину видно, что лопийские отложения срезаются ятулийской структурой (рис. 3). Азимут простирания контакта 330° СЗ. Отложения янгозерской свиты ятулийского надгоризонта (кварцевые конгломераты, базальты и кварциты) и в целом вся структура хорошо выделяются в магнитном поле, благодаря повышенной магнитности основных вулканитов. В протерозойской синклинали отчетливо фиксируются постятулийские субширотные сдвиги.

Золото-сульфидно-кварцевая минерализация локализована вблизи контакта лопийских и ятулийских толщ. Небольшая мощность зоны (14–40 м), вкрапленная минерализация и линзующийся характер развития жил практически не находят четкого отражения в геофизических полях, что затрудняет ее выделение. Золоторудная зона залегает близко от поверхности. Она частично обнажена и хорошо разбурена.



Условные обозначения

	четвертичные отложения
Нижний протерозой	
Медвежьегорская свита	
	Верхняя подсвита. Метабазальты
	Нижняя подсвита. Кварцито-песчаники, гравелиты, конгломераты
Янгозерская свита	
	Верхняя подсвита. Метабазальты
	Нижняя подсвита. Кварцито-песчаники, гравелиты, конгломераты
Верхний архей. Лопийский комплекс.	
Бергаульская свита	
	хлорит-серицитовые сланцы
	плагноклаз-карбонат-кварц-серицитовые сланцы
	хлоритовые сланцы
Семчереченская свита	
	метаандезиты
	метабазальты
Интрузивные образования	
	дайки риодацитов
	габбро (а), перидотиты (б)
Рудные проявления	
	контур установленной продуктивной золоторудной зоны
	контур предполагаемой рудной зоны
	аномалия, связанная с пирротиновой минерализацией
	контур рудоносной зоны (в разрезе) профили
	скважины (а), месторождение (б)
	а разломы (а) и зоны расланцевания (а, б)
	б на обзорной карте

Рис. 3. Схема геологического строения участка (а) и месторождения (б) Педролампы и геологический разрез (в) по профилю 142 (составлена по Ю. Н. Новикову, 1997)

Детальное структурное изучение участка и, в частности, рудной зоны (рис. 3, б, в) показало, что в пиритсодержащих кварц-карбонат-хлоритовых сланцах с кварцевыми жилами установлены два близких элемента сланцеватости с аз. пр. 350° , угол 87° ЮЗ и аз. пр. 330° , угол $87-90^\circ$ ЮЗ. В метапесчаниках и конгломератах, контактирующих с кварц-карбонат-хлоритовыми сланцами и расположенными между ними и ятулийскими кварцевыми конгломератами, аз. пад. 270° , угол 75° . В метабазальтах западнее рудной зоны аз. пр. сланцеватости $345-355^\circ$, угол падения $80-87^\circ$ ЮЗ, в туфах метаандезитов – аз. пр. $0-15^\circ$, угол $70-85^\circ$ З. В ятулийских кварцевых конгломератах в западном борту Педролампинской структуры аз. пр. слоистости и близкой к ней наиболее отчетливо проявленной сланцеватости равен $320-330^\circ$, падение СВ. Менее ярко выраженная косяя слоистость и сланцеватость имеет аз. пр. 355° , угол 85° СЗ. Таким образом, в лопийских толщах на удалении от зоны стратиграфического контакта наиболее отчетливо проявлена лишь одна субмеридиональная сланцеватость, а вблизи сдвиговой зоны более отчетливо проявлена СЗ сланцеватость, такая же, как в ятулийских толщах. Зона СЗ постятулийских деформаций тянется на ЮВ и является продолжением одной из зон СРД, прослеживающихся из Онежской структуры.

На контакте с ятулийскими кварцевыми конгломератами в лопийских толщах зафиксированы наложенные деформации нескольких направлений, что подтверждает полистадийное формирование зоны. На ранней стадии по зонам субмеридионального простирания формируются сланцы с метакристаллическим карбонатом, которые пропитываются кварцевожильным материалом. Жилы кварца мощностью до 0,5 м состоят из белого непрозрачного сахаровидного кварца и более позднего полупрозрачного сероватого сливного кварца. По более поздним зонам СЗ простирания кварцевые жилы будинируются и цементируются мелкозернистыми кварцем, карбонатом, хлоритом, серицитом и турмалином. Зоны наложенных изменений приобретают черный и темно-зеленый цвет. На заключительной стадии в близповерхностных рудах формируется буро-коричневая охристая и кавернозная зона окисленных руд.

По данным бурения ГПП «Невскгеология», продуктивная рудная зона с шириной от 14 до 35–40 м вытянута в близмеридиональном направлении и имеет падение под углом $75-85^\circ$ на запад (рис. 3, б, в). Зона прослежена на глубину 300 м и по простиранию – на 250 м. Максимальные мощности зоны и содержания золота сосредоточены в районе профилей 141–143. Рудная зона срезается породами ятулийского комплекса в районе профилей 143 и 143,5 и уже не наблюдается на профиле 144 до глубины 150 м.

Минералого-геохимическая характеристика околорудных метасоматитов и руд. Рудовме-

щающими для золото-сульфидного оруденения являются серицит-карбонат-кварц-хлоритовые, кварц-карбонат-хлоритовые и кварц-хлоритовые пиритизированные сланцы по милонитизированной толще основных туфов (зеленых сланцев) семчеченской свиты. Метасоматиты по основным породам представлены лиственитами со средне- и крупнокристаллическим кубическим пиритом и пронизаны линзующимися прожилками и мало-мощными жилами кварца, а на более глубоких горизонтах интенсивно пропитаны кварцем. Они содержат хлорит (20–50%), метакристаллический карбонат (5–10%), кварц двух генераций (50–20%), альбит (5–10%), серицит (5–10%), реже актинолит (0,5%), рутил, ильменит. Из рудных минералов ранней генерации отчетливо выделяется кубический пирит (30–60%) и тонкозернистое золото. Пиритовая минерализация локализуется вблизи кварцевых жил по отдельным прослоям и линзовидно-гнездовым обособлениям (рис. 4, а, б). Кварцевые жилы представлены мелкозернистым белым кварцем 2-й генерации и серым сливным 3-й.

Для зеленых лиственитов по основным породам характерно колебание в содержании SiO_2 46,0–56,06%, Al_2O_3 11,88–14,14%, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ – 0,03–1,18%, MgO 8,02–12,03%, CaO 0,71–8,87%, $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ 7,64–11,54%. В метабазальтах вблизи рудной зоны, имеющих нормальное соотношение главных петрогенных компонентов, установлено повышенное количество Li_2O до 0,0041%.

Более поздние метасоматиты черного цвета (рис. 4, в) представлены кварцем, карбонатом, серицитом, хлоритом и турмалином, они накладываются на вышелегающую пачку мелкозернистых сильно рассланцованных метапесчаников серицит-альбит-кварцевого состава, содержащих в незначительном количестве карбонат и хлорит, и полимиктовые конгломераты. В участках наложенного интенсивного прокварцевания и турмалинизации развиты мелкозернистый кварц 4-й генерации, хлорит, тонкозернистый турмалин, серицит, альбит, незначительно – карбонат, серицит, рутил. Главные рудные минералы этой ассоциации представлены халькопиритом, пирротинном (3–5%), единичными выделениями галенита, самородным серебром и Ag-золотом, сульфосолями и более редкими минералами, содержащими платиноиды и редкие оксиды. Нерудные минералы прожилков – это кварц, карбонат, в зальбандах развиты хлорит, серицит, карбонат. В зонах хлорит-турмалиновых метасоматитов развиты мелкозернистый кварц, карбонат, черный турмалин, темно-зеленый хлорит.

Кварц 1-й генерации был отмечен в конгломератах. Кварц 2-й генерации, белый, мелкозернистый, образует прожилки и небольшие линзочки (1×3 см) и просечки совместно с пиритом, обрамляет и цементирует пирит. Он обычно непрозрачный, содержит множество включений хлорита и других мине-

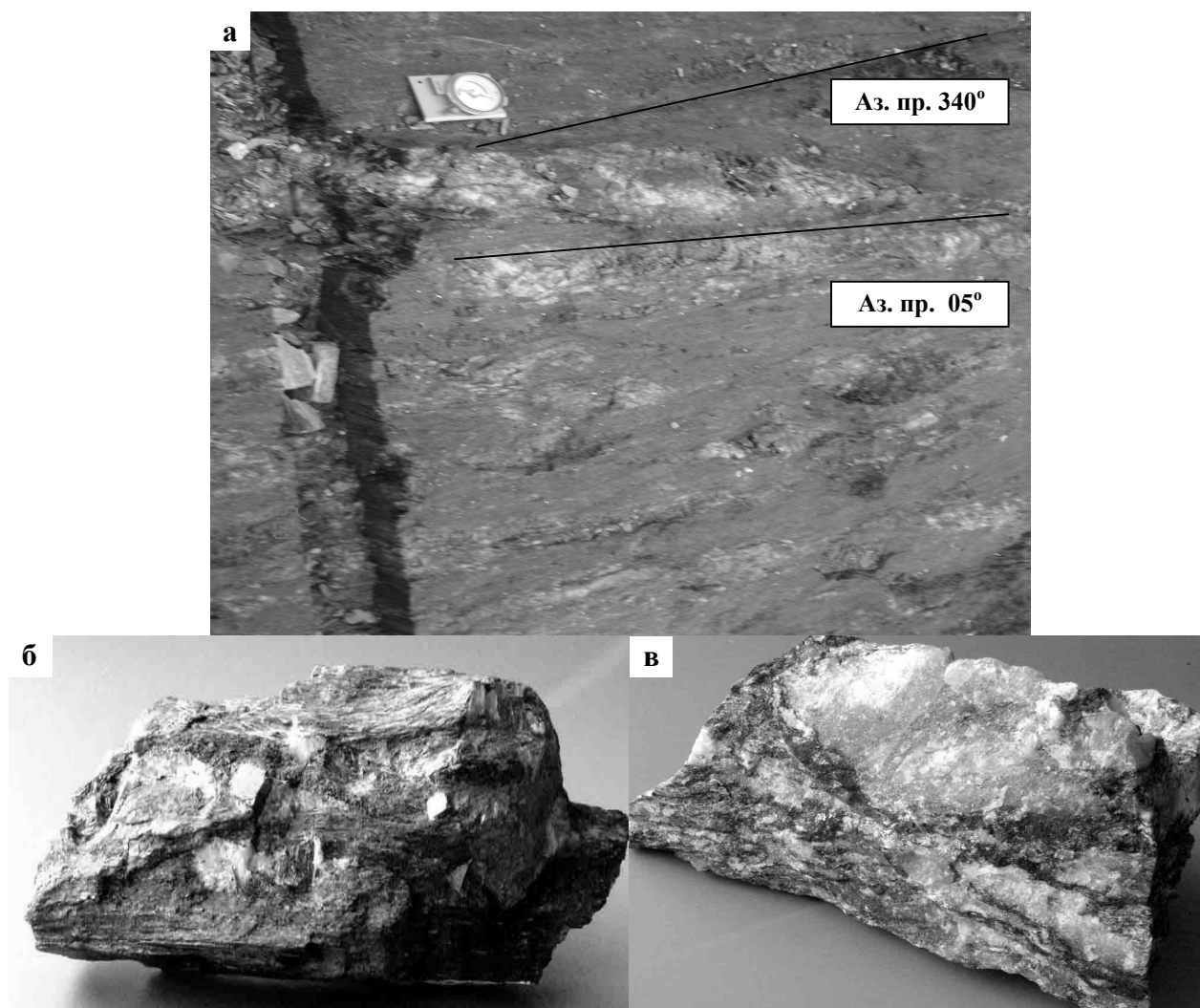


Рис. 4. Соотношение жил (а) и наложенного расланцевания (аз. пр. 340°) и основные типы руд месторождения Педролампи: б – золото-пиритовые, в – золото-халькопиритовые малосульфидные в зонах турмалинизации

ралов, мелкозернистый, сахаровидный. Кварц 3-й генерации, полупрозрачный, сливной, не содержит включений, образует маломощные прожилки (1–15 см мощностью) и жилы мощностью до 30 см, развит в центральных частях прокварцованных зон и в самостоятельных жилах. По результатам декрепитации максимальное вскрытие газовой-жидких включений в мелкозернистом и сливном кварце жил соответствует нескольким максимумам и условиям $T = 270\text{--}290\text{ }^{\circ}\text{C}$, $400\text{--}440\text{ }^{\circ}\text{C}$ и в меньшем объеме при $T = 110\text{--}160$, 190 и $350\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Белашев, Кулешевич, 2005). В сером полупрозрачном кварце-4, ассоциирующем с турмалин-хлоритовыми метасоматитами, установлены максимумы взрываемости включений при $T = 240$, 340 и в меньшем количестве при 150 и $420\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Карбонат образует метакристаллы и линзовидно-гнездовые скопления, иногда выделяется в мелкозернистых стяжениях вблизи прокварцованных зон. Карбонат представлен преимущественно кальцитом и выделяется в нескольких генерациях: 1 –

среднезернистый метакристаллический вблизи кварцевых жил. Образует ромбоэдры размером $0,5$ см и выделяется в виде линзовидных обособлений в ассоциации с кварцем и крупнокристаллическим пиритом; 2 – мелкокристаллический на контакте жил; 3 – мелкокристаллический в серицит-хлорит-турмалиновых метасоматитах. Карбонат 1 генерации (брейнерит $\text{CaMg}_{0,64}\text{Fe}_{0,16}\text{Mn}_{0,06}\text{CO}_3$) имеет ржаво-желтый цвет и содержит $8,05\%$ Mg, $3,88\%$ Fe, $1,55\%$ Mn (табл. 2, № 7). Он замещается кальцитом с более низким содержанием тех же примесей (№ 8, 6). В целом карбонаты 2 и 3 генераций имеют буровато-желтый цвет и относятся к кальциту с незначительным содержанием примесей Fe ($0,52\text{--}0,96\%$), Mn ($0,37\text{--}0,52\%$), Mg ($0,35\text{--}0,74\%$) (табл. 2, 3).

Апатит в рудах встречается как аксессуарный минерал. Он обычен в рудной зоне, наложенной на зеленые сланцы, где выделяется в виде округлых бочонкообразных зерен и относится к F-апатиту с содержанием P около $5,55\text{--}5,97\%$ (табл. 2).

Хлорит, наиболее распространенный минерал измененных зеленых сланцев, где ассоциирует с метакристаллическим карбонатом, выделяется на контакте крупных кубических кристаллов пирита, в зальбандах будинированных кварцевых жил и в зонах более поздних наложенных изменений совместно с турмалином, серицитом. Хлорит имеет темно-зеленый цвет, образует тонкопластинчатые вытянутые по сланцеватости чешуйки и является основным минералом метасоматитов. По своему химическому составу (табл. 3–4) и свойствам он относится к Fe-Mg прохлориту. Из примесей содержит TiO₂ 0,44–0,64%, MnO 0,157–0,168%, Cr₂O₃ 0,04–0,048%, V₂O₅ 0,041–0,084%. Температура образования, рассчитанная по химическим анализам, получилась несколько более высокой, чем на основании микронзондового анализа, и равна 350–390 °С (табл. 3; Cathelineau, Nieva, 1985). Температура образования околожилых минера-

лов, рассчитанная по хлориту в зальбандах кварцевых жил, равна 290–330 °С (обр. П-2), в ассоциации с турмалином незначительно выше – 310–350 °С (обр. П-1) (табл. 4).

Турмалин «пропитывает» прокварцованные песчаники, локализуется на контакте жил, образует мельчайшие черные кристаллы и выделяется совместно с серицитом. Он содержит В₂O₃ до 8,71% (табл. 3) и примеси TiO₂ – 0,88%, MnO – 0,046%, низкие концентрации Li₂O 0,0028% и Rb₂O 0,0004%.

Альбит в лиственитах и зальбандах кварцевых прожилков встречается редко. Серицит выделяется как тонкочешуйчатый, развит в лиственитах и наиболее распространен в березитах по песчаникам. Серицит наложенной ассоциации образуется совместно с турмалином. Он содержит 8,37–9,48% К, низкое Na и имеет отношение Al^{IV}/Al^{VI} как 0,57–0,8 к 1,72–1,79 (табл. 5).

Таблица 2

Микронзондовые анализы карбонатов и апатитов из рудной зоны месторождения Педролампи

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Mg	0,38	0	0,74	0,37	0,36	0	8,05	0,41	0,69	0,43		
Ca	35,49	37,25	36,65	29,36	30,57	39,89	17,14	35,72	34,12	35,77	35,99	35,22
Mn	0,47	0	0,61	0,37	0,45	0,72	1,55	0,69	0,57	0,56		
Fe	0,63	0	0,93	0,67	0,85	0	3,88	0,65	0,67	0,72		
P											19,24	19,12
F											5,55	5,97
Ф. ед.												
Mg	0,02	0	0,03	0,02	0,02	0	0,39	0,37	0,03	0,02		
Ca	0,96	1	0,94	0,96	0,96	0,99	0,50	0,50	0,94	0,96		
Mn	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01		
Fe	0,01	0	0,02	0,02	0,02	0	0,08	0,08	0,01	0,01		
№ обр.	П-1/1	П-1/2	П-2/5	П-2/5-6	П-2/5-7	П-2/5-8	П-2/5-9	П-2/10	П-2/11	П-2/8-1	П-1-1	П-2/5-1

Примечание. 1–10 – карбонаты; 11–12 – апатиты (1–2, 11 – из хлорит-турмалиновых метасоматитов, 3–10, 12 – из зальбандов кварцевых жил).

Таблица 3

Химические составы хлоритов и карбонатов из околорудных метасоматитов

Компоненты	1		2		3		4		5		6	
	%	ф. ед.	%	ф. ед.	%	ф. ед.	%	ф. ед.	%	ф. ед.	%	ф. ед.
SiO ₂	25,35	2,63	25,60	2,59	26,47	2,72	36,53	6,39				
TiO ₂	0,64	0,05	0,44	0,04	0,59	0,04	0,88	0,115				
Al ₂ O ₃	21,14	2,58	21,65	2,57	21,15	2,56	27,80	5,72				
Fe ₂ O ₃	6,08	0,47	5,21	0,39	6,14	0,48	9,87	1,29	2,05	0,02	1,80	0,02
FeO	13,87	1,20	10,89	0,91	13,82	1,19	0,36	0,05				
MnO	0,167	0,01	0,157	0,01	0,168	0,01	0,046	0,01	0,33	0,01	0,33	0,01
MgO	19,55	3,04	22,82	3,46	19,28	2,98	6,74	1,77	4,12	0,09	2,35	0,06
CaO	Не опр.	–	Не опр.	–	Не опр.	–	2,40	0,45	54,0	0,88	50,72	0,91
Na ₂ O	0,03	0,01	0,01	–	0,01	–	1,74	0,59				
K ₂ O	0,07	0,01	0,08	0,01	0,08	0,01	0,04					
H ₂ O	1,40		1,20		1,25		0,10	5,76				
ппп	12,99	9,93	12,88	9,47	12,20	9,20	4,84					
CO ₂	–		–		–				38,87		44,33	
B ₂ O ₃	–		–		–		8,71	2,61				
Cr ₂ O ₃	0,04	0,01	0,048	0,01	0,042	0,01	–					
V ₂ O ₅	0,053	0,01	0,084	0,01	0,041	–						
Li ₂ O							0,0028					
Rb ₂ O							0,0004					
Сумма	99,98		99,87		99,99		100,05					
Т обр., °С		379		392		350						

Примечание. Химанализы выполнены в ИГ КарНЦ РАН. 1–3 – хлориты из зальбандов кварцевых жил и линз с пиритом (1 – П-2/10, 2 – П-2/3, 3 – П-2/8); 4 – турмалин (П-1); 5–6* – карбонаты (5 – П-2/3, 6 – П-2/8; приводятся анализы, пересчитанные к 100%).

Таблица 4

Микрозондовые анализы хлоритов из рудной зоны месторождения Педролампи

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Mg	10,73	12,22	12,72	11,11	12,61	13,22	13,18	12,9	13,13
Al	11,42	13,41	13,35	10,99	12,95	13,54	13,45	13,17	13,46
Si	12,21	14,68	14,77	12,14	14,6	15,14	14,82	15,07	14,93
Fe	16,37	17,87	17,18	14,17	15,84	15,63	16,35	16,3	16,21
O	49,28	41,82	41,99	51,59	41,65	42,47	42,2	42,25	42,27
Сумма	100,01	100	100,01	100	97,65	100	100	99,69	100
Ф. ед.	Пересчет на 10 катионов								
Mg	2,77	2,73	2,83	2,95	2,88	2,92	2,91	2,87	2,90
Al	2,66	2,70	2,67	2,63	2,66	2,69	2,68	2,64	2,68
Si	2,73	2,84	2,84	2,79	2,88	2,89	2,83	2,90	2,86
Fe	1,84	1,74	1,66	1,64	1,57	1,50	1,57	1,58	1,56
Сумма	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Al ^{IV}	1,27	1,16	1,16	1,21	1,12	1,11	1,16	1,1	1,14
Al ^{VI}	1,39	1,53	1,51	1,42	1,55	1,58	1,51	1,55	1,54
T обр., °C	347	312	311	328	297	295	313	291	306
№ обр.	П-1-1	П-1-2	П-1-3	П-2/5-1	П-2/5-2	П-2/5-3	П-2/5-4	П-2/8-1	П-2/8-2

Примечание. 1–9 – хлориты (1–3 – из хлорит-турмалиновых метасоматитов, 4–9 – из зальбандов кварцевых жил). В анализе 5 установлено W – 1,99%, Ca – 0,36%, в анализе 8 – 0,27% Ti.

Таблица 5

Микрозондовые анализы серицитов с участка Педролампи

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
Na	0,43	0,38	0,43	0,39	0,41	0,66	0,66
Mg	0,59	0,35	0,61	0,56	0,64	0,6	0,63
Al	18,2	17,91	17,33	18,03	16,28	17,87	17,47
Si	23,8	23,51	22,69	24,09	25,36	23,61	23,76
K	8,85	9,48	9,31	8,89	8,37	8,99	8,95
Ti	0,32	0,28	0,29	0	0,44	0,33	0,41
Fe	1,5	2,25	1,99	1,75	1,98	1,9	2,13
W	0	0	2,28	0	0	0	0
O	46,3	45,84	45,08	46,3	46,51	46,03	45,98
Сумма	99,99	100	100,01	100,01	99,99	99,99	99,99
Ф. ед.	Пересчет на 6 катионов						
Na	0,07	0,06	0,07	0,06	0,07	0,11	0,11
K	0,93	1,01	1,02	0,94	0,88	0,95	0,95
Mg	0,09	0,06	0,10	0,09	0,10	0,09	0,10
Al	2,56	2,55	2,54	2,54	2,30	2,53	2,48
Si	3,22	3,22	3,20	3,26	3,43	3,22	3,24
Ti	0,03	0,02	0,02	0	0,03	0,03	0,03
Fe	0,10	0,15	0,14	0,12	0,13	0,13	0,15
Сумма	6	6	6	6	6	6	6
Al ^{IV}	0,78	0,78	0,80	0,74	0,57	0,78	0,76
Al ^{VI}	1,78	1,77	1,74	1,79	1,73	1,75	1,72
№ обр.	П-1-1	П-1-2	П-2/5-1	П-2/5-2	П-2/8-1	П-2/8-2	П-2/8-3

Примечание. 1–7 – тонкошелушчатый серицит (1–2 – турмалин-хлоритовые метасоматиты; 3–7 – зальбанды кварцевых жил).

Минералогия и геохимия руд. Рудные тела в пределах продуктивной зоны выделены по содержанию золота 1 г/т (Новиков, 1997). Они представляют собой вытянутые линзы или пласты, согласные с общим крутым залеганием сланцев (аз. пр. 355, падение под углом 75–85° на запад). Рудные тела не всегда выдержаны по простиранию, имеют мощность от 1 до 7 м и протяженность – от первых до 50–70 м. Они хорошо оконтуриваются визуально по развитию вкрапленной пиритовой минерализации. Руды относятся к золото-кварц-сульфидному рудно-формационному типу (золото-пиритовому и золото-халькопиритовому минеральным типам), без каких-либо значительных примесей дру-

гих элементов. В них установлено содержание Au в количестве 0,1–46 г/т, Ag до 0,4–5 г/т, Pb до 0,002–0,005%, Cu до 0,015–0,2%, Bi до 0,015%, МПГ до 0,11 г/т, примеси As, Te, Co, Ni и др. (Минерально-сырьевая..., 2005).

В золото-пиритовом минеральном типе главными рудными минералами являются пирит (от 5 до 30–60% в гнездах) и золото. Пирит образует кубические, иногда незначительно уплощенные кристаллы размером 0,3–1 см (реже до 5 см) и их сростки (рис. 4, б), которые встречаются послойно во вкрапленности и линзовидно-гнездовых обособлениях. Отсутствие деформаций кристаллов указывает на их свободный рост при снижении бокового

давления, что было более характерно для ранней стадии формирования зоны расланцевания и милонитизации. Кубические кристаллы иногда бывают усечены дополнительно гранью октаэдра и имеют штриховку. Для них характерен п-тип проводимости. По данным спектрального количественного и атомно-абсорбционного анализов, пирит содержит следующие примеси: Co 0,065–0,067%, Ni 0,04–0,044%, Cu 0,003–0,007%, МПГ 0,014–0,16 г/т (табл. 6). Содержание золота в нем превышает 7–14 г/т (данные ат.-абс. анализа ИГ КарНЦ РАН). Однако детальные микронзондовые исследования показали отсутствие примесей в пирите (табл. 7), т. е. золото образуется исключительно в виде собственной минеральной фазы в мельчайших дефектах в пирите.

Золото в пиритовых рудах выделяется как мелкое и тонкодисперсное с размером золотинок 0,5–2 мм (85%) и 0,5–0,05 мм. Форма выделения золотинок – чешуйки, пластинки, реже дендриты, пленки и шнурки (рис. 5). Золото имеет высокую пробыность 983–989 (Новиков, 1997). Наши исследова-

ния на микронзондовом анализаторе фирмы Tescan (аналитик А. Н. Терновой) позволили выявить в рудах золото-пиритового минерального типа в золоте округлой формы, находящемся во включениях в пирите и выделяющемся самостоятельно (Au 86,9–93,64%), примеси Ag до 4,45–5,66%, Hg до 1,19–4,98%. Однако по данным Ю. С. Полеховского, золото-1 может содержать до 10,5–11% Ag, кроме того, в рудах золото-пиритового типа была обнаружена платинометаллическая минерализация, представленная меренскимом, тетраферроплатиной, сперрилитом (Шариков и др., 2002). По нашим данным установлены Y и Ce-Nd-La-Sm оксиды, фосфаты и карбонаты.

В золото-халькопиритовом малосульфидном минеральном типе (2–5% сульфидов) из зон серицит-хлорит-турмалиновых метасоматитов рудные минералы представлены халькопиритом, пирротинном, электрумом, самородным серебром, единичными зернами галенита, сфалерита, реже арсенида (Ag_2S), энаргита $(Cu,Fe)_3AsS_4$, сульфосолей, антимонита и других редких минералов. Наиболее

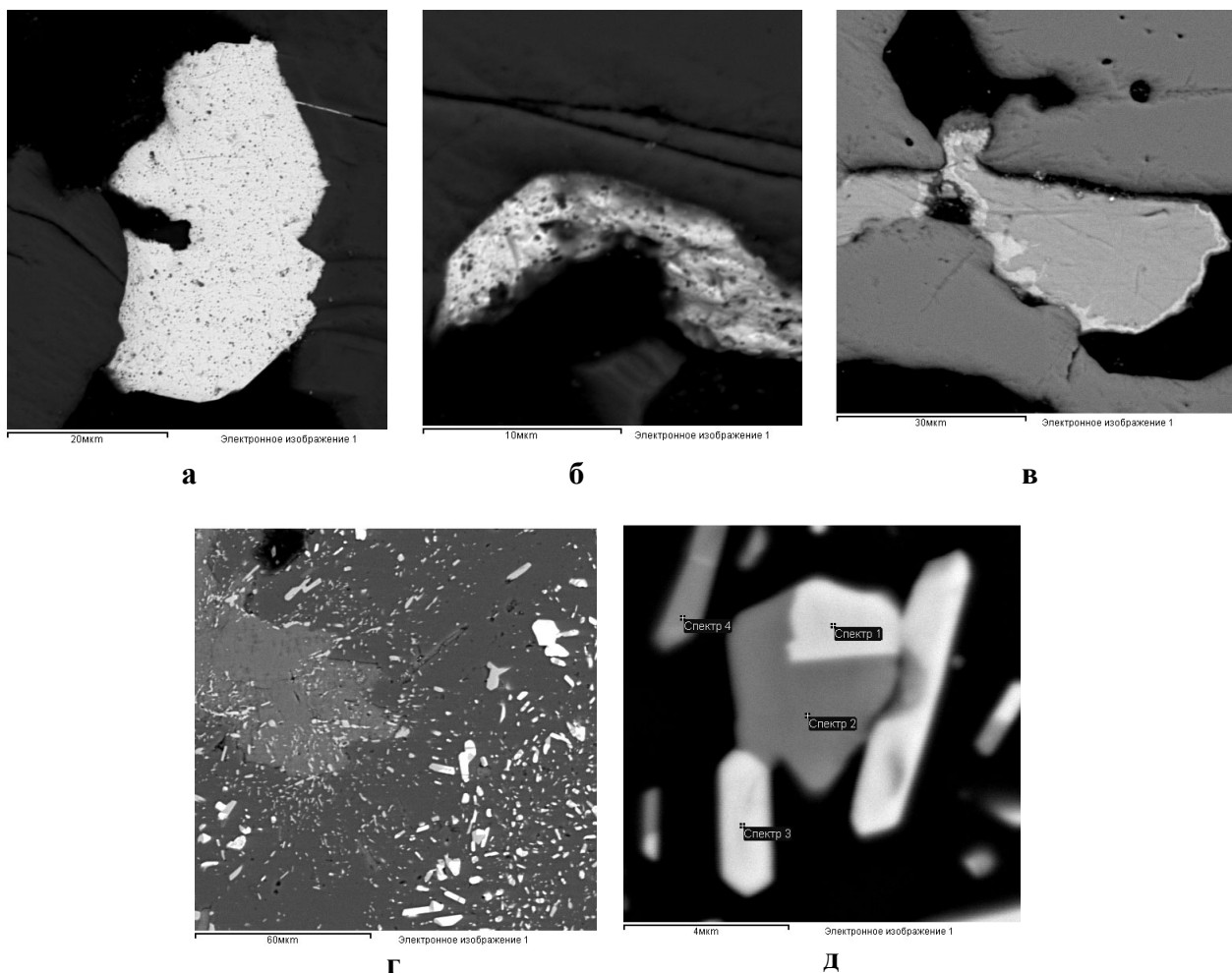


Рис. 5. Минералы золото-пиритового рудно-формационного типа (образец П-2/8):

а–б – самородное золото (в пирите), в – халькопирит с каймой халькозинна, г – выделения рутила и гематита, д – срастание гематита (светлое) и рутила

распространенными являются электрум и самородное серебро. По данным Ю. С. Полеховского, к поздней генерации золота в рудах золото-халькопиритового типа относятся беспримесное золото-2 (Ag 0,8–1,2%) и электрум (Ag 16,1–27,2%, иногда выше, Fe до 2%) (Шариков и др., 2002). Поздняя генерация золота выделяется в виде вытянутых дендритов и пленок неправильной формы. Золото выделяется самостоятельно вместе с халькопиритом и входит в состав дискразита (Au до 12,2–16,1%) и анимикита (Au до 21,1%). По нашим данным, в рудах I типа шнуровидные ответвления содержат до 16,05% Ag.

Халькопирит в рудах первого и второго типов при окислении замещается халькозином (табл. 7, рис. 5, 6) с содержанием Fe 2,04–10,79%. Возникают соединения более богатые Fe (табл. 7/4). В халькопирите присутствует избыток серы. Халькозин имеет колломорфный «гроздевидный» облик. Галенит содержит небольшую примесь Fe до 1,22–1,8%. Обычно он ассоциирует с сульфосолями меди и железа, энаргитом (табл. 8).

Наиболее распространенным минералом в рудах 2-го типа и наложенным на руды 1-го типа является самородное серебро, образующее дендриты, проволочки, комочки и другие выделения своеобразной формы размером 1–15 мкм (рис. 7). Серебро иногда

содержит незначительную примесь Fe, S и иногда U, появляющихся при окислении руд и образовании пленки аргентита. Серебро в краях замещается аргентитом. На графиках (рис. 7, в, г) наблюдается закономерное снижение содержания Ag и увеличение – S.

Таблица 6

Химический состав и содержание примесей в пирите золото-сульфидных руд

Компо-	1*		2*		3**	4**
	%	ф. ед.	%	ф. ед.		
Fe, %	43,90	1,06	44,70	1,05		
Co	0,065	0,001	0,067	0,001		
Ni	0,044	0,001	0,040	0,001		
Cu	0,003	–	0,007	–		
S	47,35	2	48,50	2		
Сумма	91,363		93,314			
Au**, г/т			>7		0,063	>14
Pt			0,006		0,021	0,005
Pd			0,006		0,137	0,011
Ir			0,002		0,001	0,001
n	1	1	4		2	2
№ обр.	П-2/3		П-2/8		П-2/4	П-2/10

Примечание. Приведены данные химического (*) и атомно-абсорбционного анализов (**), выполненных в ИГ КНЦ РАН. В анализах 1, 2* содержится нерастворимый остаток, расчет ф. ед. проведен при полном использовании серы (1 – изб. Fe 0,06 ф. ед., 2 – изб. Fe 0,05 ф. ед.).

Таблица 7

Микрозондовые анализы главных сульфидов месторождения Педролампи

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
S	38,2	37,9	38,83	38,13	38,83	38,83	39,35	39,15	40,08	37,67	56,22	57,31
Fe	30,18	29,6	29,52	47,21	29,66	29,21	29,1	29,44	27,98	30,06	43,78	42,69
Cu	31,61	32,28	31,65	14,66	31,39	31,96	31,55	31,41	31,94	32,1		
Zn	0	0,21	0	0	0	0	0	0	0	0		
Сумма	99,99	99,99	100	100	99,88	100	100	100	100	99,83	100	100
Ф. ед.	Пересчет на 4 элемента										Пересчет на 3 элемента	
S	2,14	2,13	2,16	2,10	2,17	2,17	2,19	2,18	2,22	2,12	2,07	2,10
Fe	0,97	0,95	0,94	1,49	0,95	0,94	0,93	0,94	0,89	0,97	0,93	0,90
Cu	0,89	0,91	0,89	0,41	0,88	0,90	0,88	0,88	0,89	0,91		
Zn	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0		
Сумма	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	3	3
№ обр.	П-2/8	П-2/8	П-2/8	П-2/8	П-2/8	П-2/8 шл	П-1	П-1	П-1	П-1 шл	П-2/9	П-2/9
Компонент	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	
S	56,39	58,29	36,83	33,08	29,06	28,28	28,64	36,83	14,83	15,24	15,12	
Fe	43,61	41,71	10,79	4,05	4,79	2,04	7,37	10,79	0	1,25	1,8	
Cu			52,37	62,87	66,15	69,68	61,95	52,37				
Ag			0	0	0	0	1,21	0				
Pb									85,17	83,52	83,09	
Сумма	100	100	99,99	100	100	100	99,17	99,99	100	100,01	100,01	
Ф. ед.	Пересчет на 3 элемента		Пересчет на 4 элемента					Пересчет на 2 элемента				
S	2,08	2,13	2,12	1,97	1,78	1,75	1,63	2,12	1,06	1,06	1,04	
Fe	0,92	0,87	0,37	0,14	0,17	0,07	0,24	0,37	0	0,05	0,07	
Cu			1,52	1,89	2,05	2,18	1,78	1,52				
Ag			0	0	0	0	0,36	0				
Pb									0,94	0,90	0,89	
Сумма	3	3	4	4	4	4	4	4	2	2	2	
№ обр.	П-1-1	П-1-2	П-2/8	П-2/8	П-2/8	П-2/8	П-2/8	П-1	П-1	П-1	П-2/8 шл	

Примечание. 1–10 – халькопирит, 11–14 – пирит, 15–20 – халькозин, 21–23 – галенит. 1–6, 11–12, 15–19, 23 – из зоны пиритовой вкрапленной минерализации. 7–10, 13–14, 20–22 – из турмалин-хлоритовых метасоматитов.

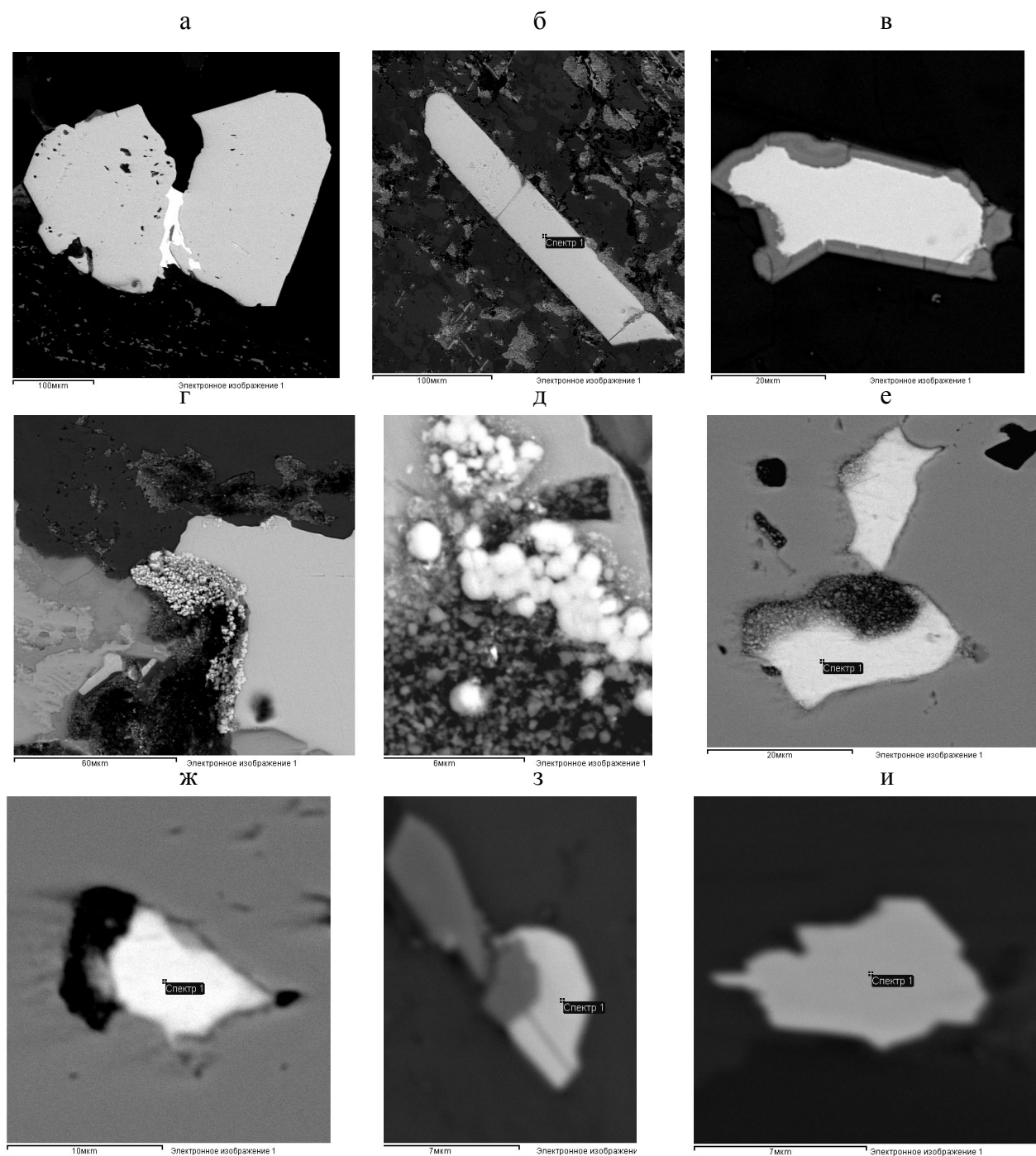


Рис. 6. Формы выделения минералов в малосульфидном халькопиритовом типе руд (образец П-1):

а–б – пирит; а – халькопирит; в – кайма халькозина и гематита вокруг халькопирита; г–д – гроздевидные выделения халькозина; е–ж – сульфосоли; з–и – карбонат итрия

При окислении руд месторождения в них также появляются борнит, ковеллин, гематит, лейкоксен. Из окисных фаз в обоих типах руд наиболее распространены ильменит, рутил и гематит (табл. 9). Содержание Ti в ильмените составляет 29,41–35,02%, Mn – до 1,46%. В гематите количество Ti колеблется от 3,87 до 5,37%, V достигает 0,41–0,58%. В рутиле присутствуют примеси Fe до 0,42–1,1%, V до 0,68–0,89%, Y иногда до 1,44%, Ca до 1,14–1,45%. Гематит и рутил наиболее раз-

виты во 2-м типе руд, где образуют своеобразные формы и сростания (рис. 5).

Дискуссионность относительно времени образования руд связана с отсутствием непосредственного радиологического датирования рудных минералов на месторождении. Субмеридиональная рудная зона срезается и перекрывается кварцевыми конгломератами ятулийского надгоризонта, что подтверждает ее лопийский возраст. С другой стороны, кварцевые жилы будируются северо-западными зонами расланцевания,

и к этим же зонам приурочены кварц-хлорит-турмалиновые с бедной золото-халькопиритовой минерализацией. Кроме того, подобная золото-халькопиритовая минерализация установлена севернее месторождения в ятулийских кварцито-песчаниках (рудопроявление

Кянюшельга). По-видимому, формирование субмеридиональной сдвиговой зоны и золото-пиритовых руд произошло в позднем архее. Более поздняя золото-халькопиритовая с серебром минерализация наложилась в постятулийское время.

Таблица 8

Сульфосоли, золото, минералы серебра и сурьмы

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ag	85,06	85,51	85,23	4,93	5,66	4,45	93,15	99,28	96,28	89,32
Fe	0	0	0	0,6	0,7	2,89				
S	11,44	14,49	14,77				2,64	0,72	1,68	5,37
Au				93,27	93,64	86,69				
Hg				1,19	0	4,98				
Сумма	96,5	100	100	99,99	100	99,01	95,79	100	100	100
Ф. ед.	Пересчет на 3 элемента			Пересчет на 1 катион			Пересчет на 1 катион			
Ag	2,07	1,91	1,90	0,09	0,10	0,28	0,99	0,98	0,91	0,76
Fe	0	0	0	0,02	0,02	0	0	0	0,04	0,09
S	0,93	1,09	1,10				0	0,02	0,05	0,15
Au				0,88	0,88	0,72				
Hg				0,01	0	0				
Сумма	3	3	3	1	1	1				
№ обр.	П-1	П-1	П-1	П-2/8 ан	П-2/8 ан	П-2/8 ан	П-2/5 шл	П-2/5 шл	П-2/8-1	П-2/8-2

Компонент	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
Ag	95,05	99,33	100	100						
S					34,85	32,41	31,95	29,46	28,96	
Fe	2,02	0,67			11,2	7,41	7,37			
Cu					34,48	38,98	38,35			
As					19,48	21,21	19,35			
Zn					0	0	2,02			
Sb					0	0	0,97	70,54	71,04	
Сумма	97,07	100	100	100	100	100,01	100,01	100	100	
Ф. ед.	Пересчет на 1 катион			Пересчет на 8				Пересчет на 5		
S	0,86	0,98	1	1	4,16	3,96	3,93	3,07	3,04	
Fe	0,05	0	0	0	0,77	0,52	0,52			
Cu	0,06	0,02	0	0	2,08	2,41	2,38			
As					1	1,11	1,02			
Zn					0	0	0,12			
Sb					0	0	0,03	1,93	1,96	
Сумма	0,99	1	1	1	8	8	8	5	5	
№ обр.	П-2/8-3	П-1 ан	П-1 ан					П-2/8-1 шл	П-2/8-1 шл	

Примечание. 1-3 – аргентит (Ag₂S), 4-6 – золото, 7-14 – серебро, 15-17 – энаргит ((Cu, Fe)₃AsS₄), 18-19 – антимонит (As₂S₃); шл – шлиф, остальные по аншлифам.

Таблица 9

Оксиды в золотосульфидных рудах месторождения Педролампи

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
O	35,09	32,79	26,79	23,6	24,04	24,09	23,56	49,91	43,38	40	47,39	39,86	39,92
Ti	29,41	35,02	0	4,11	5,37	4,36	3,87	50,07	56,83	58,87	51,59	58,15	58,68
Mn	1,46	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	34,04	30,69	73,2	70,94	70,14	70,5	72,15	0	0,65	0,42	0	1,1	0,72
Ca	0	1,51	0	1,35	0	0	0	1,45	1,14	0	0	0	0
V	0	0	0	0	0	0,58	0,41	0	0	0,71	0	0,89	0,68
Y	0	0	0	0	0	0	0	1,44	0	0	0	0	0
Сумма	100	100,01	99,99	100	99,55	99,53	99,99	102,87	102	100	98,98	100	100
Ф. ед.	Пересчет на 5 катионов					Пересчет на 3 катиона							
O	3,19	3,04	2,80	2,57	2,62	2,62	2,58	2,23	2,07	2,00	2,20	1,99	1,99
Ti	0,89	1,08	0	0,15	0,20	0,16	0,14	0,75	0,91	0,98	0,80	0,97	0,98
Mn	0,04	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	0,89	0,82	2,20	2,22	2,19	2,20	2,26	0	0,01	0,01	0	0,02	0,01
Ca	0	0,06	0	0,06	0	0	0	0,01	0,01	0	0	0	0
V	0	0	0	0	0	0,02	0,01	0	0	0,02	0	0,02	0,02
Y	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0
Сумма	5	5	5	5	5	5	5	3	3	3	3	3	3

Примечание. 1-2 – ильменит, 3-7 – гематит, 8-13 – рутил.

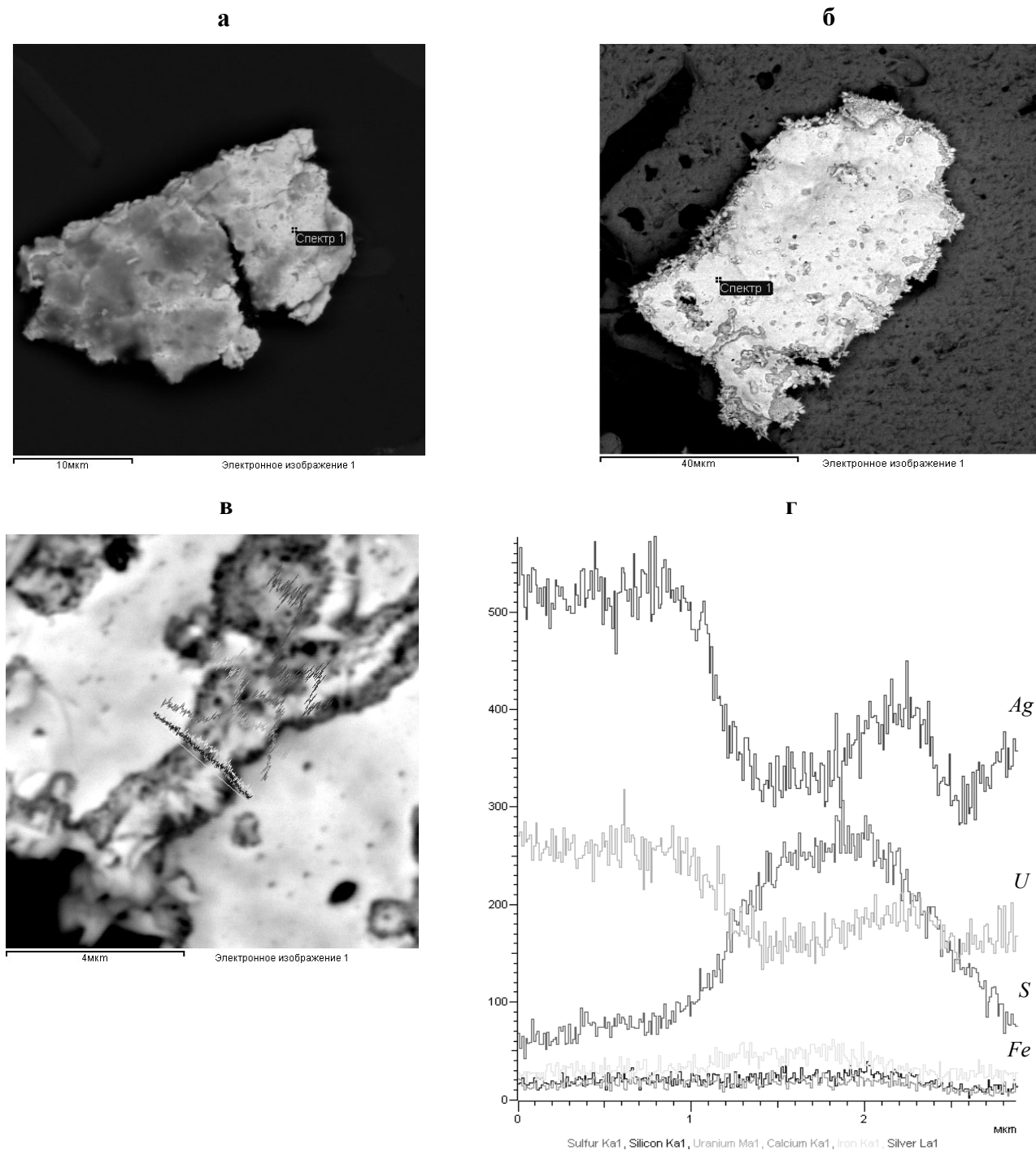


Рис. 7. Формы выделения самородного серебра (а – образец П-1, б – образец П-2/8) и поэлементные профили (в–г) через зону замещения серебра аргентитом

Заключение

Таким образом, геологические исследования, проведенные на Эльмусской площади, показали, что ведущими для локализации позднеархейских более значительных золоторудных объектов являются субмеридиональные зоны расланцевания и метасоматического преобразования пород. К ним приурочены такие рудопроявления и месторождения, как Педро-

лами, Восточное Орехозеро, Талпус. Вторая группа проявлений имеет связь с кислым дайковым комплексом и приурочена к зонам расланцевания и гидротермального изменения в кислых толщах в области развития порфировых даек (Эльмус). Третья группа – это золотосодержащие колчеданные руды и зоны сульфидной минерализации.

Кислый дайковый комплекс Эльмусской площади представлен Na- и Na-K-порфирами. Кислый

интрузивный магматизм территории более разнообразен, это гранодиориты, плагиограниты, Na-K порфириновые граниты. С порфириновыми гранитами связана молибденитовая и золото-сульфидная рудная минерализация в ореоле грейзенизации Карташинского массива в юго-восточной части площади.

Месторождение Педролампи приурочено к узлу пересечения субмеридиональной (архейской) и СЗ (протерозойской) зон сдвиговых деформаций. Вмещающие золотое оруденение породы представлены милонитизированными и лиственитизированными зелеными сланцами по основным туфам и хлорит-серпичитовыми сланцами по грауваккам, метапесчаникам и полимиктовыми конгломератами верхней части лопийского разреза. Отложения подобного типа сопоставимы с отложениями верхней части разреза Койкарской структуры, относимыми к отложениям бассейнов типа пулл-апарт. Оруденение на месторождении представлено двумя генерациями (ранней и поздней), отличающимися минеральным составом: 1 – крупным кубическим пиритом и самородным золотом; 2 – халькопиритом, золотом, электрумом, серебром, редкими сульфидами, сульфосолями и встречающейся с ними в приповерхностной зоне окисленной ассоциацией, представленной борнитом, халькозином, ковеллином, гематитом, рутилом. Дан-

ные декрепитации газово-жидких включений в кварце и расчет по минеральным термометрам свидетельствуют о широком интервале температуры при формировании рудной зоны. Температура образования метасоматитов и жил снижалась от 390–400 до 240 °С и ниже при окислении руд. Максимум золотого рудообразования приходится на 270–290 °С для 1-го типа руд и 24 °С и ниже для 2-го типа. Простой минеральный состав, низкий уровень Ag в золоте и присутствие в рудах фаз, содержащих МПП, свидетельствуют о более высокотемпературном характере образования руд 1-го типа и дополнительном привносе платиноидов на раннем этапе. Золото-халькопиритовая рудная минерализация, сопровождающаяся самородным серебром, сульфосолями и некоторыми другими более редкими минералами, сформировалась на стадии выделения рудного вещества при более низкотемпературных условиях. В приповерхностной зоне рудные минералы замещаются окисленной ассоциацией вторичных сульфидов меди. В этом процессе образуется аргентит с повышенными концентрациями урана.

Месторождение Педролампи относится к небольшим мезотермальным докембрийским рудным объектам полистадийного генезиса с запасами золота около 0,9 т и суммарными прогнозными ресурсами до 10 т.

ЛИТЕРАТУРА

Белашев Б. С., Кулешевич Л. В. Декрепитация газово-жидких включений в кварце из различных генетических типов золоторудных проявлений Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 89–94.

Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л., 1978. 262 с.

Леонтьев А. Г. и др. Составление регистрационной карты золотоносности масштаба 1 : 500 000 с кадастрами месторождений, рудопоявлений и пунктов минерализации и площадей геохимических аномалий (участков), перспективных на золото. Петрозаводск. Фонды ТФГИ. Инв. № 469. 1997.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Петрозаводск, 2005. 280 с.

Новиков Ю. Н. Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на золото в Центральной Карелии на Эльмусской площади в 1992–1994 годах с подсчетом запасов золота месторождения Педролампи по категории С₂. Фонды ТФГИ. Инв. № 448. 1997.

Петров Ю. В. Особенности локализации золотого оруденения в пределах Сегозерско-Ведлозерского зеленокаменного пояса (месторождение Педролампи) // Благородные металлы и алмазы Севера европейской части России: Тез. докл. Петрозаводск, 1995. С. 134–135.

Ранний докембрий Балтийского щита. СПб., 2005. 711 с.

Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2005. 229 с.

Сиваев В. В., Горошко А. Ф. Отчет о групповой геологической съемке и доизучению масштаба 1 : 50 000 Северо-Западного крыла Онежской мульды и ее обрамления, проведенных в 1978–1982 гг. 1982. Фонды КГЭ. Инв. № 1529.

Шариков П. И. и др. Геохимические поиски золота на перспективных площадях Карелии. Информационный отчет о результатах незавершенных работ по Тиллевому объекту за 1999–2002 гг. 2002. Фонды КГЭ.

Cathelineau M., Nieva D. A chlorite solid solution geothermometer: Los Azufres (Mexico) geothermal system // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1985. 91. P. 57–76.

В. В. Щипцов, Т. П. Бубнова, А. В. Гаранжа, Л. С. Скамницкая, Н. И. Щипцова

ГЕОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ И ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА РЕСУРСНОГО ПОТЕНЦИАЛА КАРБОНАТИТОВ ТИКШЕОЗЕРСКОГО МАССИВА (ФОРМАЦИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ – ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ)

Введение

По результатам геолого-съёмочных и научно-исследовательских работ на территории северной Карелии в границах Тикшеозерского массива щелочно-габброидной формации были выявлены апатитоносные карбонатиты, представляющие интерес как индустриальное сырьё. В геологическом отношении Тикшеозерский массив входит в состав Карело-Кольской провинции ультраосновных – щелочных пород и карбонатитов, но этот массив по составу силикатных пород является переходным между двумя щелочными формациями – ультраосновных – щелочных пород и карбонатитов и щелочно-габброидной (Фролов и др., 2003). Таких массивов единицы, как правило, в локализованных карбонатитах отсутствует редкометалльная минерализация или проявляется весьма своеобразно. Непременным минеральным компонентом, как и в нашем случае, является апатит – сквозной минерал.

Тикшеозерское месторождение апатитоносных карбонатитов, расположенное в Лоухском районе на южном берегу оз. Тикшеозеро и соединенное усами лесовозной технологической дороги с пос. Кестеньга, привлекло волну научного и практического интереса после проведения поисковых работ на участке «Карбонатитовый» в 1986–1988 гг. и выявления в них апатитоносной минерализации (Клюнин, Сафронова, 1988; Кирнарский и др., 1990; Сафронова, 1990; Бархатов и др., 1991; Щипцов и др., 1991 и др.). К этому периоду относятся лабораторные испытания на обогатимость апатитовых руд Тикшеозерского и Восточного массивов, выполненные в Институте геологии КарНЦ РАН.

Месторождение действительно характеризуется крупными запасами апатита и карбонатного сырья и может быть отнесено к потенциально-промышленному типу. Рациональное использование многокомпонентного минерального сырья и оценка народнохозяйственной значимости определяются следующими критериями:

- область применения и потребность (дефицитность) в сырье;
- геологическая и технологическая изученность;
- масштабы ресурсов (обеспеченность предприятия) и качество сырья (содержание компонентов, потребительские свойства).

Таблица 1 основана на многофакторной классификации ресурсов недр Ф. Д. Ларичкина (Ларичкин, 2005).

Таблица 1

Многофакторная классификация ресурсов карбонатитов Тикшеозерского массива

Классификационный признак	Разновидности признака группировки
Условия образования	Природные (благоприятные)
Расположение относительно земной поверхности	Заглубленные (не более 10 м от поверхности)
Взаимное расположение	Взаимосвязанные (мощная залежь)
Территориальное распространение	Для Карелии единичное
Агрегатное состояние	Твердые
Функционально-отраслевое назначение	Многоотраслевое
Направление использования	Сырьевое на основе использования апатитовых, карбонатных, магнетитовых и флогопитовых продуктов – многоцелевое

Краткий обзор геолого-геофизической изученности Тикшеозерского массива

В период 1945–1966 гг. проводились геофизические исследования, включающие аэромагнитную съемку масштабов 1 : 200 000 – 1 : 25 000. На Тикшеозерской площади в результате обнаружения магнитной аномалии и гравиразведкой масштаба 1 : 200 000 выявлены две локальные аномалии, соответствующие Тикшеозерскому и Шапкозерскому блокам массива. В 1972 г. в ходе тематических работ Института геологии Карельского филиала АН СССР при обследовании массивов пироксенитов группой В. Д. Слюсарева на юго-западном берегу Тикшеозера в Лоух-

ском районе Карельской АССР был установлен новый для докембрия Карелии тип щелочного магматизма с ассоциацией оливинитов, тералитов и пород якупирангит-уртитовой серии.

Дальнейшее изучение этого района в 1973–1974 гг. с участием Западного геофизического треста (ЗГТ), поставившего здесь по рекомендации Института геологии комплексные геофизические работы, позволило наметить контуры двух массивов: Тикшеозерского, включающего Северный, Центральный и Шапкоозерский участки, и расположенного к востоку более мелкого Восточного массива. В составе массивов было выявлено значительное разнообразие пород при резком преобладании пироксенитов (до 85%), обнаружены титаномагнетитовые рудопоявления и апатитовая минерализация. В 1977–1980 гг. в ходе АФГК-500 геологи ПГО «Севзапгеология» (А. М. Корнюшин и др.) на Тикшеозерском массиве обнаружили карбонатиты, ранее считавшиеся продуктами изменения пироксенитов.

Сотрудники Института геологии в 1976–1977 гг. на Тикшеозерском массиве установили нефелиновые сиениты, аналогичные ельтьозерским, а также своеобразные высококальциевые щелочные породы, разнообразные метасоматиты, мантийный источник вещества которых подтвердился изотопным составом кислорода кальцита. Эти новые данные и результаты переоценки наряду с геофизическими материалами послужили основанием для рекомендации постановки геолого-поисковых работ в Ельтьозерской металлогенической зоне. Северная геологическая экспедиция в 1977–1981 гг. проводила работы по оценке на апатит в пределах Ельтьозерского и Тикшеозерского массивов (Кириллов и др.), а затем была привлечена Южно-Кольская партия (ЮКП) Центрально-Кольской комплексной геологической экспедиции (ЦККГЭ) для проверки прогнозирувавшейся геологической обстановки (Клюнин, Паничев, 1988 г.) путем проведения в этом районе групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 и поисковых работ на апатит и другие полезные ископаемые в пределах Тикшеозерского массива (Холодилов, Карпатенков, 1988 г.).

С 1980 г. минералогия, петрология и металлогения Тикшеозерского массива систематически изучались сотрудниками ИГ КарНЦ АН СССР (А. И. Богачев, Г. П. Сафронова, В. В. Щипцов и др.) и сотрудниками ГИ КолНЦ АН СССР (Ю. М. Кирнарский и Е. Г. Балаганская).

Геологические особенности Тикшеозерского массива

На основании пространственной близости Тикшеозерского и Ельтьозерского массивов (Тикшеозерско-Ельтьозерский комплекс) в пределах единой гравитационной аномалии, щелочной направленности эволюции составов, наличия однотипных рудных и полевошпатовых пироксенитов был сделан вывод о принадлежности обоих массивов к

единому эволюционному ряду специфичной клинопироксенит-габбро-щелочной формации (Богачев и др., 1976). Тикшеозерско-Ельтьозерский комплекс объединяет два пространственно сближенных массива, связанных формированием с единым мантийным источником, но для Тикшеозерского массива интрузивный очаг предполагается более глубинным.

В целом массив представляет собой субмеридионально вытянутое чашеобразное тело, разбитое на три крупных блока – Тикшеозерский, Центральный и Шапкоозерский, сложенных пироксенитами, оливинами, ийолитами, тералитами, щелочными габбро и габброноритами, а также нефелиновыми сиенитами (рис. 1). В центре Центрального блока штокообразное тело слагают карбонатиты. Относительное возрастное соотношение габброноритов с массивом определяется тем, что габбронориты секутся карбонатитами, т. е. являются более древними образованиями, чем породы последней фазы массива.

Тикшеозерский массив на различных уровнях проявляет более слабую дифференциацию в сопоставлении с каледонскими ультраосновными – щелочными породами и карбонатитами Кольского полуострова.

Карбонатиты

В Тикшеозерском массиве, помимо повсеместно развитых мелких карбонатитовых прожилков и жил, образовано крупное карбонатитовое полого залегающее плитообразное тело с неровной верхней поверхностью контакта, осложненной выступами и апофизами, а также, вероятно, разрывными нарушениями со смещением по ним (рис. 2). Для карбонатитов показательным критерием являются отрицательные локальные гравиметрические аномалии. Карбонатиты Тикшеозерского массива в существующей рисовке на геологической карте занимают практически секущее положение по отношению к внутренней структуре массива и имеют различную выраженность в рельефе. Размещение этих тел связано с субмеридиональными разрывами на участках, они пересекаются диагональными северо-восточными и северо-западными разломами. Залегание карбонатитов приурочено к пониженным частям рельефа, и они скрыты рыхлыми отложениями мощностью 5–15 м. В депрессии с долиной ручья, разделяющей возвышенные Шапкоозерский и Центральный блоки, серией скважин карбонатиты прослежены в виде меридиональной полосы шириной до 600 м. Тело карбонатитов занимает явно секущее положение относительно ультраосновных щелочных пород массива. По данным бурения в восточном направлении оно продолжается под расположенными гипсометрически выше пироксенитами – ийолитами и имеет вертикальную мощность 20–400 м (скважины № 204, 161, 169 и др.).

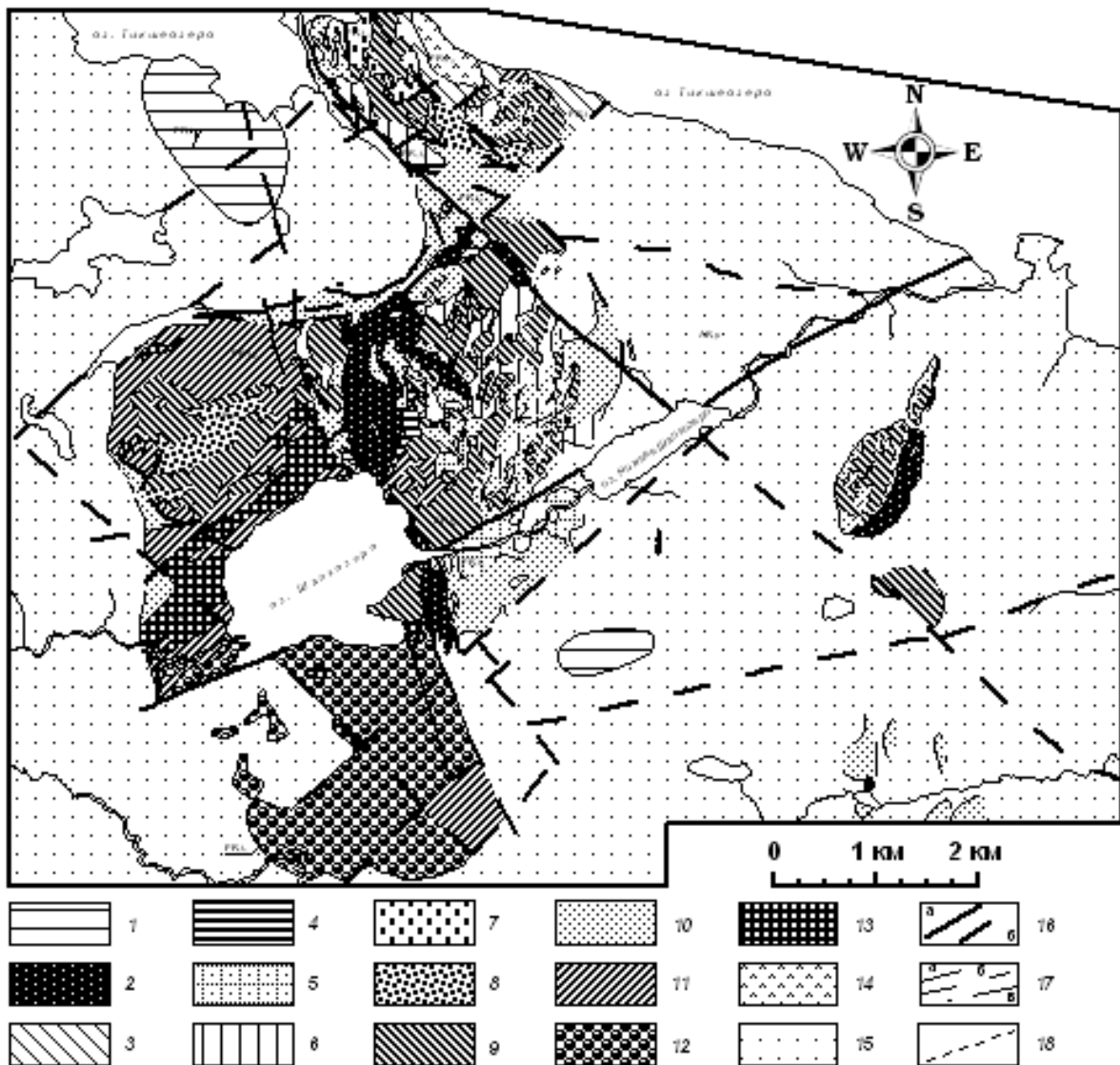


Рис. 1. Карта-схема геологического строения Тикшеозерского массива (составили В. В. Щипцов и Н. И. Щипцова с использованием материалов А. И. Богачева и др., 1988 г.; Н. Р. Холодилова и др., 1988 г.):

тикшеозерский комплекс: 1 – микроклиновые граниты с вкрапленностью голубого дымчатого кварца; 2 – карбонатиты кальцитовые, доломит-кальцитовые и кальцит-доломитовые; 3 – нефелиновые сиениты; 4 – уртиты средне-крупнозернистые до гигантозернистых; 5 – средне-крупнозернистые ийолиты, ийолит-уртиты; 6 – мелко-среднезернистые мельтейгиты, ийолиты, нефелинизированные пироксениты; 7 – тералиты; 8 – нерасчлененные тералиты, габбро, пироксениты; 9 – пироксениты, обогащенные титаномагнетитом; 10 – средне-мелкозернистые титаноавгитовые пироксениты; 11 – оливинные пироксениты; 12 – оливиниты с титаномагнетитом, серпентинизированные оливиниты; 13 – серпентиниты, серпентинизированные оливиниты; олангский комплекс: 14 – габбронориты; пязозерский комплекс: 15 – микроклин-плагиоклазовые граниты, тоналиты, диориты, амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы; разрывные нарушения: 16 – достоверные (а) и предполагаемые (б); границы разновозрастных пород: 17 – достоверные (а), предполагаемые – по геологическим (б) и геофизическим (в) данным; 18 – фациальные границы пород

С вмещающими силикатными породами карбонатиты имеют резкие контакты с выраженными экзоконтактовыми ореолами развития катофорито-карбонатных метасоматитов по пироксенитам, цеолитовых агрегатов с содалитом, альбитом, пренитом и эгирином по щелочным породам, с альбитом и эгирином по гранитоидам. Нередко выражено брекчирование вмещающих пород и цементирование их карбонатным материалом. Мощность экзоконтактовых ореолов непостоянна, но обычно, по крайней мере в виде прерывистых зон, превышает 10 м. Тектоническую

активность при формировании карбонатитов отражают нередко развитые в экзоконтактах карбонатитовых тел милониты. Они имеют чаще всего вид тонкозернистых сланцев темно-зеленого цвета, по составу амфибол-карбонатные или биотит-амфибол-карбонатные с магнезиальным карбонатом и рихтеритом.

В карбонатитах также обычны ксенолиты вмещающих пород. Размеры и степень переработки различны – от четко очерченных крупных и мелких угловатых обломков до скиалитов в виде скоплений разноцветных минералов.

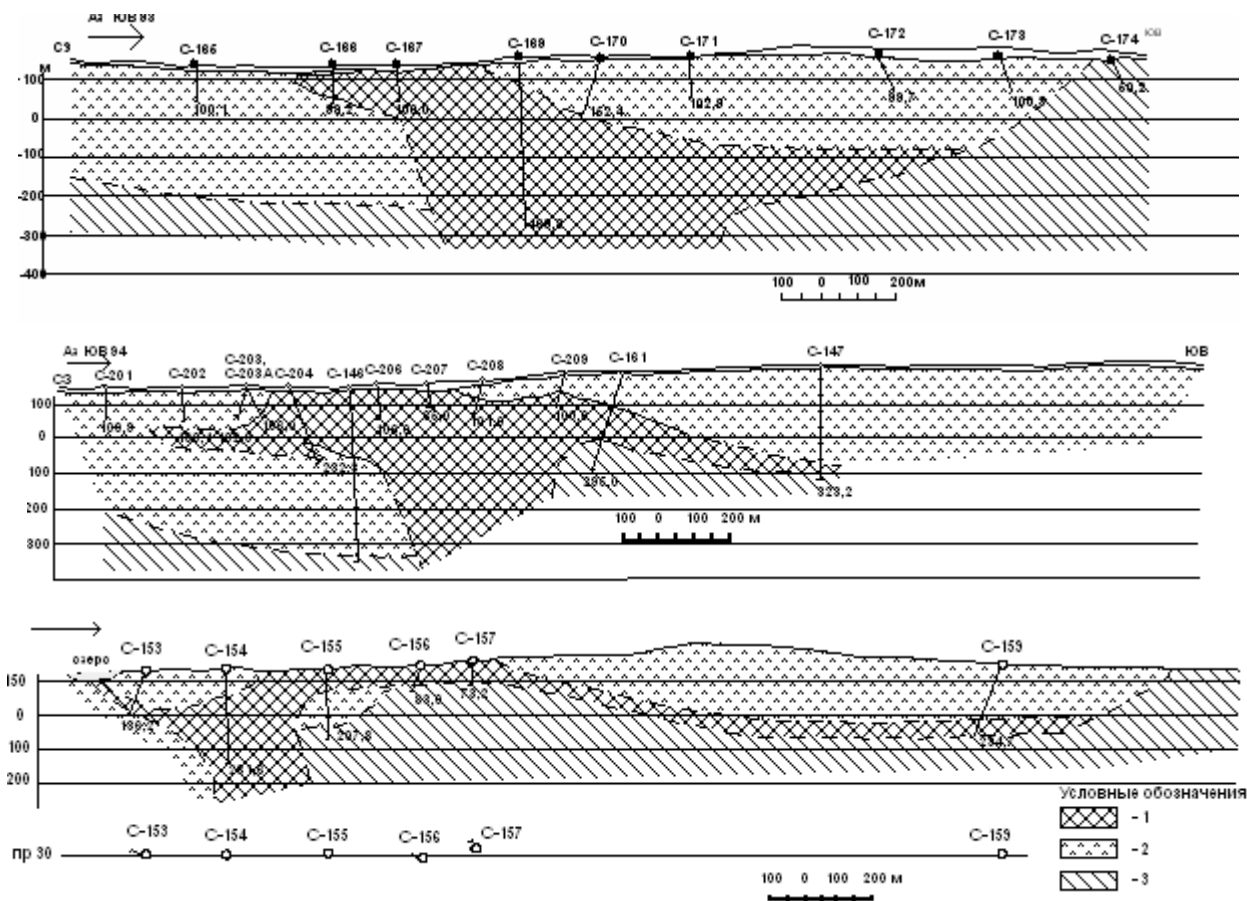


Рис. 2. Геологические разрезы на участке «Карбонатный» по профилям 18, 24 и 30:

1 – карбонаты; 2 – габбро-пироксенитовый тикшеозерский комплекс; 3 – гранодиоритовый пязозерский комплекс

Изотопные исследования кальцитов подтверждают эндогенный источник. Впервые такой вывод сделан Г. П. Сафроновой (Сафронова, Гаврилова, 1982). Общие вариации изотопных значений не выходят за пределы вариаций, установленных для карбонатов гипабиссальной глубины формирования (Самойлов, 1984). Интрузивная природа карбонатов подтверждается и геологическими наблюдениями характера соотношений.

Данные, полученные нами по изотопному составу кислорода (табл. 2), показывают утяжеленность при гомогенности изотопного состава по $\delta^{13}\text{C}$. Такая «утяжеленность» изотопного состава кислорода может свидетельствовать о неоднократности действия наложенных процессов, более низкотемпературных (Щипцов, 1988).

Сопоставление тикшеозерских карбонатов с нижнепротерозойскими карбонатитовыми комплексами Черниговской тектонической зоны (Русаков и др., 1987) показывает, что те и другие характеризуются весьма низкими содержаниями редкометалльной минерализации. Это прямым образом подчеркивается принадлежностью их к наиболее ранним существенно кальцитовым образованиям. Основными рудными компонентами являются железо и фосфор (концентратом железа в карбона-

татах выступали магнетит, концентратом фосфора – апатит, характеризующийся относительно низкими содержаниями стронция, редких земель и низкой радиоактивностью). Преимущественное развитие высокотемпературных фаций карбонатитов обусловило апатитовый характер оруденения. Фосфор в карбонатитах связан с апатитом. Средний минеральный состав карбонатитов следующий: кальцит – 70%, апатит – 9%, доломит – 9%, магнетит – 5%, флогопит – около 3%, амфибол – около 4%, ед. знаки пироксера.

Таблица 2

Изотопный состав углерода и кислорода кальцитов из карбонатитов

№ п/п	№ обр.	Место отбора образца	Интервал глубин, м	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
1	274	Пр. 32, ГК-324	Поверхность	-5,59	11,9
2	28	Скв. 146	41,4–47,4	-5,69	10,9
3	35	Скв. 146	75,5–81,5	-5,82	11,6
4	41	Скв. 146	111,5–116,2	-5,75	12,6
5	47	Скв. 146	146,2–152,2	-5,48	11,9
6	15	Скв. 146	184,1–190,1	-5,49	11,6
7	T-1	Скв. 146	Усредненная по скв.	-5,76	12,2

Примечание. Изотопный анализ выполнен в Опытном комплексном предприятии ИГФМ АН УССР, 1987 г.

Формирование апатита было двухстадийным – в основную интрузивную стадию и стадию метасоматоза (автометасоматоза). Первым присутствии морфологические черты в виде умеренно удлиненных, призматических кристаллов, вторым – короткостолбчатые, таблитчатые. Размер зерен апатита колеблется от сотых долей миллиметра до 1,2–1,6 мм. Значительная часть зерен апатита округлая или слегка вытянутая, редко удлиненные индивиды с коэффициентами удлинения 3 : 1, 3,5 : 1. Зерна обладают сильной трещиноватостью. Микротрещины залечиваются карбонатами, чаще по ним сыпь рудных минералов черного цвета. В отдельных зернах отмечены микровключения слюд (флогопит, биотит), амфибола, пирохлора. Кроме цепочечного расположения и гнездовидного скопления апатита, фиксируются единичные зерна в ассоциации с амфиболом, слюдистыми минералами, магнетитом и сульфидами железа. По окраске апатит светло-зеленоватый, розоватый с желтоватым оттенком. Показатели преломления апатита $n_o = 1,640$ и $n_e = 1,637$.

Исследованные апатиты характеризуются небольшими содержаниями радиоактивных элементов U и Th, а также малой радиогенной составляющей свинца (табл. 3). При рассмотрении изотопных данных в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ апатиты укладываются на изохрону с возрастом 1,980 млрд лет (Щипцов и др., 1991). Эти данные вписываются в общую схему эволюции ультраосновного – щелочного и карбонатитового магматизма Восточно-Европейской платформы, предложенную Е. Я. Марченко и др. (1987) на примере наиболее древних докембрийских комплексов линейного типа – Черниговский (1,8–2,3 млрд лет) на Украинском щите и Сиилинъярви (1,8–2,5 млрд лет) на Фенноскандинавском щите в центральной Финляндии.

Резко преобладают кальцитовые карбонатиты, подчиненное значение имеют доломит-(анкерит)-кальцитовые и существенно доломитовые карбонатиты. Они характерны для флангов карбонатитового тела и развиваются в виде полос мощностью до 5 м среди кальцитовых карбонатитов или на контакте карбонатитовых тел с магнезиальными вмещающими породами. Максимальная вскрытая мощность карбонатитов составляет 360 м (скв. 169), мощность апофиз – 10–45 м.

Минеральный состав по данным кернa скв. 169 также отражает преобладание (около 90% и более) в составе карбонатитов карбонатов, главным образом, кальцита, начиная с первых горизонтов. По петрохимическим характеристикам различаются высококальциевые и менее распространенные магнезио-кальциевые карбонатиты (табл. 3).

Крупно- и гигантозернистые разновидности кальцитовых карбонатитов (севиты) цементируют зоны дробления в пироксенитах, образуют мелкие жилы, выходящие в габбронориты, а также отмечаются в центральной части карбонатитового тела.

Таблица 3

Вариации химического состава двух основных разновидностей карбонатитов

Разновидность карбонатитов	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	P ₂ O ₅
Высококальциевые	0,65–14,87	2,49–35,42	1,11–6,51	35,11–51,80	1,04–6,22
Магнезио-кальциевые	1,14–21,74	4,39–10,66	12,32–14,64	23,36–39,40	1,72–4,94

Доминируют в карбонатитовом теле мелко- и среднезернистые серые и светло-серые полосчатые, реже массивные, иногда с пятнистой структурой карбонатиты, связанные постепенными переходами с более крупнозернистыми лейкократовыми карбонатитами, имеющими розовый и розовато-белый цвет. Возрастные соотношения между этими разновидностями определяются тем, что розовые карбонатиты образуют прожилки, секущие серые карбонатиты. Если решить задачу комплексного использования при обязательном извлечении из карбонатитов меланократовых минералов и апатита, то остаток, сложенный кальцитовой разновидностью, становится наиболее ценным из всех других извлеченных компонентов (табл. 4).

Характерным элементом, присутствующим в кальците тикшеозерских карбонатитов, как и в кальците других массивов, является стронций. Согласно количественным спектральным определениям, содержание стронция в кальците обычно колеблется в пределах 0,4–0,8% и характеризуется слабо асимметричным распределением с максимумом в интервале 0,6–0,8%. Обогащение кальцита стронцием (до 1,58%) установлено лишь в прожилках карбонатитов в экзоконтактных ореолах крупных карбонатитовых тел в цеолитизированных щелочных породах. Отношение Sr/Ba в кальците колеблется около 7–8, что соответствует соотношению этих элементов в ранних карбонатитах многих массивов мира (Карбонатиты, 1969). Массивные карбонатиты часто имеют такситовую текстуру, которая связана с неравномерным распределением магнетита и силикатных минералов, создающих пятнистый рисунок или темный крап на светлом фоне карбонатной породы.

Таким образом, в отличие от карбонатитов Ковдора карбонатиты Тикшеозерского массива обеднены рудной минерализацией и специализированы лишь на фосфор и железо.

Длина основного рудного тела по простиранию 5,4 км, ширина в раздувах до 600 м. Форма карбонатитового тела неправильная, в горизонтальном близповерхностном сечении серповидная с извилистыми контурами. Прогнозные ресурсы (P₁ и P₂) составляют около 900 млн т карбонатитовой руды, около 40 млн т в пересчете на P₂O₅ со средним содержанием 4,3%. Следует отметить, что апатит из карбонатитов Тикшеозерского массива содержит на порядок меньше стронция, чем хибинский, что делает его экологически более пригодным.

Таблица 4

Содержание основных породообразующих минералов в карбонатах, %

№ пробы	№ скв.	Интервал опробования, м	СО ₂	Кальцит CaCO ₃	P ₂ O ₅ средневзвешенное	Апатит Ca ₅ (PO ₄) ₃ (F, Cl, OH)
1	153	114,0–128,2	31,5	71,5	4,33	10,25
2	155	7,6–19,9	32,0	72,63	3,76	8,92
3		19,9–34,4	38,5	87,40	4,13	9,78
4		34,9–48,7	37,5	85,10	4,64	10,99
5	157	12,0–19,0	36,5	82,91	3,44	8,15
6		28,5–41,0	34,6	78,60	4,54	10,76
7		41,9–55,4	30,9	68,90	3,99	9,46
8	166	28,0–41,2	36,8	83,40	3,58	8,48
9		42,8–53,0	29,5	67,0	4,51	10,69
10		53,5–64,0	35,6	80,80	5,17	12,25
11		65,0–77,0	37,3	84,70	4,71	11,15
12	167	20,0–30,5	34,9	79,20	3,84	9,11
13		30,5–42,5	37,2	84,50	4,15	9,83
14		45,0–53,0	33,5	76,00	4,79	11,36
15		53,0–64,0	33,3	75,60	5,28	12,51
16		64,4–78,0	32,2	73,00	3,19	7,57
17		79,8–93,0	37,5	85,10	4,63	10,97
18	169	70,0–83,0	31,0	70,50	4,06	9,62
19		97,5–109,0	32,8	74,50	5,10	12,09
20		110,6–120,0	35,0	79,50	4,80	11,38
21		147,0–154,9	37,2	85,84	4,20	9,95
22		155,5–173,0	33,5	76,00	4,08	9,67
23		177,5–193,0	33,5	76,00	4,71	11,17
24		194,6–201,0	32,5	73,80	4,98	11,80
25		368,5–378,0	32,5	73,80	4,39	10,40
26		382,0–396,3	33,7	76,60	4,38	10,37
27		399,0–411,2	29,0	65,80	4,99	11,84
28		414,2–426,7	37,0	84,00	3,84	9,00
29		431,5–443,8	35,8	81,30	4,04	9,58

Редкометалльная минерализация Тикшеозерского массива, как уже подчеркивалось, проявлена слабо, хотя редкие металлы – это основные полезные компоненты карбонатитовых комплексов (Фролов и др., 2003). По данным геохимических исследований (Холодилов, Карпатенков, 1988 г.), в карбонатах отмечается иногда повышенное содержание Nb. Минералом-концентратором этого элемента выступает пирохлор. В апатит-карбонатных рудах Тикшеозерского массива наряду с ниобием (0,05–0,08% в карбонатах из керна скв. 146) отмечено повышенное содержание циркония, достигающее сотых долей процента. Минералами-концентраторами Zr являются циркон, реже бадделлит.

Технология обогащения апатитсодержащего сырья, представленного карбонатными породами

При обогащении апатитсодержащих карбонатитов Тикшеозерского объекта может и должна решаться задача по выделению апатита и доводке кальцитового продукта.

Традиционным методом извлечения апатита из карбонатных руд является флотация. Флотационные свойства апатита связаны с особенностями строения кристаллической решетки, обуславливающими взаимодействие с реагентами-собирателями анионного типа. Наилучшие условия флотации апатита карбок-

сильными собирателями находятся в щелочной области значений pH. Возможно применение в качестве собирателя флотации апатита гидроксамовых кислот (реагент ИМ-50), ацилированных аминокислот, флотола и др., однако в настоящее время в практике обогащения апатитсодержащих руд они не применяются. В качестве депрессора сопутствующих минералов используется жидкое стекло. Разработана и используется группа реагентов амфотерного типа – это таллактамы, N-ацилированные аминокислоты (ААК), флотола-7,9. За рубежом широко используются реагенты этой группы с фирменными названиями OS-100.OLP-40.N-замещенный саркозин (Финляндия) (Тихонов и др., 1983).

По составу карбонатиты близки к известным зарубежным месторождениям карбонатитов Якупиранга в Бразилии и Сиилинъярви в Финляндии. Карбонатиты месторождений Якупиранга и Сиилинъярви сравнительно легко обогащаются, и поэтому эксплуатация месторождения экономически выгодна. Максимальная частота встречаемости содержания P₂O₅ в карбонатитах Тикшеозерского массива приходится на значения содержаний 4–5% (рис. 3).

Слюды в породе представлены магнезио-железистыми разновидностями – флогопитом и биотитом, среди которых преобладает флогопит. Составы слюд приведены в табл. 5.

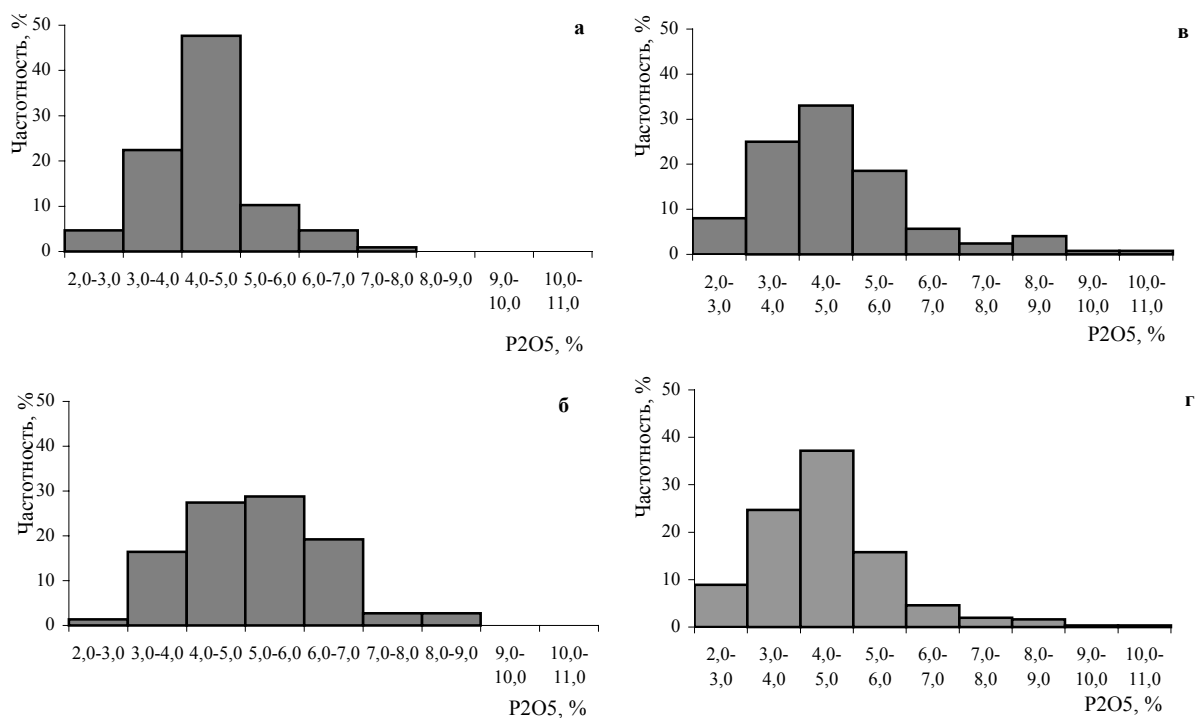


Рис. 3. Гистограммы распределения содержаний P_2O_5 в апатитоносных карбонатах (месторождение Тикшеозеро):

а – профиль 24; б – профиль 30; в – профиль 18; г – весь участок

Таблица 5
Химический состав слюды

Оксиды	1	2	3
SiO ₂	37,73	31,15	36,29
TiO ₂	1,08	0,99	0,78
Al ₂ O ₃	12,44	9,35	13,32
Fe ₂ O ₃	4,80	15,10	2,27
FeO	11,52	9,81	8,15
MnO	0,062	0,10	0,05
MgO	17,14	19,22	22,37
CaO	3,08	2,80	2,80
Na ₂ O	2,34	0,26	1,42
K ₂ O	0,50	7,87	7,87
H ₂ O	0,06	0,06	0,20
ппп	2,78	3,39	4,11
P ₂ O ₅	–	–	–
Cr ₂ O ₃	0,005	Не обн.	–
V ₂ O ₅	0,04	0,04	–
CoO	0,012	–	0,012
NiO	0,016	0,07	0,008
CuO	0,013	0,003	0,004
ZnO	0,028	0,017	0,026
LiO	0,0057	0,0021	0,0032
Rb ₂ O	0,0263	0,0407	0,0481
Cs ₂ O	0,0019	0,0025	0,0003
BaO	–	–	–
Сумма	99,62	99,68	100,21

Примечание. 1 – чешуйчатый биотит из скопления в карбонате (скв. 204 на глубине 83 м); 2 – тетраферрифлогопит из карбоната (скв. 204 на глубине 213 м); 3 – тетраферрифлогопит из крупнозернистого карбоната с рихтеритом (скв. 206 на глубине 70 м).

Магнетит в пробах карбоната содержится в заметных количествах. Химические анализы монофракций магнетита и титаномагнетита приведены в табл. 6.

Таблица 6

Состав монофракций магнетита и титаномагнетита

Оксиды	1	2	3
SiO ₂	0,24	1,45	2,05
TiO ₂	2,48	7,27	3,20
Al ₂ O ₃	4,22	1,67	0,18
Fe ₂ O ₃	62,43	54,28	57,98
FeO	29,33	32,81	32,38
MnO	0,018	0,33	0,09
MgO	0,47	0,76	1,06
CaO	–	0,32	1,02
Na ₂ O	0,07	–	–
K ₂ O	0,04	–	–
ппп	Не обн.	–	–
Zn	–	0,09	0,00
CeO	0,012	–	–
V ₂ O ₅	0,244	0,42	1,05
NiO	0,006	–	–
Cr ₂ O ₃	0,012	0,02	0,00
CuO	0,06	–	–
S _{общ}	–	0,05	0,32
Сумма	99,61	99,44	99,17

Примечание. 1 – технологическая проба Т-1 (сборная из скв. 41, 48, 56) – апатитоносные карбонаты; 2 – обр. 169/77,7; скв. 169, глубина 77,7 м; 3 – образец 169/421 – скв. 169, глубина 421 м – обособление амфибол-карбонат-магнетитовой породы в карбонате.

Усредненный минеральный состав изученных проб карбонатов следующий: апатит – 9%, карбонаты – 78%, амфибол – 4%, слюды (биотит, флогопит) – 4%, рудные (магнетит, ильменит, пирротин) – 3%, второстепенные и акцессорные минералы представлены сфеном, полевым шпатом, кварцем, пироклором, бадделеитом.

Технологические пробы отбирались по керну скважин 146, 153, 154, 155, 157, 161, 166, 167, 169. Исследования обогатимости карбонатитов выполнялись в тесном содружестве со специалистами ГИГХС (И. С. Малинская, В. Н. Лыгач и др.) с использованием соответствующего оборудования, методик и реагентов. Анализы апатита в ходе экспериментов проводились в аналитической лаборатории Института геологии по методике, разработанной Горным институтом Кольского НЦ РАН.

Разнородность состава карбонатитов в определенных пределах подчеркивается вариациями минерального состава, структурно-текстурными особенностями и другими особенностями. Для получения стабильных качественно-количественных показателей следует предусмотреть усреднение руды перед обогащением.

В практике используются три метода для получения кальцитовых концентратов:

- Прямая селективная флотация кальцита
- Магнитно-флотационная технология
- Обратная флотация кальцита

Селективная флотация кальцита, используемая на месторождении Сиилинъярви (Финляндия), представляется трудноразрешимой задачей для карбонатитов Тикшеозерского массива. Дело в том, что в хвостах сиилинъярвинских карбонатитов содержится не более 24% карбонатов, в то время как в хвостах тикшеозерских карбонатитов по данным лабораторных испытаний – более 80% кальцита. В этом варианте подъем в пенные продукты такой массы сопряжен со сложностью технологической схемы, большими расходами собирателя и соответственно с энергетическими затратами. Флотация кальцита из хвостов апатитовой флотации осуществлялась собирателем ТКЖ с шестью перемешивателями. Концентрат оставался, в определенной мере, загрязнен магнетитом и флогопитом. В связи с этим отмечается повышенное содержание оксидов железа и магния в карбонатном продукте.

По схеме магнитно-флотационного метода хвосты флотации апатита подвергались магнитной сепарации сначала в слабом (анализатор «Углеприбор»), а затем в сильном (полиградиентный сепаратор «Боксмаг-Рапид» или 259-СЭ) магнитных полях. В немагнитной фракции загрязняющими минералами оставались флогопит, амфиболы, пирит и др. В этих

условиях было принято решение флотировать темноцветные (слюды) собирателем АНП, эффективно действующим в кислой среде с pH 4–5. Для создания pH использовалось сернокислородное железо, являющееся одновременно и депрессором кальцита. К недостаткам магнитно-флотационного метода следует отнести сложности и энергетические затраты по введению дополнительной операции флотации, а также изменение среды от щелочной до кислой во флотационной пульпе при флотационном удалении темноцветных минералов.

Наиболее предпочтительным является метод обратной флотации кальцита, когда в пенный продукт извлекаются силикатные минералы. В качестве собирателя флотации силикатов может быть использован реагент из группы аминацетатов (флотигам). По методу обратной флотации прорабатывался ряд вариантов флотационной схемы.

В целом способ обратной флотации кальцита обладает определенной технологической простотой исполнения, по сравнению с двумя другими методами. В результате проведенных исследований были получены кальцитовые концентраты, содержащие 92–97% кальцита, что соответствует требованиям к качеству сырья для производства строительной извести, силикатного кирпича, известкования кислых почв, а также известняка, используемого для получения глинозема при переработке нефелина. Извлечение кальцита в концентрат составляет 78%. С целью получения более чистого кальцитового концентрата камерный продукт обратной флотации после сушки подвергался сухой магнитной сепарации.

В таком концентрате магния не обнаружено, P_2O_5 – 0,36–0,47%, S – 0,02%, SiO_2 – 0,16%, железа – около 1%. Практически удалось извлечь все слюды, на что косвенно указывает полное отсутствие окиси магния в составе кальцитового концентрата. Для выделения магнетитового концентрата может быть применена двухстадийная магнитная сепарация в слабом поле.

Схемы комплексного обогащения апатитонесущих карбонатитов и комплексного использования карбонатитов Тикшеозерского месторождения приведены на рис. 4 и 5, а сравнительные данные химического состава кальцитовых продуктов и основные технологические показатели – в табл. 7.

Таблица 7

Качественно-количественные показатели обогащения карбонатитов

Продукт	Содержание в руде	Размер зерен, мм	Выход	P_2O_5		CO_2	
				Содержание	Извлечение	Содержание	Извлечение
Апатит по P_2O_5	4,31	0,1×0,2, до 2×2	8,65	38,34	76,95		
Кальцит	79,72	Мелкие – 0,5–1,0 Крупные – до 3	66,10	0,47	7,21	35,80	78
Магнетит	4,03		4,20	0,1	0,1		
Флогопит	5,60		2,14	0,68	0,34		
Шлам			15,65	2,80	10,17		
Отвальные хвосты			3,26	6,91	5,23		
Руда			100	4,31	100		100

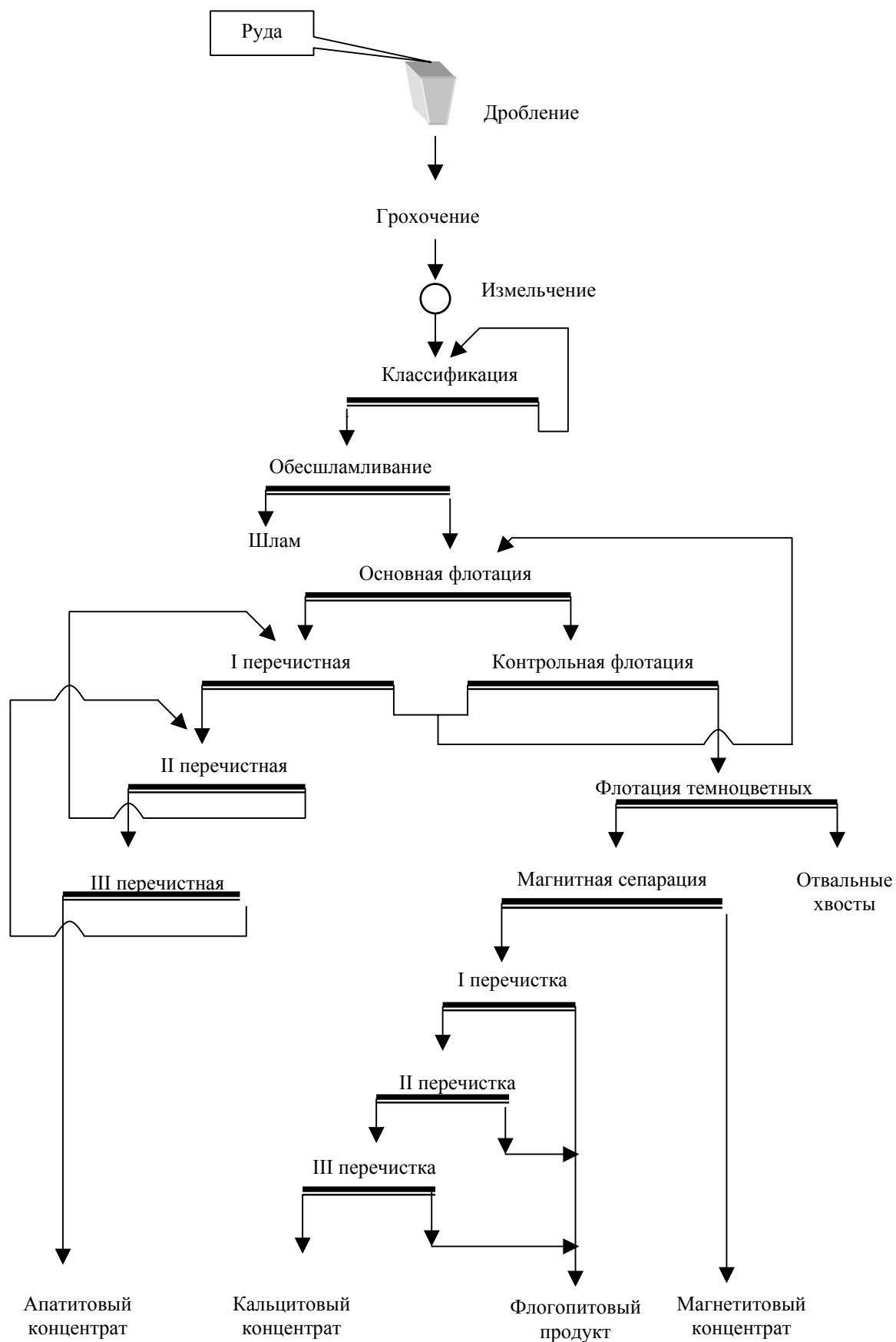


Рис. 4. Технологическая схема комплексного обогащения апатитоносных карбонатитов

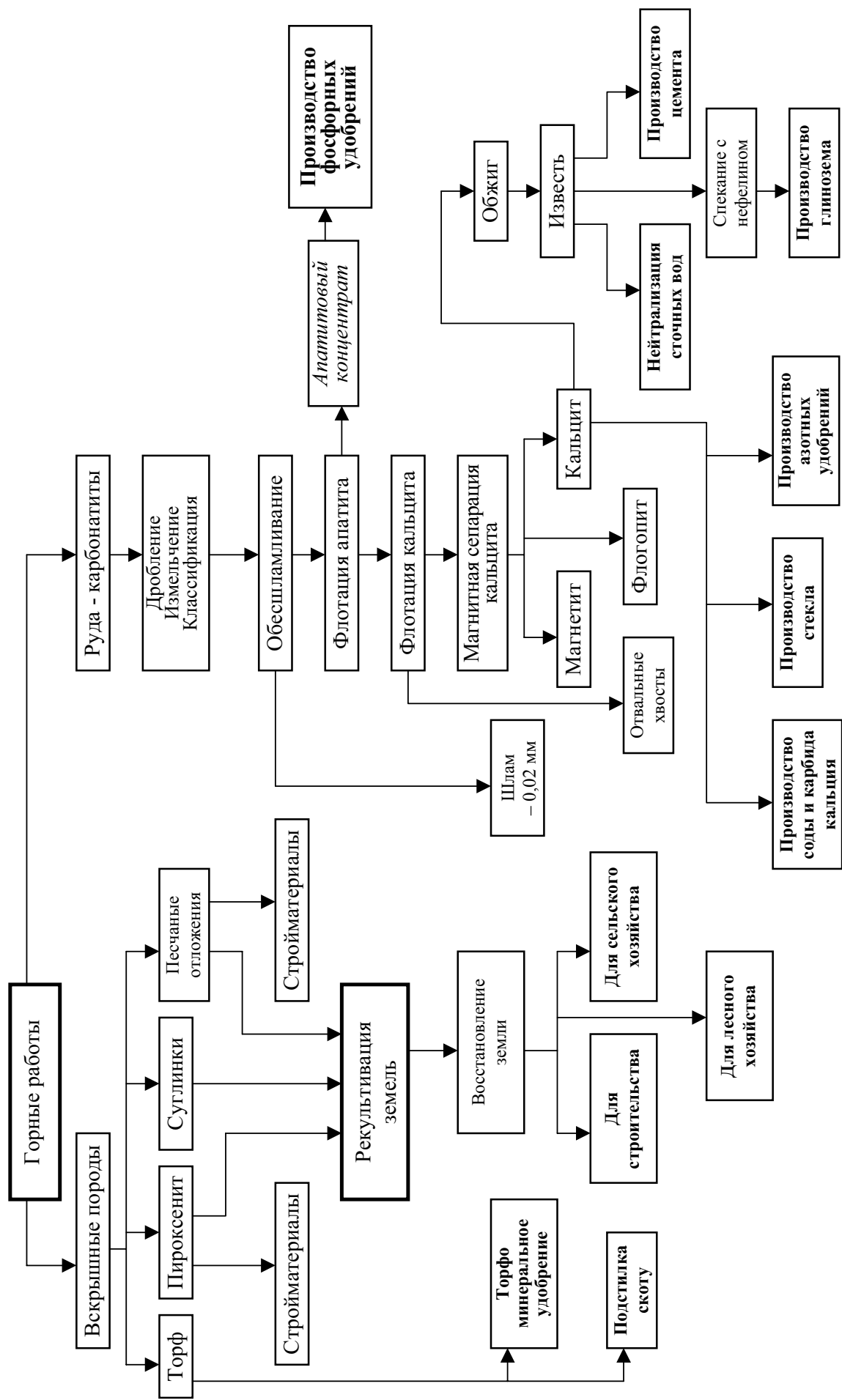


Рис. 5. Принципиальная схема комплексного использования карбонатных месторождений

Таблица 8

Капитальные вложения

Объекты	Годовая производительность – 2 млн т			
	Оборудование, млн руб.	СМР, млн руб.	Всего с прочими затратами	
			млн руб.	млн \$
1. Геологоразведочные работы			5	0,19
2. Строительство карьера	470	370	840	31,12
3. Горновскрышные работы			6,5	0,24
4. Обогащительная фабрика, включая хвостохранилище	540	260	800	29,6
5. Строительство цементного завода	3100	950	4050	150
6. Транспорт и АТЦ	40,03	14,3	54,33	2,01
7. Сооружение ЛЭП 220 кВ, 40 км	40	36,96	76,96	2,85
8. Строительство ж/д, 40 км	2000	1780	3780	140
Итого	6190,03	3411,26	9612	356,01

По данным настоящих исследований суммарный выход апатитового и кальцитового концентратов из карбонатных пород составляет в среднем 74–75%.

При условии выделения флогопит-биотитового продукта этот показатель возрастает, что позволяет прогнозировать малоотходную разработку апатит-карбонатных пород на Тикшеозерском массиве. Качество получаемого при обогащении кальцитового продукта определяется применяемой технологией и регулируется увеличением числа перемесочных операций при выделении апатита до 6.

Экономическая оценка (укрупненные технико-экономические расчеты)

Выполнены укрупненные технико-экономические расчеты по определению показателей добычи, обогащения руды с получением магнетита, флогопита, кальцита и апатитового концентрата, а также производства цемента.

Расчеты производились в ценах 2006 г. с применением коэффициентов-дефляторов и с переводом в долларовое исчисление по курсу 1\$ = 27 руб. Для расчета стоимости товарной продукции приняты цены с учетом текущих цен на российском и мировом рынках (апатитовый концентрат – 45 \$/т; флогопитовый продукт – 400 \$/т, магнетит – 2 \$/кг, цемент – 95 \$/т). Расчеты строительства карьера, обогащительной фабрики, цементного завода приняты по аналогии с действующими предприятиями соответствующей мощности. Стоимость сооружения линии электропередачи определена по аналогии и рекомендациям компании «ЭЛСИ» «Технико-экономическое сравнение вариантов строительства ВЛ 220 кВ при использовании традиционных опор типа П220-3 и опор ПС220П». В расчет стоимости 1 км оборудованной железной дороги приняты официальные данные оценки строительства ОАО «РЖД».

В рассматриваемом варианте годовая производительность карьера по добыче руды условно определена как 2 млн т.

Технико-экономическая оценка комплексного безотходного использования карбонатов на базе Тикшеозерского месторождения состоит из шести блоков расчета капитальных затрат:

1. Затраты на геологоразведочные работы;
2. Затраты по строительству и развитию карьера;
3. Добыча вскрыши;

4. Строительство и работа обогащительной фабрики;
5. Строительство цементного завода;
6. Затраты на создание хвостохранилища.

Сводка потребности в капитальных вложениях для освоения Тикшеозерского месторождения в ценах 2006 г. и инвестиционные расходы в прогнозных ценах приведены в табл. 8.

На основании расчета необходимых капиталовложений произведен расчет инвестиционных расходов на проект, а в табл. 9 представлены основные технико-экономические показатели.

Таблица 9

Основные технико-экономические показатели

Показатель	Ед. изм.	Величина
1. Добыча руды	тыс. т	2000
2. Вскрышные работы	тыс. м ³	4000
3. Годовой выпуск продукции		
апатитовый концентрат	тыс. т	150
флогопитовый продукт	тыс. т	20
магнетит	тыс. т	10
цемент	тыс. т	1000
4. Стоимость товарной продукции за период	млн \$	130
5. Инвестиционные расходы за период	млн \$	395,81
5.1. Капитальные вложения, в т. ч.	млн \$	356,01
геологоразведочные работы	млн \$	0,19
строительство карьера	млн \$	31,12
горновскрышные работы	млн \$	0,24
обогащительная фабрика	млн \$	29,6
строительство цементного завода	млн \$	150
транспорт и АТЦ	млн \$	2,01
сооружение ЛЭП 220 кВ	млн \$	2,85
строительство ж/д, 40 км	млн \$	140
5.2. Затраты на замену оборудования	млн \$	17,8
5.3. Оборотные средства	млн \$	22
6. Себестоимость в текущих ценах		
добычи 1 т руды	\$	11,58
обогащения 1 т руды	\$	3,2
производства 1 т цемента	\$	18,26
7. Эксплуатационные расходы за период	млн \$	55,18
8. Затраты на 1 \$ товарной продукции	\$	0,42
9. Балансовая прибыль за период	млн \$	74,82
10. Чистая прибыль за период	млн \$	57,82
11. Амортизация за период	млн \$	3,33
12. ЧДД	млн \$	47,31
13. Индекс прибыльности		1,02
14. Срок окупаемости простой	лет	6,8
15. Срок окупаемости дисконтированный	лет	12,1
16. Рентабельность	%	35

Заключение

Комплексное освоение недр в настоящее время находится на начальном этапе формирования и уточнения самого понятия, сущности, особенностей, выработки путей, принципов, технологических, организационных, экономических подходов и формулирования научных проблем, поэтому сделанный вывод о необходимости комплексного освоения Тикшеозерского объекта не может быть совершенно ясным и прозрачным, но он весьма перспективный. Тикшеозерский узел может стать основой формирования крупного, малоотходного горнопромышленного узла в Северной Карелии, выгодного в экономическом отношении, что на практике станет примером формирования эффективной системы недропользования на основе комплексного освоения и использования всей совокупности ресурсов недр.

Карбонатное сырье, карбонатная составляющая апатит-карбонатных руд рудопроявления Карбонатитовое, является основным видом минерального сырья Тикшеозерского массива. С другой стороны, по прогнозам потребность на внутреннем рынке в апатитовом концентрате будет значительно расти. Если

обращаться к апатиту как товарному продукту, получаемому из тикшеозерских карбонатитов, то этот продукт будет иметь ряд качественных преимуществ по сравнению с рыночным апатитовым концентратом, выпускаемым ОАО «Апатит».

Полученные показатели экономической эффективности проекта свидетельствуют об инвестиционной привлекательности проекта в настоящих экономических условиях для горнодобывающей промышленности. По масштабам запасов – обеспеченности предприятия сырьевой базой и качеству сырья – потребительским свойствам ресурсы оцениваются по группе ожидаемой средней рентабельности.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Министерства промышленности и природных ресурсов РК подпрограммы «Минерально-сырьевые ресурсы» на 2006 г. республиканской целевой программы «Экология и природные ресурсы Республики Карелия на 2004–2010 годы» (контракт 2-2006), РФФИ-Север (грант 05-05-97524с) и ОНЗ РАН по направлению 3: Техногенное преобразование недр Земли: развитие теоретических основ эффективного использования и сохранения георесурсов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бархатов А. В., Скамницкая Л. С., Бубнова Т. П. и др. Технологические исследования карбонатитов Тикшеозерского массива // Минеральное сырье Лоухского района. Петрозаводск, 1991. С. 20–35.
- Богачев А. И., Слюсарев В. Д., Кравченко А. Н. и др. Новый тип щелочного протерозойского магматизма в Карелии // ДАН СССР. 1976. Т. 230, № 5. С. 1169–1172.
- Карбонатиты / Под ред. О. Таттла и Дж. Гиттинса. М., 1969. 486 с.
- Кирнарский Ю. М., Осокин А. С., Шолохнев В. В., Холодилов Н. Р. Новые данные о минеральном составе пород Тикшеозерского массива (Северная Карелия) // Новое в минералогии Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1990. С. 39–58.
- Клюнин С. Ф., Паничев В. Ф. Геологическое строение и полезные ископаемые Панаярвинской зоны и ее обрамления: Отчет о результатах групповой геологической съемки и геологического доизучения площади м-ба 1 : 50 000, литохимических общих поисков м-ба 1 : 100 000 и общих поисков м-ба 1 : 10 000 – 1 : 25 000 апатитовых руд (Северо-Карельский объект), проведенных в 1981–1987 гг. Листы (Q-36-VII, VIII, XIII, XIX). 1988. Фонды ЦКГЭ.
- Клюнин С. Ф., Сафронова Г. П. О карбонатитах Тикшеозерского массива // Оперативно-информ. материалы ИГ Карел. фил. АН СССР за 1984 г. Петрозаводск, 1984. С. 8–13.
- Ларичкин Ф. Д. Оценка экономической эффективности комплексного использования минерального сырья. Апатиты, 2005. 143 с.
- Марченко Е. Я. и др. Черниговский и Силиньярвинский карбонатитовые комплексы докембрия Восточно-Европейской платформы // Тез. докл. IV регион. петрограф. совещ. по европейской части СССР. Петрозаводск, 1987. С. 50.
- Русаков Н. Ф. и др. О металлогенической специализации карбонатитового комплекса южных проявлений черниговской тектонической зоны (Приазовье) // Тез. докл. IV регион. петрограф. совещ. по европейской части СССР. Петрозаводск, 1987. С. 113–114.
- Самойлов В. С. Геохимия карбонатитов. М., 1984. 191 с.
- Сафронова Г. П. Породообразующие карбонаты и апатит Тикшеозерского массива // Новое в минералогии Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1990. С. 25–39.
- Сафронова Г. П., Гаврилова М. М. О карбонатитах Тикшеозерского массива (данные изотопного анализа кислорода карбонатитов) // Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1982. С. 161–167.
- Тихонов С. А., Еременко Г. К., Попова Р. М., Люшня Л. М. Вещественный состав и обогатимость бедных апатит-карбонатных комплексных руд. М., 1983. 38 с.
- Фролов А. А., Толстов А. В., Белов С. В. Карбонатитовые месторождения России. М., 2003. 403 с.
- Холодилов Н. Н., Карпатенков В. Н. Отчет о результатах поисковых работ на апатит и другие полезные ископаемые в пределах Тикшеозерской группы массивов Северной Карелии за 1985–1988 гг. 1988. Фонды ЦКГЭ.
- Щитцов В. В. Изотопно-геохимическое изучение карбонатитов Тикшеозерской группы массивов (Северная Карелия) // Тез. докл. XIV семинара «Геохимия и физико-химическая петрология магматизма». М., 1988.
- Щитцов В. В., Цюнь О. В., Желдаков Ю. А. Распределение U-Th-Pb и редкометалльных элементов в апатитах Карелии // Минералогический журнал. 1991. Т. 13, № 4. С. 92–98.

П. В. Фролов

К ВОПРОСУ О ТАЛЬКОНОСНЫХ ПОЛЯХ КОСТОМУКШСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ

Введение

Планомерное геологическое и геофизическое изучение Костомукшского железорудного района начато в послевоенные годы в связи с открытием в 1946 г. Костомукшского месторождения железных руд и до 80-х годов было ориентировано на создание базы железорудного сырья. С начала 80-х годов расширяется направленность в изучении металлогении площади работ. По результатам исследований прошедших лет установлены перспективы площади на золото, алмазы, редкие металлы.

В 1988–2001 гг. в южной части Костомукшской зеленокаменной структуры Карельской геологической экспедицией проводились поисковые работы на золото. С 2004 г. в пределах указанной площади начали проводиться работы по поискам талькового камня (в рамках программы приграничного сотрудничества TACIS). Территория золоторудного объекта Таловейс привлекла внимание в связи с работами на тальковый камень.

Геологическая позиция

Костомукшская зеленокаменная структура расположена в западной части Западно-Карельской структурно-формационной зоны. Структура вытянута по длинной оси в северо-восточном направлении более чем на 20 км. Она отличается наиболее полным комплексом лопийских супракрустальных образований. По В. Н. Кожевникову (2000), породы супракрустального комплекса подразделяются на две группы:

1 – ранняя – мафическая стратотектоническая ассоциация с возрастом 2849 ± 39 млн лет, представлена толеитовыми метабазами и метакоматиитами (ниемиярвинская и рувинварская свиты);

2 – поздняя – гимольская стратотектоническая ассоциация с возрастом 2795 ± 29 млн лет, включает кислые вулканогенные, железисто-кремнистые и терригенные образования (нюкозерская толща, шурловарская, суккозерская, костомукшская и сурлампинская свиты).

Юго-западная часть Костомукшской зеленокаменной структуры сложена мафическим и вулка-

ногенно-осадочным комплексами, южное и восточное ее обрамление представлено двумя массивами гранитоидов – Ниемиярвинским и Восточным (Фурман, 2001). Значительную роль в разрезе играют ультраосновные вулканы, не имеющие такого широкого развития за пределами указанной части структуры.

Супракрустальные образования исследуемой площади по составу, пространственному положению и данным абсолютного возраста разделяются на три толщи: базальтовая, ультраосновная, железисто-кремнистая сланцевая.

Толеитовые метабаза и метакоматииты являются наиболее ранними образованиями Костомукшской зеленокаменной структуры. Формирование вулканитов мафического плато происходило в океанических условиях, на что указывает широкое развитие в разрезе лавовых потоков с шаровыми текстурами.

Породы *базальтовой толщи* представлены преимущественно толеитовыми метабазами. Выделяются две полосы их площадного развития – «восточная» и «западная», разделенные полосой железисто-кремнистых образований и кварцевых плагиопорфиров, прослеживающейся вдоль осевой части Костомукшской зеленокаменной структуры.

В «западной» полосе нижняя часть ее разреза сложена потоками лав с характерной для них миндалекаменной текстурой. Миндалины, размерами до 5 мм в поперечнике, кварцевого и карбонат-кварцевого состава. В них отмечается вкрапленность пирита, реже халькопирита. Вверх по разрезу они сменяются лавовыми потоками с подушечной текстурой. Шаровые текстуры сохраняются в виде сильно расплюснутых подушек.

В «восточной» полосе распространены тонкозернистые афанитовые метабаза массивного облика, участками с неясно выраженной сланцеватой и сланцевато-полосчатой текстурой, среди которых относительно реже наблюдаются лавовые потоки с шаровой текстурой.

В процессе метаморфизма базальты преобразованы в амфиболиты, среди которых наиболее распространены полевошпат-амфиболовые (роговообман-

ковые) и кварц-полевошпат-эпидот-амфиболовые минеральные разновидности. Наблюдаемая однородность рассматриваемой толщи осложняется линейными зонами гранат-рогообманкового порфиробластеза, согласными с простиранием доминирующей в метабазах сланцеватости северо-восточного направления.

Ультраосновные расплавы, по мнению ряда исследователей (Фурман, 2001), формировались из глубинного магматического очага по магмовыводящим каналам, контролируемым зонами разломов глубинного заложения, и изливались в условиях океана на ранее образованное базальтовое плато, выполняя его отрицательные формы рельефа – тектонические депрессии, грабены и другие. Ультраосновная толща выполняет одну из таких палеоструктур, изначально представлявшую собой ступенчатый грабен (трог), заложившийся на базальтовом океаническом плато в рифтовой зоне вдоль глубинного разлома. Формирование трога сопровождалось процессом излияния ультраосновных лав как из трещинных источников, так и из вулканических центров. Глубина трогаобразной синформы, заложённой на базальтовом основании и выполненной породами ультраосновной толщи, может составлять, по данным бурения, не менее 900 м.

Ультраосновная толща сложена хлорит-серпентиновыми, тремолитовыми, хлорит-тремолитовыми, актинолитовыми, тальк-карбонат-хлоритовыми, карбонат-тальковыми и другими разновидностями магнезиальных пород. Первичными породами являлись метаморфизованные ультрамафиты, участками сохраняющие структурно-текстурные особенности вулканитов: подушечные и шаровые лавы, автобрекчии, спинифекс-структуры, слоистые туфы и туфобрекчии.

Ультраосновная толща имеет преимущественно поточное строение. Так, в северной части полосы в многочисленных обнажениях отмечаются фрагменты двух типов потоков метакоматитов: массивные и дифференцированные.

Для массивных потоков характерна полигональная отдельность с участками развития мелкого пучкообразного спинифекса. В кровле потоков обычна маломощная (до 10 см) зонка автобрекчий, сложенная мелкими деформированными витрофицированными обломками различной формы. Потоки однородны и сложены серпентином, тремолитом, развивающимся как в массе породы, так и по фенокристаллам оливина (30–50%), с реликтами псевдоморфоз тремолита-хлорита по клинопироксеновому микроспинифексу в интерстициях.

Наиболее распространены дифференцированные потоки. Кровля этих потоков обычно брекчирована: сложена витрофицированными деформированными обломками, сцементированными хлорит-тремолитовым агрегатом. Вероятно, эта часть потоков представляет собой затвердевшую верхнюю корку лавы, затянутую вглубь потока при его течении (автобрекчия). Брекчированная кровля потоков выражена зоной (мощностью первые метры) оливинового спинифекса (оливин замещен тремолитом, хлоритом), состоящей из двух подзон: верхней – беспорядочного мелкого спинифекса и нижней – пакетного спинифекса, в которой длина пластин достигает 20 см, в целом увеличиваясь к подошве потоков. Базальные их части имеют массивное сложение и состоят из серпентин-хлорит-тремолитового агрегата, как и в недифференцированных потоках, замещающего оливин.

Буровыми работами на площади установлено около тридцати лавовых потоков. Большая часть потоков представлена метакоматитами с вариациями содержания MgO от 20 до 37%, среднее 25,7%. Наиболее высокие содержания MgO (29–37%) характерны для нижних частей потоков. В разрезе толщи нередки также пласты тремолит-хлоритовых пород, содержащих кварц и плагиоклаз, названные магнезиальными метабазами. От метакоматитов они отличаются пониженным содержанием MgO – от 10 до 18% (среднее 14,4%) и отсутствием характерных структурно-текстурных особенностей, свойственных лавовым потокам коматитов (таб.).

Химический состав пород участка южной части Костомукшской зеленокаменной структуры (данные Карельской геологической экспедиции)

№ п/п	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	H ₂ O	Σ
1	46	43,93	0,91	14,75	11,80	0,21	9,69	7,48	2,38	0,66	0,15	2,11	0,15	100,21
2	104	42,61	0,32	3,91	10,22	0,15	5,18	25,73	0,43	0,12	0,02	8,77	He опр.	99,46
3	57	49,96	0,63	11,27	12,51	0,19	9,08	14,39	1,71	0,28	0,05	2,28	0,22	99,57
4	7	62,60	0,63	15,09	5,03	He опр.	6,21	2,40	3,30	1,35	He опр.	1,02	He опр.	97,76
5	14	55,34	0,74	17,41	7,78	0,10	5,37	4,50	4,53	1,94	0,42	2,20	0,12	100,45
6	42	60,10	0,59	15,87	6,09	0,08	4,31	3,86	4,79	1,76	0,16	1,85	0,12	99,53
7	28	67,41	0,37	15,29	4,01	0,05	2,56	2,00	4,61	2,32	0,17	1,26	He опр.	100,05
8	2	72,79	0,10	15,77	1,043	0,02	1,52	0,21	5,72	2,13	0,05	0,45	0,02	100,23
9	3	73,80	0,16	14,34	1,094	0,05	0,81	0,23	4,28	4,37	0,08	0,32	0,05	100,43
10	2	76,15	0,10	12,98	1,03	0,03	0,44	0,10	4,51	3,94	0,01	0,25	0,07	99,61
11	29	48,62	1,36	14,15	14,43	0,18	8,41	7,54	2,94	0,52	He опр.	1,08	He опр.	99,23

Примечание. n – количество анализов; 1 – толеитовые метабазациты; 2 – метакоматиты; 3 – магнезиальные метабазациты; 4 – андезитовые порфириты; 5–7 – массива Факторный: диориты (5), кварцевые диориты (6), гранодиорит-тоналиты (7); 8 – микроклин-плагиоклазовые и 9 – плагиомикроклиновые массива Таловейс; 10 – аплитовидные лейкограниты массива Таловейс; 11 – габбро-амфиболиты.

Таким образом, в составе мафической ассоциации выделяются две толщи: нижняя – базальтовая, основные вулканиды которой имеют площадное развитие, и верхняя – ультраосновная, слагающая в ее пределах узкую линейно-вытянутую трогообразную синформу.

Породы ультраосновного состава отмечаются и за пределами полосы развития ультраосновной толщи, где они могут ассоциировать как с вулканидами базальтовой толщи, так и с образованиями железисто-кремнистой сланцевой толщи. В железисто-кремнистой сланцевой толще ультрамафиты представляют продукты позднего ультраосновного магматизма. На это, в частности, указывает развитие ультрамафитовых интрузий в разрезе костомукшской свиты (встречены в пределах площади Костомукшского железорудного карьера).

В строении полосы *железисто-кремнистой толщи* участвуют, в основном, нерасчлененные вулканогенно-осадочные образования кислого состава, с которыми ассоциируют углеродсодержащие сланцы и железисто-кремнистые породы.

На породы толщи сильное воздействие оказали плагиомикроклиновые гранитоиды обрамления: сформировали проявленные в ней послонную мигматизацию и наложенную складчатость, сочетающиеся с узкими зонами минеральных преобразований пород (гранатовый, амфиболовый порфиробластез) в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Они обусловили также интенсивный калиевый метасоматоз пород толщи, развитие жил плагиомикроклиновых аплитов и кварцевого прожилкования, с которыми связана золоторудная и молибденовая минерализация.

На площади развиты *интрузивные образования* кислого (кварцевые плагиопорфиры, наблюдаемые в разрезах железисто-кремнистой сланцевой толщи, гранитоиды плагиомикроклинового, микроклин-плагиоклазового состава, слагающие два крупных массива: Ниemiярвинский и Таловейский, а также малые гранитоидные интрузии – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, прорывающие осадочно-вулканогенные образования), среднего (дайки, жилы, мелкие прожилки андезидацитовых порфиритов, установленных на участке Берендей, где они участвуют в строении золоторудных зон), основного (дайки габбро-диабазов) и ультраосновного (тела оливинитов и оливиновых пород и дайки щелочных ультраосновных пород, среди которых выделяются лампроиты и флогопитовые пикриты) составов. Формирование интрузивов заняло длительный период времени – от лопия до рифея включительно.

Структурный план территории определяется следующими основными элементами: системой продольных линейных складок второго порядка, ориентированных параллельно длинной продольной оси Костомукшской зеленокаменной структуры и разноориентированной системой разрывных нарушений.

Крупные складчатые структуры возникали в результате латерального укорачивания земной коры, что обусловлено внедрением и вертикальными движениями гранитоидов обрамления (Кожевников, 2000).

Разрывные нарушения представлены тремя разноориентированными системами разломов, которые в возрастном отношении располагаются в следующей последовательности (от ранних к поздним): северо-восточной (20–30°), субмеридиональной (350°) и субширотной (75–85°).

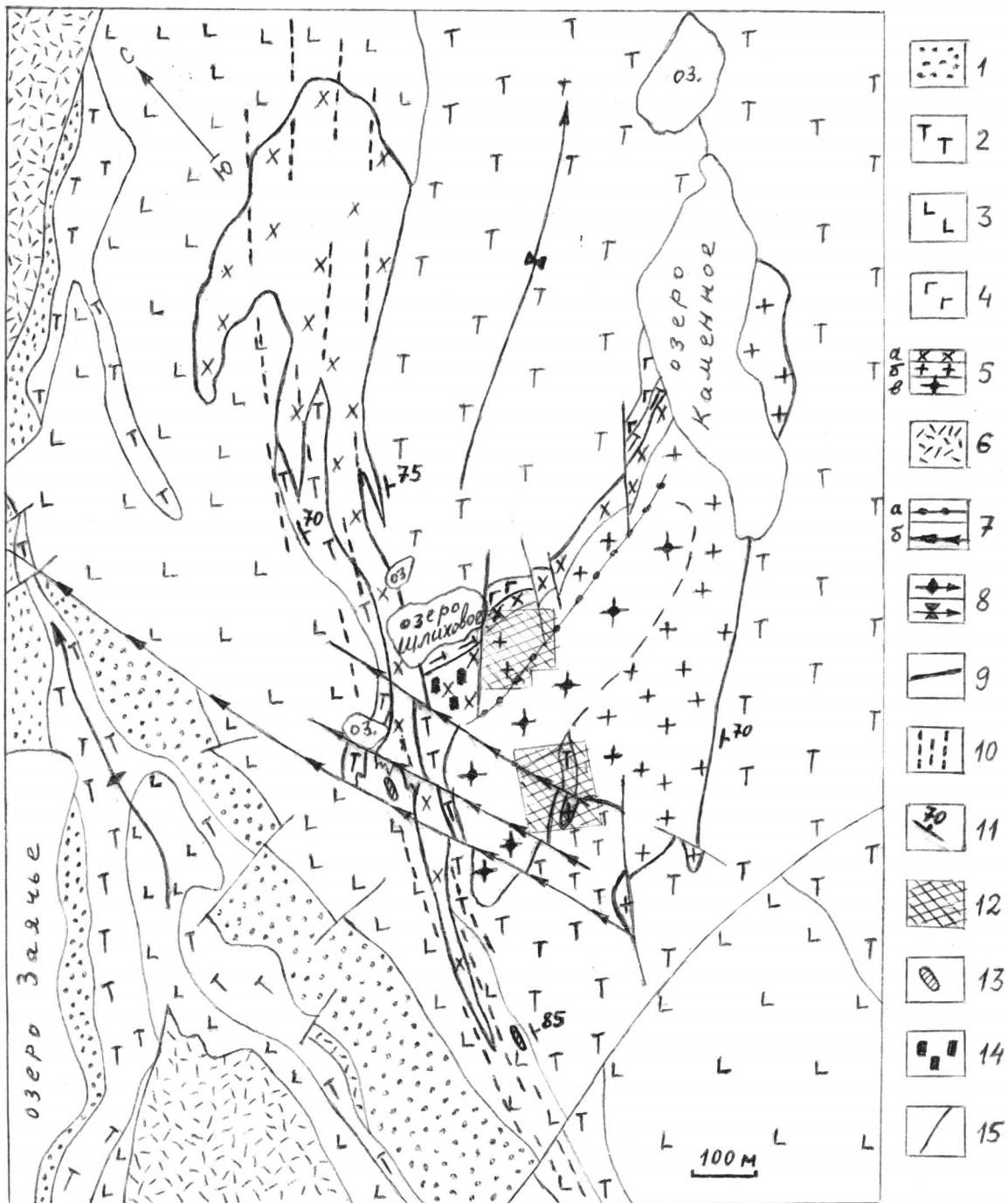
Северо-восточные нарушения заложились в лопии вследствие процессов складчатых деформаций и развивались параллельно осевым поверхностям складок различных порядков, наследуя их элементы. Наиболее интенсивно эти дизъюнктивные деформации проявились на крыльях складчатых структур, сложенных породами с отличающимися физико-механическими свойствами. Максимальная их концентрация отмечается вдоль северо-восточной ветви массива Факторный и обращенных навстречу друг другу бортов (восточного – антиклинальной и северо-восточного – синклинальной) изоклинальных складок в полосе шириной 100–200 м, вытянутой вдоль контакта базальтовой и ультраосновной толщ. Эта полоса нарушений, вскрытая рядом горных выработок, получила название Западный разлом (рис.).

Зона Западного разлома фиксируется рассланцеванием и дроблением пород, зонками окварцевания и кварцевыми жилами (в том числе золотоносными), березит-лиственитовыми изменениями и прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией, развитием жил и даек гранитоидов, осями геофизических аномалий (ВП), к ней приурочены вторичные ореолы золота и серебра и ряд пунктов золоторудной минерализации. Указанные факты позволяют рассматривать эту зону разлома в качестве одной из основных рудоконтролирующих структур Таловейского рудного поля. Можно предположить, что зона Западного разлома и оперяющих его нарушений субширотной ориентировки в замке синклинали явилась той проницаемой зоной, по которой происходило внедрение гранитоидов массива Факторный, постмагматических и гидротермальных растворов. Наличие северо-восточных нарушений во всем объеме интрузивного тела (зоны рассланцевания, дробления, кварцевого прожилкования, кварцевые жилы) указывает на неоднократную активизацию подвижек по ним.

Разлом субширотной ориентировки, выполненный раннепротерозойской дайкой габбро-амфиболитов, прослеживается вдоль северного контакта широтной ветви массива Факторный. Параллельно ему в 50–100 м к югу на расстоянии 500 м в гранит-порфирах массива Факторный протягивается разлом с рифейской дайкой пикритов. Заключенная в гранит-порфирах между этими разломами продуктивная золоторудная зона блокируется залечивающими их дайками, что свидетельствует об их пострудном происхождении (Фурман, 2001).

Субмеридиональные разломы выполняются рифейскими дайками лампроитов (Борисова, 1998). Разломы пересекают гранитоиды западной части массива Факторный и метавулканиты основного-ультраосновного состава. Выполнены обычно одной или двумя мало-

мощными (0,5–1,0 м) параллельными друг другу дайками, разделенными вмещающими породами. На отдельных участках разломы представлены зонами дробления мощностью до 1–5 м, насыщенными серией жильных и дайковых тел лампроитов.



Геологическая схема участка Таловейс (составлена на основе схематической геологической карты В. Н. Фурмана, 2001):

1 – «Западная» полоса железисто-кремнистой сланцевой толщи, включающая залежи железистых кварцитов проявления золота «Участок Юго-Западный»; 2 – ультраосновная толща; 3 – базальтовая толща; 4 – габбро-амфиболиты; 5 – гранитоиды массива Факторный: фаза I – диориты и кварцевые диориты (а); фаза II – гранодиориты, трондьемиты и низкощелочные граниты краевой (б) и центральной, обогащенной голубым кварцем (в) гранит-порфировой части массива; 6 – кварцевые плагипорфиры; 7 – дайки: а – пикритов, б – лампроитов; 8 – осевые поверхности складок (а – антиклиналей, б – синклиналей) и направление погружения их шарниров; 9 – разрывные нарушения; 10 – зона Западного разлома; 11 – элементы залегания; 12 – участки локализации продуктивных золоторудных зон; 13 – наиболее крупные золотоносные кварцевые жилы; 14 – арсенопиритовая минерализация; 15 – геологические границы

Структуры тальконосных полей

Основные элементы *золоторудной* модели объекта Таловейс (Фурман, 2001):

– наличие сложноскладчатой структуры в западном крыле Восточной синклинали, сложенной породами железисто-кремнистой сланцевой, базальтовой и ультраосновной толщ;

– наличие двухфазной диорит-гранодиоритовой интрузии массива Факторный, прорывающей эти толщи и участвующей в формировании складчатой структуры участка;

– интенсивное проявление дизъюнктивных деформаций северо-восточной ориентировки – формирование зоны Западного разлома, по которой происходило внедрение гранитоидов массива Факторный, постмагматических и гидротермальных растворов;

– рудоконтролирующая и рудо локализирующая роль северо-восточных разрывных нарушений и гранитоидов массива Факторный в формировании золоторудной минерализации, обусловленная пространственно-временной связью пликативных и дизъюнктивных деформаций и кислого магматизма.

В последнее время южная часть Костомукшской зеленокаменной структуры с развитыми здесь полями ультрамафитов обозначилась перспективной на *тальковый камень*. Участок поисковых работ на золото Таловейс особенно показателен в этом плане.

В 2003 г. на данной территории Северной геологической экспедицией проводились работы по поискам талькового камня. Некоторые из пройденных шурфов и канав вскрыли породу тальк-хлоритового состава (в районе диоритового штока северо-восточной ветви массива Факторный).

По данным бурения, проводившегося Карельской геологической экспедицией, известно о широком развитии тальк-хлорит-тремолитовых пород, образовавшихся за счет ультраосновных вулканитов контоксской серии. *Тальк-хлорит-тремолитовые породы представляют собой отдельную разновидность талькового камня.*

Поле развития пород гимольской серии Костомукшской зеленокаменной структуры характеризуется наличием не только железорудных горизонтов, но и разномасштабных пластообразных тел ультрамафитов; последние представлены тальк-хлоритовыми породами, в различной степени обогащенными карбонатами. Интрузивные комагматы ультраосновных лав прорывали вулканогенно-осадочную толщу; в ряде случаев они также изменены до тальк-хлоритовых пород.

На территории значительную часть площади занимают поля развития ультрамафитов, представляющих лавовые фации. Ультрамафиты претерпели существенные метасоматические изменения.

Породы ультрамафитовой толщи целесообразно разделять на два типа: пироксенитовые комагмиты и перидотитовые комагмиты. Пироксенитовые комагмиты представляют собой серпентиниты амфибол-хлорит-серпентинового состава, иногда слабо оталь-

кованные (чаще в виде корочки оталькования). Породы массивные, нередко с подушечной текстурой. Значительно более существенному оталькованию подверглись перидотитовые комагмиты – как более высокомагнезиальные породы. Подушечных текстур здесь уже не встречается, а имеют место автобрекчии.

Главный фактор возможности наличия залежей талькового камня – петрографический. Залежи могут быть локализованы в поле развития перидотитовых комагмитов.

Структурно-тектонический фактор определяет размещение тальконосного поля.

Внедрение интрузий гранитоидов определено зонами разломов северо-восточной и субширотной систем. Эти же системы в целом контролируют золотое оруденение объекта – кварцево-жильное и штокверковое. В зоне пересечения разноориентированных разломов имеет место так называемый рудный столб. Здесь золотоносные кварцевые жилы имеют кулисообразное залегание. Наряду с золотой, развита арсенипиритовая минерализация.

Указанные зоны разломов контролируют и поля размещения залежей талькового камня. Главные залежи *тальк-карбонатных* пород приурочены к осевой зоне синклинали и к ее юго-восточному крылу. Вся эта площадь занимает «угол» между Западным разломом северо-восточного простирания и зоной субширотных нарушений.

В приконтактных зонах ультрамафитов с гранитоидами, интрузиями габброидов, в кварцево-жильных зонах и т. д. присутствуют *тальк-хлоритовые*, тальк-хлорит-амфиболовые, тальк-серпентин-тремолитовые и другие разновидности талькового камня.

Интрузивные ультрамафиты, встреченные в единичных случаях, представляют собой массивные неоталькованные серпентиниты с прожилками хризотил-асбеста и поискового интереса на тальковый камень не имеют.

В геоморфологическом плане гранитоиды, серпентиниты, оталькованные породы могут быть отражены в виде возвышенностей с заметным превышением, в виде коренных выходов в небольших уступах и «лбах». Тальк-карбонатные образования следует опосредованно искать в пониженных плоских заболоченных участках.

Вопросы генезиса

Излившиеся в океанических условиях перидотитовые комагмиты были серпентинизированы в процессе автометаморфизма и в последующем в условиях регрессивного метаморфизма, под действием углекислоты, превращены в тальк-карбонатные породы. Внедрение гранитоидов по зонам тектонических нарушений с привнесом кремнезема и глинозема (либо последующие гидротермальные процессы соответствующей специализации без внедрения интрузий) приводило к видоизменению тальк-карбонатных образований и менее изменен-

ных серпентинитов в талькосодеждающие породы более сложного минерального состава – с хлоритом, амфиболом и др.

Предполагается генетическая связь талькообразования с золотом. Структуры рудных полей могут быть общими. Как золоторудная минерализация, так и процессы талькообразования связаны с зонами разломов глубинного заложения. Внедрение интрузий средне-кислого состава может определять типы золотой минерализации, а также минеральный состав и качество талькового камня.

Процессы лиственизации ультраосновных пород происходят вслед за талькообразованием. При этом кроме метасоматических изменений минералов происходит и перераспределение рудных компонентов. Лиственины нередко являются золотоносными.

Для «полного» вулканогенно-осадочного зеленокаменного разреза характерны мафиты базальтового плато, мафит-ультрамафитовая вулканогенная толща, а также колчеданные горизонты, хемогенные кварциты и углеродистые сланцы, образованные и отложенные на сформировавшееся океаническое ложе в результате гидротермально-фумарольной деятельности вулканов. Нередко толщи кварцитов (и колчеданов) несут в себе повышенную золотую минерализацию. Ультрамафиты под действием углекислоты, находящейся в значительных количествах, при определенных РТ-условиях преобразуются в тальк-карбонатные образования. Наличие углеродистых сланцев указывает на значительный привнос углерода из верхней мантии и, значит, на возможность названных процессов. Толщи кварцитов и углеродистых сланцев маркируют «полные» зеленокаменные разрезы.

В коматиитах серпентинизация и последующие карбонат-тальковые изменения протекают непосредственно в ходе кристаллизации ультраосновной магмы.

Преобразование серпентинитов в карбонат-тальковые породы является процессом, индивидуальным для каждого потока в отдельности, и контролируется парциальным давлением CO_2 в водной среде.

Поисковые признаки наличия тальконосных комплексов:

- поля развития перидотитовых коматиитов;
- зоны разломов глубинного заложения и узлы пересечений разноориентированных разломов;
- наличие пластов или реликтов углеродистых сланцев;
- интрузии кислого – основного состава (образуется тальк-хлоритовый камень и его разновидности);
- наличие никелевых залежей, связанных с коматиитами;
- наличие золоторудной минерализации в полях развития лавовых фаций ультрамафитов;
- коренные выходы оталькованных серпентинитов в виде уступов, лбов и наличие в непосредственной близости плоских заболоченных равнин (ситуация может дополняться присутствием валунов и глыб тальк-карбонатных обохренных пород).

Заключение

Главную роль в образовании *тальк-карбонатных* пород по серпентинитам играла углекислота при соответствующих РТ-условиях. Привнос гидротерм с кремнеземом и глиноземом приводил к образованию *тальк-хлоритовых* пород и других промежуточных разновидностей талькового камня.

Поля развития перидотитовых коматиитов южной части Костомукшской зеленокаменной структуры перспективны на тальковый камень разных типов.

Геологическое строение золоторудного объекта Таловейс иллюстрирует процессы талькообразования в зеленокаменных поясах Карельского кратона.

ЛИТЕРАТУРА

Борисова Р. И. и др. Отчет о результатах поисково-картировочных работ в пределах Костомукшского железорудного района (объект Костомукшский лампроитовый), проведенных в 1991–1997 гг. Петрозаводск, 1998. Фонды КГЭ.

Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса

Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000. 223 с.

Фурман В. Н. Отчет о результатах поисковых работ на золото, проведенных в южной части Костомукшской зеленокаменной структуры в 1988–2001 гг. Петрозаводск, 2001. Фонды КГЭ.

Н. В. Шаров, А. И. Голубев, Б. Н. Клабуков, Д. В. Рычанчик, С. Я. Соколов

ПРОГНОЗНАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ УЧАСТКА ЗАЛОЖЕНИЯ КОНДОПОЖСКОЙ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЫ (ОНЕЖСКАЯ СТРУКТУРА)

Введение

Изучение Онежской структуры (ОС) имеет важное значение, так как в ней расположены большие скопления углеродистого вещества (УВ), а также различные типы оруденения. Те, в свою очередь, создают аномальные геофизические поля, служащие индикаторами их проявления. Особый интерес представляют шунгитоносные породы (ШНП), которые сами являются уникальным полезным ископаемым. Как правило, ШНП концентрируются в синклиналях, тогда как рудные залежи тяготеют к антиклиналям в так называемых зонах разрывных дислокаций. Проблема взаимоотношений пород в геологическом разрезе структуры также весьма важна в научном плане и в практике поисково-разведочных геологических работ (Красный, 2006). Поэтому корреляции геофизических параметров разреза с веществом земной коры, например, с помощью бурения структурных скважин могут решить ряд проблем теоретической геологии.

В районе заложения Кондопожской параметрической скважины с проектной глубиной 3500 м проведены в разные годы профильные сейсмические исследования МОВ, МОГТ-ГСЗ, МОВЗ. В 1975 г. Западным геофизическим трестом и Ленинградским горным институтом исследования МОВ проведены под руководством Л. К. Кокориной на профиле оз. Сямозеро – г. Кондопога – Повенецкий залив. Выполнено непрерывное и дискретно-непрерывное профилирование из 7 пунктов взрывов. Преобладающая длина годографов составляла 40 км. Профиль расположен в 17 км к северу от участка Улитина Новинка, где планируется заложить параметрическую скважину. Результаты сейсмических работ МОВЗ на территории Заонежского полуострова и Онежско-Ладожского перешейка ГПП «Невскогеология» в 1981–1987 гг. и наблюдений ФГУ ГНПП «Спецгеофизика» в 1999–2001 гг. по автомагистрали С.-Петербург – Мурманск методом ОГТ-ГСЗ вдоль геотраверса 1-ЕВ в интервале от г. Кеми до г. Лодейного поля (от 650 до 1300 км) подробно освещены в литературе (Глубинное строение..., 2004).

В предлагаемой статье мы делаем попытку рассмотреть результаты сейсмических исследований МОВ по профилю оз. Сямозеро – г. Кондопога – По-

венецкий залив, который расположен вблизи участка бурения параметрической скважины, с учетом сейсмических материалов, полученных МОВЗ, МОГТ-ГСЗ и с привлечением геолого-геофизических данных, а также результатов бурения по этому району. Такой комплексный подход позволяет выявить некоторые новые детали глубинного строения земной коры, уточнить ее состав, структуру и скоростной разрез, возможную геологическую природу и рельеф сейсмических границ. При этом мы пытались рассмотреть в какой-то степени и те задачи, которые поставлены в связи с предстоящим бурением Кондопожской параметрической скважины.

Геологическое строение района параметрической скважины

Онежская синклиновая структура, в пределах которой планируется бурение параметрической скважины, представлена нижнепротерозойскими образованиями, которые несогласно залегают на архейском фундаменте (рис. 1).

Нижний протерозой Карелии подразделяется на следующие подгоризонты (рис. 2): сумийский (2,5–2,4 млрд лет), сариолийский (2,4–2,3 млрд лет), ятулийский (2,3–2,1 млрд лет), людиковийский (2,1–1,92 млрд лет), калевийский (1,92–1,8 млрд лет) и вепсийский (1,8–1,65 млрд лет).

Геологические исследования и данные, полученные в результате предыдущего бурения, показывают, что верхняя часть разреза в районе планируемой параметрической скважины сложена осадочными породами кондопожской свиты калевийского надгоризонта. Породы свиты представлены переслаиванием крупно-среднезернистых граувакковых песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями мелкогалечниковых конгломератов. Характерной особенностью пород свиты является присутствие в них углерода (первые проценты). Мощность свиты более 500 м. Свита широко развита в центральной части Онежской структуры и несогласно залегают на породах суйсарской свиты людиковийского надгоризонта.

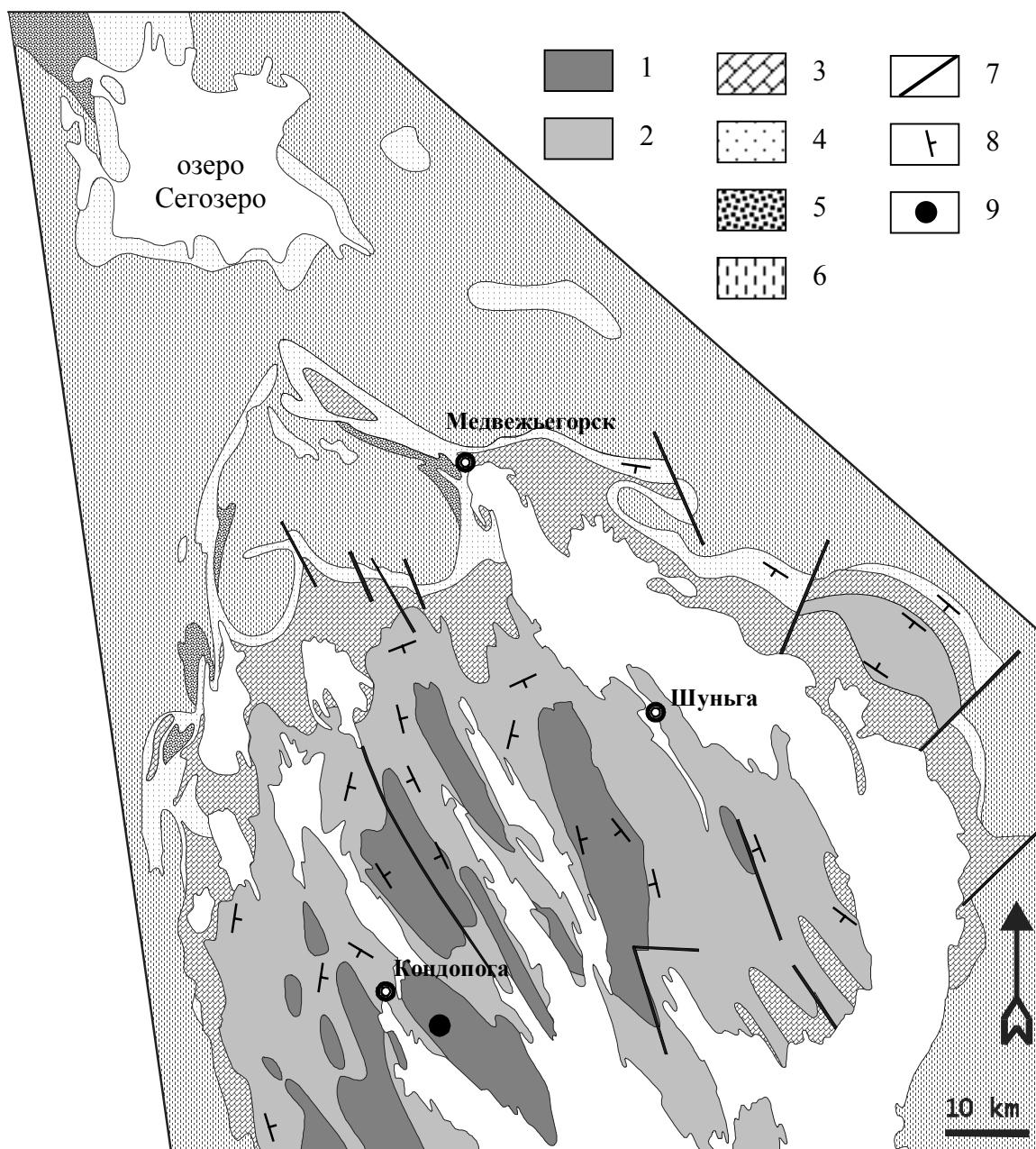


Рис. 1. Геологическая схема северной и центральной частей Онежской структуры:

калевийский надгоризонт: 1 – конгломераты, граувакковые и аркозовые песчаники, алевролиты, углеродсодержащие аргиллиты; людиковийский надгоризонт: 2 – шунгитовые породы, туфы, базальты; ятулийский надгоризонт: 3 – доломиты, кварцевые песчаники, 4 – кварциты, красноцветные отложения, базальты; сариолийский надгоризонт: 5 – полимиктовые конгломераты, песчаники, ленточные глины, андезитобазальты; архейский фундамент: 6 – гнейсы, граниты; 7 – разломы; 8 – элементы залегания; 9 – местоположение параметрической скважины

Суйсарский горизонт в пределах Онежской структуры включает в себя образования суйсарской свиты, которая субсогласно залегает на верхней пачке заонежской свиты. Разрез суйсарской свиты представлен вулканогенными породами, отличающимися друг от друга по вещественному и химическому составу. В основном это туфы, туффиты и лавы базальтового, пикробазальтового и мелабазальтового состава. Мощность разреза суйсарской свиты значительно варьирует и может достигать 400 м.

Образования заонежской свиты обычно залегают в ядрах крупных ятулийских синклинальных структур, а иногда и на доятулийском основании. Свита подразделяется на две подсвиты. Нижняя в основании представлена полевошпат-кварцевыми песчаниками, алевролитами, иногда с линзами доломитовых конгломератов. Верхняя часть подсвиты сложена кривозеритами, тонкозернистыми слюдисто-кварцево-доломитовыми породами с характерной микроритмичной слоистостью. Мощность подсвиты достигает 200 м.

Акротема		Эонотема		Надгоризонт		Горизонт		Абсолютный возраст (млн лет)	Мощность, м	Литологический состав			
Протерозойская		Нижняя (карельская)		людиковский		ятулийский							
Архейская		Верхняя (лопийская)		сарийский		сегозерский		онежский		заонежский		суйсарский	
Нижняя (самская)				суйсарский		сарийский							
								1650	1500	Песчаники, кварцито-песчаники, алевролиты, сланцы, конгломераты, конглобрекчии. Силлы и лавы основного состава.			
								1800	1000	Переслаивание граувакковых песчаников, алевролитов, углеродсодержащих аргиллитов с прослоями мелкогалечниковых конгломератов.			
								1920	700	Туфы, туффиты, лавы базальтового, пикробазальтового и мелабазальтового состава.			
								2100	1200	Полевошпат-кварцевые песчаники, алевролиты, кривозериты, шунгитсодержащие алевролиты, аргиллиты с прослоями доломитов, известняков, лидитов. Лавы и силлы основного состава.			
								2300	500	Долмиты, известняки мраморизованные, песчаники кварцевые с доломитовым цементом, алевролиты, сланцы, базальты.			
								2400	1100	Песчаники, кварцито-песчаники, сланцы, туффиты, редкие прослои карбонатных пород, конгломераты, базальты.			
								2500	500	Полимиктовые и гранитные конгломераты, аркозы, граувакки, лавы андезитобазальтового состава.			
								3200	1000	Конгломераты, туфоконгломераты, гравелиты, аркозовые песчаники, кварцевые порфиры дацит-риолитового состава.			
								2000	2000	Туфы средних и кислых вулканитов, сланцы, железистые кварциты, углеродсодержащие и карбонатные породы, конгломераты, базальты, коматииты, андезиты.			
								>3000	>3000	Биотитовые, эпидот-биотитовые, амфиболовые и кианитсодержащие гнейсы и гранито-гнейсы.			

Рис. 2. Общая стратиграфическая колонка Карелии

Верхняя подсвета представлена в основном шунгитсодержащими вулканогенно-осадочными породами. Иногда встречаются прослои известняков, доломитов, лидитов. В строении подсветы принимают участие также лавы и силлы основного состава. Мощность подсветы превышает 600 м, хотя она может очень варьировать в зависимости от наличия или отсутствия в разрезе силлов и лав.

Породы ятулийского надгоризонта широко развиты по периферии северной и центральной частей Онежской синклинойной структуры. Они несогласно залегают как на архейском фундаменте, так и на нижележащих протерозойских образованиях. Ятулийский надгоризонт подразделяется на два горизонта: онежский и сегозерский. Нижележащий (сегозерский) горизонт представлен в основном терригенными образованиями (конгломератами, гравелитами, песчаниками), которые разделяются потоками лав основного состава. Вышележащий (онежский) горизонт соответствует туломозерской свите. Он представлен преимущественно карбонатными, красноцветными породами с подчиненным количеством песчаников и сланцев. В строении разреза онежского горизонта также принимают участие и лавы основного состава. Мощность образований ятулийского надгоризонта в районе планируемого бурения параметрической скважины оценивается в 1200 м.

Породы сариолийского надгоризонта принимают участие в обрамлении Онежской структуры. Они несогласно залегают на архейском фундаменте и в свою очередь несогласно перекрываются породами ятулийского надгоризонта. В пределах Онежской синклинойной структуры сариолийскому надгоризонту соответствуют образования кумсинской свиты. В ее составе выделяется нижняя часть, которая представлена потоками лав андезитобазальтового состава, и верхняя, состоящая из обломочных пород (полимиктовых и гранитных конгломератов). Мощность вулканогенной толщи меняется значительно, от 1650 м в районе р. Кумсы до 275 м в районе д. Красная Речка. Мощность толщи обломочных пород также непостоянна, но в целом составляет около 200 м.

Породы сумийского надгоризонта, которые представлены кварцевыми порфирами дацит-риолитового состава и обломочными породами, для центра Онежской структуры не характерны, но их присутствие в разрезе параметрической скважины не исключается. Мощность надгоризонта в разных местах его распространения оценивается от 500 до 1200 м.

Геофизическая характеристика Онежской структуры

Тектоническая позиция ОС и особенности геологического развития не могли не отразиться на физическом состоянии вещества земной коры, которое проявляется в региональных и локальных геофизических полях. Наиболее контрастны аномалии, связанные с содержанием в породах ШВ. Прежде всего, это аномалии электрические, так как ШВ – прекрасный

проводник электрического тока. Сейсмическая характеристика структуры базируется на результатах различных методов сейсморазведки МОВ, МОВЗ (Осокин и др., 1985; Исанина и др., 2004) и на основании данных аномалий объемного моделирования (Топоркова, 1991). По материалам МОВЗ Н. К. Булиным (1992) построена карта глубинного строения на Онежско-Ладожской площади. На основании данных МОВЗ (Кондаков и др., 1986) выделяются особые зоны, где весьма слабо проявляются отражающие поверхности.

Как следует из сейсмических (Глубинное строение., 2004) данных в северной части Онежского озера, включая Заонежский полуостров, глубина до поверхности «М» около 35 км, в северо-восточной – 30 км, а в южной – больше 42 км. Выделенные на сейсмологическом разрезе структурные зоны и структуры различного порядка связаны, в первую очередь, с характером развития поверхности Мохо. Предполагается, что подъем поверхности «М» до 35 км определяет образование грабена, развитие которого объясняется активизацией Ладожско-Мезенской зоны, срезающей эту вулканогенную структуру с юго-востока.

По сейсмическим данным (Кокорина и др., 1976; Анкудинов и др., 1972; Платоненкова и др., 1986) значительно уточняется общее строение положения ОС. Из разреза (рис. 3) видно, что все геологические образования к юго-западу от Онежской структуры имеют одностороннее юго-западное падение, а геологические структуры, расположенные северо-восточнее, падают в северо-восточном направлении. Почти симметрично по обе стороны от Онежской структуры расположены выступы более древнего гранито-гнейсового фундамента (Сямозерский и Водлозерский). По характеру потенциальных геофизических полей ОС занимает ведущее место (Строе-ние., 1983) в составе Центрально-Онежского блока и рассматривается как типичный пример ареала гранитизации (минимум силы тяжести).

В пределах ОС на глубине 0,6–0,8 км (рис. 3, б) прослежен первый преломляющий горизонт с граничной скоростью 6,4 км/с. Это отдельные участки, наиболее выдержанный из которых расположен между Сандал-озером и Черга-озером на площади широкого развития суйсарских образований. Рассматриваемая серия площадок характеризует верхнюю границу почти горизонтального слоя мощностью около 0,3 км (Кокорина и др., 1976).

По данным сейсморазведки на территории ОС прослежена выдержанная преломляющая граница А с граничной скоростью 6,8 км/с, залегающая на глубине 2,3–2,5 км (рис. 3, б). Эта граница является кровлей пласта, мощность которого не превышает 0,5 км, пластовая скорость 6,8 км/с и плотность 2,90 г/см³. На основании этих данных сделано предположение о наличии в разрезе основных и ультраосновных пород, слагающих силл. Привлечение гравитационных данных позволяет считать пласт нижним ограничением ОС (Кокорина и др., 1976).

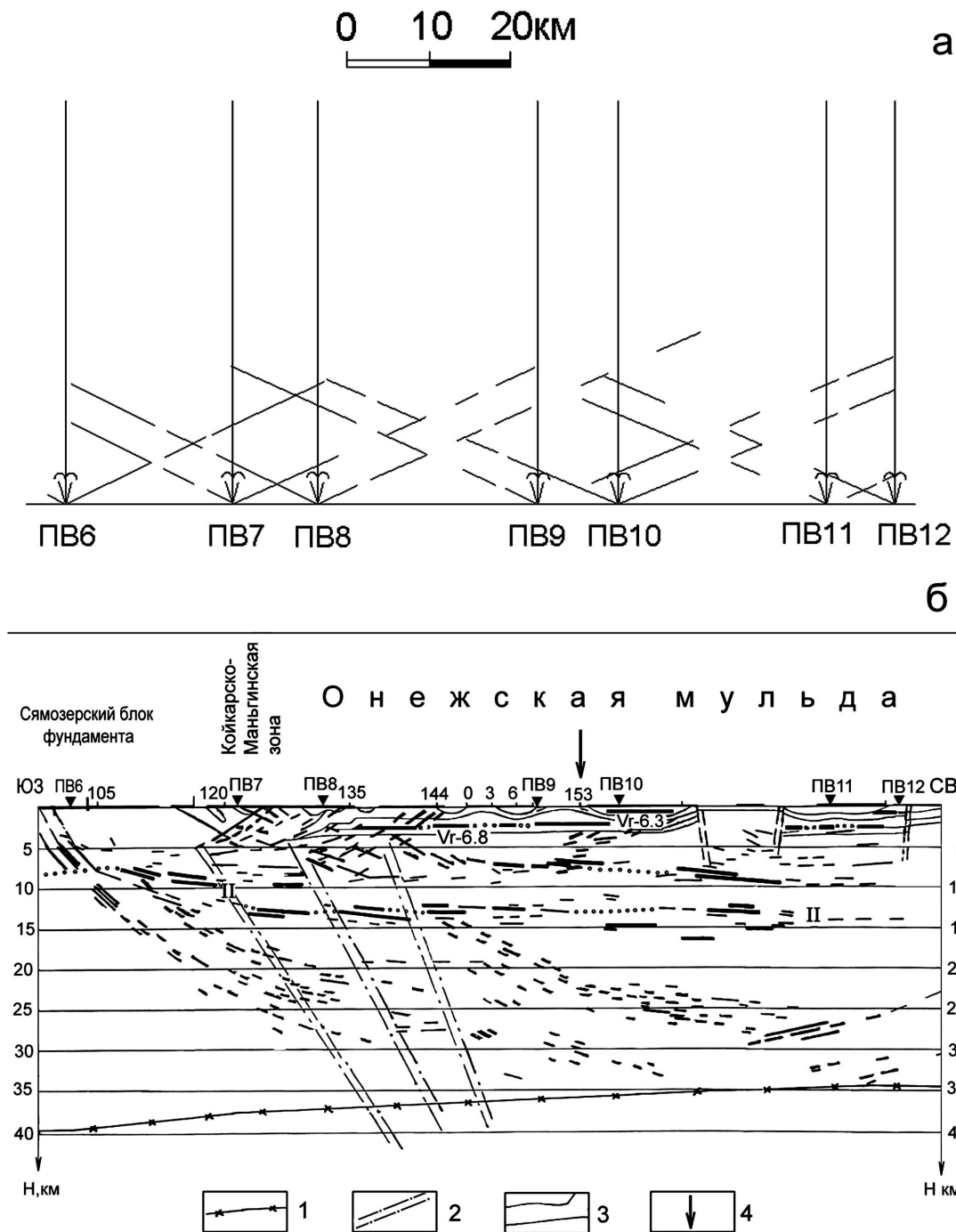


Рис. 3. Результаты работ по сейсмическому профилю оз. Сямозеро – г. Кондопога – Повенецкий залив:
 а – система наблюдений, б – сейсмологический разрез; 1 – положение границы Мохоровичича, 2 – зоны тектонических нарушений, 3 – границы геологических образований, 4 – проекция структурной скважины на профиль

Поле силы тяжести ОС проявляется региональным минимумом, осложненным минимумами и максимумами более высокого порядка, обусловленными сложной внутренней структурой. Считается, что областям гравитационных максимумов соответствуют локальные синклинали, сложенные полным или почти полным разрезом до 3 км (развиты вулканы). В область гравитационных минимумов силы тяжести на поверхности развиты

вулканогенные образования нижней части разреза (осадочных пород).

Магнитное поле мульды слабо повышено ($\Delta T = 100 \div 200 \gamma$) (Глубинное строение..., 2004). По данным измерений магнитной восприимчивости (χ), наиболее магнитными являются диабазы, хотя основная их масса практически немагнитна, что объясняется полной лейкоксенизацией титано-магнетита в метаморфизованных породах основного состава.

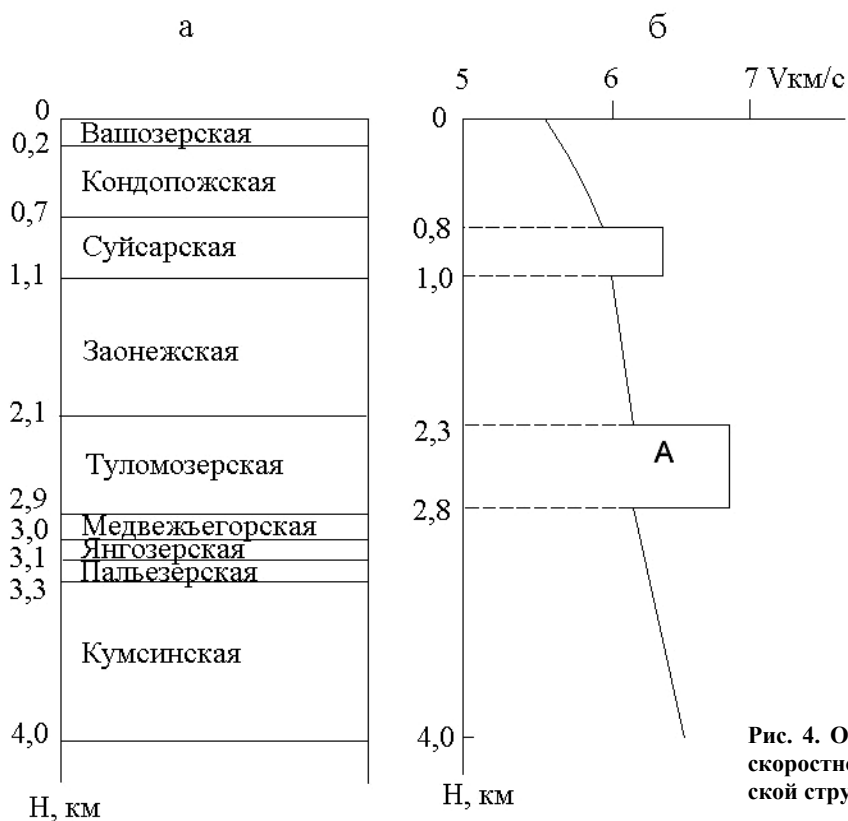


Рис. 4. Осредненные стратиграфический (а) и скоростной сейсмический (б) разрезы Онежской структуры

На рис. 4 показаны осредненные скоростной сейсмический и стратиграфический разрезы Онежской структуры. В районе параметрической скважины породы вашезерской свиты отсутствуют. Наличие пород кондопожской и суйсарской свит в этом районе подтверждается пробуренными ранее скважинами. С большой долей уверенности можно говорить о присутствии в этом районе пород заонежской, туломозерской, медвежьегорской и янгозерской свит, хотя их мощности могут отличаться от предполагаемых. Наличие в данном районе пород нижележащих свит, относящихся к протерозойским образованиям, только предполагается, поскольку они развиты в пределах Онежской структуры спорадически.

Первая сейсмическая граница со скоростью 6,3–6,4 км/с (рис. 4) скважиной может быть вскрыта уже на глубине 0,4 км, так как здесь предполагается верхняя граница суйсарской свиты, которая представлена лавами основных пород.

Вторая преломляющая граница А со скоростью 6,8 км/с (рис. 4) на этом участке может быть вскрыта на глубине 2,3–2,5 км. Она может быть связана с существенно доломитовыми породами туломозерской свиты и представлять собой переходную зону из переслаивающихся высоко- и низкоскоростных слоев различного вещественно состава.

Электропроводность земной коры в районе Онежской структуры

Геоэлектрическая изученность структуры приведена на рис. 5. Схема проводимости четвертичных отложений построена М. И. Голодом и А. Д. Лукашовым (1978) и

дополнена Б. Н. Клабуковым (2006). Величина продольной проводимости рыхлых отложений в районе ОС составляет сотые доли См в бортах структуры и десятые доли в восточной части Заонежского полуострова.

Сведения о региональных электрических полях в пределах Онежской структуры получены в 1966 г. при производстве комплексной аэроэлектромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000 (руководитель работ Г. М. Левин). По данным исследований выделены широкие (3–7 км) и достаточно интенсивные (более 50% по амплитудному параметру) аномалии проводимости. Пространственно эти аномалии приурочены к синклинальным структурам, где широкое развитие получили шунгитоносные породы (ШНП). Эксперименты свидетельствуют о связи электропроводности структуры с ШВ. Общая площадь выявленных аномалий – более 2000 км², что позволяет говорить о региональном проявлении структуры в электрическом поле.

Величина проводимости, создаваемая шунгитоносными породами в разрезе структуры, оценена по результатам магнитовариационных исследований (Рокитянский и др., 1979) и составляет 1000 См.

Близкие результаты получены методом МТЗ в пункте Мягрозеро, где с поверхности залегают породы относительно высокого сопротивления ($\rho = 5$ тыс. Ом · м). Продольная проводимость верхней шестикилометровой толщи по результатам интерпретации МТ-данных в этом пункте равна 1500 См. Корректировка величины S с помощью моделирования на пленочных моделях, учитывающих трехмерность мульты, дает значение продольной проводимости, равное 1200 См. Итак, информация, полученная с помощью разных методов,

содержит близкие результаты, которые свидетельствуют о существовании в пределах ОС крупной аномалии проводимости. С этой аномалией пространственно совпадают выходящие на уровень современного эрозионного среза ШНП. Используя геологические сведения (Шунгиты..., 1975) и петроэлектрические данные по шунгитовым породам, М. И. Голод (1984) оценил продольную проводимость ОС в 600 См. Мощность в синклиналиях была принята равной 300 м. Корректировка данных с учетом более современных геологических

сведений принципиально не изменяет результаты расчетов. Дело в том, что, несмотря на более высокие, в сравнении с прежними (Геология., 1982), оценки суммарной мощности заонежской свиты (почти в 7 раз) (Проблемы..., 1989), объем шунгитов и максовитов, вносящих основной вклад в проводимость структуры, изменился несущественно. Прибавка к интегральной проводимости за счет наращивания мощности разреза людиковия не превышает 100 См. Наблюдается несоответствие модельных данных и результатов эксперимента.

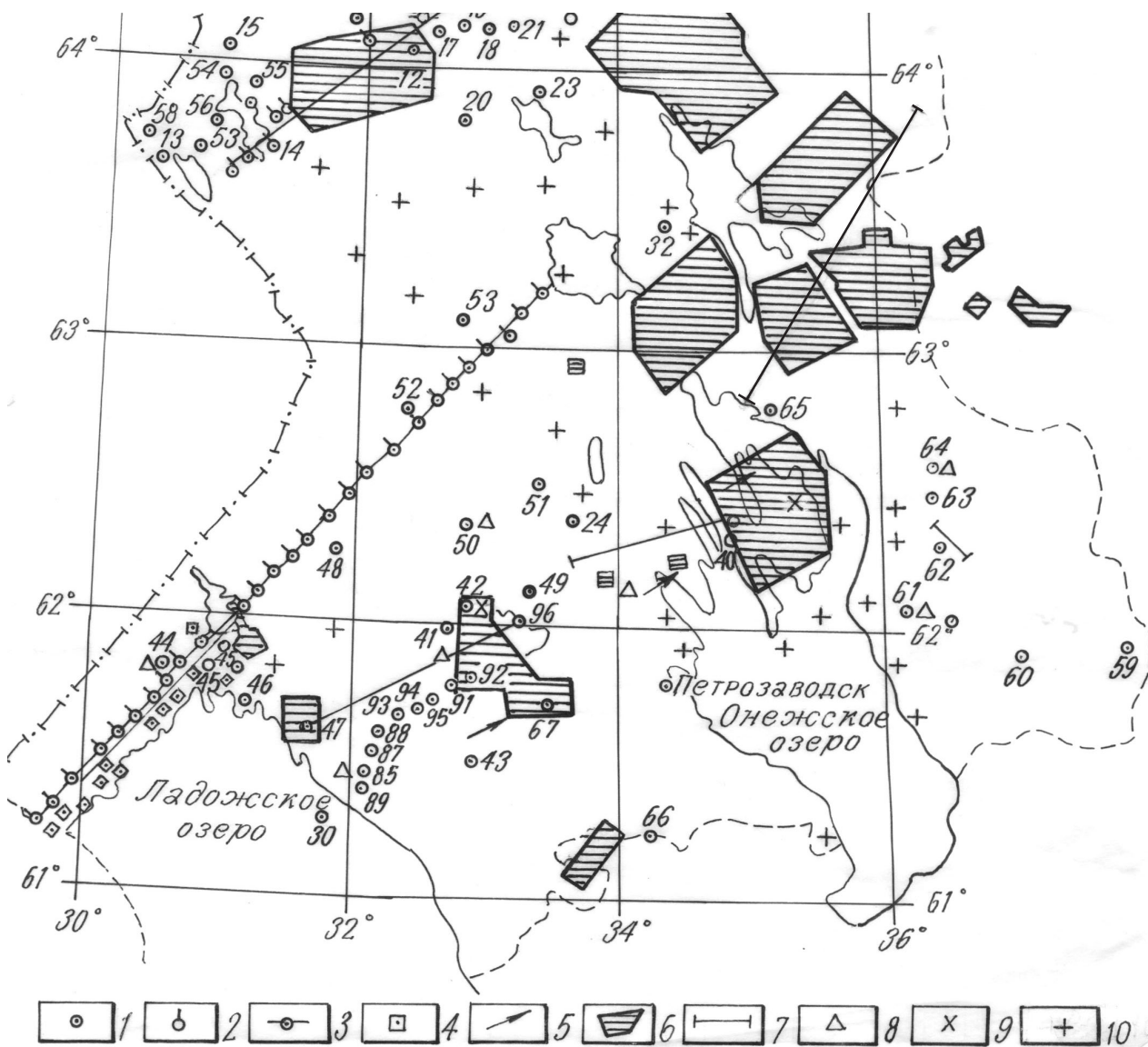


Рис. 5. Схема геоэлектрической изученности южной Карелии:

1 – точки МТЗ и ВЭЗ Института геологии Карельского научного центра АН СССР. Названия точек: Тикшозеро (12), Короппи (13), Челки (14), Конец-остров (15), Рокжозеро (20), Хижьярви (21), Кучозеро (23), Койкары (24), Панозеро (30), Уросозеро (32), Мягрозеро (40), Хаутаваара (41), Чалка (42), Улялега (43), Кааламо (44), Маткаселька (45), Коккоселька (46), Салми (47), Яглярви (48), Вохтозеро (49), Унусозеро (50), Корбозеро (51), Мегриярви (52), Гумарино (53), Лексозеро (56), Пелусозеро (59), Никонова гора (60), Тягозеро (61), Аганозеро (62), Охтомозеро (63), Укшозеро (64), Волозеро (65), Мужайло (66), Киндасово (67), Орусъярви (85), Тулемайоки (87), Чарой (88), Лохиоя (89), Урочище (91), Шотозеро (92), Лахта (93), Лепенсари (94), Кайновара (95), Кудама (96); 2 – точки МТЗ Ленинградского горного института; 3 – точки МТЗ Ленинградского госуниверситета; 4 – точки АМТЗ Ленинградского госуниверситета; 5 – точки МВЗ, проведенные совместно Институтом геологии и Институтом геофизики АН УССР; 6 – площади аэроэлектроразведочных работ (ПГО «Севзапгеология»); 7 – профили, пройденные методом электроразведки Институтом геологии, Ленинградским горным институтом, ПГО «Севзапгеология»; 8 – точки глубинных ДЭЗ Института геологии; 9 – площадки измерений сопротивления пород на обнажениях (Институт геологии); 10 – РЭМЗ

Оценим количественный вклад заонежских вулканитов в интегральную проводимость ОС. При суммарной мощности вулканогенной части заонежской свиты 1300 м (Проблемы..., 1989) и среднем сопротивлении вулканитов из зон контактов 100 Ом · м вклад в проводимость структуры составит всего 13 См. Видимо, существует еще какой-то источник, компенсирующий остальную часть общей проводимости ОС.

Итак, Онежская структура контрастно выделяется в региональных электрических полях за счет аномальной проводимости высокоуглеродистых пород заонежской свиты, которые можно отнести к наиболее низкоомным образованиям Балтийского щита.

Для оценки сопротивления пород, развитых в пределах Онежской структуры, использовались лабораторные и полевые методы изучения. В качестве полевых

методов в основном применялись ВЭЗ и электропрофилирование. Комплекс пород людиковия в естественных условиях изучался на трех участках: Максово – Зажогно, Мягрозеро и Нигозеро (рис. 6). Сопротивление пород, слагающих Онежскую структуру (Органическое..., 1994), меняется в пределах восьми порядков. Такой широкий диапазон изменения ρ определяет не только весьма контрастное выделение структуры в электрическом поле на фоне вмещающих ее гранитов, но и заметную дифференциацию пород внутри структуры. Восточная часть структуры, где в синклиналих происходило накопление пород с большим содержанием ШВ, является проводящей и анизотропной. Юго-западная и центральная части структуры, в которых с поверхности залегают преимущественно породы суйсарской свиты, более высокоомны.

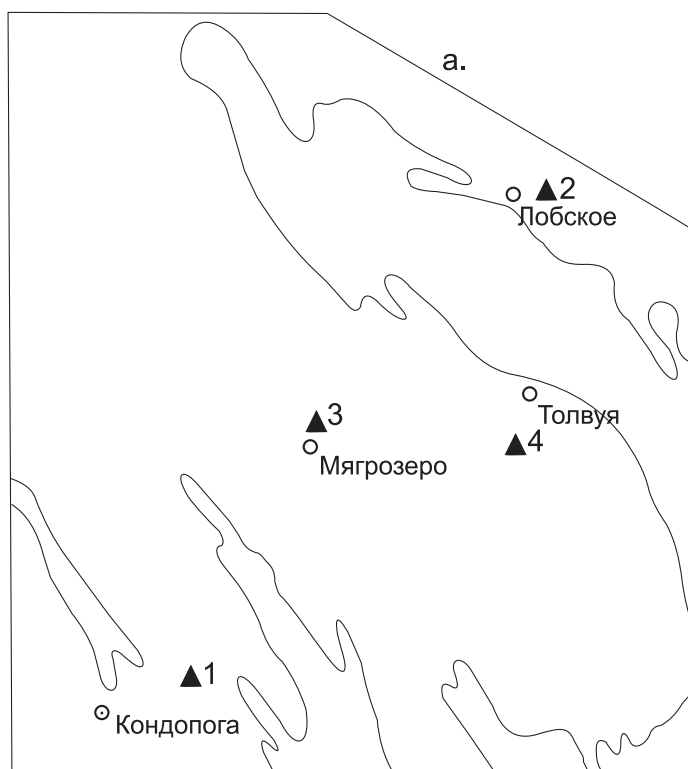
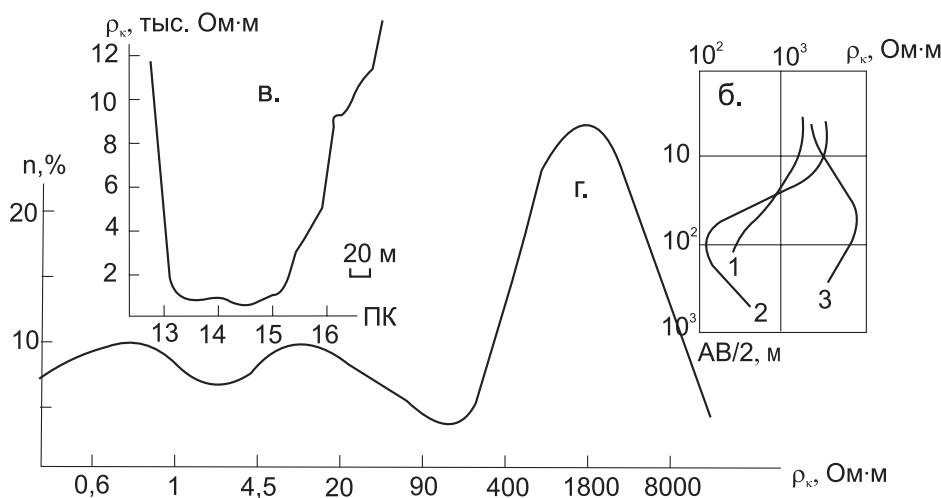


Рис. 6. Результаты электроразведочных работ на Заонежском полуострове:

1 – Нигозеро, 2 – Волозеро, 3 – Мягрозеро, 4 – Зажогно; б – кривые ВЭЗ на участках работ (цифры – номера участков); в – кривая ρ_k над пластом шунгитовых пород; г – вариационная кривая ρ шунгитосодержащих сланцев



Оценивая значение электрических полей для уточнения геологического разреза, отметим следующее. Глубинность электроразведочных методов в пределах развития толщи ШНП и вне их весьма различна. Крайне низкое электрическое сопротивление ШНП определяет роль толщи в целом как экрана, формирующего основные токи, в силу чего глубина исследования даже для таких методов, как МТЗ и МТП, ограничивается по существу первыми сотнями метров, по крайней мере, на исследуемой площади.

Заключение

Таким образом, результаты электроразведочных работ могут служить в пределах развития ШНП в качестве информации об особенностях строения верхней части сейсмического разреза и при обосновании участка бурения параметрической скважины. На

этом участке предлагается провести упрощенный геофизический комплекс: электропрофилеирование, магниторазведку и параметрический ВЭЗ-ВП – с целью уточнения мощности четвертичных отложений и картирования коренных геологических образований на уровне современного эрозионного среза. Главной задачей является выявление даек габбро-долеритов, которые обычно служат подводящими каналами для силлов заонежского комплекса. Выбранный упрощенный комплекс геофизических методов позволит оперативно на качественном уровне оценить, насколько верхняя часть предполагаемого осредненного сейсмогеологического разреза в районе параметрической скважины может отличаться от реального. В дальнейшем на этой площади желательно провести детальные геофизические наблюдения, включая и сейсмические исследования.

ЛИТЕРАТУРА

- Анкудинов С. А., Болгурцев Н. Н., Литвиненко И. В. и др. Глубинное строение восточной части Карельского региона по результатам комплексных геофизических исследований (профиль Онежское озеро – Белое море) // Геотектоника. 1972. № 5. С. 75–78.
- Булин Н. К., Исанина Э. В., Литвиненко В. И. Сейсмологические исследования МОВЗ на Балтийском щите и его южных склонах // Тр. СПб. Горн. ин-та им. Г. В. Плеханова. 1992. Т. 135. С. 53–64.
- Геология шунгитовых вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1982. 208 с.
- Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск, 2004. 353 с.
- Голод М. И. Заонежская аномалия проводимости // Корые аномалии электропроводности. Л., 1984. С. 75–79.
- Голод М. И., Лукашов А. Д. Электропроводность четвертичных отложений Карелии // Геофизические и петрофизические исследования в Карелии. Петрозаводск, 1978. С. 4–9.
- Исанина Э. В., Крупнова Н. А., Шаров Н. В. Сейсмологические исследования МОВЗ на юге Карелии // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск, 2004. С. 60–76.
- Клабуков Б. Н. Возможности петроэлектрики в изучении земной коры Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск, 2006. С. 127–134.
- Кокорина Л. К., Мурова Э. В., Дворецкая Л. М. и др. Отчет о региональных сейсморазведочных работах в Пряжинском, Кондопожском и Медвежьегорском районах Карельской АССР в 1975 г. Л., 1976. 50 с.
- Кондаков С. Н., Петров Ю. В., Булавин А. В. Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л., 1986. С. 68–75.
- Красный Л. И. К тектонике и терминологии неординарных структур Восточно-Европейской и Сибирской платформ // Региональная геология и металлогения. 2006. № 28. С. 5–12.
- Макарихин В. В., Медведев П. В. Палеонтологические исследования в Карелии – ключ к познанию раннедокембрийской биосферы // 50 лет Карельскому научному центру Российской академии наук. Юбилейная науч. конф.: Тез. докл. Петрозаводск, 1996. С. 131–134.
- Органическое вещество шунгитовых пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения) / М. М. Филиппов, А. И. Голубев, П. В. Медведев и др. Петрозаводск, 1994. 208 с.
- Останин Г. Х., Исанина Э. В., Колченко А. К. Отчет по геологическому заданию 2/1-9. Результаты работ по изучению глубинного строения Онежского прогиба и его обрамления методом МОВЗ за период 1981–1985 гг. Л., 1985. 150 с.
- Платоненкова Л. Н., Кальнин К. А., Литвиненко В. И. и др. Обобщить данные сейсмических наблюдений на региональных профилях Карелии. Л., 1986. 59 с.
- Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1989. 160 с.
- Рокитянский И. И., Васин Н. Д., Голод М. И. и др. Аномалии электропроводности на юге Карелии // Геофиз. сб. Вып. 89. 1979. С. 36–39.
- Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. Л., 1983. 180 с.
- Топоркова Н. К. Комплексирование данных ГСЗ и МОВЗ при объемном моделировании земной коры Онежского прогиба Балтийского щита // Геофизический журнал. 1991. Т. 13, № 6. С. 67–79.
- Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования / Под ред. В. А. Соколова и Ю. К. Калинина. Петрозаводск, 1975. 240 с.
- Melezhik V. A., Fallick A. E., Rychanchik D. V., Kuznetsov A. B. Pervasive evaporites in the Palaeoproterozoic succession, eastern Fennoscandian Shield: growing evidence for ¹³C-rich carbonate deposition in restricted basins // Terra Nova. 2005. 17. P. 141–148.

Б. Н. Клабуков

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ КОНТРАСТНОСТЬ И ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ БЛОКОВЫХ И ШОВНЫХ СТРУКТУР КАРЕЛЬСКОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Введение

При районировании земной коры щита наиболее четко выделяются структуры двух основных морфогенетических типов. Это геоблоки и составляющие их сегменты, с одной стороны, и разделяющие их шовные зоны – с другой. Анализ геофизических данных, полученных в пределах развития упомянутых структур, указывает на устойчивое различие геофизических характеристик. Достаточно ярко это различие проявляется в морфологии потенциальных полей. Как правило, геофизические аномалии геоблоков характеризуются выдержанной изометричностью, тогда как аномалии шовных структур линейны, резко градиентны и имеют вид ступеней. Другим, не менее характерным отличием геоблоков и шовных зон является дисперсия геофизических параметров, она значительно выше в последних. Изменчивость же геофизических параметров зависит от состояния вещества, которое характеризуется упрочнением или ослаблением химических, физических и механических связей. Шовные зоны могут быть связаны с участками изменения напряженно-деформированного состояния земной коры, где возрастает электромагнитная эмиссия пород, велики потоки ионизирующих излучений, увеличивается концентрация радона (Егоркин, 2000) и т. д. Весьма контрастны геоблоки и шовные структуры в геологическом отношении. Оказывается, количество основных и кислых пород в рассматриваемых структурах далеко не одинаково, так же как и интенсивность геологических процессов. Шовная зона – часть линеамента. Существует достаточно единое мнение, что большинство месторождений приурочено к разрывам земной коры. Пространственная связь рудных элементов с зонами планетарной трещиноватости – линеаментами вполне объясняется максимальной легкостью проникновения вдоль них мантийных расплавов смешанной природы, флюидов, углеводородов в верхние этажи Земли. Согласно В. В. Архангельской (1997), в каждом линеamente сконцентрированы месторождения разных возрастов, что свидетельствует о сохранности, проницаемости линеаментов, а значит, и связанных с

ними шовных зон на всем протяжении исторического развития. Геологические факты однозначно указывают на приуроченность гранито-гнейсовых куполов, гранитных массивов, зон гранитизации к глубинным протяженным разломам, дренирующим верхнюю мантию. Геофизические и геологические различия структур щита тесно связаны с их энергетикой, и этот факт является фундаментальной особенностью рассматриваемой здесь проблемы. Представления о структуре реального вещества земной коры привели к появлению понятия «геофизической среды». Одним из основных свойств этой среды является ее структурность и активность. Активность геофизической среды немыслима без пополнения ее энергией извне. Механизмом закачки энергии в реальную геофизическую среду являются деформационные волны (Нерсесов и др., 1990). Влияние последних на активность геофизической среды геоблоков и шовных зон далеко не одинаково и проявляется в резком возрастании скорости и энергии химических реакций в шовных зонах.

Геологическая характеристика объектов

Карельский регион в геологическом отношении принадлежит к крупнейшему выступу докембрийского кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) – Фенноскандинавскому щиту*. В качестве структурных элементов первого порядка выделены Беломорский, Карельский и Ладожский геоблоки. Этим структурам соответствуют гравитационные аномалии определенного типа. Беломорскому геоблоку земной коры в гравитационном поле отвечает моногеничная, относительно положительная аномалия. Карельский геоблок в гравитационном поле фиксируется сложным по морфологии относительным минимумом поля силы тяжести. Ладожский (Свекофеннский) геоблок фиксируется относительным максимумом поля силы тяжести, интенсивность которого

* Геологическая характеристика региона дана в интерпретации А. С. Гришина (1990).

в северо-западном направлении резко понижается. Элементы блокового строения невозможно рассматривать в отрыве от границ их раздела. Границы геоблоков устанавливаются по зонам максимальных градиентов силы тяжести в виде протяженных гравитационных ступеней. Эти границы аппроксимируются как шовные (межгеоблокные) зоны глубинных разломов мантийного заложения. Они определяют тектоническое районирование региона и располагаются по краям глубинных астенолитов (Чекунов и др., 1993). По данным Ф. А. Летникова (1977), в шовных зонах имеет место стандартная миграция калия из нижних частей мантии к поверхности Мохо и далее вдоль ослабленных тектонических зон в земную кору. Механизмы миграции калия и других флюидов для геоблоков и шовных структур отличаются принципиально. Свободная фильтрация флюида возможна только для ослабленных зон (разломов) и зависит от свойств горной породы и самого флюида. Так, поры и трещины в горных породах обеспечивают не просто миграцию флюидов, а инициируют также процесс метасоматического преобразования пород. Свободная фильтрация флюидов в поровом пространстве прекращается при достижении определенного давления и температуры. В качестве механизма дальнейшего переноса флюидов к поверхности коры рассматривают процесс перекристаллизации, при котором флюид просачивается через породу в поле наибольшего градиента температуры и давления. Оба последних механизма осуществляют транспортировку и преобразование глубинной энергии в энергию деформаций на верхнем уровне разреза. Таким образом, эндогенные геологические процессы, такие как гранитизация, рост гнейсовых куполов, явления калиевого соматоза и т. д., оказываются приуроченными к шовным структурам, увеличивая там геологическую контрастность. Кроме того, в петрологическом аспекте существует полярная направленность магматизма на блоке и шовной структуре. По мере нарастания процессов гранитизации в блоке формируются все более кислые разности гранитоидов, а с усилением прогибания в шовной структуре нарастает доля основных вулканитов. В геофизическом аспекте такая направленность эндогенных процессов приводит ко все возрастающей контрастности геофизических параметров горных пород блоков и шовных структур.

Крупные блоковые структуры (геоблоки), сложенные гранито-гнейсовым комплексом, сопряжены с долгоживущими «шовными» зонами, представляющими собой межблочные депрессии. По геологическим данным каждый геоблок характеризуется особенностями своего строения, развития и формирования структурных комплексов. Блоковые структуры любого порядка обособляются на фоне устойчивого воздымания, а шовные – на фоне опускания и последующей инверсии. В связи с этим величина эрозионного среза структур будет разной, что приведет к добавочной геологической контрастности шовных зон по сравнению с геоблоками.

Беломорский геоблок охватывает область развития нижнеархейских глубокометаморфизованных образований беломорского комплекса, представленных различными по составу, структуре и текстуре гнейсами, гранито-гнейсами, амфиболитами, магматическими породами от ультрабазитов до гранитов. Своеобразной особенностью геоблока является наличие дискретной тектонической активизации в платформенный этап геологической эволюции, в интервале 1 млрд лет. На сегодня более обоснована покровно-надвиговая модель Беломорского пояса (Глебовичский и др., 1996). Сейсмический разрез до глубины 25 км насыщен системой пологопадающих на востоке отражающих площадок, осложненных в верхней коре купольными структурами (Минц и др., 2001).

Карельский геоблок. В геологической градации – Архейский кратон. Чрезвычайно сложное геологическое строение верхней части разреза геоблока обусловлено неоднородностью его глубинной структуры. Широким площадным развитием пользуются гранито-гнейсы, охватывающие более половины территории геоблока. В составе гранито-гнейсовых полей устанавливаются интенсивно гранитизированные породы среднего и кислого состава.

Ладожский (Свекофеннский) геоблок приурочен к обширной свекофеннской складчатой области. В процессе развития Ладожский геоблок приобрел исключительно сложное строение, где складчатые структуры находятся в сочетании с купольными.

В качестве наиболее крупных в регионе шовных структур выделяются Восточно-Карельская (ВКЗ) зона, разделяющая Беломорский и Карельский геоблоки, и Ладожско-Ботническая (ЛБЗ) на границе Карельского и Ладожского геоблоков. По мнению некоторых исследователей (Оровецкий, Голуб, 1988) ЛБЗ в свекофеннское время испытывала с юго-запада сжимающие усилия, имея на северо-востоке жесткую архейскую плиту. Со стороны верхней мантии нижняя кора этой области испытывала базификацию благодаря развитию астенолитов. Верхняя же кора находилась в особых термодинамических условиях. Установлено наличие сжимающих усилий на ЛБЗ с юго-запада (Гарбар, 1981). В геологическом плане она разделяет протерозойскую и архейскую провинции консолидации коры. Считается, что ЛБЗ – коллизонная структура и имеет значительное сходство с шовной зоной Тейсера-Торнквиста, разделяющей протерозойскую и фанерозойскую плиты.

Граница Беломорского и Карельского геоблока, названная Восточно-Карельской зоной или главной зоной карелид (Харитонов, 1966), представляет собой сложную систему глубинных разломов. Супракрупные комплексы этой зоны отличаются исключительным преобладанием в их составе метавулканитов. Геологическое строение Восточно-Карельской шовной зоны резко отличается от строения смежных областей. Анализ геолого-геофизических данных позволяет с уверенностью выделять ВКЗ как обособленный структурный элемент, прошедший путь длительного

развития, начиная с нижнего архея. В качестве структурных элементов этой зоны выделяются ряд мобилно-проницаемых зон (МПЗ), приуроченных к зоне глубинного разлома. Вдоль зоны глубинного разлома породы беломорского комплекса испытывают интенсивную тектоническую перестройку. О глубинном характере тектонического сочленения Карельского геоблока с Беломорским свидетельствует проявление гранитной магматизации и приуроченность к зонам гипербазитовых интрузий. Примечательной особенностью границы раздела Беломорского и Карельского геоблоков на уровне эрозионного среза является ее волнообразные в плане изгибы, отражающие суммарный эффект складчато-блоковых деформаций.

Геофизические особенности шовных и блоковых структур

Ослабленные подвижные шовные зоны отмечаются: протяженно спрямленными участками изоаномал поля Δg , зонами высоких горизонтальных градиентов теплового потока, узлокальными отрицательными и положительными аномалиями ΔT , а также четко фиксируются по данным МОГТ.

Тектонический характер ВКЗ проявляется в сейсмических данных, кроме того, ВКЗ представляет область перехода от магнитного поля беломорского типа к полю карельского типа. Если аномалии ΔT на Беломорском блоке могут быть любого направления, то для Карельского геоблока характерны, в основном, аномалии выдержанного направления.

Сейсмическая граница со скоростью 7,3–7,5 км/с характерна для ЛБЗ и ВКЗ, которые имеют аномальную внутреннюю структуру, сложное строение переходной зоны кора – мантия, увеличенную мощность ЗК и дифференциацию корового разреза (Строение..., 1993). Обобщение данных о мощности ЗК по Балтийскому щиту свидетельствует о ее увеличении в юго-западном направлении как для геоблоков, так и для разделяющих их шовных зон (табл. 1). Максимальная мощность земной коры (М) на Европейском Севере установлена под Свекофеннской провинцией Балтийского щита ЛБЗ (62 км) и в зоне сочленения Беломорского геоблока с Карельским (49 км) (Строение..., 1993).

Таблица 1

Осредненные расстояния до поверхности М

Структура	Расстояние до поверхности М, км
Беломорский геоблок	33
Карельский геоблок	38
Ладожский геоблок	44
ВКЗ	51
ЛБЗ	60

Одной из причин (возможно, главной) роста мощности земной коры в юго-западном направлении является изменение степени разуплотнения пород, приводящее в данном случае к увеличению объема корового вещества. Существование эндогенного источни-

ка в виде астенолинзы в Центральной Фенноскандии удовлетворяет модели современной геодинамики (Юдахин, Французова, 2002). К числу геофизических параметров, изменяющих свою интенсивность в зависимости от структуры, относится интегральная проводимость S земной коры щита и региональные магнитные аномалии (РМА).

Величина S земной коры получена по данным магнитотеллурических исследований (табл. 2). Как для блоков, так и для шовных зон фиксируется увеличение S, так же как и ее мощности, в юго-западном направлении, однако при этом сохраняется тенденция увеличения S в шовных зонах.

Таблица 2

Величина S земной коры (Клабуков, 2006)

Структура	Величина S, См
Беломорский геоблок	8
ВКЗ	12
Карельский геоблок	10
ЛБЗ	1300
Ладожский геоблок	94

Оценку геофизической контрастности геоблоков и шовных зон можно выполнить при сравнении дисперсий продольной проводимости (D_s) литосферы (табл. 3).

Таблица 3

D_s литосферы Балтийского щита

Структуры		Величина $D_s \cdot 10^4$ литосферы в См
Шовные зоны	ЛБЗ	199
	ВКЗ	172
Геоблоки	Беломорский	45
	Карельский	32

Мощность литосферы на Балтийском щите в среднем оценивается в 200 км. Наибольшая величина D_s характерна для ЛБЗ, что отражает сложность глубинного строения литосферы в этой части щита. В среднем D_s в геоблоках в 4–5 раз меньше, чем в шовных структурах. Это свидетельствует об относительной однородности геоблоков и гетерогенности шовных зон.

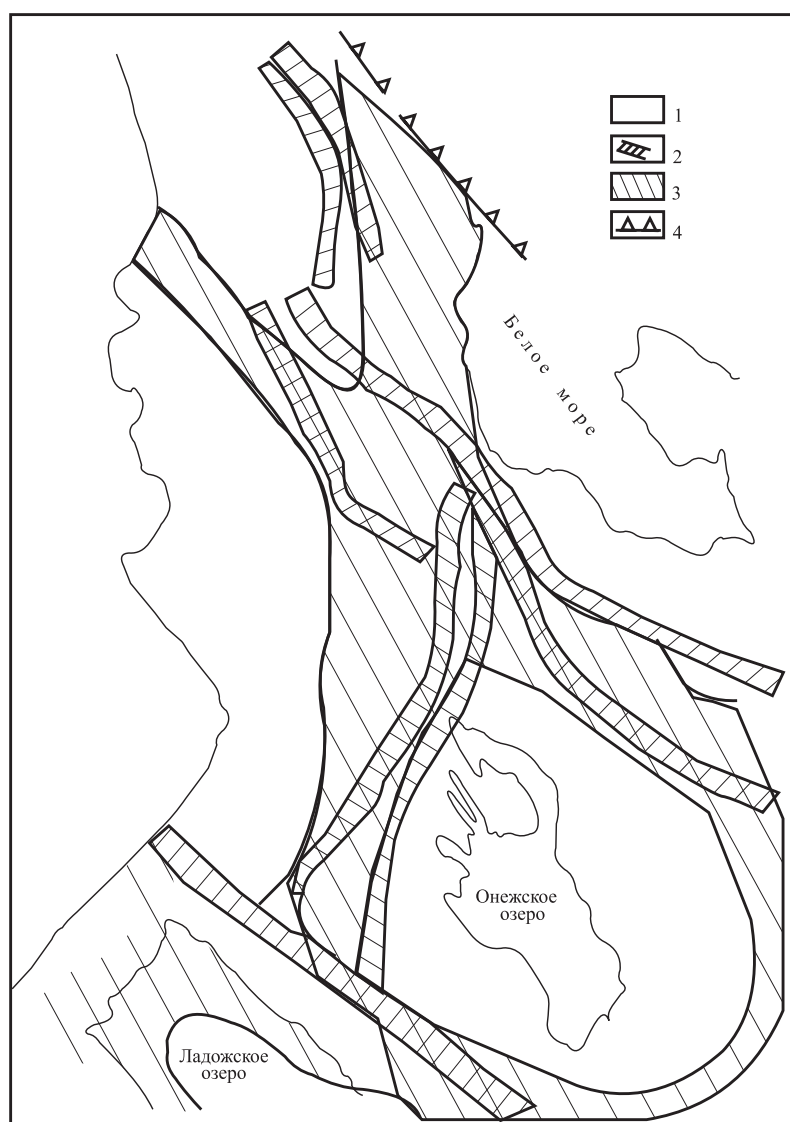
Косвенной причиной роста интегральной проводимости в шовных зонах может служить разуплотнение вещества ЗК. Чем выше степень разуплотнения вещества коры, тем больше ее флюидонасыщенность. Наличие астенолинз следует в таком случае считать определяющим энергетическим источником образования трещиноватости вещества и заполняющих трещины флюидов. В качестве механизма, поддерживающего состояние флюидодинамического равновесия, согласно воззрениям Ф. Н. Юдахина, В. И. Французовой (2002), можно считать воздействие Атлантической зоны спрединга и волновой характер деформации геологической среды. Не противоречит поведению S и региональное магнитное поле (рис.). Основная доля межгеоблоковых шовных зон пространственно совпадает с областью пониженного регионального поля. Это хорошо объясняется повы-

шенной энергетикой шовных зон, которая является основной причиной теплового разрушения магнитных минералов: титано-магнетита и ильменита – главных источников магнитных аномалий Фенно-скандинавского щита (Печерский и др., 2006).

Предположение о существовании активной флюидной обстановки в земной коре требует допустить достаточное количество воды, наличие коллектора и необходимый температурный режим.

Для основной части горных пород доля химически связанной воды не превышает 5% (Родкин, 1993). В породах же гранулитовой фации метаморфизма ее еще меньше – примерно 1% (Файф и др., 1981). По расчетам (Когя, 1993), пористость нижней коры в Центральной Финляндии и Карелии должна быть 2,2% и 0,5%. По другим расчетам (Клабуков, 1998), пористость нижней

коры в свекофеннской и архейской областях практически не отличается – 0,9 и 0,8 соответственно. Флюидная гипотеза глубинных аномалий проводимости предполагает, что доля водного флюида в породах должна составлять 2–3%. В нижней коре таких пород нет. В то же время для средней и верхней коры, где воды достаточно, термический режим не обеспечивает возникновение процессов освобождения связанного флюида. Для того чтобы запустить геодинамические процессы, необходимо существование дополнительных, независимых источников энергии. Такие источники могут существовать в шовных структурах как в пограничных зонах за счет аномально высоких значений свободной энергии (Царев, 1989). В свою очередь, превышение свободной энергии по сравнению с фоном эквивалентно нагреванию шовных структур.



Корреляция регионального магнитного поля со структурами первого порядка:

1–2 – области выхода на поверхность эрозионного слоя вещества геоблоков и межгеоблоковых шовных зон соответственно; 3 – зоны пониженного регионального магнитного поля; 4 – Беломорско-Лапландский линеамент

Геофизическая контрастность изучаемых объектов может быть исследована также методом релаксионного контроля массивов горных пород. К настоящему времени накоплен обширный материал опробования метода в различных геодинамических районах. Результаты наблюдений в Карельском регионе получены на о. Валаам, в г. Сортавале и около пос. Гирвас (Спунгин, Бурчик, 2002). Зоны активных на современном этапе разрывных нарушений отличаются большим количеством микроизлучений сейсмической энергии (до 5,3 ИМК за сеанс на участке ВУОРИО близ Сортавалы и о. Валаам) (активные зоны) и практически не наблюдаются на участке консолидированных разрывных нарушений (пос. Гирвас). Особенностью шовных зон также можно считать повышенную мощность земной коры.

Энергетические источники эндогенных процессов в Земле и их роль для шовных и блоковых структур

Как считают Ю. Г. Старицкий (1998); В. Е. Хаин, М. Г. Ломидзе (2005) и другие исследователи, главной причиной эндогенных процессов в Земле является резкое различие физической природы между внутренними и внешними геосферами и постоянное движение вещества от центра к периферии. По расчетам О. Г. Сорохтина (Сорохтин, Ушаков, 1991), наиболее мощные энергетические процессы в Земле – это гравитационная дифференциация земного вещества по плотности и распад радиоактивных элементов. Что касается последнего, то при любых допустимых оценках содержания радиоактивных элементов в Земле всегда оказывается, что ее суммарные потери тепла больше, чем генерация радиогенного тепла. Это подтверждает вывод о существовании в Земле более мощного, чем распад радиогенных элементов, источника. Таким источником является уже названный процесс гравитационной дифференциации Земли, возбуждающий в мантии конвективные движения. Существование конвективного теплопереноса в мантии предполагается и в других геотектонических гипотезах (Родкин, 1993; Трубицин, Рыков, 2000). Различие заключается лишь в транспорте, переносящем тепло (дегазация CO₂, воды, водорода и гелия). При этом предполагается, что дислокации тепла могут переноситься как путем нормальной теплопроводности, так и через глубинные

разломы и вулканические объекты (Орленок, 1985). Перенос энергии в составе флюидов с глубинных геосфер в верхние возможен только через глубинные разломы, с которыми связаны шовные структуры. Однако существует гипотеза (Лобковский, 1988), согласно которой наряду с вертикальными движениями магмы в зонах проницаемости литосферы и коры (глубинные разломы) допускается также горизонтальная глобальная миграция расплава в астеносфере, существенным образом влияющая на характер распределения типов магматизма в Земле. В рамках этой гипотезы объясняется существование некоторых аномальных параметров свекофеннской коры, касающихся шовных зон: это повышенная мощность земной коры, увеличенный в сравнении с архейской областью консолидации коры тепловой поток. Утолщение коры может быть связано с затягиванием вязкого вещества нижней коры между более жесткими массивами верхней коры и верхней мантии в период свекофеннского тектономагматического цикла. В процессе деформирования нижнего слоя произошел диссипативный разогрев как самой коры, так и подстилающей мантии. Этот разогрев вызвал плавление гранитов, сопровождаемое гранитоидным магматизмом, а также возникновением аномальной мантии. Разогрев коры вызвал также развитие процессов дегидратации, а значит, увеличение объема флюидов в низах коры. Энергетика современных геодинамических процессов во многом определяется активностью самих флюидов, воздействующих на минеральный скелет породы. Флюиды осуществляют трансформацию и передачу глубинной энергии в энергию деформаций на верхнем уровне разреза.

Заключение

Геофизический анализ геоблоков и шовных зон доказывает наличие повышенной энергетики последних. Видимо, этим объясняется их рудоконтролирующая функция, осуществляемая через структуры, тяготеющие к зонам сочленения крупных геоблоков. По мнению В. Б. Соколова (2002), эти же структуры являются наиболее вероятными местами реоформизма уже существовавших месторождений твердых полезных ископаемых. Анализ прямых данных, таких, как дегазация гелия и радона в литосфере счита, мог бы пролить свет на современные геодинамические процессы в геоблоках и разделяющих их шовных структурах.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельская В. В. Линеаментная мирагенция, линеаменты и месторождения углеводородов // Новые идеи в науках о Земле. Т. 2. М., 1997. 21 с.
Гарбар Д. И. Тектоника зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты // Геотектоника. 1981. № 3. С. 41–47.
Глебовицкий В. А., Миллер Ю. В., Другова Г. М. и др. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландско-коллизийной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.

Гришин А. С. Геоблоки Балтийского щита. Петрозаводск, 1990. 112 с.
Егоркин А. В. Содержание кремнезема в консолидированной коре территории России // Разведка и охрана недр. 2000. С. 15–17.
Клабуков Б. Н. Геологические предпосылки и геофизические следствия различной флюидонасыщенности земной коры на примере Карельской и Свекофеннской провинций Балтийского щита // Геология и полез-

- ные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск, 1998. С. 111–119.
- Клабуков Б. Н.* Глубинная электропроводность и геотектоническая зональность Фенноскандинавского щита // Теория и методика глубинных электромагнитных зондирований на кристаллических щитах. Ч. 1. Апатиты, 2006. С. 173–180.
- Летников Ф. А.* Особенности флюидного режима эндогенных процессов в коре и мантии // Флюидный режим земной коры и верхней мантии. Иркутск, 1977. С. 5–9.
- Лобковский Л. И.* Современные представления о конвекции в мантии и движущих силах литосферных плит // Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М., 1988. С. 232–240.
- Милиц М. В., Берзин Р. Г., Заможняя Н. Г. и др.* Строение и эволюция коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита: геологическая интерпретация сейсмо-разведочных материалов по профилю 4В // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск, 2001. С. 157–190.
- Нерсесов И. Л., Лукк А. А., Журавлев В. И. и др.* О распространении деформационных волн в земной коре юга Средней Азии // Физика Земли. 1990. № 5. С. 102–112.
- Орленок В. В.* Физика и динамика внешних геосфер. М., 1985. 183 с.
- Орловецкий Ю. П., Голуб В. Ю.* Глубинный магматический диапиризм и металлогения юго-восточной части Балтийского и Украинского щитов // Докл. АН УССР, серия Б. 1988. № 2. С. 13–16.
- Печерский Д. М., Орлюк М. И., Пашкевич И. К.* Магнетизм низов земной коры континентов // Геофизический журнал. Киев. 2006. Т. 28, № 5. С. 40–51.
- Родкин М. Ф.* Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и гекоматектоники. М., 1993. 133 с.
- Соколов В. Б.* Новый тип внутриплитовых структур и динамика их развития // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии окраинных и внутриплитовых транзитных зон: Материалы 8-й междунар. конф. Петрозаводск, 2002. С. 226–227.
- Сорохтин О. Г., Ушаков С. А.* Глобальная эволюция Земли. М., 1991. 446 с.
- Спунгин В. Г., Бурчик В. Н.* Сейсмическая эмиссия зон локальных разрывных нарушений Фенноскандии // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии окраинных и внутриплитовых транзитных зон... Петрозаводск, 2002. С. 229–230.
- Старицкий Ю. Г.* Жизнь расширяющейся земли. СПб., 1998. 38 с.
- Строение литосферы Балтийского щита /* Под ред. Н. В. Шарова. М., 1993. 166 с.
- Трубицин В. П., Рыков В. В.* Мантийная конвекция с плавающими континентами // Проблемы глобальной геодинамики. М., 2000. С. 7–28.
- Файф У., Прайс Н., Томсон Ф.* Флюиды в земной коре. М., 1981. 435 с.
- Хаин В. Е., Ломидзе М. Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М., 2005. 559 с.
- Харитонов Л. Я.* Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., 1966. 306 с.
- Царев В. П.* Энергетические модели границ блоков геолого-геофизической среды // ДАН СССР. 1989. Т. 306, № 3. С. 689–692.
- Чекунов А. В., Трипольский А. А., Калужная Л. Т.* Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным // Геофиз. журн. 1993. Т. 15, № 1. С. 3–23.
- Юдахин Ф. Н., Французова В. И.* Сейсмичность севера Европейской части России // Поморье в Баренц регионе на рубеже веков: Экология, экономика, культура. Архангельск, 2002. С. 276–280.
- Korja T.* Electrical conductivity distribution of the lithosphere in the central Fennoscandian shield // Precambrian. Amsterdam, 1993. 64. P. 85–108.

В. И. Кевлич

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТИПОМОРФНЫХ СВОЙСТВ ПРИ РАЗРАБОТКЕ СХЕМ ВЫДЕЛЕНИЯ КОРДИЕРИТА ИЗ ГНЕЙСОВ КАРЕЛИИ

В процессе разработки технологических схем разделения минералов, выявления типа и специфики метаморфизма различных возрастных комплексов докембрия Карелии в кордиеритовой керамике, отличающейся рядом ценных свойств (высокой химической стойкостью, низким температурным коэффициентом линейного расширения и др.), возникает необходимость выделения и изучения кордиерита. Однако в породах с минеральным парагенезисом полевой шпат + кварц + кордиерит приходится сталкиваться с трудностями диагностики, контроля и поведения минеральных ассоциаций в обогащительных процессах и аппаратах. В этой связи изучение проб гнейсов Лейвойва и гранат-биотитовых гнейсов оз. Широного, в своей основной массе состоящих из плагиоклаза, кварца, биотита, кордиерита, граната и аксессуаров: турмалина, пирита, пирротина, апатита и циркона, включало определение характера и границ сростаний, степени раскрытия при измельчении, выявление типоморфных свойств кордиерита и разработку технологической схемы разделения минералов.

Гранат-биотитовые гнейсы по размерам зернистости 1–3 мм относятся к среднезернистым породам. В измельченном материале до 0,5 мм зерна кордиерита

визуально и под микроскопом бесцветны, прозрачны, иногда светло-серовато-синего оттенка. Блеск стеклянный, спайность средняя, порой неясная, иногда наблюдаются следы роста гексагональной призмы, излом раковистый до ступенчатого. Весьма редко наблюдаются полисинтетические двойники, тройники, шестерники не встречены. Минерал анизотропный, двуосный отрицательный, твердость 7,0–7,5. Показатели преломления $N_g = 1,543–1,542$; $N_p = 1,536$. По N_p – желтый плеохроизм. Отмечается тесное срастание кордиерита с биотитом, полевым шпатом, кварцем. В кордиерите установлены включения циркона с плеохроичными двориками и пирротина в виде точечных включений. Испытание растворимости минерального парагенезиса кордиерит + плагиоклаз + кварц с размером зерен 0,1–0,25 мм при комнатной температуре (20–23°) в концентрированных кислотах HCl, H₂SO₄, HF свидетельствует о частичном растворении плагиоклаза и кордиерита в HCl и H₂SO₄ и полном – в HF в течение 3–10 мин с образованием гелевидных осадков. Кварц же при этом не претерпевает заметных изменений. Вместе с тем кинетика растворения плагиоклаза и кордиерита (рис. 1) в начальной стадии различна, скорость растворения плагиоклаза несколько выше в первые

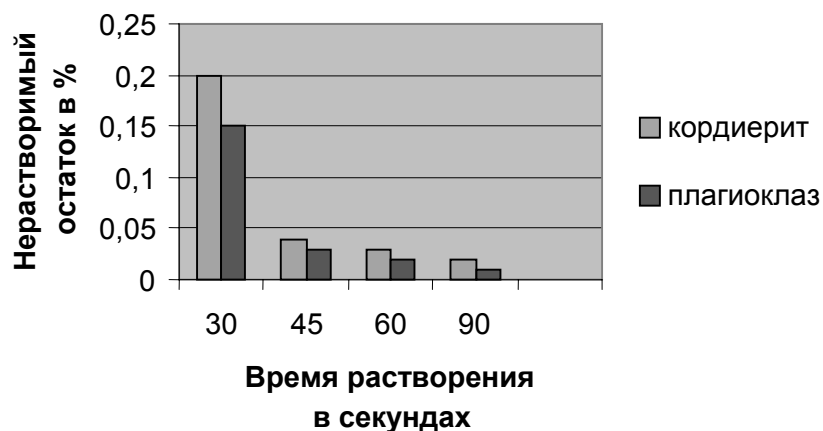


Рис. 1. Зависимость растворимости плагиоклаза и кордиерита от времени в плавиковой кислоте

минуты реакции, в сравнении с кордиеритом. Плотность кордиерита, измеренная методом тяжелых жидкостей, составляет 2,68–2,7 г/см³.

Магнитная восприимчивость кордиерита в гнейсах Лейвойва и оз. Широтного колеблется от 0,02–0,03 до $0,45 \times 10^3$ и зависит от условий образования и содержания FeO 5,32–6,25%, Fe₂O₃ 0,45–0,33%, MgO 7,16–6,35%, что предопределяет их вариабельность. Вместе с тем магнитные свойства позволяют не только четко осуществлять диагностику кордиерита в минеральном парагенезисе (п/шпат, кварц, кордиерит), но и являются типоморфными для технологии.

С учетом данных минерального состава, размеров вкрапленности и выявленных при этом оптических и физических свойств осуществлялась разработка технологической схемы выделения мономинеральных фракций кордиерита (рис. 2). В схеме предусмотрено дробление и измельчение проб до 0,5 мм, обесшламливание по зерну 15–20 мкм, после чего обесшламленный материал направляется на электромагнитную сепарацию на роликовом сепараторе 138Т-СЭМ. В электромагнитную фракцию, по данным рентгеноструктурного анализа, кордиерит переходит при токе 1,25 А, но достичь полноты извлечения кордиерита возможно при максимальном токе в катушках сепаратора 7,5 А, что свидетельствует о вариабельности магнитных свойств зерен кордиерита. Вместе с ним в электромагнитную фракцию выделяется гранат, биотит, пирротин, турмалин, сростки кордиерита с биотитом, кварцем и полевым шпатом. В неэлектромагнитную переходит кварц, полевой шпат, единичные зерна циркона, апатита, пирита и др.

Электромагнитная фракция, содержащая кордиерит, направляется на разделение в бромформе с плотностью 2,89 г/см³, что позволяет выделить в легкую фракцию полевой шпат, кварц, кордиерит и сростки с кварцем, полевым шпатом, биотитом. В тяжелую переходит гранат, биотит, пирротин, турмалин и сростки с полевым шпатом, кварцем и кордиеритом.

Для раскрытия взаимотонкого срастания кордиерита с кварцем, полевым шпатом и биотитом легкая фракция подвергается измельчению до крупности минус 0,1 мм, диспергированию в водной среде на ультразвуковом диспергаторе УЗДН-2Т в течение 3–5 минут и обесшламливанию по зерну 15–20 мкм. Для удаления биотита обесшламленный продукт подвергается разделению в тяжелой жидкости с плотностью 2,75 г/см³ в центрифуге. При этом биотит остается в тяжелой фракции, а в легкую переходит кордиерит, кварц и полевой шпат. Если обработке подвергается большая навеска, для удаления биотита может использоваться флотация. Магнитная сепарация легкой фракции на изодинамическом сепараторах

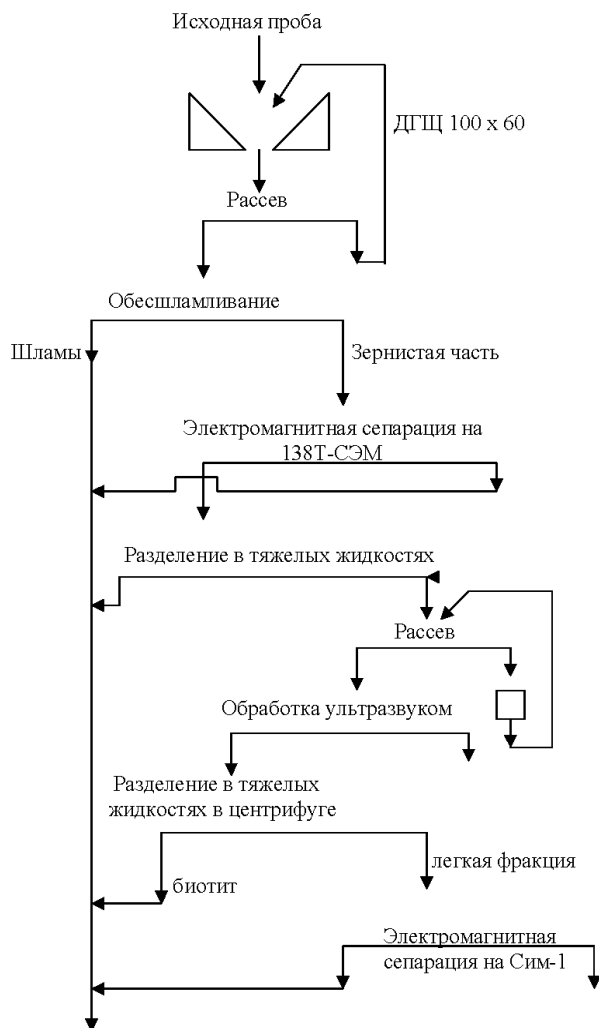


Рис. 2. Схема выделения мономинеральных фракций кордиерита из гнейсов месторождений Лейвойва и оз. Широтного

СИМ-1 в режиме: поперечный угол наклона 2–3°, продольный угол наклона 24–26° и сила тока 1,0–1,5 А – позволяет в результате нескольких перечисток в немагнитную фракцию выделить кварц и полевой шпат, а в электромагнитной фракции получаем мономинеральную фракцию кордиерита.

Таким образом, выполненная работа позволила выявить типоморфные свойства, используя которые, возможно предсказать особенности поведения кордиерита в обогащательных аппаратах и процессах, осуществлять диагностику и контроль продуктов разделения, разрабатывать технологические схемы и методику выделения кордиерита из гнейсов Карелии.

ЛИТЕРАТУРА

Авакумов У. Г., Гусев А. А. Кордиерит – перспективный керамический материал. Новосибирск, 1999. 166 с.
Барский Л. А., Данильченко Л. М. Обогащаемость минеральных комплексов. М., 1987. 240 с.
Берлинский А. И. Разделение минералов. М., 1988. 227 с.

Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии: геология и петрология. Л., 1990. 235 с.
Типоморфизм минералов: Справочник / Под ред. Л. В. Чернышевой. М., 1989. 560 с.

Н. Б. Лаврова *, И. Н. Демидов *, А. М. Спиридонов **,
К. Э. Герман ***, И. В. Мельников ***

К ВОПРОСУ О НАЧАЛЕ ЗЕМЛЕДЕЛИЯ НА СЕВЕРЕ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Введение

Одним из наиболее важных этапов развития человеческой цивилизации является начало земледелия. В различных регионах развитие земледелия имело свои особенности, определяемые климатическими и геологическими условиями. На северо-западе России в зоне южной и средней тайги и условиях широкого распространения сильно завалуненных кислых почв подготовка полей сводилась к вырубке и пожогу лесов, что способствовало раскислению и повышению плодородия почв, и последующей уборке камней и валунов с будущих полей. Антропогенное воздействие отражалось в изменениях спорово-пыльцевых спектров – уменьшалась доля пыльцы древесных, в том числе и ели, предпочитающей наиболее плодородные почвы, формировались прослойки углистых частиц – свидетелей пожара леса, в составе травянистых появлялась пыльца растений-спутников человека – эрзофилов – растений вторичных, нарушенных местообитаний (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Polemonium*, *Hepaticae*), рудералов, растений местообитаний, неоднократно подвергшихся воздействию, связанному с деятельностью человека (*Caryophyllaceae*, *Brassicaceae*, *Fabaceae*, *Potentilla*, *Urtica*, *Galium*), а потом и пыльца культурных злаков (*Secale* – рожь, *Triticum* – пшеница, *Avena* – овес, *Hordeum* – ячмень) вместе с сопутствующими сорняками (*Centaurea*, *Cichoriaceae*, *Knautia*, *Lamiaceae*, *Fabaceae*, *Caryophyllaceae*). Ранее по территории Карелии приводились лишь отрывочные данные о начале земледелия (Экман, Журавлев, 1986; Лаврова и др., 2005; Vuorela et al., 2001). Представленные в статье данные палинологических исследований, дополненные радиоуглеродным датированием, указывают на начало земледелия на северных побережьях Онежского озера около 1200–1000 лет назад, что довольно хорошо соотносится с имеющимися археологическими данными.

* Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск.

** ПетрГУ, Петрозаводск.

*** Государственный историко-архитектурный и этнографический музей-заповедник «Кижский», Петрозаводск.

Методика и объекты исследований

В 2002–2005 гг. на побережьях Онежского озера, в районе Кижских шхер и г. Петрозаводска проводились геолого-палинологические исследования с целью определения времени и условий начала земледелия (рис. 1). Для решения поставленных задач проводилось ручное бурение донных озерно-болотных отложений с последовательным послойным отбором проб на спорово-пыльцевой и радиоуглеродный анализы. По данным спорово-пыльцевого анализа определялся наиболее древний (нижний) горизонт отложений, в котором появлялась пыльца культурных злаков (морфологически отличная от пыльцы диких злаков), свидетельствующая о начале земледелия на прилегающих к болоту (или водоему) территориях. Пробы из данного горизонта датировались радиоуглеродным методом с целью определения абсолютно-го возраста образца с пыльцой культурных злаков и, соответственно, времени начала земледелия.

Пыльца культурных злаков характеризуется более крупными, по сравнению с другими злаками, размерами (более 40 микрон). Морфологические признаки пыльцы культурных злаков (*Cerealina*) не всегда позволяют с достаточной долей уверенности определить принадлежность пыльцы до ранга рода с использованием световой микроскопии. Наиболее четко в соответствии с морфологическими особенностями определяется пыльца ржи (*Secale*), которая преобладает в изученных разрезах. Тем не менее изучение новой коллекции пыльцы современных культурных злаков (*Secale* – рожь, *Triticum* – пшеница, *Avena* – овес) позволило делать определения с большой долей вероятности. Определение пыльцы *Hordeum* (ячмень) проводилось с использованием атласов-определителей. В тех случаях, если пыльца злаковых была деформирована, разорвана и пр., но по размерам, структуре экзины и некоторым другим показателям могла быть отнесена к пыльце культурных злаков, она объединялась в единый таксон (любая систематическая категория – вид, род) – *Cerealina*. Для определения пыльцы и спор использовались справочники-определители “Pollen analysis” (1991), “The Northwest European pollen flora” (1984,

1988, 1991) и др., а также эталонная коллекция Института геологии КарНЦ РАН.

Диаграммы по данным спорово-пыльцевого анализа построены с использованием программы "Tilia". Расчет процентного соотношения пыльцы проводился от общей суммы древесных и кустарниковых пород и наземной травянистой растительности. Насчитывалось 800–1000 и более пыльцевых зерен (не считая споры). Подсчитывались также углистые частицы размером >5 микрон. Сразу оговоримся, что в работе даны не полные диаграммы, представлены кривые пыльцы основных древесных пород, сеgetальных, рудеральных сорняков и эрзофилов, а графики неинформативных таксонов удалены. Локальные пыльцевые зоны выделялись в соответствии с изменениями основных компонентов спектров с использованием кластерного анализа (программы "Coniss"). Корреляция изученных разрезов проводилась с региональной стратиграфической шкалой (Елина, 1981) и близкорасположенными разрезами. Но как уже неоднократно отмечалось, корреляция затруднительна и не всегда правомерна вследствие как антропогенного воздействия на окружающую растительность, так и небольшой мощности, молодости и фрагментарности разрезов.

Появление пыльцы культурных злаков сопровождается появлением пыльцевых зерен растений – обитателей нарушенного почвенного покрова (лебеда, иванчай и пр.), а также пыльцы сеgetальных (полевых: василек, различные крестоцветные) и рудеральных (обитатели пустырей, обочин дорог: крапива, щавель, многие из семейства зонтичных) сорняков.

Для развития земледелия необходима предварительная подготовка территорий – вырубка и пожар лесов, что также отражается в спорово-пыльцевых спектрах отложений. Часто трудно определить, носили ли изменения в составе лесов природный характер (связанный с неоднократными изменениями климата) или техногенный, связанный с деятельностью человека. Однако, когда по стратиграфии разреза четко прослеживается сначала уменьшение доли хвойных пород в составе лесов, особенно ели, произрастающей на более плодородных, а соответственно, и пригодных для сельского хозяйства территориях, а затем в вышележающих горизонтах появляется пыльца культурных злаков и сопутствующая им пыльца растений – обитателей нарушенного почвенного покрова, можно с большой долей уверенности говорить о вырубке и пожаре (углистые горизонты) лесов человеком в ходе подготовки площадей для выращивания культурных растений.

Всего было исследовано четыре болота – Мошгуба и Васильевское на о. Кижы, Шлямино на юго-западной окраине о. Волкостров и болото на юго-восточном побережье оз. Логмозеро у устья руч. Логмозерка на северо-восточной окраине Петрозаводска.

Геологическое строение и история геологического развития района исследований

Остров Кижы располагается у южного побережья Заонежского полуострова Онежского озера. Длина

острова составляет около 4,8 км, максимальная ширина менее 1 км, максимальная высота 58 м над уровнем моря или 25 м над современным уровнем Онежского озера. Остров входит в так называемую систему Кижских шхер, архипелага островов и небольших луд, располагающихся в узком проливе между Заонежским полуостровом и Большим Клименецким островом (рис. 1, 2).

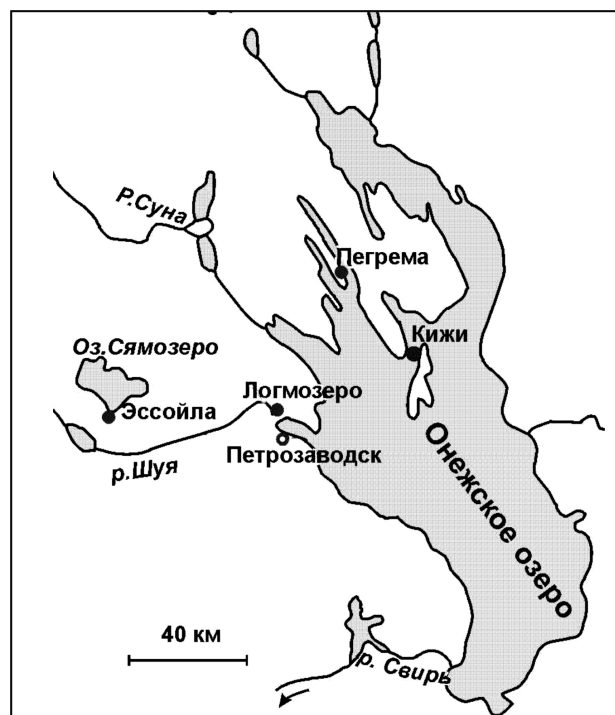


Рис. 1. Схема расположения разрезов с пыльцой культурных злаков

Основу острова составляет озовая гряда с небольшими флювиогляциальными дельтами. Сложены они песчано-гравийно-галечным, хорошо дренируемым материалом. Склоны гряды террасированы, местами нижние террасы заболочены. Северо-западная часть острова сложена мореной и, возможно, является друмлином. В целом Кижская озовая гряда входит в состав мощной флювиогляциальной системы, протягивающейся на 90–100 км от северного побережья Заонежского полуострова через Кижские шхеры и Большой Клименецкий остров. Образовалась флювиогляциальная система в ходе перемыва морены и мореносодержащего льда тальми водами в подледниковом туннеле в ходе деградации последнего поздневалдайского покровного оледенения. Край последнего ледникового покрова отступил из района Кижских шхер около 11,7 тыс. лет назад (по C¹⁴). Уровень Онежского приледникового озера составлял тогда в этом районе около 80 м выше уровня моря, или на 47 м выше современного уровня озера. Последующее стадийное падение уровня озера прерывалось его кратковременными поднятиями.

Наиболее возвышенные части о. Кижы освободились от воды в конце пребореального периода около 9500 лет назад. Постепенное падение уровня озера отразилось в серии террас на склонах Кижской гряды, в строении которых принимают участие и озерные пески и алевриты. Всего на острове зафиксировано 12 небольших террас на высотах от 34 до 53 м (Лукашов, 1999). Очертания, близкие к современным, остров приобрел только около 2 тыс. лет назад.

Остров Волкостров располагается к СВ от о. Кижы и отделен от него узким, около 500 м, проливом. Остров сложен преимущественно мореной – завалунными супесями. Известны и выходы коренных пород, представленных заонежскими габбро-долеритами и шунгитовыми сланцами. Как и для всего Заонежского полуострова, для рассматриваемых островов характерны дерново-литогенные шунгитовые почвы, более плодородные, чем наиболее распространенные в Карелии поверхностно-подзолистые иллювиально-железистые почвы. На о. Кижы преобладают дерново-литогенные почвы на вершине и верхних террасах озовой и моренной гряд, а в районе низких террас, сложенных более мелкими и увлажненными песками и алевритами, – дерново-литогенно-глеевые (Жилина, Соломатова, 1999). На Волкострове, кроме вышеуказанных типов почв, встречаются подбуры, дерново-подзолистые и дерново-подзолисто-глеевые почвы. Торфяные и болотные почвы встречаются на обоих островах (Жилина, Соломатова, 1999).

Болото руч. Логмозерка находится на юго-восточном побережье оз. Логмозеро, чуть севернее крупного выступа коренных пород – горы Большая Вара. На склонах горы представлены древние береговые образования, указывающие на поэтапное падение уровня Онежского водоема от отметок 120 м до современных – 33 м (Демидов, Лукашов, 2001). Абсолютная поверхность болота составляет 33–34 м, т. е. максимум на 1 м превышает современный уровень Онежского озера. Мощность торфа редко превышает 1 м. Ниже под тонким прослоем перемытых песков залегают ленточные глины Онежского приледникового озера. Край ледника отступил из этого района около 11 800 лет назад, а современная поверхность болота осушилась, вероятно, не ранее 2000 лет назад.

На о. Кижы наиболее благоприятными условиями для поселений древнего человека, без сомнения, были участки, сложенные хорошо дренируемыми песчано-гравийно-галечными отложениями озовой гряды и флювиогляциальных дельт. В то же время из-за своего грубообломочного состава и хорошей дренируемости они не были благоприятными для сельскохозяйственного использования. Более перспективными были участки, расположенные на более низких абсолютных отметках в пределах древних озерных террас, сложенных песчаными и песчано-глинистыми осадками (рис. 2).

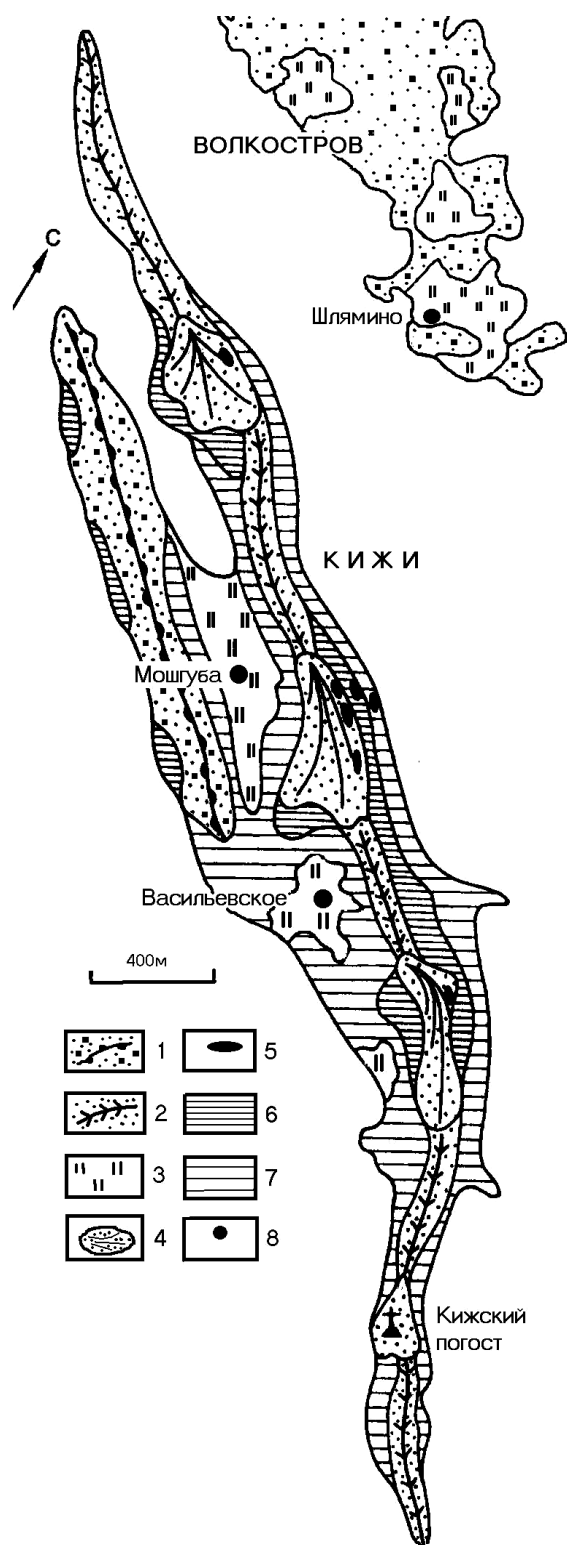


Рис. 2. Геолого-геоморфологическая схема о. Кижы и южной части о. Волкостров (по А. Д. Лукашову, 1999, с добавлениями):

1 – валунная супесь, морена; 2 – песчано-гравийно-галечные отложения озовой гряды; 3 – болота; 4 – песчано-гравийные отложения флювиогляциальных дельт; 5 – глициокарстовые воронки, образовавшиеся при таянии блоков материкового льда; 6 – абразионные песчано-гравийные озерные террасы, врезанные в озовую грядку; 7 – аккумулятивные озерные террасы, сложенные песчано-глинистыми осадками; 8 – места изучения пыльцы культурных злаков

Результаты исследований

Болото Мошгуба располагается на северном побережье о. Кижы и занимает площадь 22 га, при максимальной мощности торфяной залежи 2,3 м. Абсолютные отметки поверхности болота колеблются от 33 до 34,3 м над уровнем моря или до 1,3 м над современным уровнем Онежского озера. Более приподнятый центр болота занят комплексом кустарничково-сфагновых кочек с низкими, до 2–3 м, соснами и березами. Окрайки болота, более низкие, заняты травяными сообществами и временами затапливаются водами Онежского озера (Кузнецов и др., 1999).

В болоте Мошгуба скважиной была вскрыта двухметровая толща болотных отложений, залегающих на озерных пляжевых песках, накопление которых началось после падения уровня Онежского озера и обмеления древнего залива около 3,5 тыс. лет назад. По результатам спорово-пыльцевого анализа построена диаграмма. Пыльца культурных растений появляется в керне отложений болота Мошгуба с глубины 1,05 м (рис. 3). Абсолютный возраст этого горизонта (1,10–1,05 м), определенный радиоуглеродным методом, составляет 1140 ± 50 лет назад (ЛЕ-6531). В слое торфа, подстилающем горизонт с пылью культурных растений, выделена локальная пыльцевая зона **Мо 2** (1,15–1,05 м). В ней отмечается некоторое увеличение доли травянистых, среди древесных происходит смена доминант – увеличивается количество пыльцы *Pinus* (сосна) и сокращается *Picea* (ель). Возрастает доля пыльцы термофильных, что позволяет говорить о некотором потеплении климата. На рассматриваемой территории во время формирования спектров господствовали еловые и сосново-еловые леса южнотаежного облика с присутствием в древостое липы, вяза, реже – дуба, а также осины. В подлеске произрастали крушина, ольха, лещина.

Изменения в составе наземного покрова лесов – уменьшение роли папоротников и увеличение плаунов – могут указывать на то, что леса становятся более редкостойными, осветленными в результате вырубок. Об этом же свидетельствует увеличение площадей, занятых можжевельником, предпочитающим освещенные местообитания. Увеличивается частота встречаемости пыльцы, принадлежащей рудеральным растениям, т. е. предпочитающим местообитания, неоднократно подвергавшиеся воздействию, связанному с хозяйственной деятельностью человека, – щавеля, крапивы, лебеды, мари, лапчатки, подмаренника (*Rumex*, *Urtica*, *Chenopodiaceae*, *Potentilla*, *Galium*). Более часто встречается пыльца эрзифилов, т. е. растений вторичных местообитаний, произрастающих, например, вдоль троп, на стоянках, – подмаренника, лютиков (*Potentilla*, *Ranunculus*). По всей вероятности, окружающая территория начала активно осваиваться человеком.

Третья спорово-пыльцевая зона (**Мо 3**, гл. 1,05–0,70 м) отличается постепенным нарастанием количества пыльцы травянистых. На фоне сокращения общего количества пыльцы древесных происходит

увеличение роли пыльцы березы (как *Betula pubescens*, так и *Betula pendula*), тогда как количество пыльцы ели (*Picea*) и термофильных древесных пород направленно сокращается. Таким образом, леса приобретают среднетаежный облик с элементами флоры южной тайги. Увеличиваются площади, занятые мелколиственными лесами, в которых присутствовали лещина, можжевельник, хмель, калина, смородина (*Corylus*, *Juniperus*, *Humulus*, *Viburnum opulus*, *Ribes*), плоды которых могли использоваться как продукты питания и лекарственное сырье.

Не отрицая климатических изменений, можно с уверенностью говорить об антропогенном воздействии на окружающую растительность. В пользу этого неоспоримо свидетельствуют следующие факты: появление непрерывной кривой пыльцы культурных злаков и сеgetальных сорняков. В соответствии с морфологическими особенностями с уверенностью можно говорить о пыльце *Secale* (рожь), остальная пыльца культурных злаков определена с меньшей долей вероятности (*Hordeum*, *Avena*, *Triticum*). Совместное нахождение их в одном и том же разрезе объясняется тем, что на ранних стадиях развития земледелия посевы зерновых не были дифференцированы (Симакова, 1996). Наиболее обильно представлена пыльца ржи, особенно в верхних частях изученных разрезов, наименее – ячменя, вероятно, вследствие его малой пыльцевой продуктивности. Выделена также пыльца растений – спутников человеческой деятельности: сеgetальных сорняков – видов сложноцветных, василька, цинкориевых, бобовых, гвоздичных, яснотковых (*Asteraceae*, *Centaurea*, *Cichoriaceae*, *Fabaceae*, *Caryophyllaceae*, *Lamiaceae*); сеgetально-рудеральных и рудеральных растений – крапивы, щавеля, горца, подорожника, бобовых, зонтичных, гераниевых, маревых, спор печеночных мхов (*Urtica*, *Rumex*, *Polygonum*, *Plantago*, *Fabaceae*, *Apiaceae*, *Geraniaceae*, *Chenopodiaceae*, *Hepaticae*); эрзифилов – полыни, лапчатки, горечавки, лютика, манжетки, видов злаковых, маревых (*Artemisia*, *Potentilla*, *Gentiana*, *Ranunculus*, *Alchemilla*, *Poaceae*, *Chenopodiaceae*).

Не останавливаясь подробно на характеристике последней пыльцевой зоны **Мо 4** (гл. 0,70–0,40 м), отметим следующее: вероятно, дальнейшее уменьшение количества пыльцы термофильных пород позволяет говорить о похолодании так называемого «малого ледникового периода» (700 лет назад). Но, как нам представляется, к сокращению ельников и термофильных пород привела также и их вырубка, как произрастающих на наиболее благоприятных местообитаниях в связи с расширением культивируемых земель. Об этом красноречиво свидетельствует увеличение доли пыльцы культурных злаков, сеgetальных, рудеральных растений и эрзифилов.

На Волкострове нами исследовалось болото Проточное, расположенное на южной окраине острова около бывшей деревни Шлямино. Площадь болота – 10,7 га, глубина торфяной залежи – 1,8 м (Кузнецов и др., 1999) (рис. 2).

Разрез Шлямино хорошо дополняет приведенный выше разрез Мошгуба. В болоте у д. Шлямино пыльца культурных злаков появляется с глубины 40 см. Абсолютный возраст горизонта торф на глубине 65–55 см составляет 950 ± 110 лет (ЛЕ-6796), что вместе с результатами палинологического анализа хорошо соотносится с данными по болоту Мошгуба (рис. 4).

По особенностям спорово-пыльцевой диаграммы болота Шлямино (рис. 4), отметим, что кривые пыльцы древесных, как основных компонентов спектров, стабильны и отдельные пики не нарушают основной тенденции развития растительности, продуцирующей пыльцу. Изменения начинаются с глубины 0,5 м. Отличительными чертами диаграммы являются высокие содержания пыльцы ели, сосны, березы и сохраняющиеся вплоть до последнего образца (0,3 м) кривые термофильных пород. Не рассматривая подробно пыльцевые зоны, отметим, что до начала земледельческих работ на данной территории господствовали еловые, березово-еловые, сосново-еловые леса.

С глубины 0,6 м (возраст 950 ± 110 лет назад) наблюдается резкое возрастание содержания углистых частиц, вероятно свидетельствующих о начале пожаров леса и подготовки территорий для земледелия. На глубине 0,5 м (**Sh 3**) количество пыльцы *Picea* (ели) резко сокращается, в основном за счет пыльцы *Cyperaceae* (осоковых), *Poaceae* (злаковых). Затем, на глубине 0,4 м, появляется пыльца культурных злаков (*Cerealia*), сначала пшеница и овес, а затем и рожь. Также появляется пыльца сеgetальных сорняков – василька, виды цикориевых, крестоцветных, сложноцветных, яснотковых, гвоздичных, возможно, подмаренника (*Centaurea*, *Cichoriaceae*, *Brassicaceae*, *Asteraceae*, *Lamiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Galium*), сеgetально-рудеральных и рудеральных растений – щавеля, крапивы, бобовых, зонтичных, маревых (*Rumex*, *Urtica*, *Fabaceae*, *Apiacea*, *Chenopodiaceae*), эрозиофилов – иван-чая, полыни, лютиков, видов злаковых и маревых (*Chamaenerion angustifolium*, *Artemisia*, *Ranunculus*, *Poaceae*, *Chenopodiaceae*).

Таким образом, около 950 ± 110 лет назад начинается подготовка и пожар леса, отразившиеся как в резком увеличении углистых частиц, так и в последующем сокращении пыльцы древесных. Позже, с глубины 0,4 м, появляется пыльца культурных злаков. Соответственно, начало земледелия в районе Шлямино произошло чуть позднее, 950 ± 110 лет назад, что хорошо соотносится с данными по разрезу Мошгуба.

Болото Васильевское располагается в центральной части о. Кижы, на западном побережье, севернее причала. Площадь болота – 0,7 га, максимальная глубина торфяной залежи – 1,2 м, абсолютные отметки поверхности болота – 33,0–34,5 м над уровнем моря (до 1,5 м над современным урезом озера). Придонный слой вахтово-гипнового торфа с глубины 1,1–1,2 м имеет возраст 2770 ± 160 лет (ЛУ-3423) (Кузнецов и др., 1999).

Более молодая датировка была получена из разреза болота Васильевское, на западном побережье о. Кижы. Здесь наиболее глубокий горизонт озерно-болотных отложений, содержащий пыльцу культурных злаков, таких же, как и в разрезах Мошгуба и Шлямино, был определен на глубине 0,82 м. Абсолютный возраст горизонта 0,79–0,65 м составляет 430 ± 60 (ЛЕ 6532) лет. Таким образом, горизонт на глубине 0,82 м образовался несколько ранее, примерно 500–600 лет назад. Данный горизонт совпадает с литологической границей сапропелей и торфов, и, возможно, часть разреза, содержащая более древнюю пыльцу культурных злаков, была размывта и не сохранилась. Вероятно, был продатирован горизонт торфа, сохранившийся от последующего размыва в углублении минерального дна болота. В ходе наших полевых исследований мы не могли найти глубин более 1 м. В то же время следует отметить, что по данным спорово-пыльцевого анализа, разнообразие и количество пыльцы культурных растений из разреза болота Васильевское значительно выше, чем из более древних (на 500 лет) горизонтов скважин Мошгуба и Шлямино.

Появление пыльцы культурных злаков в изученных разрезах предшествовала вырубка лесов, также отразившаяся в пыльцевых спектрах общим уменьшением пыльцы древесных, снижением доли пыльцы ели, произрастающей на более плодородных и пригодных для земледелия почвах, находками углистых частиц. Вместе с пыльцой культурных злаков появляются и растения – спутники человека, обитатели нарушенных почв и сорняки.

Результаты геолого-палинологических исследований на болотах островов Кижы, Волкостров и Большой Клименецкий хорошо согласуются с археологическими материалами. В 1996 г. на о. Кижы на огороде Б. А. и В. А. Гуциных у д. Яковлево был найден обломок бронзовой спиралеконечной фибулы с треугольным сечением дуги, который по новгородским аналогам датируется X–XI вв. (Спиридонов и др., 2003). В 1997 г. при осмотре огорода А. Н. Медведева в черте с. Сенная Губа были найдены фрагменты лепной средневековой керамики IX–X вв. (Дмитриева, Кочкуркина, 2000). В 2000–2002 гг. были проведены раскопки селища Наволок на о. Кижы на площади 136 м². Выделен раннесредневековый комплекс находок, к которому кроме названной фибулы относятся фрагменты от трех грубых лепных сосудов и, возможно, калачевидное кресало с язычком и несколько обломков бронзового листа, на одном из которых сохранилась заклепка (Спиридонов и др., 2003). Судя по малочисленности находок и площади распространения (не более 30–40 м²), можно сделать заключение, что раннесредневековый комплекс представляет собой следы кратковременной остановки людей и датируется X–XI вв. Этот факт не давал возможности утверждать, что первые насельники о. Кижы занимались земледелием.

В 2004 г. фрагменты лепной средневековой керамики X–XI вв. были найдены на огородах у часовни Петра и Павла в д. Насоновщина на Волкострове, это показало, что остров также посещался в раннее средневековье.

В 2004 г. на селище Васильево 2 у часовни Успения Богородицы на о. Кижы в раскопе 106 м² был выделен раннесредневековый комплекс, представленный фрагментами от 6 лепных и 6–8 гончарных «курганых» сосудов, который равномерно распространялся по всей вскрытой площади.

С раннесредневековым комплексом связаны остатки отопительной конструкции, которые, судя по крупным кускам обожженной глины, являются следами глинобитной печи.

Сочетание в раннесредневековом комплексе фрагментов лепной и гончарной керамики позволяет датировать его XI – первой половиной XII в. и определить, в отличие от Наволока, как остатки раннесредневековой деревни. Этот факт ставит о. Кижы в ряд немногих ранних центров земледельческой крестьянской колонизации территорий вокруг Онежского озера с юга в древнерусское время.

В 2005 г. с целью определения времени и условий начала земледелия были проведены исследования у северных окраин г. Петрозаводска вблизи впадения р. Логморучей в оз. Логмозеро. Три скважины были пройдены в болоте, расположенном южнее устья ручья Логморучей, на юго-восточном берегу оз. Логмозеро, примерно в 1,25 км к северо-востоку от паромной переправы через Соломенский пролив, отделяющий Логмозеро от Петрозаводской губы Онежского озера. Болото располагается на абсолютных отметках 33–34 м, с севера ограничено озером Логмозеро, с запада – мысом Петрушин Наволок с высотными отметками до 38–40 м и одноименной деревней. Севернее рассматриваемого болота на берегу Логмозера на моренной гряде располагается деревня Тихий Наволок, а к востоку от болота на берегах Логморучья находится одноименная деревня. В рассматриваемом районе широко распространены ленточные глины, слагающие плоские, заболоченные низины между моренными холмами и грядами. Довольно хорошо в рельефе выражена первая терраса Онежского озера с высотными отметками около 35 м, небольшие по площади поля располагаются на склонах холмов. Встречаются и собранные с полей кучи валунов. Южнее болота, водораздел Логмозера и Петрозаводской губы (район г. Большая Вара и урочища Чертов Стул) сложен скальными породами – соломенской брекчий и габбро-долеритами, формирующими мощный субширотный кряж высотой до 122 м над уровнем моря (89 м над уровнем озера). Логмозеро – мелкий водоем, заполненный наносами р. Шуи. Глубина его не превышает 2 м. В позднеледниковье практически весь рассматриваемый район перекрывался водами Онежского приледникового озера, максимальный уровень которого фиксируется поверхностью сулажгорской флювиогляциальной дельты с от-

метками поверхности около 120 м выше уровня моря (~87–90 м выше современного уровня озера) (Демидов, 2006). Район Логмозера с давних времен, примерно с 9,0–8,5 тыс. лет назад, когда уровень озера составлял около 45–50 м, осваивался человеком. Небольшой, мелкий и рыбный водоем давал убежище от ветров и волн Онежского озера и в то же время находился рядом с ним, а также открывал водные пути вверх по р. Шуе. В пройденных в болоте у устья Логморучья скважинах болотные торфяники залегают на озерных алевритах, обогащенных органикой. Вероятно ниже, как и в характерных разрезах донных отложений Онежского озера, залегают позднеледниковые ленточные глины, широко распространенные по берегам Логморучья и Логмозера. На контакте торфов и алевритов наблюдается прослой озерных, пляжевых песков мощностью до 5 см. Исследованная скважина глубиной около 1 м вскрыла следующие отложения (сверху вниз): 5–92 см – торф, 92–94 см – песок озерный, 94–108 см – алеврит серый с включениями органики.

Образцы на спорово-пыльцевой анализ отбирались с интервалом 5–10 см с глубины 104 см до 10 см. Все проанализированные образцы имеют достаточно высокую степень насыщенности пыльцой. По полученным данным с использованием программы “Tilia” построена спорово-пыльцевая диаграмма (рис. 5).

В соответствии с изменениями основных компонентов спектров в СПД Логмозеро выделены три пыльцевые зоны.

Lo 1 (гл. 104–87 см). Представлена серыми алевритами, обогащенными останками растений (104–94 см) и глинистыми торфами (92–87 см), разделенными тонким прослоем озерных песков. Отличается нарастанием кривой пыльцы *Picea*, уменьшением *Betula sect. Albae*. Среди травянистых достойно внимания появление пыльцы *Asteraceae*, *Cichoriaceae* (сегетальных – полевых сорняков), увеличение количества пыльцы *Rumex* (сегетально-рудеральные растения, к которым относятся обитатели пустырей, обочин дорог), а главное, появление пыльцевого зерна культурных злаков (*Cerealia*) в интервале 104–99 см. Как правило, во всех наших изученных на культурную пыльцу разрезах количество пыльцевых зерен *Cerealia* редко превышает десять экземпляров, и даже одно зерно может указывать на произрастание злаков в районе исследований, поскольку крупные и тяжелые пыльцевые зерна культурных злаков далеко не разносятся. Эти данные, возможно, указывают на культивирование земель в районах, находящихся на некотором удалении от исследованного болота. В пользу начавшегося земледелия свидетельствуют также следующие факты: незначительное количество пыльцы ели, занимающей наиболее плодородные почвы и уничтоженной при расчистке полей, присутствие пыльцы *Chamaenerion angustifolium*, иван-чая, расселяющегося на грях и вырубках.

Интересной особенностью состава палиноспектров этой пылевой зоны является присутствие пыльцы *Ephedra*, растения, присущего перигляциальным сообществам позднеледникового времени. Пыльца *Ephedra*, без сомнения, была переотложена из широко распространенных по берегам Логмору́чья и Логмозера позднеледниковых ленточных глин. Вполне вероятно, что пыльца могла быть вымыта из более древних осадков и переотложена как ручьем Логморучей из прилегающих с востока полей, так и волнениями и течениями из более северных побережий Логмозера. В районе исследования, судя по составу спектров, были развиты мелколиственные березовые леса с примесью широколиственных пород, в состав лесов входили лещина, ольха, калина, смородина, хмель. Значительные площади, вероятно на скалах водораздела Логмозера и Онежского озера, занимали и сосняки. Чуть позднее произошла регрессия водоема, оставившая в изученном разрезе тонкий прослой песков на глубине 94–92 см, после чего около 1200 лет назад началось заболачивание территории, отложение торфяников.

Ло 2 (гл. 87–57 см). Из торфа в основании этой зоны в интервале 85–75 см получена радиоуглеродная датировка 1120 ± 70 (ЛЕ-7397). Главной особенностью этой палинозоны является стабильное содержание пыльцы *Picea* и *Pinus* на фоне уменьшения доли пыльцы *Betula sect. Albae*. Среди пыльцы травянистых не отмечена пыльца сеgetальных и сеgetально-рудеральных сорняков, но при этом присутствует пыльца рудеральных растений и эрзозифилов (обитателей нарушенного почвенного покрова). Пыльца культурных злаков (*Cerealia*) в этой зоне не обнаружена. То обстоятельство, что количество пыльцы *Picea* увеличилось, возможно, свидетельствует о зарастании ранее распаханых полей. В интервале 75–70 см присутствие древесного торфа указывает на очередное падение уровня водоема. Возможно, этим же объясняется увеличение пыльцы *Artemisia* – растения-пионера, заселяющего освободившиеся в данном случае от воды прибрежные территории.

Трудно ответить на вопрос, почему территория стала непригодной для земледелия. Возможно, это связано с отступлением береговой линии, активизацией зарастания прибрежной полосы водоема, на что указывает увеличение пыльцы *Cyperaceae*, *Sparganium*, *Typha*, *Equisetum*. Отметим, что начало второго тысячелетия нашей эры характеризовалось устойчивым похолоданием климата, продолжавшимся вплоть до XIX в. и получившим название «малый ледниковый период». Экстремумы похолоданий приходились примерно на 1200-е и 800–700-е годы (Деятова, 1986; Елина, Филимонова, 1999). В Логмозерском разрезе, судя по датировке 1120 ± 70 для горизонта 85–75 см, нижние горизонты торфа именно соответствуют значительному похолоданию около 1200 лет назад. Однако, учитывая, что имеющиеся данные по Кижскому архипелагу указывают на начало земледелия примерно 1200–900 лет назад (Лавро-

ва и др., 2005), прекращение земледелия в районе Логмору́чья, вероятно, связано не с глобальными изменениями климата, а, возможно, с локальными изменениями гидрологической обстановки – заболачиванием прибрежных территорий или с изменением уклада жизни древних поселенцев.

Ло 3 (57–5 см) характеризуется уменьшением количества пыльцы *Picea*, нарастанием пыльцы *Pinus* и стабильным содержанием *Betula sect. Albae*. Определена пыльца растений лесной флористической свиты и влажных лугоподобных сообществ (*Filipendula ulmaria*, *Apiaceae*, *Hypericaceae*). Интерес для нас представляет и появление на гл. 45 см угольных частиц и пыльцы культурных злаков *Cerealia*, присутствие пыльцы растений-эрзозифилов (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*), рудеральных растений (*Urtica*, *Polygonaceae*, *Fabaceae*, *Lamiaceae*), а также сеgetальных сорняков (*Asteraceae*, *Fabaceae*, *Brassicaceae*, *Ranunculaceae*). Отметим, что определенные до ранга семейства пылевые зерна (*Brassicaceae*, *Lamiaceae*) могут принадлежать как видам, относимым к естественным ценозам, так и видам, присущим местообитаниям, связанным с хозяйственной деятельностью человека. Интересно, что определена, главным образом, пыльца ржи (*Secale*). Примечательно увеличение доли спор плаунов, что может указывать на то, что леса стали более редкостойными и осветленными в результате вырубок.

Возраст основания этой пылевой зоны, по аналогии с другими разрезами, вероятно, может составлять примерно 400–700 лет.

Таким образом, три локальные спорово-пылевые зоны отражают определенные этапы в развитии земледелия в районе исследования.

Первый этап несколько неопределен в отношении культивации земель. В пользу земледельческих работ говорят следующие факты: появление пыльцы культурных злаков, которые сопровождаются пыльцой сеgetальных, рудеральных сорняков, обитателей нарушенного почвенного покрова, и минимальное содержание пыльцы ели, которое нарастает к верхней границе зоны. К сожалению, найдено всего лишь одно пылевое зерно культурных злаков (не определенное до рода). Это позволяет предположить, что поля злаковых культур культивировались около (а скорее более) 1200 лет назад не в непосредственной близости от пройденной скважины, а на некотором расстоянии. Это в определенной степени подтверждается и современным рельефом территории: поля на первой террасе Онежского озера (Логмозерского залива) располагаются не ближе 250 м от исследованной скважины в болоте у устья р. Логморучей. Как уже упоминалось, при формировании этой части разреза имели место процессы переотложения, свидетельством чему является пыльца *Ephedra*, степного растения, произраставшего на территории Карелии в позднеледниковое время, а в ядрах скважин на границе озерных алевритов и торфов сохранились тонкие прослои озерных пляжевых песков. Таким обра-

зом, зерно культурных злаков могло быть принесено и ручьем Логморучей, и волнами и течениями оз. Логмозеро с более северных его побережий.

Полученная радиоуглеродная датировка 1120 ± 70 лет назад с глубины 75–85 см практически совпадает с датировками, фиксирующими начало земледелия в разрезах Мошгуба и Шлямино в Кижском архипелаге. Однако обнаруженное пыльцевое зерно культурных злаков найдено на глубине 104–99 см в серых алевритах, формировавшихся на дне Логмозера до его регрессии 1120 ± 70 лет назад. То есть возраст его превышает 1200 лет, и, возможно, земледелие возникло в данном районе раньше, чем в Кижских шхерах.

В отличие от подстилающих серых алевритов, в интервале 87–57 см пыльца культурных злаков и сеgetальных и сеgetально-рудеральных сорняков не обнаружена, хотя присутствует пыльца рудеральных растений. Возрастает и содержание пылцы ели, предпочитающей наиболее плодородные почвы. Вероятно, земледельческие работы на изучаемой территории были прекращены после регрессии водоема, отступления береговой линии и процессов заболачивания прибрежных районов около 1200–1000 лет назад. С глубины 55 см наблюдается возрастание содержания угольных частиц, что, вероятно, свидетельствует о начале пожара леса и второй волне земледелия. Количество пылцы *Picea* (ели), породы, произрастающей на наиболее плодородной почве, напротив, несколько уменьшается. С глубины 55 см появляется пыльца культурных злаков *Cerealia*, вверх по разрезу ее количество увеличивается, и представлена она в основном пыльцой *Secale*. Практически одновременно с пыльцой культурных злаков появляется пыльца сеgetальных, рудеральных сорняков, растений-эрозиофилов, что неопровержимо свидетельствует о культивации земель в районе Логмозера.

Безусловный интерес представляет сопоставление данных геолого-палинологических исследований, проведенных на Логморуچه, с картиной заселения нижнего течения р. Шуи и оз. Логмозеро в эпоху средневековья, выявленной в 2000-х годах археологически (опубликовано: Жульников, Спиридонов, 2003, с. 62–65).

Наиболее поздние досредневековые поселения (ранний железный век) выявлены и исследованы раскопками на северо-западном берегу оз. Логмозеро. Верхняя дата полученных материалов определяется временем не позднее первых веков новой эры. Для последующего периода до конца 1 тыс. н. э. какие-либо археологические материалы в микрорегионе не обнаружены. Отсутствие памятников этого периода характерно для всего Обонежья и шире – всей таежной зоны Фенноскандинавии. Данное явление в культуре получило название «саамского железного века», когда население обширных территорий Севера переходит к более подвижному образу жизни, прекращает производство керамической посуды, в результате чего места поселений становятся археологически трудноуловимыми.

Раннесредневековые материалы выявлены при раскопках поселения Пичево на северо-западном берегу оз. Логмозеро, на удалении около 6 км от устья Логморучья. Раннесредневековый комплекс памятника включает следы кострища, фрагменты 5–6 грубых лепных и 1–2 гончарных сосудов, рассеянных на площади до 30–40 м². По находкам единичных черепков гончарной посуды древнерусского времени это небольшое и кратковременное поселение может быть датировано временем около 1000 г.

Иные раннесредневековые памятники располагаются в нижнем течении р. Шуи, на удалении 3–7 км от впадения ее в оз. Логмозеро. На поселении Шуя VIII (около 3 км от устья) на пашне собраны лишь мелкие фрагменты лепной керамики, позволяющие отнести памятник к концу I тыс. н. э. Близко к границам этого поселения в 1996 г. была сделана случайная находка меча (вероятно, тип Т-2, по Я. Петерсену). Несмотря на то что залегание меча в переотложенном слое не оставляло сомнений в том, что он был недавно принесен на это место, сам факт находки указывает на дату начала освоения низовьев р. Шуи пришлым южным населением не позднее X в.

Не останавливаясь на отдельных раннесредневековых находках на других памятниках, необходимо упомянуть поселение Шуя VI, располагающееся примерно в 7 км от устья реки. Раннесредневековый комплекс здесь занимает площадь до 1,5 тыс. м², в раскопе исследованы остатки глинобитной печи, вещевой комплекс включает единичные индивидуальные находки, а также примерно в равной пропорции фрагменты грубой лепной посуды и гончарных горшков древнерусского облика. Суммарно по находкам памятник датируется X–XI вв. и определяется как стационарное поселение пришлого южного населения, видимо практиковавшего производящие формы хозяйственной деятельности.

Единственный в микрорегионе памятник, где представлен средневековый комплекс XII–XIII вв., – поселение Пичево на северо-западном берегу оз. Логмозеро. Комплекс, изученный в раскопе М. Г. Косменко в 1979 г., представлен овальным заостренным кресалом, обломком медной щитовидной фибулы и несколькими другими металлическими предметами, которые точно не датируются (Косменко, 1992, с. 79, 208, рис. 67: 9–14). Керамика, синхронная перечисленным предметам, и в раскопе М. Г. Косменко, и в нашем смежном раскопе 2004 г. отсутствовала. Планиграфически находки комплексов XII–XIII вв. и XV–XVI вв., как это выяснили дополнительные раскопки на памятнике в 2004–2005 гг., на площадке поселения не совпадают. Бескерамический характер изученного в 1979 г. комплекса дает основание полагать, что после запустения около 1100 г. южных земледельческих колоний низовья р. Шуи и берега оз. Логмозеро вновь были освоены населением, жившим в традициях «саамского железного века», не знавшего агрокультуры.

В нижнем течении р. Шуи к настоящему времени зафиксированы 11 поселений, средневековые материалы которых суммарно датируются XIV–XVI вв. Четыре памятника подвергнуты раскопкам, остальные обследованы посредством сбора подъемного материала на пашне. В целом этот пласт древностей отражает процесс массовой крестьянской колонизации микрорегиона и сложения структуры расселения в центре Никольского Шуйского погоста, древнейшее описание которого встречаем в Писцовой книге Заонежской половины Обонежской пятины 1563–1566 гг. (Писцовые книги., 1930, с. 113–124).

При сопоставлении кратко описанных результатов изучения средневековых археологических памятников на оз. Логмозеро и в нижнем течении р. Шуи с данными геолого-палинологических исследований можно отметить следующее.

1. В периоды и раннего (X–XI вв.), и позднего (XIV–XVI вв.) средневековья наиболее освоенной территорией микрорегиона было нижнее течение реки, берега оз. Логмозеро выглядят, скорее, периферией археологически выявляемых поселенческих структур. Датированные палинологические материалы были получены именно на этой периферии – на юго-восточном побережье Логмозера. Это несколько ослабляет возможности сопоставления археологических и палинологических данных об этапах земледельческого освоения территории.

2. Согласно палинологическим данным (палинозона Lo 1) и полученной радиоуглеродной датировке первоначальное земледельческое освоение территории произошло несколько ранее 1200 лет назад. Имеющиеся археологические материалы дают более позднюю дату – не ранее 950–1050 лет назад. Расхождение в датировках можно оценить примерно в 150–200 лет, что близко к естественной погрешности при совмещении результатов физических и археологических методов датирования.

3. Отсутствие пыльцы культурных злаков и других следов земледелия в палинозоне Lo 2 и в верхней части пыльцевой зоны Lo 3 (до глубины 55 см) может быть сопоставлено с археологически выделяемым периодом, когда после запустения южных колониальных микрорегион был вновь освоен населением, жившим в традициях «саамского железного века» и не практиковавшим агрокультуру.

4. Появление с глубины 55 см пыльцы культурных злаков и других следов земледелия хорошо соотносится с позднесредневековым периодом заселения, начало которого по археологическим данным относится к XIV в.

Заключение

В Кижских шхерах расстояние между скважинами Мошгуба и Шлямино составляет 1,5 км, а ширина пролива между северо-восточной частью о. Киж и юго-западной частью Волкострова – 500 м (рис. 2). Начало земледелия в этих районах имеет практически один и тот же возраст – 1140 ± 50 лет назад в Мошгубе и около 950 ± 110 – в Шлямино. Датировки дополняют друг друга, подтверждают корректность проведения как палинологического, так и радиоуглеродного анализа. Разница в возрастах практически укладывается в пределы ошибок при определении возраста радиоуглеродным методом. Таким образом, можно с уверенностью утверждать, что начало земледелия, культивирования ржи, а также ячменя, овса и пшеницы на островах Киж и Волкостров имело место около 1100–900 радиоуглеродных лет назад. Полученные датировки хорошо соотносятся с имеющимися ранее данными по началу земледелия на Онежско-Ладожском перешейке в районе пос. Эссойла на оз. Сямозеро – 1060 ± 60 (ТА-1443) (Экман, Журавлев, 1986) и 1120 ± 70 (ЛЕ-7397) на юго-восточном берегу оз. Логмозеро у северо-западной окраины г. Петрозаводска.

ЛИТЕРАТУРА

Девятова Э. И. Природная среда и ее изменения в голоцене (побережье севера и центра Онежского озера). Петрозаводск, 1986. 119 с.

Демидов И. Н. О максимальной стадии развития Онежского приледникового озера, изменениях его уровня и гляциоизостатическом поднятии побережий в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск, 2006. С. 171–182.

Демидов И. Н., Лукашов А. Д. Рельеф и четвертичные отложения Ботанического сада Петрозаводского государственного университета как основа его современных ландшафтов // Hortus Botanicus. N 1. Петрозаводск, 2001. С. 25–33.

Демидов И. Н., Лаврова Н. Б., Колканен А. М. и др. Палеоэкологические условия голоцена и освоение древним человеком побережья залива Вожмариха на юге Заонежского полуострова // Кижский вестник № 6. Петрозаводск, 2001. С. 221–240.

Дмитриев Т. П., Кочкуркина С. И. Остров Большой Клименецкий: историко-культурный очерк // Кижский вестник № 5. Петрозаводск, 2000. С. 3–25.

Елина Г. А. Принципы и методы реконструкции и картирования растительности голоцена. Л., 1981. 159 с.

Елина Г. А., Фильмонова Л. В. Этапы развития растительности и климата в Восточном Заонежье в позднеледниковье – голоцене // Острова Кижского архипелага. Биогеографическая характеристика: Тр. Карельского НЦ РАН, сер. «Биогеография Карелии». Вып. 1. Петрозаводск, 1999. С. 21–27.

Жилина Т. В., Соломатова Е. А. Почвенный покров островов Кижских шхер // Острова Кижского архипелага... Петрозаводск, 1999. С. 34–41.

Жульников А. М., Спиридонов А. М. Древности Петрозаводска. Петрозаводск, 2003. 127 с.

Косменко М. Г. Многослойные поселения Южной Карелии. Петрозаводск, 1992. 221 с.

Кузнецов О. Л., Бразовская Т. И., Стойкина Н. В. Флора, растительность и генезис болот в охранной зоне музея заповедника «Кижы» // Острова Кижского архипелага... Петрозаводск, 1999. С. 48–54.

Лаврова Н. Б., Демидов И. Н., Спиридонов А. М. и др. Первые данные геолого-палинологических исследований о начале земледелия в районе Кижских шхер Онежского озера // 10 лет экологическому мониторингу музея-заповедника «Кижы». Итоги, проблемы, перспективы (Материалы научно-практического семинара). Петрозаводск, 2005. С. 31–40.

Лукашов А. Д. Рельеф и условия образования острова Кижы // Острова Кижского архипелага... Петрозаводск, 1999. С. 16–20.

Мельников И. В. Новые археологические памятники Южного Заонежья // Кижский вестник № 6. Петрозаводск, 2001. С. 197–220.

Писцовые книги Обонежской пятины 1496 и 1563 годов. Л., 1930. 270 с.

Раменская М. Л. Определитель высших растений Карелии. Петрозаводск, 1960. 485 с.

Симакова Г. И. О находках пыльцы культурных злаков из культурного слоя неолитической стоянки Заценье Минской области // Тез. докл. XIII Всерос. палинологической конф. М., 1996. С. 127.

Спиридонов А. М., Герман К. Э., Мельников И. В., Манюхин И. С. К истории заселения о. Кижы в Средневековье и Новое время (по материалам раскопок селища Наволок) // Кижский вестник № 8. Петрозаводск, 2003. С. 243–260.

Экман И. М., Журавлев А. П. О древнейшем земледелии в Карелии по данным хроно- и биостратиграфических исследований // Геология докембрия центральной и южной Карелии. Петрозаводск, 1986. С. 1–54.

Юрковская Т. К. Растительный покров Карелии // Растительный мир Карелии и проблемы его охраны. Петрозаводск, 1993. С. 8–36.

Pollen analysis, second edition. Ed. P. D. Moore, J. A. Webb, M. E. Collinson. Blackwell Scientific Publication. Oxford, 1991. 216 p.

The Northwest European pollen flora. Amsterdam, 1984. Vol. 4. *Urtica*: P. 40–41, Amsterdam, 1988. Vol. 5. *Polygonaceae, Rumex*: P. 111–145; Amsterdam, 1991. Vol. 6. *Ranunculus*: P. 205–233.

Vuorela I., Saarnisto M., Lempiainen T., Taavitsainen J.-P. Stone Age to recent land-use history at Pegrema, northern Lake Onega, Russian Karelia // *Vegetation history and Archaeobotany*. 2001. 10. P. 1–138.

Т. С. Шелехова

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ОЗЕРА ПЕРТОЗЕРО В ЮЖНОМ ПРИОНЕЖЬЕ (ПО ДАННЫМ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА)

Озеро расположено в юго-западной части побережья Онежского озера ($60^{\circ} 44'$ с. ш., $35^{\circ} 50'$ в. д.) на абс. отм. 95,8 м (рис. 1), у проксимального склона конечно-моренной гряды Лужской стадии. Рядом с ним с дистальной стороны этой же гряды находится оз. Горнозеро (абс. отм. 95 м). Из органогенных слоев алевритов последнего с гл. 570 см получена радиоуглеродная датировка 1100 ± 230 (ЛЕ-6528) (Демидов, 2005). Датированные осадки залегают на двухметровой толще песчанистых алевритов и метровой – ленточных глин, которые накапливались около 12 500 лет назад в Онежском приледниковом озере (ОПО).



Рис. 1. Онежское приледниковое озеро и положение изученных разрезов

Накопление алевритов соответствует времени начала самостоятельного развития Горнозера. Изуче-

ние керн донных отложений расположенного рядом Пертозера позволило определить начало его формирования и время завершения таяния мертвых льдов на прилегающей территории.

Материалы и методика исследований

Материалом для данных исследований послужил керн озерных отложений, полученный из скважины, пробуренной из сплавины озера. В разрезе мощностью 400 см снизу вверх отложения представлены следующими осадками:

670–617 см – сильно опесчаненные светло-коричневые алевриты с гравием;

617–551 см – те же алевриты или алевритистые глины, но более серого цвета;

551–550 см – прослойка разноразмерного песка;

550–450 см – серый гомогенный алеврит;

450–400 см – серый алеврит с большим количеством волосовидных растительных остатков;

400–352 см – алеврит коричневатого цвета с редкой примесью волосовидных растительных остатков и гидротроиллитом;

352–347 см – прослойка органики с растительными остатками;

347–290 см – сапрпель, с гл. 320 см, вероятно, диатомовый;

290–260 см – торфянистый сапрпель.

На диатомовый анализ было изучено 35 образцов с интервалом 10 см; с гл. 370 до 320 см образцы отсутствуют. Анализ проводился по стандартным методикам (Диатомовые водоросли, 1974). Экологические характеристики видов получены из различной справочной литературы: Диатомовые водоросли, 1951; Давыдова, 1985; Mölder, Tynni, 1967–1973; Tynni, 1975–1980, выполнены реконструкции pH-среды с помощью формулы (по: Renberg, Hellberg, 1982). В систематическом списке насчитывается 116 видов и разновидностей пресноводной диатомовой флоры из 24 родов, а также 7 морских видов и один вид силикофлагеллят, которые, вероятно, переотложены. Диатомовая флора обнаружена не по всему разрезу, что указывает на перерывы в ее развитии. Численность створок низкая, в одном из образцов насчитывается

всего 54 таксона, что не позволяет сделать вполне обоснованные выводы. С гл. 670 до 400 см встречаются сильно фоссилизированные обломки морских диатомей и силикофлагеллят. Достаточно для обоснований количество створок выявлено лишь с гл. 320–310 см, когда накапливался торфянистый сапропель. Но, несмотря на это, используя весь фактический материал и сопоставляя его с

данными спорово-пыльцевого анализа, а также радиоуглеродной датировкой, по диатомовой флоре в разрезе выделено шесть этапов развития водоема, некоторые из них разделены на фазы – диатомовые зоны (DZ). По результатам анализа построена диатомовая диаграмма (рис. 2), на рис. 3 приводятся эколого-географическая характеристика диатомовой флоры и pH-спектр.

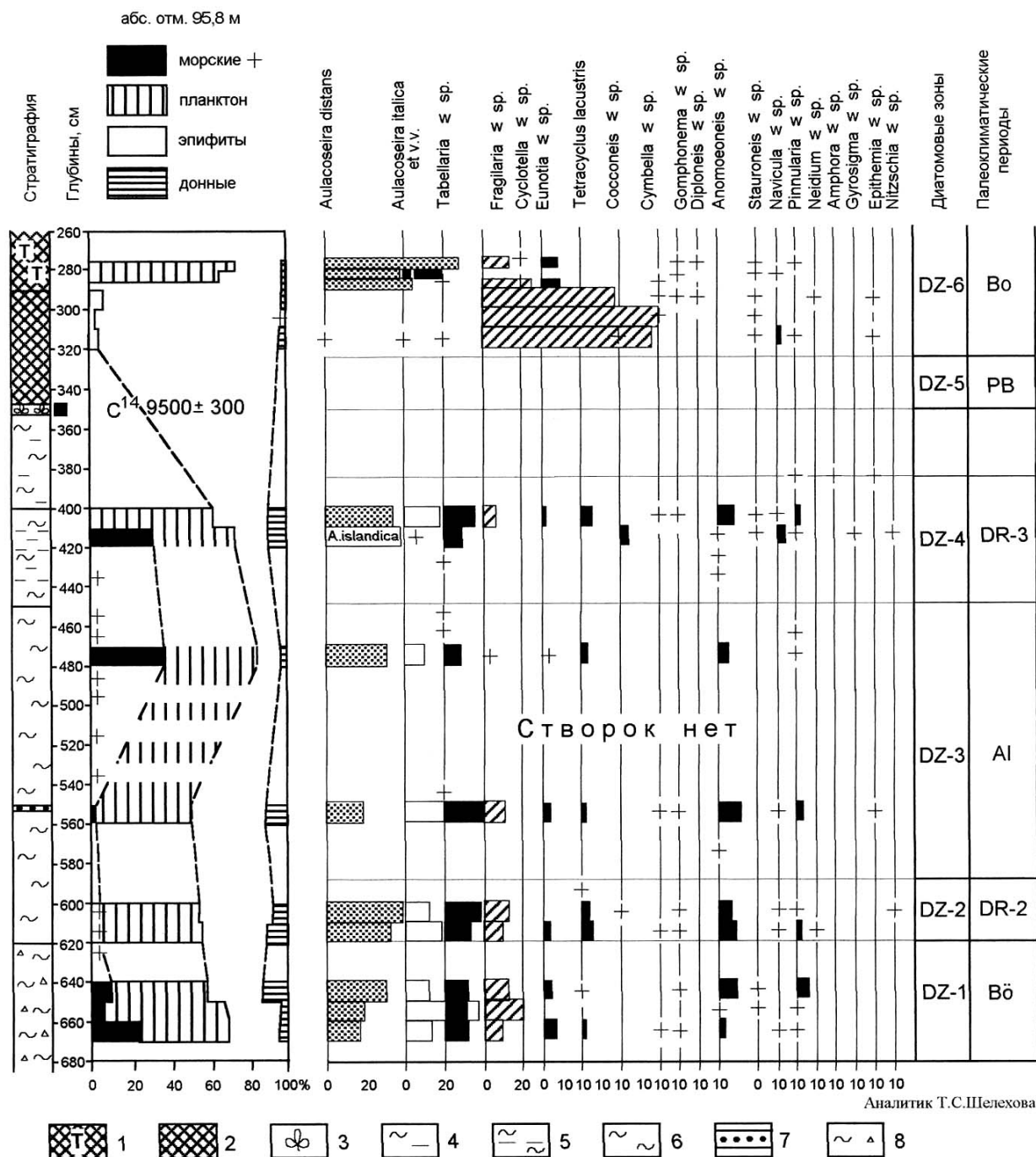


Рис. 2. Диатомовая диаграмма озерных отложений разреза Пертозеро:

1 – торфянистый сапропель; 2 – диатомовый сапропель; 3 – слой органики с растительными остатками; 4 – однородный коричневый алеврит с редкими волосовидными остатками и гидротроиллитом; 5 – однородный коричневый алеврит с большим количеством волосовидных растительных остатков; 6 – серый однородный алеврит; 7 – прослойка мелкозернистого песка; 8 – сильно опесчаненные светло-коричневые алевриты с гравием

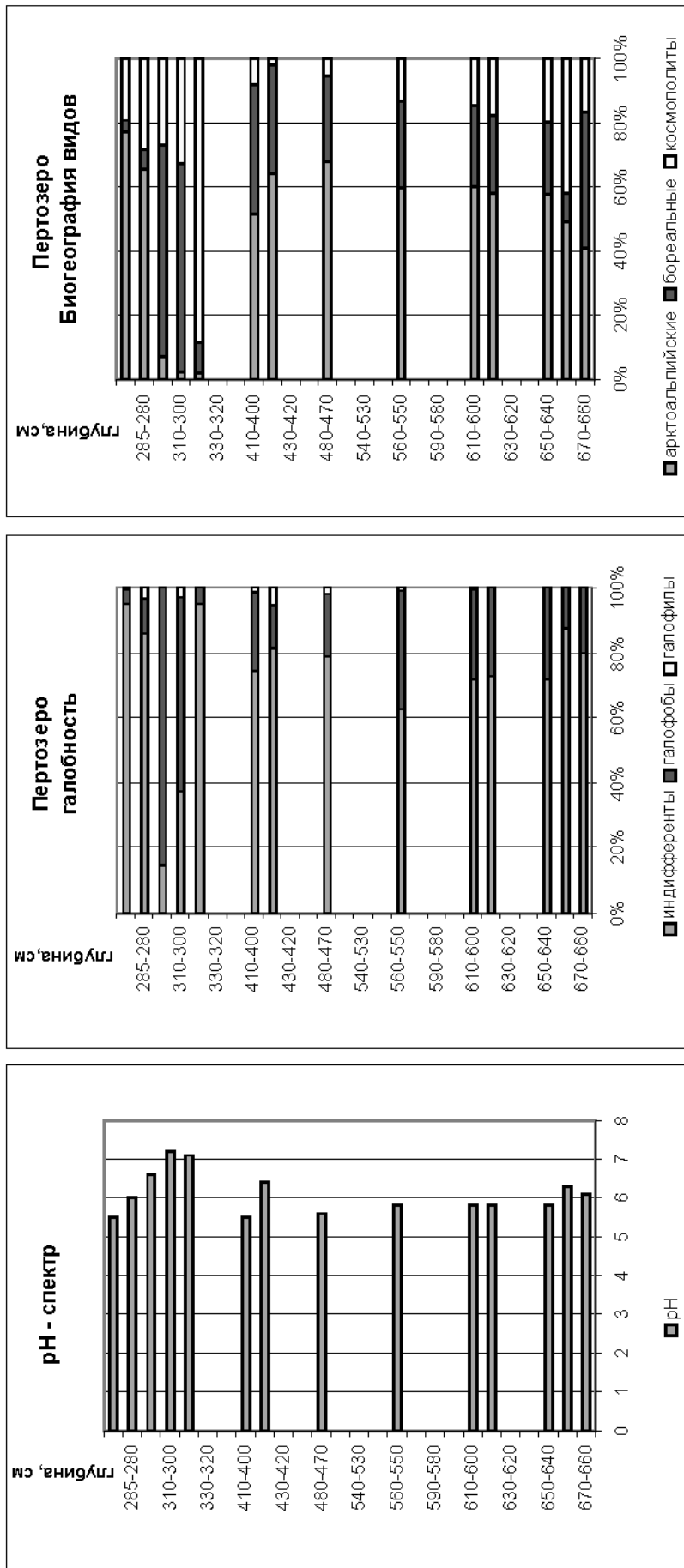


Рис. 3. Эколого-географическая характеристика диатомовой флоры и рН-спектр донных отложений оз. Пертозеро

Результаты и обсуждение

Для реконструкции развития водоема использовались ранее полученные данные по истории развития Онежского озера с начала деградации последнего оледенения (Демидов, 2006). Установлено, что освобождение водосборного бассейна Онежского озера от материкового льда, в пределах которого находится исследуемый водоем, началось в интерстадиале бёллинг. Изучение ископаемой диатомовой флоры позволило выявить ее особенности и получить дополнительные сведения о составе комплексов в позднеледниковье.

I этап – DZ 1 (680–620 см) – время накопления сильно опесчаненных, светло-коричневых алевролитов с гравием. Диатомовая флора в количестве 126, 55 и 159 створок соответственно обнаружена лишь в трех образцах в интервале гл. 670–640 см. Из них 10–20% составляют морские: *Paralia sulcata* (Ehr.) Cl., *Paralia sulcata* var. *crenulata* Grün., *Coscinodiscus* spp. Ehr. Кроме этого, необходимо отметить значительное присутствие водорослей *Pediastrum*: *Pediastrum kawraiski* Schmidle, *P. boryanum* var. *boryanum* (Turp.) Menegh., *P. boryanum* var. *longicorne* Reinsch., *P. borianum* var. *perforatum* (Racib.) Nit., *P. boryanum* var. *cornutum* (Racib.) Sulek., *P. boryanum* var. *caribbeanum* Comas, *P. borianum* var. *pseudoglabrum* Parra., *P. integrum* Nag., *P. duplex* Meyen, *P. duplex* var. *rugulosum* Racib., *P. subgranulatum* (Racib.) Komarek, *P. orientale* (Skuja) Jankovska et Komarek. Пресноводная флора данного этапа представлена арктоальпийскими и бореальными видами, составляющими 60–80%, индифферентами по отношению к солености и ацидофилами, развивающимися в слабослой среде (pH 5,8–6,3). Главным образом это планктонные рода *Aulacoseira* (*A. islandica*, *A. italica*, *A. distans*); из обрастателей – *Eunotia* sp., *Tabellaria flocculosa*, *Fragilaria* spp. Выявленная пресноводная флора хорошей сохранности, в то время как морские большей частью встречены в обломках, что может свидетельствовать об их перееотложении с поступающими в водоем тальными водами во время потепления климата в интерстадиале бёллинг.

II этап – DZ-2 (гл. 620–590 см) – накопление серых алевролитистых глин. Незначительное количество створок диатомовой флоры обнаружено только на гл. 620–600 см. Единично и в обломках встречаются переотложенные морские диатомеи, многочисленны водоросли *Pediastrum* (*P. boryanum*, *P. kawraiski*, *P. boryanum* var. *caribbeanum*). По-прежнему среди пресноводных доминируют холодолюбивые арктоальпийские и бореальные виды (более 80%), индифференты и галофобы по отношению к солености, которые развивались в условиях слабослой среды при pH 5,8. Это планктонные рода *Aulacoseira* (*A. distans*, *A. italica* et var. var.), характерные для первого этапа, а также обрастатели *Tabellaria fenestrata* + *flocculosa*, *Tetracyclus lacustris*, *Fragilaria* spp., *Eunotia* spp. и донные *Anomoeoneis serians* var. *brachysira*, *A. exilis*, *A. follis*. Единично представлены створки *Cymbella* sp., *Neidium* sp., *Navicula* sp., *Pinnularia* sp., *Gomphonema* sp. Комплекс развивался в

холодных условиях при недостатке кислорода. Низкая численность створок и незначительное количество переотложенных морских диатомей, вероятно, могут указывать на снижение притока тальных вод в более холодных условиях раннего дриаса, по сравнению с бёллингом.

III этап – DZ-3 (гл. 590–450 см) – накопление массивной глины. В этом слое ископаемые диатомовые водоросли практически отсутствуют. Небольшое количество створок обнаружено с перерывом лишь в двух образцах, с гл. 560–550 см и 480–470 см. Выявлены обломки морских диатомей, которые можно было определить: *Grammatophora marina* (Lyngb.) Kutz., *Paralia sulcata* var. *crenulata* Grün., силикофлагеллята *Distephanus speculum* (Ehr.) Hack., а также неопределимые обломки, составившие в сумме до 40% (рис. 2). Пресноводный диатомовый комплекс довольно скуден, преобладают по-прежнему планктонные *Aulacoseira* spp., обрастатели *Fragilaria* spp., *Tabellaria flocculosa*, *Tetracyclus lacustris*, *Eunotia* spp. Условия среды (pH) практически не изменились, численность арктоальпийских и бореальных видов увеличилась и составила более 90%. Примерно в два раза выросла доля галофобов, предпочитающих низкую минерализацию воды. Данные факты вместе с низким числом створок и их отсутствием во многих образцах позволяют предположить, что поступление холодных вод и недостаток в них кислорода препятствовали развитию диатомовой флоры. Некоторые морские диатомеи и силикофлагеллята *Distephanus speculum* (Ehr.) Hack. были обнаружены ранее в отложениях аллереда разреза «Лайнозеро», который находится примерно на той же широте (рис. 1) (Шелехова, 2003). Немногочисленные их находки выявлены также в одновозрастных отложениях Онежского озера (Давыдова и др., 1998, с. 153), которые, по мнению автора, «свидетельствуют об активном процессе размыва морских межледниковых осадочных толщ миклулинского моря в период аллередского потепления». Низкая численность створок, значительное количество переотложенных морских диатомей, силикофлагеллят дают основание предполагать, что накопление массивной глины происходило в аллереде, относительно теплые условия которого способствовали расконсервации «мертвых» льдов, поставляющих в водоем холодные тальные воды, а в результате усиления эрозионных процессов вместе с водой в озеро переотлагались створки морских диатомей.

IV этап – DZ-4 (гл. 450–400 см) – время накопления коричневых алевролитов с большим количеством волосовидных растительных остатков. В этом интервале только два образца (гл. 420–410 и 410–400 см) содержат створки диатомей, численность которых невысокая, а доля морских достигает 30%. Выделение этой зоны основано на изменении в составе диатомового комплекса. В образце с гл. 420–410 см среди планктонных доминирует *Aulacoseira islandica* – холодолюбивый арктоальпийский вид, который выше был вытеснен *Aulacoseira distans*. Среди пресноводных по-прежнему господствовали арктоальпий-

ские и бореальные виды, составляя 90–96% от общего состава флоры, – индифференты и галофобы, развивающиеся в слабнокислой среде (рН 6,4–5,5) при низкой минерализации вод. Необходимо отметить несколько повышенное содержание по сравнению с другими этапами видов родов *Cocconeis* sp., *Navicula* sp., а также присутствие *Gyrosigma* sp., *Epithemia* sp. Они были обнаружены в отложениях позднего дриаса разреза «Лайнозеро». В это время диатомовая флора Лайнозера развивалась в щелочной среде и при более высокой минерализации вод, чем в Пертозере, что, вероятнее всего, связано с характером размываемых осадочных отложений. Сопоставив ряд фактов, а именно: появление холодолюбивой *Aulacoseira islandica*, наличие переотложенных морских диатомей, присутствие идентичных видов, обнаруженных в Лайнозере в отложениях позднего дриаса, можно предположить, что диатомовая флора этапа характеризует отложения середины позднего дриаса, когда наметилось некоторое потепление климата и вновь усилились процессы эрозии. Отсутствие образцов с глубины 400–350 см, во время накопления коричневатых алевритов с редкими включениями волосовидных растительных остатков, не позволяет дать характеристику последней фазе, возможно принадлежащей ко второй половине позднего дриаса.

V этап – DZ-5 (гл. 350–290 см) – накопление слоя органики, в дальнейшем переходящего в сапропели. Этап отличается существенными изменениями в составе диатомового комплекса и ростом численности диатомей. В отложениях полностью исчезают морские формы. Некоторые виды уродливы и корродированны (*Navicula laterostrata*, *Fragilaria construens*). Резко возрастает доля обрастателей рода *Fragilaria* sp. (до 86,4%), планктонные и донные формы встречаются в образцах единично (на рис. 2 обозначены знаком +). За счет *Fragilaria* возросла доля космополитов и индифферентов, повысились значения рН до 7,1–7,2. Очень разнообразны *Pediastrum* (*Pediastrum kawraiski*, *P. boryanum* var. *boryanum*, *P. boryanum* var. *perforatum*, *P. boryanum* var. *caribbeanum* Comas, *P. duplex* var. *rugulosum*, *P. subgranulatum*). Накопление органогенных отложений, увеличение численности створок, возрастание доли космополитов и снижение арктоальпийских, рост обрастателей – все эти факты указывают на существенное снижение уровня водоема и потепление климата, характерное для пребореального периода, и подтверждаются данными спорово-пыльцевого анализа (Лаврова, 2005). Но выше по разрезу, начиная с глубины 350–340 см, возможен перерыв в осадконакоплении, захватывающий пребореальное время. Это подтверждает и радиоуглеродная датировка, полученная с гл. 352–347 см C¹⁴, – 9500 ± 300 лет назад. В образце с гл. 320–310 см обнаружен редкий вид *Fragilaria inflata* + var. *istvanffy* (Pant.) Hust., который в Лайнозере появился с позднего дриаса, а в Пертозере его развитие началось в пребореале.

VI этап – DZ-6 (гл. 285–260 см) – накопление торфянистого сапропеля, в котором состав диатомового комплекса вновь резко меняется. Численность створок возрастает. Преобладают планктонные *Aulacoseira* (*A. islandica*, *A. distans*, *A. distans* var. *lyrata*), встречаются *Cyclotella stelligera*. Среди обрастателей доминируют *Fragilaria* spp., *Eunotia* spp.; донные *Navicula* sp., *Stauroneis* sp., *Pinnularia* sp. представлены единично. Необходимо отметить также присутствие *Pediastrum kawraiski*, *P. boryanum* var. *boryanum*. Состав комплекса указывает на снижение значений рН от нейтральных к слабнокислым (6,0–5,5). В начале этапа полностью господствовали галофобы и ацидофилы – 60–82% (рис. 3), а также арктоальпийские виды (62–68%). Все это позволяет говорить о развитии процессов заболачивания и накоплении торфянистых сапропелей в бореале. В начале бореала процессы заболачивания территории стали отражаться и в диатомовой флоре Лайнозера.

К сожалению, самые молодые отложения голоцена с гл. 285 до 200 см, соответствующие временному интервалу в 9 тыс. календарных лет, на анализ не отбирались, поэтому дать им характеристику не представляется возможным.

Выводы

Около 12 300 лет назад произошло открытие стока через р. Свирь (Демидов, 2004, 2005; Saarnisto, Saarinen, 2001), в результате которого уровень ОПО упал со 106 м до 90–80–75 м. В основании разреза «Горнозеро», расположенного рядом с исследуемым водоемом примерно на той же абсолютной отметке, залегают ленточные глины, в Пертозере – сильно опесчаненные алевриты с гравием, которые, вероятно, фиксируют размыв отложений во время падения уровня ОПО при открытии Свири и изоляцию Пертозера от Онеги около 12 300 лет назад, т. е. в бёллинге.

Таким образом, историю развития оз. Пертозеро по вскрытым скважинам отложениям можно разделить на шесть этапов, в которых выделяется шесть диатомовых зон (DZ), соответствующих палеоклиматическим периодам и фазам от бёллинга до бореального времени. На ранних этапах развития водоема (бёллинг – поздний дриас) в него в пульсирующем режиме поступали холодные талые воды, вместе с которыми выносились и переотлагались флора морских диатомей и силикофлагеллят, встречающихся в разрезе в очень узких интервалах на гл. 680–400 см вплоть до конца позднего дриаса. Можно предполагать, что к этому времени практически завершилось таяние глыб мертвого льда, поэтому переотложенные створки в вышележащих осадках встречаются лишь единично. Минерализация поступающих вод была минимальна. Непрерывно и массово диатомовая флора стала развиваться в голоцене, в начале бореала, когда произошло резкое обмеление водоема, а освободившиеся пространства заболачивались, что под-

тверждается составом диатомовой флоры и типом отложений. Это могло быть связано с падением уровня Онежского озера и усилением процессов эрозии.

Переотложенные створки диатомовых водорослей отмечаются в осадках озер Пертозеро и Лайнозеро вплоть до пребореального времени, хотя в последнем массовое переотложение заканчивается к первой половине позднего дриаса, а в Пертозере – в конце позднего дриаса – начале пребореала. Таким образом, можно предположить, что мертвый лед на более высоких участках – около оз. Лайнозеро (абс. отм. 220 м) – растаял раньше, в начале позднего дриаса, а в пониженных – Пертозеро (абс. отм. 90 м) – позже – в конце позднего дриаса – начале пребореала.

Данные палинологического анализа озер Горнозеро и Пертозеро подтверждают это предположение. Отложения позднеледникового в них насыщены пере-

отложенной пылью, также указывая на процессы размыва.

Редкий вид *Fragilaria inflata* + *var. istvanffyi* (Pant.) Hust., ранее обнаруженный в Лайнозере с позднего дриаса, в Пертозере начинает развиваться в бореале, что также говорит о более позднем развитии флоры в последнем.

На основании изложенного можно заключить:

1. Диатомовые комплексы позднеледникового характеризуются незначительными изменениями в составе пресноводной флоры и более резкими колебаниями процентного содержания переотложенных морских форм, указывая на неравномерное поступление их в водоемы.

2. Таяние массивов мертвого льда в пониженных участках рельефа заканчивается в конце позднего дриаса – начале пребореала.

3. Массовое развитие диатомовой флоры начинается в бореальное время.

ЛИТЕРАТУРА

Давыдова Н. Н. Диатомовые водоросли – индикаторы экологических условий водоемов в голоцене. Л., 1985. 244 с.

Давыдова Н. Н., Хомутова В. И., Демидов И. Н. Позднеплейстоценовая история Онежского озера // История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. СПб., 1998. С. 147–162.

Демидов И. Н. Донные отложения и колебания уровня Онежского озера в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск, 2004. С. 207–218.

Демидов И. Н. Деграция поздневалдайского оледенения в бассейне Онежского озера // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 134–142.

Демидов И. Н. О максимальной стадии развития Онежского приледникового озера, изменениях его уровня и гляциоизостатическом поднятии побережий в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск, 2006. С. 171–182.

Диатомовые водоросли. Определитель пресноводных водорослей СССР. Вып. 4. М., 1951. 619 с.

Диатомовые водоросли СССР. Ископаемые и современные. Т. 1. Л., 1974. 403 с.

Лаврова Н. Б. Развитие растительности бассейна Онежского озера в ходе деградации последнего оледенения

// Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 143–148.

Шелехова Т. С. Эволюция малых озер юго-восточной Карелии в позднеледниковье и голоцене (по данным диатомового анализа) // Теоретические и прикладные проблемы современной лимнологии: Материалы научно-практической конференции (Минск, 20–24 окт. 2003 г.). Минск, 2003. С. 179–181.

Mölder K., Tynni R. Über Finnlands rezente und subfossile Diatomeen. I-VII. Bull. Geol. Soc. Finland. 39: 199–217 (1967); 40: 151–170 (1968); 41: 235–251 (1969); 42: 129–144 (1970); 43: 203–220 (1971); 44: 141–149 (1972); 45: 159–179 (1973).

Renberg I., Hellberg T. The pH history of Lakes in Southwestern Sweden, as calculated from subfossil diatom flora of the sediments // Ambio. 1982. Vol. 11, N 1. P. 30–33.

Saarnisto M., Saarinen T. Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega basin to the Salpausselkyä End Moraine // Global and Planetary Changes. 31. Elsevier Science. 2001. P. 333–405.

Tynni R. Über Finnlands rezente und subfossile Diatomeen. VIII-XI. Geol. Surv. Finland Bull. 274: 1–55 (1975); 284: 1–37 (1976); 296: 1–55 (1978); 312: 1–93 (1980).

ПАМЯТИ
ИГОРЯ НИКОЛАЕВИЧА ДЕМИДОВА

02.03.1957 – 16.10.2007



16 октября 2007 г. на 51-м году жизни скончался известный геолог, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией четвертичной геологии и геоэкологии Игорь Николаевич Демидов.

И. Н. Демидов родился в Петрозаводске 2 марта 1957 г. После окончания геолого-разведочного факультета Ленинградского горного института (ЛГИ) в 1979 г. по специальности «гидрогеология и инженерная геология» он 27 лет работал в лаборатории четвертичной геологии Института геологии Карельского ЦН РАН, а с 1996 г. возглавлял лабораторию четвертичной геологии и палеоэкологии.

В 1989 г. после окончания заочной аспирантуры при Геологическом институте РАН (Москва) по специальности «литология» И. Н. Демидов защитил кандидатскую диссертацию по теме «Формирование вещественного состава ледниковых и водно-ледниковых отложений Карелии». С 1996 г. он являлся членом Рабочей группы № 5 Комиссии по оледенениям Международного союза по изучению четвертичного периода (ИНКВА), а в 2002 г. ему присвоено ученое звание «старший научный сотрудник» по специальности «литология».

Основными научными интересами И. Н. Демидова было изучение стратиграфии и палеогеографии позднего плейстоцена Севера европейской части России, особенностей развития материковых оледенений и озерно-речной сети региона, истории формирования современных ландшафтов Карелии, Онежского озера в позднеледниковье и голоцене, а также формирования и особенностей распространения полезных ископаемых четвертичного периода – диатомитов, сапропелей, песчано-гравийных отложений. Большая часть его исследований проводилась в тесном содружестве с научными организациями стран Северной Европы и Карельского научного центра РАН.

С 1995 г. И. Н. Демидов был научным руководителем ряда научно-исследовательских работ: «Геология и палеоэкология позднего плейстоцена СЗ РФ» (1997–2002 гг.), «Диатомиты Карелии: особенности формирования, размещения, перспективы использования» (2000–2002 гг.), «Геолого-палеоэкологические обстановки бассейна Онежского озера как осно-

ва становления его современных ландшафтов» (2002–2007 гг.) и др. Он являлся координатором с российской стороны по ряду международных программ: «Окружающая среда четвертичного периода Евразийского Севера (QUEEN)» (1996–2002 гг.), «Евразийские ледниковые щиты (EIS)», «Изменения климата за последние 15 тысяч лет на СЗ России и вокруг Балтики», «История оледенений и морских трансгрессий на Европейском Севере за последние 140 000 лет» (2002–2003 гг.), «Стратиграфия и палеогеография плейстоцена Севера европейской части России и прилегающих шельфов» и др.

И. Н. Демидов был зрелым ученым, владеющим современной методологией исследований по разным направлениям четвертичной геологии, способным поставить научную проблему, разработать методику и организовать проведение научно-исследовательских работ.

И. Н. Демидов является автором и соавтором 115 научных работ, статей в отечественных и зарубежных изданиях. Его знали как отличного специалиста, талантливого ученого в области четвертичной геологии как в нашей стране, так и за рубежом – в Норвегии, Швеции, Дании, Финляндии, Германии. Благодаря огромному трудолюбию, стремлению к познанию, критическому переосмыслению как своей точки зрения по многим вопросам четвертичной геологии, так и ранее существующих И. Н. Демидов внес большой вклад в развитие четвертичной геологии Карелии и России.

Высокообразованный и эрудированный специалист, хороший и надежный товарищ и друг, он заслужил огромное уважение среди коллег, друзей и знакомых.

Добрая и светлая память об Игоре Николаевиче Демидове останется в сердцах всех, кто его знал и любил. Его научные труды будут востребованы будущими поколениями специалистов-геологов для развития четвертичной геологии Карелии.

Сотрудники Карельского научного центра РАН, Института геологии КарНЦ, коллеги и друзья, родные и близкие

СОДЕРЖАНИЕ

<i>А. И. Слабунов, М. М. Богина, В. Л. Злобин, Д. И. Матуков.</i> Вокшозерская структура Керетского зеленокаменного пояса Беломорского подвижного пояса: петрология, геохронология метавулканитов и геодинамические следствия	5
<i>В. С. Степанов, А. В. Степанова.</i> Основные и ультраосновные породы Разострова, Белое море	16
<i>А. И. Слабунов, Е. В. Бурдюх, И. И. Бабарина.</i> Гранулометрия и распределение по площади обломочной составляющей гридинского эколгитсодержащего меланжа	27
<i>Т. И. Кузенко.</i> Гранаты эколгитизированных метабазитов района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс)	35
<i>Н. Б. Филиппов, Н. Н. Трофимов, А. И. Голубев, С. А. Сергеев, Х. Хухма.</i> Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволоцкому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам	49
<i>В. В. Куликова, В. С. Куликов, Я. В. Бычкова.</i> К вопросу о вулcano-плутонической системе «вулкан Голец – интрузив Руйга»	69
<i>С. А. Светов, А. И. Светова, Т. Н. Назарова.</i> Неоархейская дайковая ассоциация Хаутаваарской структуры как отражение заключительного этапа эволюции Центрально-Карельского террейна	82
<i>А. И. Голубев, В. И. Иващенко, Н. Н. Трофимов, А. М. Ручьев.</i> Металлогения и оценка перспектив Карелии на крупные комплексные благороднометалльные месторождения	91
<i>В. И. Иващенко, О. Б. Лавров, Н. И. Кондрашова, С. Я. Соколов.</i> Комплексное благороднометалльное оруденение участка Хатуноя архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси	117
<i>Л. В. Кулешевич, О. Б. Лавров.</i> Месторождение Педролампи и золоторудные проявления Эльмусской площади	140
<i>В. В. Щипцов, Т. П. Бубнова, А. В. Гаранжа, Л. С. Скамницкая, Н. И. Щипцова.</i> Геолого-технологическая и экономическая оценка ресурсного потенциала карбонатитов Тикшеозерского массива (формация ультраосновных – щелочных пород и карбонатитов)	159
<i>П. В. Фролов.</i> К вопросу о тальконосных полях Костомукшской зеленокаменной структуры	171
<i>Н. В. Шаров, А. И. Голубев, Б. Н. Клабуков, Д. В. Рычанчик, С. Я. Соколов.</i> Прогнозная геолого-геофизическая модель глубинного строения участка заложения Кондопожской параметрической скважины (Онежская структура)	177
<i>Б. Н. Клабуков.</i> Геолого-геофизическая контрастность и особенности глубинного строения блоковых и шовных структур карельской части Фенноскандинавского щита	186
<i>В. И. Кевлич.</i> Использование типоморфных свойств при разработке схем выделения кордиерита из гнейсов Карелии	192
<i>Н. Б. Лаврова, И. Н. Демидов, А. М. Спиридонов, К. Э. Герман, И. В. Мельников.</i> К вопросу о начале земледелия на севере Онежского озера по палинологическим данным	194
<i>Т. С. Шелехова.</i> История развития озера Пертозеро в южном Прионежье (по данным диатомового анализа)	207
Памяти Игоря Николаевича Демидова	213

CONTENTS

<i>A. I. Slabunov, M. M. Bogina, V. L. Zlobin and D. I. Matukov.</i> Vokshozero structure of the Keret greenstone belt, Belomorian mobile belt: petrology and geochronology of metavolcanics and geodynamic consequences	5
<i>V. S. Stepanov and A. V. Stepanova.</i> Mafic and ultramafic rocks from Razostrov Island, White Sea	16
<i>A. I. Slabunov, E. V. Burdyukh and I. I. Babarina.</i> Grain-size measurement and areal distribution of the clastic constituent of the Gridino eclogite-bearing melange	27
<i>T. I. Kuzenko.</i> Garnets of eclogitized metabasic rocks from the Gridino area, Belomorian mobile belt	35
<i>N. B. Filippov, N. N. Trofimov, A. I. Golubev, S. A. Sergeev and H. Huhma.</i> Isotopic age data on the Koikary-Svyatnavolok and Pudozhgora sheeted intrusions	49
<i>V. V. Kulikova, V. S. Kulikov and Y. V. Bychkova.</i> On the volcano-plutonic system Golets Volcano – Ruiga Intrusion	69
<i>S. A. Svetov, A. I. Svetova and T. N. Nazarova.</i> Neoproterozoic dyke association of the Hautavaara structure as a reflection of the final stage in the evolution of the Central Karelian terrain	82
<i>A. I. Golubev, V. I. Ivashchenko, N. N. Trofimov and A. M. Ruchyev.</i> Metallogeny and assessment of the Karelian region's noble-metal potential	91
<i>V. I. Ivashchenko, O. B. Lavrov, N. I. Kondrashova and S. Y. Sokolov.</i> Complex noble-metal mineralization of the Hattunoja locality in the Archean Jalonvaara-Ilomantsi greenstone belt	117
<i>L. V. Kuleshevich and O. B. Lavrov.</i> Pedrolampi locality and gold occurrences in the Elmus area	140
<i>V. V. Shchiptsov, T. P. Bubnova, A. V. Garanzha, L. S. Skamnitskaya and N. I. Shchiptsova.</i> Geological-technological and economic assessment of the potential carbonatite resources of the Tikshozero massif (ultramafic-alkaline rock and carbonatite formation)	159
<i>P. V. Frolov.</i> On the talc-bearing fields of the Kostomuksha greenstone structure	171
<i>N. V. Sharov, A. I. Golubev, B. N. Klabukov, D. V. Rychanchik and S. Y. Sokolov.</i> Prognostic geological-geophysical model of the deep structure of the Kondopoga parametric borehole area, Onega structure	177
<i>B. N. Klabukov.</i> Degree of geological-geophysical contrast and deep structure of the block and suture structures in the Fennoscandian Shield	186
<i>V. I. Kevlich.</i> The use of typomorphic properties for making schemes of extraction of cordierite from Karelian gneisses	192
<i>N. B. Lavrova, I. N. Demidov, A. M. Spiridonov, K. E. German and I. V. Melnikov.</i> On the beginning of land cultivation in the northern Lake Onega area, as shown by palynological data	194
<i>T. S. Shelekhova.</i> Evolution of Lake Pertozero, southern Lake Onega area, as shown by diatom analysis	207

РЕФЕРАТЫ

УДК 552.313 (470.22)

Вокшозерская структура Керетского зеленокаменного пояса Беломорского подвижного пояса: петрология, геохронология метавулкаников и геодинамические следствия. Слабунов А. И., Богина М. М., Злобин В. Л., Матуков Д. И. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 5–15; ил. 7, табл. 2. Библиогр. 20 назв.

Вокшозерская структура располагается в самой южной части Керетского зеленокаменного пояса. Он входит, наряду с Тикшозерским, в Северо-Карельскую систему зеленокаменных поясов Беломорского подвижного пояса. В составе поясов установлены, по крайней мере, три разновозрастных зеленокаменных комплексов: один мезоархейский – керетьозерский (2,88–2,83 млрд лет) и несколько неогархейских – хизоваарский-1 (2,8–2,78 млрд лет), челозерский (2,76 млрд лет) и хизоваарский-2 (около 2,70 млрд лет).

Выполненные на ионном микрозонде геохронологические исследования показали, что в пробе риодацита преобладают цирконы с возрастом 1837 ± 28 млн лет, фиксирующие стадию метаморфических преобразований породы, вместе с тем установлено зерно циркона с возрастом 2829 ± 37 млн лет, которое отвечает времени магматической стадии формирования породы.

Метабазальты верхнекумозерской СТА соответствуют по составу толеитам. Спектры РЗЭ в них характеризуются пологим распределением с незначительным обеднением ЛРЗЭ и нефракционированными спектрами ТРЗЭ. Спайдерграммы для них характеризуются отсутствием Nb и Ti аномалий, наличием отрицательной аномалии Th, что позволяет сопоставлять их с породами океанических плато (ранее данные о содержании в этих породах многих редких элементов отсутствовали, что не позволяло интерпретировать их петрогенезис однозначно). Средне-кислые вулканиды хаттомозерской СТА Вокшозерской структуры сопоставляются с вулканиками зрелых островных дуг, их состав указывает на формирование в разноуровневых очагах магматизма и на постепенный рост континентальной коры.

The Vokshozero structure is located in the southernmost Keret greenstone belt, which, together with the Tikshozero belt, is part of the North Karelian greenstone belt system of the Belomorian greenstone belt. Recognized within the belts are at least three different-aged greenstone complexes: one Mesoarchean Keretozero (2.88–2.83 Ga) complex and several Neoproterozoic, namely Hizovaara-1 (2.8–2.78 Ga), Chelozero (2.76 Ga) and Hizovaara-2 (ca. 2.70 Ga). Geochronological studies, carried out on an ion microprobe, have shown that a rhyodacite sample is dominated by zircons dated at 1837 ± 37 Ma, a stage at which the rock was metamorphosed. At the same time, a zircon grain dated at 2829 ± 37 Ma, a magmatic stage in rock formation, was revealed. Metabasalts of the Upper Kumozero STA correspond in composition to tholeiites. Their LREE spectra exhibit a gently dipping distribution pattern with

minor LREE impoverishment and nonfractionated HREE spectra. As their spidergrams have a negative Th anomaly but no Nb and Ti anomalies, they can be correlated with oceanic plateau rocks. Intermediate to felsic volcanics from the Khattomozero STA of the Vokshozero structure are correlated with mature island-arc volcanics. Their composition suggests formation in sources of magmatism, located on different levels, and a gradual growth of the continental crust.

УДК 552.3: 55211 (470.22)

Основные и ультраосновные породы Разострова, Белое море. Степанов В. С., Степанова А. В. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 16–26; ил. 9, табл. 3. Библиогр. 15 назв.

В статье рассмотрены вопросы геологии, петрографии, геохимии и петрологии докембрийских основных и ультраосновных пород, выходы которых локализованы в пределах о. Разостров Белого моря. Основное внимание уделено описанию Разостровского гипербазитового массива, отличающегося специфическими чертами петрографии и геохимии. Рассмотрена возможность корреляции массива с ультраосновными породами массивов комплекса лерцолитов – габброноритов и гипербазитами Центрально-Беломорской мафической зоны и Северо-Карельского гипербазитового пояса.

The authors discuss the geology, petrography, geochemistry and petrology of mafic and ultramafic rocks exposed on Razostrov Island in the White Sea. Attention is focused on the description of a hyperbasic massif that has distinctive petrographic and geochemical characteristics. The massif can probably be correlated with ultramafic rocks of a lherzolite-gabbronorite complex and hyperbasic rocks from the Central Belomorian mafic zone and the North Karelian hyperbasic belt.

УДК 551.24.05 (470.22)

Гранулометрия и распределение по площади обломочной составляющей гридинского эколгитсодержащего меланжа. Слабунов А. И., Бурдюх Е. В., Бабарина И. И. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 27–34; ил. 6. Библиогр. 20 назв.

Проведено изучение линейных размеров обломков гридинского эколгитсодержащего меланжа, слагающего тектоническую пластину, и особенностей их распределения по площади. На составленной схеме геологического строения района м. Варгас – о. Прянишная Луда хорошо видно, что обломки в составе гридинского эколгитсодержащего меланжа распределены неравномерно: выделяются линзовидные тела СЗ простираения, мощностью до 200–300 м, обогащенные обломками. Размеры обломков меланжа

варьируют по длинной оси от 1 до 500 см, по короткой – от 1 до 240 см, средняя длина – 38 см, при дисперсии – 5. Принципиально важно, что распределение размеров обломков отвечает логарифмически нормальному закону. Это означает, что после дезинтеграции исходной породы не существовало механизмов сепарации обломочной составляющей и не противоречит гипотезе о формировании гридинского меланжа в процессе тектонической дезинтеграции в зоне субдукции.

The linear sizes and areal distribution of fragments of the Gridino eclogite-bearing melange, which makes up a tectonic slab, were studied. A geological-structural scheme of the Point Vargas-Pryanishnaya Luda Island shows clearly that fragments in the Gridino eclogite-bearing melange are distributed irregularly: ca. 200-300 m thick, clast-enriched, lenticular NW-trending bodies are identified. Melange fragments vary in size from 1 to 500 cm along the long axis and from 1 to 240 cm along the short one, their average length is 38 cm and dispersion is 5. It is important that the size distribution of the fragments obeys the logarithmically normal law. This means that after initial rock disintegration there were no mechanisms of separation of the clastic constituent and that the above size distribution does not contradict to a hypothesis of the formation of the Gridino melange during tectonic disintegration in the subduction zone.

УДК 549.621.9: 552.16 (470.22)

Гранаты эклогитизированных метабазитов района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс). Кузенко Т. И. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 35–48: ил. 3, табл. 2. Библиогр. 8 назв.

В статье приведены микронзондовые составы, кристаллохимические формулы и компонентный состав 139 гранатов из эклогитизированных метабазитов Fe-толеитового состава и Mg-габбро-норитов AR возраста и PR эклогитов, зафиксированных в дайках габброидов различного состава трех возрастных генераций. Разнообразие составов гранатов обусловлено различиями в составе исходных пород и разной степенью метаморфизма. Для гранатов из PR эклогитизированных даек комплекса лерцолитов – габбро-норитов установлен общий тренд регрессивного изменения составов, характеризующийся уменьшением пирропа при небольшом увеличении Ca-компонента. Для гранатов из PR дайки эклогитизированного Fe-габбро третьей возрастной генерации в условиях изобарического остывания эволюционный тренд изменения составов характеризуется увеличением пиропового и уменьшением Ca-компонентов. Детально изучены особенности изменения составов зональных гранатов и установлено сходство в характере распределения катионов Mg, Ca и Fe в процессе ретроградного преобразования AR и PR эклогитов.

The author presents the microprobe compositions, crystallographic formulas and constituents of 139 garnets from eclogitized metabasic rocks of Fe-tholeiite composition and Archean Mg-gabbro-norites and Proterozoic eclogites from compositionally different gabbroids of three age generations. The compositional diversity of the garnets is due to differences in primary rock composition and metamorphic grade. Garnets from PR eclogitized dykes of a lherzolite-gabbro-norite complex exhibit a common retrograde composition variation trend characterized by a decrease in the amount of pyrope and a slight increase in Ca. For garnets from a PR eclogitized Fe-gabbro dyke of age generation III under isobaric cooling

conditions the evolutionary composition variation trend shows an increase in pyrope and a decrease in Ca-components. Variations in the compositions of zonal garnets were studied in detail, and a similarity in the distribution pattern of Mg, Ca and Fe cations during the retrograde transformation of AR and PR eclogites was found.

УДК 550.93: 552.312 (470.22)

Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволоцкому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам. Филиппов Н. Б., Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Сергеев С. А., Хухма Х. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 49–68: ил. 17, табл. 13. Библиогр. 15 назв.

Изложены основные особенности геологического строения Койкарско-Святнаволоцкого и Пудожгорского дифференцированных пластовых интрузивов долеритов и кварцевых монцодолеритов, содержащих стратиформные горизонты титаномагнетитовых руд с убогой благородно-металльной минерализацией. Впервые определен изотопный U-Pb возраст по зернам цирконов из пород верхней части гранофирового горизонта диоритовой зоны на приборе на SHRIMP-II: Койкарско-Святнаволоцкий силл – $1983,4 \pm 6,5$, Пудожгорский – 1984 ± 8 млн лет. Для Пудожгорского интрузива дополнительно проводились изотопные Sm-Nd исследования по породе, моноклинному пироксену и плагиоклазу, отобранных из верхней части подрудного горизонта на границе с подошвой рудного горизонта. Sm-Nd изохрона показывает возраст 2174 ± 74 млн лет. Нарушение Sm-Nd системы связывается с коровой контаминацией расплавов при внедрении интрузий.

The basic geological-structural characteristics of the Koikary-Svyatnavolok and Pudozhgora differentiated sheeted dolerite and quartz monzonite intrusions that host stratiform titanomagnetite ore beds with poor noble-metal mineralization are discussed. Their U-Pb ages were estimated by dating zircons from the upper part of a granophyre horizon of the diorite zone. Their radiogenic U-Pb age was 1983.4 ± 6.5 Ma for the Koikary-Svyatnavolok sill and 1984 ± 8 Ma for the Pudozhgora sill. Additional isotopic study of monoclinic pyroxene and plagioclase, sampled from the upper part of the bed under the ore at the boundary with the base of the ore horizon, was carried out for the Pudozhgora intrusion. The Sm-Nd age is estimated at 2174 ± 74 Ma.

УДК 552.321.5: 550.4: 551.2 (470.22)

К вопросу о вулcano-плутонической системе «вулкан Голец – интрузив Руйга». Куликова В. В., Куликов В. С., Бычкова Я. В. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 69–81: ил. 13, табл. 7. Библиогр. 13 назв.

Впервые на базе новых данных по геологии, петрологии, геохронологии и геохимии дается описание дифференцированного мафит-ультрамафитового интрузива Руйга, расположенного в СЗ части палеорифта Ветренный Пояс. В строении массива – типичного представителя малоглубинной фации перидотит-габбро-коматиит-базальтовой ассоциации, обнажающегося на площади около 20 км^2 , – выделено три зоны общей мощностью до 810 м (снизу вверх): меланогаббро-норитовая, перидотитовая и габбровая. Авторами впервые получен изотопный Sm-Nd возраст интрузива по оливинам, пироксенам, плагиоклазам и валовой пробе – $2,39 \pm 0,05$ млрд

лет. Он удовлетворительно коррелируется с Sm-Nd возрастом 2,44–2,41 млрд лет коматиитовых базальтов свиты Ветренный Пояс, а также Re-Os возрастaми лавового озера Виктория и г. Голец $2,39 \pm 0,06$ и $2,43 \pm 0,03$ млрд лет. На основе близких геохимических параметров по главным и микроэлементам, а также РЗЭ пород интрузива Руйга и лавовых покровов г. Голец предполагается их единый глубинный источник. Материнская магма, вероятно, состава высокомагнезильного коматиитового базальта в промежуточных очагах в земной коре подверглась дифференции, контролируемой отсадкой оливина, где она насыщалась коровым веществом, вследствие чего ранние порции излившихся на поверхность расплавов оказались наиболее контаминированными. Рассматриваемые магматиты Ветренного Пояса по геологическим и геохимическим особенностям сопоставимы с канадским палеопротерозойским никель-платинометалльным «коматиитовым габбро-перидотитовым комплексом Рэглэн».

New geological, geochronological and geochemical data were used for the first time to describe the Ruiga differentiated mafic-ultramafic intrusion located in the north-western part of the Vetreny Poyas paleorift. The intrusion is a typical example of a shallow-depth facies of a peridotite-gabbro-komatiite-basalt association exposed over an area of ca. 20 sq.km. The intrusion falls into three zones totalling up to 810 m in thickness (from the base upwards): pyroxentic, peridotitic and gabbro. Isotopic Sm-Nd age of 2.39 ± 0.05 Ga was obtained for the first time for olivines, pyroxenes, plagioclase and a bulk sample. The age correlates well with the Sm-Nd age (2.44–2.41 Ga) of komatiitic basalts from the Vetreny Poyas suite and the Re-Os ages of lava lake Victoria and Mount Golets (2.39 ± 0.06 and 2.43 ± 0.03 Ga). Based on similar geochemical parameters for the majorelements, trace elements and REE of rocks from the Ruiga intrusion and lava sheets on Mount Golets, they are assumed to have a common deep source. Parent magma, which presumably consisted of Mg-rich komatiitic basalt, suffered differentiation, controlled by the removal of olivine, in intermediate sources in the earth crust. There, it was saturated with crustal matter, and early portions of melts ejected onto the surface were most heavily contaminated with it. The Vetreny Poyas magmatic rocks discussed are correlatable in geological and some geochemical characteristics with the Paleoproterozoic Raglen nickel-platinum metal “komatiitic gabbro-peridotitic complex in Canada”.

УДК 550.42: 552.313: 551.71 (470.22)

Неоархейская дайковая ассоциация Хаутаваарской структуры как отражение заключительного этапа эволюции Центрально-Карельского террейна. Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 82–90: ил. 3, табл. 1. Библиогр. 12 назв.

В статье приводится петрографическая и литогеохимическая характеристика дайкового комплекса, образованного на заключительном этапе формирования Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Установлено существование семи различных дайковых серий, многие из которых представлены как разными породными литотипами, так и несколькими фазами внедрения. Время формирования дайковых роев оценивается в 2730–2650 млн лет, а их формирование непосредственно связано с транспрессион-

но-транстенсионной тектоникой в регионе и происходило совместно с заложением бассейнов пулл-апарт типа.

The dyke complex, formed at the final stage in the evolution of the Vedlozero-Segozero greenstone belt, is described petrographically and lithochemically. Seven different dyke series, many of which are represented by various rock lithotypes and several phases of intrusion, were recognized. The dyke swarms are dated at 2730–2750 Ma, and their formation is related directly to transpressional-transensional tectonics in the region and occurred simultaneously with the generation of pull-apart-type basins.

УДК 553.491 (470.22)

Металлогения и оценка перспектив Карелии на крупные комплексные благороднометалльные месторождения. Голубев А. И., Иващенко В. И., Трофимов Н. Н., Ручьев А. М. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 91–116: ил. 11, табл. 5. Библиогр. 71 назв.

Наиболее перспективная и продуктивная металлогеническая эпоха на крупные комплексные благороднометалльные месторождения для Карельского региона – раннепротерозойская. С ней связано развитие Беломорско-Лапландской рифтовой зоны, контролирующей известные комплексные благороднометалльные месторождения (Пудожгорское, Койкарско-Святнаволоцкое, Аганозерское) и прогнозируемые в связи с активизацией проторифта с возрастом ~2,0 млрд лет. Главные генетические типы золотого оруденения в регионе – орогенический мезозональный, порфиновый и эпитегрмальный. Перспективы на крупное промышленное золото связываются с протерозойской эпохой: палеопротерозойские зеленокаменные пояса; область конвергентного взаимодействия Свекофеннской океанической плиты и Карельского континента. Архейские зеленокаменные пояса ввиду их интенсивной переработки свекофенскими процессами представляются малоперспективными на крупные золоторудные месторождения. Платиноидо-золоторудные проявления в беломорских гнейсах близки к классу полигенных месторождений полиметалльной формации углеродсодержащих пород и продуктов их преобразования. С учетом мировой конъюнктуры и состояния рентабельных запасов золота в России, Карелия выдвигается в ряд перспективных регионов для промышленной добычи золота в ближайшем будущем.

The Early Proterozoic epoch is most productive for big complex noble-metal deposits in the Karelian region. It is during that epoch that the White Sea-Lapland triradiate rift zone, which controlled well-known complex noble-metal deposits (Pudozhgora, Koikary-Svyatnavolok and Aganozero) predicted in connection with the activation of a ca.2.0 Ga protorift, was formed and evolved. The main genetic types of gold mineralization in the region are orogenic mesozonal, porphyric and epithermal. Prospectives for big economic gold deposits are associated with the Proterozoic epoch; Paleoproterozoic greenstone belts; a domain, where the Svecofennian oceanic plate interacts convergently with the Karelian continent. As Archean greenstone belts have been highly metamorphosed by Svecofennian processes, they are unlikely to host big gold deposits. Platinoid-gold occurrences in Belomorian gneisses are similar to a class of polygene deposits of the base-metal formation of carbonaceous rocks and their metamorphic products. Considering the world gold demand and the condition of Russia's payable gold deposits, Karelia is a region, where economic gold production is likely to be launched in the near future.

УДК 553.491 (470.22)

Комплексное благороднометалльное оруденение участка Хатуноя архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломанси. Иващенко В. И., Лавров О. Б., Кондрашова Н. И., Соколов С. Я. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 117–139: ил. 12, табл. 7. Библиогр. 43 назв.

Благороднометалльное оруденение на уч. Хатуноя представлено двумя типами. Оруденение первого типа – комплексное (Mo, Cu, W, Au) золото-порфиговое, локализовано в эндоконтакте диоритов (санукитоидов) Ялонварской интрузии. Высокопробное самородное золото размером до 0,2–0,3 мм ассоциируется с самородным висмутом, висмутином, сульфотеллуридами висмута. Его содержание достигает 5,3 г/т. Оруденение второго типа – золото-полисульфидное в сдвиговых зонах, приурочено к низкотемпературным метасоматитам (пропилитоидам-березитоидам, часто с обильным турмалином), развивающимся преимущественно по андезидацитовым агломеративным туфам. Методами магнито- и электроразведки оруденения фиксируются двумя аномальными зонами мощностью до 100 м и протяженностью до 700 м, имеющими кулисообразное строение. Самородное золото (размер до 1 мм) ассоциируется с пиритовой (в меньшей степени с медно-полиметаллической) минерализацией, висмутином. Максимальное содержание золота составляет 4,75 г/т на мощность 1 м; 0,53 г/т – на 8 м. Уч. Хатуноя перспективен на открытие промышленного комплексного благороднометалльного месторождения, сопоставимого по масштабам с некоторыми золоторудными объектами пояса Хатту на сопредельной территории Финляндии.

There are two types of noble-metal mineralization in the Hattunoja prospect. Type I is a complex (Mo, Cu, W, Au.) gold-porphyry mineralization located at the diorite (sanukitoid) contact of the Jalonvaara intrusion. High quality native gold, up to 0.2-0.3 mm in size, is associated with native bismuth, bismuthine and bismuth sulphotellurides. Its content is up to 5.3 g/t. Mineralization of type II is gold-polysulphide in shear-zones, and is restricted to low temperature metasomatic rocks (propylitoids-beresitoids, often with abundant tourmaline) that evolve mainly after andesitic-dacitic and agglomeratic tuffs. Magnetic and electrical prospecting methods were used to locate the mineralization indicated by two anomaly zones that have a thickness of up to 100 m, a length of up to 700 m and an echelon structure. Native gold, up to 1 mm in size, is associated with pyrite (less commonly copper-base-metal) mineralization and bismuthine. Maximum gold content is 4.75 g/t per thickness of 1 m and 0.53 g/t per 8 m. An economic complex noble-metal deposit, comparable in size to some gold deposits in the Hattu belt (Finland), is likely to be discovered at Hattunoja.

УДК 553.411 (470.22)

Месторождение Педролампи и золоторудные проявления Эльмусской площади. Кулешевич Л. В., Лавров О. Б. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 140–158: ил. 7, табл. 9. Библиогр. 11 назв.

Месторождение Педролампи приурочено к узлу пересечения субмеридиональной (архейской) и СЗ (протерозойской) зон сдвиговых деформаций. Вмещающие золотое оруденение породы представлены милонитизированными и лиственитизированными зелеными сланцами по основ-

ным туфам и карбонат-хлорит-серицитовыми сланцами по грауваккам, песчаникам и полимиктовым конгломератам верхней части лопийского разреза, сопоставимыми с верхней частью разреза Койкарской структуры и осадками бассейнов типа пулл-апарт. Оруденение представлено двумя генерациями: 1 – крупным кубическим пиритом и самородным золотом, ассоциирующими с ранними кварцевыми жилами меридионального простирания; 2 – халькопиритом, золотом, электрумом, серебром, редкими сульфидами, сульфосолями, ассоциирующими с турмалин-карбонат-хлорит-серицитовыми метасоматитами и поздними кварцевыми жилами СЗ простирания. Температура образования кварцевых жил обоих типов снижалась от 390–400 до 240 °С и ниже во второй генерации. В субмеридиональных зонах расщелачивания и метасоматического преобразования в пределах Эльмусской площади Сегозерско-Ведлозерского зеленокаменного пояса локализуются проявления Западное и Восточное Орехозеро, Талпус 1. С кислыми порфировыми дайками и зонами изменения в их ореоле связаны проявления участка Эльмус, с колчеданными рудами – проявление Талпус.

The Pedrolampi deposit is restricted to a zone of intersection of near-N-S (Archean) and NW-trending (Proterozoic) shear-zones. Rocks that host gold mineralization are mylonitized and listwanitized green schists after mafic tuffs and carbonate-chlorite-sericite schists after graywackes, sandstones and polymictic conglomerates of the upper part of the Lopian unit, correlatable with the top portion of the Koikary structure and pull-apart basin sediments. The mineralization is represented by two generations: 1) coarse cubic pyrite and native gold associated with early N-S-trending quartz veins and 2) chalcopyrite, gold, electrum, silver, scarce sulphides and sulphosalts associated with tourmaline-carbonate-chlorite-sericite metasomatic rocks and late NW-trending quartz veins. The temperature of formation of both types of quartz veins decreased from 390–400 to 240 °C and lower values in generation II. Near-N-S foliation and metasomatic alteration zones in the Elmus area of the Segozero-Vedlozero greenstone belt host the West and East Orekhzero and Talpus occurrences. Occurrences of the Elmus are associated with felsic porphyry dykes and alteration zones in their aureole, and the Talpus occurrence is associated with pyrite ore.

УДК 553.55

Геолого-технологическая и экономическая оценка ресурсного потенциала карбонатитов Тикшеозерского массива (формация ультраосновных – щелочных пород и карбонатитов). Щипцов В. В., Бубнова Т. П., Гаранжа А. В., Скамницкая Л. С., Щипцова Н. И. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 159–170: ил. 5, табл. 9. Библиогр. 17 назв.

Приведена геолого-технологическая и экономическая оценка комплексного использования карбонатитов Тикшеозерского массива формации ультраосновных – щелочных пород и карбонатитов. Даны общие геологические данные по особенностям строения Тикшеозерского массива и комплексу карбонатитов. Приводятся результаты технологического изучения апатитсодержащих карбонатитов, что позволяет оценить их обогатимость. Испытано несколько схем получения апатитового и кальцитового концентратов. Сделан вывод о том, что получение высококачественных апатитового и кальцитового концентратов обеспечивается при комплексном подходе к схемам обогащения с использованием флотационного и магнитного способа обогаще-

ния. Выполнены укрупненные технико-экономические расчеты комплексного безотходного использования карбонатитов на базе Тикшеозерского месторождения.

The multi-purpose use of carbonatites from the Tikshozero massif of the ultramafic-alkaline rock and carbonatite formation is assessed geologically, technologically and economically. General geological data on the structural characteristics of the Tikshozero massif and the carbonatite complex are presented. The results of the technological study of apatite-bearing carbonatites, carried out to estimate their dressability, are discussed. Several schemes, developed to produce apatite and calcite concentrates, were tested. The authors infer that high quality apatite and calcite concentrates can be produced by an integrated approach to dressing schemes, using flotation and magnetic dressing methods. Technical and economic macrocalculations of the integrated waste-free use of Tikshozero carbonatites were made.

УДК [552.432/433+552.47]: 552.1 (470.22)

К вопросу о тальконосных полях Костомукшской зеленокаменной структуры. Фролов П. В. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 171–176: ил. 1, табл. 1. Библиогр.

Южная часть Костомукшской зеленокаменной структуры с полями развития ультрамафитов представляется перспективной на тальковый камень. Главный фактор возможности наличия залежей талькового камня – петрографический, и залежи локализованы в поле развития перидотитовых коматиитов. Структурно-тектонический фактор определяет размещение тальконосного поля. Внедрение интрузий гранитоидов определено зонами разломов северо-восточной и субширотной систем. Эти зоны контролируют и поля размещения залежей талькового камня. Главные залежи тальк-карбонатных пород приурочены к осевой зоне синклинали и к ее юго-восточному крылу. В приконтактных зонах ультрамафитов с гранитоидами, интрузиями габброидов, в кварцево-жилных зонах и т. д. тальковый камень имеет совсем другой, чем финский soapstone, состав. Здесь присутствуют тальк-хлоритовые, тальк-хлорит-амфиболовые, тальк-серпентин-тремолитовые и другие разновидности талькового камня. Главную роль в образовании тальк-карбонатных пород по серпентинитам играла углекислота при соответствующих РТ-условиях. Привнос гидротерм с кремнеземом и глиноземом привнес к образованию тальк-хлоритовых пород и других промежуточных разновидностей талькового камня.

The southern part of the Kostomuksha greenstone structure with well-developed ultramafic rock fields seems to have a soapstone potential. The main factor, responsible for the occurrence of soapstone deposits, is petrographic. The deposits are located in the peridotitic komatiite field. A structural-tectonic factor is responsible for the position of the talc-bearing field. Granitoid intrusions depend on NE- and near-E-W-trending fault zones that also control soapstone fields. The main talc-carbonate rock bodies are restricted to the axial zone and the south-eastern slope of the syncline. Near contacts between ultramafics and granitoids and gabbroid intrusions, in quartz vein zones etc. the soapstone differs considerably in composition from Finnish soapstone. Occurring here are talc-chloritic, talc-chloritic-amphibole, talc-serpentine-tremolitic and other soapstone varieties. The leading role in the formation of talc-carbonate rocks after serpentinites under corresponding P-T conditions was played by carbonic acid. The addition of

hydrotherms with silica and alumina gave rise to talc-chloritic rocks and other intermediate soapstone varieties.

УДК 550.83: 551.71+551.72 (470.22)

Прогнозная геолого-геофизическая модель глубинного строения участка заложения Кондопожской параметрической скважины (Онежская структура). Шаров Н. В., Голубев А. И., Клабуков Б. Н., Рычанчик Д. В., Соколов С. Я. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 177–185: ил. 6. Библиогр. 21 назв.

В предлагаемой статье рассмотрены результаты сейсмических исследований МОВ по профилю оз. Сямозеро – г. Кондопога – Повенецкий залив, который расположен вблизи участка бурения параметрической скважины, с учетом сейсмических материалов, полученных МОВЗ, МОГТ-ГСЗ и с привлечением геолого-геофизических данных, а также результатов бурения по этому району. Такой комплексный подход позволяет выявить некоторые новые детали глубинного строения земной коры, уточнить ее состав, структуру и скоростной разрез, возможную геологическую природу и рельеф. Изучение Онежской структуры имеет важное значение, так как в ней расположены большие скопления углеродистого вещества (УВ) и продуктивного оруденения, которые создают аномальные геофизические поля, являющиеся индикаторами их проявления. Проблема взаимоотношений пород в геологическом разрезе мульды также является весьма важной как в научном плане, так и в практике поисково-разведочных работ. Поэтому корреляции геофизических параметров разреза с веществом земной коры, например, с помощью бурения структурных скважин могут решить ряд проблем теоретической геологии.

The authors discuss the results of RWM seismic studies along the profile Lake Syamozero-City of Kondopoga-Povenets Bay, located near the parametric borehole site, with regard for seismic data obtained by the ECWM and CDP-DSS methods, available geological and geophysical data and the drilling record for this area. This integrated approach provides a better understanding of the deep structure, composition, velocity section, possible geological nature and relief of the earth crust. The study of the Onega structure is important because it hosts large quantities of carbonaceous matter (CM) and productive mineralization that create geophysical anomaly fields indicative of their occurrence. Relationships between the rocks in the geological sequence of the trough are also significant both scientifically and from the point of view of geological prospecting and exploration. Therefore, correlations of the geological parameters of the unit with crustal matter, e.g. by drilling structural boreholes, can help solve some problems in theoretical geology.

УДК 550.83: 550.372 (470.22)

Геолого-геофизическая контрастность и особенности глубинного строения блоковых и шовных структур карельской части Фенноскандинавского щита. Клабуков Б. Н. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 186–191: ил. 1, табл. 3. Библиогр. 28 назв.

Проведен анализ геолого-геофизических данных основных морфогенетических типов структур геоблоков и разделяющих их шовных зон. Установлено, что изменчивость геофизических параметров связана с напряженно-деформированным состоянием земной коры. Шовные зоны на

основании анализа обладают повышенной энергетикой вещества и являются, видимо, наиболее вероятными местами реоформизма уже существовавших месторождений твердых полезных ископаемых.

Geological and geophysical data on the main morphogenetic types of structures of geoblocks and the suture zones that separate them. The variability of geophysical parameters is proved to be related to the strained-deformed condition of the earth crust. Analysis has shown that the suture zones have a high-energy matter and are probably the most probable areas for rheoformism of solid useful mineral deposits that already existed.

УДК 622.017.2: 549.514.81

Использование типоморфных свойств при разработке схем выделения кордиерита из гнейсов Карелии. Кевлич В. И. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 192–193: ил. 2. Библиогр.

В статье приводятся данные изучения технолого-минералогических особенностей и свойств кордиерита в гнейсах Лейвоива и гранат-биотитовых гнейсов оз. Широного, что позволило выявить их типоморфные свойства и эффективно использовать для диагностики в сложных парагенезисах и разработке схем выделения миноминеральных фракций кордиерита.

The data obtained on the technological and mineralogical characteristics and properties of cordierite in Leivoiva gneisses and Lake Shirotnoye garnet-biotite gneisses presented in the paper help reveal their typomorphic properties and use them efficiently for diagnostics in complex parageneses and for developing schemes for extracting monomineral cordierite fractions.

УДК 903'16+902.672 (470.22)

К вопросу о начале земледелия на севере Онежского озера по палинологическим данным. Лаврова Н. Б., Демидов И. Н., Спиридонов А. М., Герман К. Э., Мельников И. В. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 194–206: ил. 5. Библиогр. 23 назв.

В 2002–2005 гг. на побережьях Онежского озера, в районе Кижских шхер и г. Петрозаводска, проводились геолого-палинологические исследования с целью определения времени и условий начала земледелия. Приведены результаты изучения средневековых археологических памятни-

ков на островах Кижь, Волкостров, на оз. Логмозеро и в нижнем течении р. Шуи. Представленные в статье данные палинологических исследований, дополненные радиоуглеродным датированием, указывают на начало земледелия на северных побережьях Онежского озера около 1200–1000 лет назад, что довольно хорошо соотносится с имеющимися археологическими данными.

In 2002–2005, geological and palynological studies were carried out on the shores of Lake Onega, in the Kizhi skerry area and near Petrozavodsk to throw light on the time and conditions of early land cultivation. The results of the study of Medieval archaeological monuments on the Kizhi and Volkostrov Islands, on Lake Logmozero and in the lower River Shuya are reported. The palynological evidence presented in the paper, together with radiocarbon data, show that land cultivation began on the north shore of Lake Onega ca. 1200–1000 years ago, which is in good agreement with available archaeological data.

УДК 562.26 (470.22)

История развития озера Пертозеро в южном Прионежье (по данным диатомового анализа). Шелехова Т. С. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 207–212: ил. 3. Библиогр. 13 назв.

На основе диатомового анализа донных отложений озера выделено шесть диатомовых зон, соответствующих палеоклиматическим периодам от беллинга до бореала. Выявлены особенности развития диатомовой флоры в позднеледниковье и начале голоцена. Установлено время окончательного таяния массивов мертвого льда в пределах водосборного бассейна и отмечается низкое содержание диатомей в осадках и значительное количество переотложенных морских форм до конца позднего дриаса – начала пребореала. Массовое развитие диатомовых водорослей в водоеме началось в бореальное время.

Based on diatom analysis of lake bottom sediments, six diatom zones that correspond to paleoclimatic periods from the Bølling to Boreal time were recognized. Light was cast on the evolution pattern of diatom flora in Late Glacial and Holocene time. The time of the final melting of dead ice in the catchment basin was determined. Small quantities of diatoms in the sediments and large quantities of redeposited marine forms up to the end of the Late Dryas-early Preboreal period are reported. Diatoms began to evolve on a large scale in Lake Pertozero in Boreal time.

Научное издание

**ГЕОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
КАРЕЛИИ**

Выпуск 10

*Печатается по решению Ученого совета
Института геологии
Карельского научного центра РАН*

Редактор *Л. В. Кабанова*
Оригинал-макет *Г. А. Тимонен*

Серия ИД. Изд. лиц. № 00041 от 30.08.99 г. Сдано в печать 27.12.07 г. Формат 60x84¹/₈. Гарнитура Times.
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 23,5. Усл. печ. л. 25,6. Тираж 300 экз. Изд. № 58. Заказ № 705.

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
Петрозаводск, пр. А. Невского, 50