
Геология и полезные ископаемые Карелии

9

ПЕТРОЗАВОДСК 2006

KARELIAN RESEARCH CENTRE
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOLOGY



GEOLOGY AND COMMERCIAL MINERALS OF KARELIA

Issue 9

**Edited by
A. I. Golubev**

PETROZAVODSK
2006

КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ



ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ КАРЕЛИИ

Выпуск 9

Ответственный редактор
А. И. Голубев

ПЕТРОЗАВОДСК
2006

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. К. Смирнова (секретарь)

Рецензент В. И. Робонен

ISBN 5-9274-0265-8

© Карельский научный центр РАН, 2006
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2006

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

**МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ДУГ
МЕЗОАРХЕЙСКОЙ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОКЕАН – КОНТИНЕНТ
НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ
ВОДЛОЗЕРСКОГО БЛОКА
АСПЕКТЫ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ТИПИЗАЦИИ
И ИЗОТОПНОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ ***

В последние годы в ходе детальных исследований было показано, что большинство архейских гранит-зеленокаменных областей и поясов в пределах древних кратонов мира (таких как Супериор, Вайоминг, Илгарн и мн. др.) представляют собой аккретированные к континентальному основанию фрагменты океанических плато, островодужных систем, задуговых бассейнов и окраинно-континентальных вулканических поясов (Kerrich et al., 1999; Kusky, Polat, 1999).

Классическим полигоном для апробации методов реконструкций геодинамического развития зеленокаменных структур различного архейского возраста на основе изучения геохимии, петрологии и геохронологии отдельных серий стала провинция Супериор, Канада. На ее примере была показана принципиальная важность для понимания генезиса зеленокаменных поясов реконструкции условия формирования отдельных стратотектонических ассоциаций, ее слагающих. Так, в пределах провинции Супериор выделяется более 19 крупных террейнов, представляющих собой породные ансамбли, сформированные в контрастных обстановках: океанических бассейнах (задуговых бассейнах) и примитивных дугах, плюмовых областях и островных дугах, в континентальных дугах и других обстановках (Auer et al., 2002), при этом прецизионные геохронологические данные указывают на быструю смену плейт-тектонических режимов и достаточно локальный характер их проявления.

Таким образом, эволюция провинции Супериор корректно описывается моделью развития транзитной зоны «океан – континент» с эпизодами этапной аккреции островодужных комплексов, океанических плато, краевых бассейнов и аккреционных призм, протекающей с 3,0 по 2,7 млрд лет (Card, 1990).

В пределах Фенноскандинавского щита исследования по изучению литогеохимической и изотопной характеристики реперных стратовулканических ассо-

циаций Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса (восточное обрамление Водлозерского блока) позволили получить близкую эволюционную модель развития пояса как островодужной системы на уровне 2,92–2,87 млрд лет (Puchtel et al., 1999). Эти события проходили на ~50 млн лет позднее аналогичных процессов в пределах западной окраины блока в зоне Центрально-Карельского сегмента. Уникальность данной области заключается в том, что она представляет собой одну из немногих наиболее древних на Фенноскандинавском щите и в мире (мезоархейскую) транзитных зон перехода протоокеанической коры (фрагментарно сохранилась в виде коматиит-толеитовой ассоциации Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса) и континентальной коры (Водлозерский блок), с эпизодами формирования в транзитали протоостроводужной системы (в интервале 3,05–2,95 млрд лет) и более поздней вулканической ассоциации активной континентальной окраины (2,90–2,80 млрд лет).

По сравнению с прочими архейскими образованиями Фенноскандинавского щита (Восточной Карелии, Западной Карелии и Восточной Финляндии), мантийно-коровый вулканизм Центрально-Карельского сегмента в изотопно-геохимическом и петрологическом отношении изучен недостаточно (хотя именно эта территория является ключевой для понимания специфики зарождения и эволюции мезоархейского магматизма на западной конвергентной границе континентальной коры палеоархейского Водлозерского блока и мезоархейского протоокеана). В пределах данной территории в коллажированном виде сохранился достаточно полный разрез вулканогенно-осадочных комплексов, характеризующих все стадии эволюции транзитной зоны от 3,1 до 2,7 млрд лет.

Относительно низкая степень структурно-метаморфических преобразований вулканогенно-осадочных последовательностей пород позволяет проводить палеовулканические реконструкции динамики литогенеза, петролого-геохимические исследования архейских по-

* Исследования проводились в 2005–2006 гг. при финансовой поддержке Фонда содействия отечественной науки.

родных ассоциаций различной серийной принадлежности и контрастного геодинамического заложения. Результаты этих исследований были опубликованы ранее (Светов, 2003, 2005; Светов и др., 2004, 2006), настоящая работа дополняет новым геохимическим материалом полученные ранее выводы.

Методы исследования

В связи с тем что исследование целиком построено на интерпретации результатов геохимического изучения наименее измененных породных литотипов в пределах областей распространения мезоархейских андезитовых ассоциаций Центральной Карелии, особое внимание уделялось качеству аналитических исследований.

Геохимический анализ проб (определение петрогенных элементов) проводился в аналитической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск).

Все классификационные построения и предлагаемые классификационные схемы получены исключительно на основе прецизионных анализов содержаний малых и редкоземельных элементов, проводимых методом ISP-MS в аналитической лаборатории Института геологии и геохимии УроРАН (г. Екатеринбург) на тандемном масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно-связанной плазме «Element 2», погрешность определения элементов <2%.

Изотопные исследования осуществлялись в изотопной лаборатории Геологической Службы Финляндии (г. Эспоо). Химическая подготовка проб для Sm-Nd-изотопного анализа проводилась по методике П. Пелтонена (Peltonen et al., 1996). Измерения выполнялись проф. Х. Хухмо на масс-спектрометре VG sector 54. Точность измерений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ составляет 0,4%. Отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализовано по $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. Измеренное значение стандарта La Jolla $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511851 \pm 6$ ($n = 10$).

Результаты геохимических исследований

В пределах Центрально-Карельского террейна в 2005 г. был проведен новый этап детальных геолого-геохимических исследований в области развития мезоархейских андезибазальт-андезит-дацитовых ассоциаций двух временных рубежей 3,05–2,90 и 2,90–2,80 млрд лет, который позволил подтвердить их изотопно-геохимическую неоднородность, что несомненно является отражением различных петрологических условий и геодинамических режимов формирования ассоциаций.

Андезитовые ассоциации 1 уровня (3,05–2,90 млрд лет)

В пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса представительные разрезы самой древней на территории Фенноскандинавского щита (более 2,99 млрд лет) андезитовой ассоциации сохранились в Хаутаваарской и Остерской структурах. В

Хаутаваарской структуре с использованием методов фациально-формационного анализа реконструирована цепь палеовулканических построек центрального типа: Няльмозеро – Игнойла – Хаутаваара – Чалка, сформированных в субмаринных и субаэральных обстановках.

Для ассоциации имеются геохронологические данные по Игнойльской структуре: U-Pb возраст лав андезитов составляет 2945 ± 19 млн лет (Овчинникова и др., 1994), возраст андезидацитового некка – 2995 ± 20 млн лет (Сергеев, 1989). U-Pb-датирование цирконов из субвулканических даек андезитов Паласельгинской структуры – 3000 ± 40 млн лет и из субвулканического штока Остерской структуры – 3020 ± 10 млн лет (Лобиков, 1982).

Породы древней андезитовой ассоциации метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма андалузит-силлиманитового типа при сохранении первичных вулканических текстур.

Для палеовулканов установлено сложное эффузивно-эксплозивное строение с грубозональным размещением вулканических и вулканогенно-осадочных фаций вокруг центров извержений с радиусом 20–30 км (Светова, 1988).

Жерловины заполнены некками размером до $2 \times 1,5$ км (Игнойла), иногда с агломератовой мантией (Чалка). Коэффициент explosивности менялся от 40–50 (Чалка) до 70% (Игнойла). В Чалкинском палеовулкане широко развита лавовая фация, представленная массивными, подушечными и миндалекаменными лавами, кластолавами андезитов, андезидацитов и дацитов. Подушечные брекчии присутствуют в прижерловой зоне, часто переслаиваясь с агломератовыми и лапиллиевыми туфами.

Мощность лавовых потоков изменяется от 4–5 м до 25–30 м, по составу преобладают серийнопорфировые андезиты. В Игнойльском палеовулкане лав значительно меньше, они представлены кластолавами, массивными, миндалекаменными разностями андезибазальтового, андезитового, реже андезидацитового состава и формируют мощные (до 60–80 м) непротяженные лавовые потоки.

Пирокластиты принадлежат к фации explosивных выбросов, реже агломератовых потоков, последние образуют локальные площади сваренных туфов. Удаленная группа пирокластических фаций представлена мелкообломочными туфами и продуктами их перемыва – туффитами и туфопесчаниками, субвулканическая фация – дайками андезибазальтов, андезитов, дацитов, реже риодацитов и риолитов.

Общая геохимическая характеристика породных литотипов БАДР-серии показала, что по распределению петрогенных элементов, K-Rb систематике вулканиды относятся к островодужной серии (Светов, 2005). Вместе с тем детальное сопоставление прецизионных геохимических анализов породных литотипов древней андезитовой ассоциации позволило выделить следующие серийные разновидности пород (табл. 1):

Таблица 1

**Суммарная геохимическая характеристика вулканитов андезитового ряда
в зеленокаменных структурах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса**

Параметр	БАДР-серия, Nb-обогащенная		Высоко-Nb базальты, андези- базальты *	БАДР-вулканиты		
	высоко-Mg ряд *	«нормальный» ряд		толеитовая серия	коматитовая серия	адакитовая серия
SiO ₂	53–64	51–73/55–78	50–53	58–65/60–63	55–59	54–70/52–73
Mg#	52–58	32–48/33–62	45–48	35–53/60–63	50–54	35–67/40–60
Th	2–4	2–11/4–11	1–3	2–5/1–5	0,5–1,2	4–11/2–5
U	0,55–0,85	0,4–1,7/1,2–8,5	0,5–1,0	0,6–1,0/0,3–0,4	1,0–1,2	1,0–3,5/0,7–1,6
Nb	6–9	7–11/8–17	20–45	5–12/4–5	0,9–1,6	4–12/3–5
Hf	2,7–4,5	2,8–7,1/3,8–8,3	5,1–5,8	3,2–4,8/2,1–3,0	0,5–0,7	3,3–5,9/2,3–3,7
Zr	140–170	180–330/110–420	230–430	130–200/100–150	18–22	140–240/100–200
Cr	225–620	20–200/50–150	100–200	270–800/100–200	600–2400	100–800/40–250
Ni	150–650	12–140/2–40	30–80	100–300/28–45	30–70	25–250/12–150
La	9–22	10–26/10–53	28–52	2–7/2–4	1–2	15–70/12–16
Yb	2,1–4,5	2,0–3,6/2,0–4,0	4–6	1,7–3,0/1,6–1,8	1,0–1,4	0,7–1,6/0,5–0,8
U	0,55–0,85	0,4–1,7/1,2–8,5	0,5–1,0	0,6–1,0/0,3–0,4	1,0–1,2	1,0–3,5/0,7–1,6
Ga	14–16	17–27/14–22	19–30	15–24/15–19	9–11	18–25/17–27
Sc	20–37	13–32/3–20	20–40	17–27/22–26	43–53	6–22/6–14
Sr	140–320	140–890/16–250	250–360	230–400/15–100	45–65	250–600/120–327
Ba	160–280	312–580/100–1100	270–370	100–630/170–180	10–110	280–980/200–490
Zr/Y	3,5–5,9	5,4–8,8/5,1–17,2	4,8–5,6	5,0–7,5/5,0–8,2	1,3–1,6	8,0–24,5/12,2–23,0
(La/Yb) _{pm}	1,9–4,5	3,2–20,1/3,0–20,0	4,9–6,2	0,9–1,9/0,7–1,7	0,7–0,9	8,1–31,4/10,3–21,6
Nb/Ta	17–19	8–19/9–19	18–23	12–26/10–13	2,0–2,2	16–32/9–16
ΔNb	–0,02...–0,20	–0,2...–0,4/–0,3...–0,6	+0,07...+0,10	–0,2...–0,4/–0,2...–0,7	+0,2...+0,4	–0,5...–1,1/–0,7...–1,2

Примечание. * – породные ассоциации с возрастом 3,05–2,90 млрд лет. Через дробь характеристика ассоциаций: первое значение отвечает возрасту 3,05–2,90, второе – 2,90–2,80 млрд лет.

Высоко-Nb базальты, андезибазальты

В настоящее время высоко-Nb базальты и андезибазальты выявлены среди субвулканических пород в пределах Остерской палеовулканической постройки (пробы 500-15а и 500-25). Данный тип характеризуется пониженными содержаниями SiO₂ = 50–53 мас.%, Mg# = 45–48 и высокими концентрациями Nb > 20 ppm (20–45 ppm), ЛРЗЭ – La (10–26 ppm), средним уровнем содержания Cr (100–200 ppm), Ni (30–80 ppm), имеют отношения Zr/Y 4,8–5,6, (La/Yb)_{pm} = 4,9–6,2, Nb/Ta = 18–23, соотношение Th_{pm} – U_{pm} – Nb_{pm} – La_{pm} – Hf_{pm} системы описывается неравенством Th_{pm} < U_{pm} < Nb_{pm} < La_{pm} > Hf_{pm}, что существенно отличает топологию спектров спайдерграмм от прочих породных серий (рис. 1, А).

Nb-обогащенная БАДР-серия («нормального ряда»)

К данной серии относится большинство лав и туфов древней андезитовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Чалкинская, Игнойльская, Няльмозерская, Остерская палеовулканические постройки). По содержанию кремнезема и щелочей породы принадлежат к андезибазальтам, андезитам, дацитам и реже – риодацитам с нормальной щелочностью.

Максимальная дифференциация серии (от андезибазальтов до риолитов) проявлена в Игнойльской структуре. Соотношение щелочей K₂O/Na₂O варьирует от 0,3 до 0,5, что позволяет говорить о явно выраженной Na специфике ассоциации. Породы БАДР-серии имеют повышенные содержания Nb (7–11 ppm), Al₂O₃ (до 16–18 мас.%), Cr (20–200 ppm), Ni (12–140 ppm) в первичных выплавках и

обогащение Co, Zr, Y, Sr, Ba – в поздних дифференциациях.

Андезитовые вулканиты характеризуются отношениями Zr/Y 5,4–8,8, (La/Yb)_{pm} = 8–19, Nb/Ta = 8–19, соотношение Th_{pm} – U_{pm} – Nb_{pm} – La_{pm} – Hf_{pm} системы описывается неравенством Th_{pm} > U_{pm} > Nb_{pm} < La_{pm} > Hf_{pm}.

Для лав БАДР-серии Чалкинской, Хаутаваарской, Остерской и Няльмозерской структур зеленокаменного пояса типичными являются обогащенные легкими РЗЭ спектры с выполаживанием в области тяжелых РЗЭ, в туфах сохраняется их топологическое подобие при более высоких фоновых концентрациях РЗЭ, Eu аномалия в породах отсутствует или слабо проявлена (рис. 1, Б, В; 2, Г).

Изотопный состав Sm-Nd в БАДР-сериях Чалкинской, Игнойльской и Остерской структур свидетельствует о значительном вкладе в состав их магматических источников более древнего корового материала. Рассчитанные модельные возрасты андезитов и дацитов Чалкинской структуры по модели De Paolo (De Paolo et al., 1991) варьируют от 2890 до 3584 млн лет, для Игнойлы – 2970–3245 млн лет, для Остра – 3000–3380 млн лет. ε_{Nd} (t) для БАДР-серии Чалкинской структуры (Т – 2995 млн лет) изменяется от +1,5 до –2,3, для Игнойльской структуры (Т – 2995 млн лет) варьирует от –1,2 до +2,1.

Высоко-Mg андезиты

Породы данного типа распространены достаточно широко, они представлены лавовой и дайковой фациями в пределах Чалкинской структуры. Основное отличие от вулканитов прочих серий связано с их повышенной магнезиальностью (Mg# = 53–64 при со-

Древние

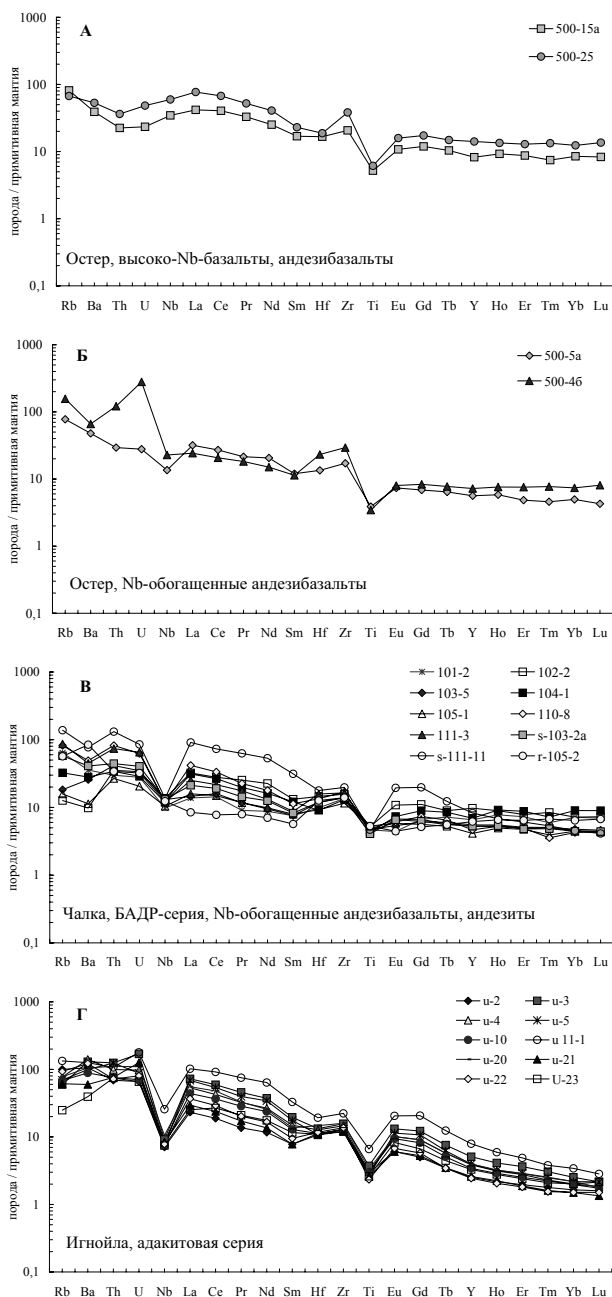


Рис. 1. Спайдерграммы породных ассоциаций андезитового ряда (с возрастом 3,05–2,9 млрд лет) мезоархейского Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса

держании $\text{SiO}_2 = 53\text{--}64$ мас.%, высокими концентрациями Cr (220–620 ppm), Ni (150–650 ppm) при пониженных концентрациях Nb (6–9 ppm). Вулканиды имеют отношения Zr/Y 3,5–5,9, $(\text{La/Yb})_{\text{pm}} = 1,9\text{--}4,5$, $\text{Nb/Ta} = 17\text{--}19$, соотношение $\text{Th}_{\text{pm}} - \text{U}_{\text{pm}} - \text{Nb}_{\text{pm}} - \text{La}_{\text{pm}} - \text{Hf}_{\text{pm}}$ системы соответствует следующему соотношению: $\text{Th}_{\text{pm}} > \text{U}_{\text{pm}} > \text{Nb}_{\text{pm}} < \text{La}_{\text{pm}} > \text{Hf}_{\text{pm}}$. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в высоко-Mg базальтах (рис. 1, В. Серия проб: 101-2, 102-2, 103-5, 104-1, 103-2а) идентичны сосуществующим с ними породам Nb-обогащенной БАДР-серии («нормального ряда»).

Адакитовая серия

Мезоархейские субвулканические тела, дайки, лавы и туфы адакитовой серии, с возрастом ~2995 млрд лет, выявленные в Чалкинской, Игнойльской и ряде других структур Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, по содержанию SiO_2 (54–70 мас.%) относятся к андезитам – дацитам, могут быть классифицированы большей частью как высоко- SiO_2 адакиты – тип «НАС» (Martin, 1999), при этом отличаются от типичных известково-щелочных пород повышенными концентрациями Na_2O ($3,6 < \text{Na}_2\text{O} < 6,1$ мас.% при средних значениях 3,9–5,1 мас.%), значительной вариацией магнезиальности ($\text{Mg\#} = 54\text{--}70$).

Наиболее ярко отличия между вулканитами адакитовой и прочих выделенных серий проявляются в концентрациях редких и редкоземельных элементов. Так, адакиты Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса имеют содержания $\text{Sr} > 320$ ppm (250–600 ppm). Для современных адакитов этот уровень может превышать 700 и даже достигать 2000 ppm, однако бывают и исключения, так, адакиты полуострова Тайтао содержат $\text{Sr} < 280$ ppm (Martin, 1999). Так же аномально высокие концентрации отмечают для Ba (280–980 ppm), Zr (140–240 ppm), U (1,0–3,5 ppm), характеристические отношения равны Zr/Y 8,0–24,5, $(\text{La/Yb})_{\text{pm}} = 8,1\text{--}31,4$, $\text{Nb/Ta} = 16\text{--}32$, соотношение $\text{Th}_{\text{pm}} - \text{U}_{\text{pm}} - \text{Nb}_{\text{pm}} - \text{La}_{\text{pm}} - \text{Hf}_{\text{pm}}$ системы описывается неравенством $\text{Th}_{\text{pm}} > \text{U}_{\text{pm}} > \text{Nb}_{\text{pm}} < \text{La}_{\text{pm}} > \text{Hf}_{\text{pm}}$ (рис. 1, Г; 2, А).

Распределение РЗЭ в мезоархейских адакитах Центральной Карелии сильно фракционированное – $(\text{La/Yb})_{\text{n}} > 10$, при этом уровень содержания ТРЗЭ аномально низкий: $\text{Ho} < 0,4$, $\text{Er} < 1,0$, $\text{Tm} < 0,1$, $\text{Yb} < 0,9$, $\text{Lu} < 0,11$ ppm. РЗЭ спектры топологически идентичны адакитам островов Кука, которые признаны типовыми представителями высоко- SiO_2 адакитовой серии (Martin et al., 2005).

На классификационных диаграммах в координатах $\text{Sr/Y} - \text{Y}$ и $(\text{La/Yb})_{\text{n}} - \text{Yb}_{\text{n}}$ фигуративные точки субвулканитов Хаутаваары, Игнойлы и Чалки ложатся в область типичных адакитовых серий мира вблизи поля адакитов ЮВ Японской вулканической дуги (Светов, 2003).

Вместе с тем от фанерозойских аналогов мезоархейские адакиты существенно отличаются более высокими средними и максимальными концентрациями Cr (до 800 ppm) и Ni (до 250 ppm).

Изучение Sm-Nd систематики показало, что первичные отношения ϵ_{Nd} для адакитовой серии Игнойльской палеовулканической постройки варьируют от +0,7 до +2,3, модельные возрасты (по модели De Paolo: De Paolo et al., 1991) – от 2956 до 3092 млн лет. Для близлежащего Чалкинского палеовулкана ϵ_{Nd} для адакитов изменяется от +0,8 до +2,0 при модельных возрастах от 2979 до 3071 млн лет. С использованием ранее полученных изотопных данных были рассчитаны Sm-Nd изохроны – 3014 ± 130 млн лет ($\epsilon_{\text{Nd}} = +1,1$, MSWD = 27, $n = 15$) для адакитов Игнойлы и 2990 ± 140 млн лет ($\epsilon_{\text{Nd}} = +1,4$, MSWD = 2,1, $n = 6$) для адакитов Чалки.

Эрахроны для адакитовой серии Хаутаваарской мегаструктуры (адакиты всех палеовулканических построек) дают значение 2976 ± 130 млн лет ($\epsilon_{Nd} = +1,2$, MSWD = 15, $n = 8$), с использованием ранних данных – 3005 ± 96 млн лет ($\epsilon_{Nd} = +1,1$, MSWD = 16, $n = 18$), что в принципе, несмотря на большую погрешность, коррелирует с данными по U-Pb системе.

Андезиты толеитовой серии

Породы данного типа представлены лавовой и дайковой фациями в пределах Чалкинской структуры. По содержанию $SiO_2 = 58-65$ мас.% породы отвечают андезитам, их магнезиальность варьирует в широких пределах Mg# от 35 до 53. В этой серии также отмечаются повышенные концентрации Cr (270–800 ppm), Ni (100–300 ppm) при низких содержаниях Nb (<4 ppm). Вулканисты имеют отношения Zr/Y 5,0–7,5, $(La/Yb)_{pm} = 0,9-1,9$, Nb/Ta = 12–26, соотношение $Th_{pm} - U_{pm} - Nb_{pm} - La_{pm} - Hf_{pm}$ системы удовлетворяет неравенство $Th_{pm} > U_{pm} > Nb_{pm} > La_{pm} < Hf_{pm}$. Основное отличие от вулканитов прочих серий связано с нефракционированным распределением РЗЭ (рис. 2, Б).

Андезибазальты, андезиты коматиитовой серии

Данная группа пород выделена в Паласельгинской структуре, исключительно в виде дайковой фазы, секущей толщу коматиит-базальтового состава. Дайки сформированы андезибазальтами, андезитами ($SiO_2 = 55-59$ мас.%) с магнезиальностью Mg# = 50–54, высокими содержаниями Cr (600–2400 ppm), Ni (30–100 ppm), очень низкими содержаниями Nb (<1,6 ppm), Hf (0,7 ppm), Zr (<22 ppm). Спайдерграмма андезитов имеет недифференцированный характер в области РЗЭ и ярко выраженную положительную U аномалию. Породы также имеют очень низкие, нетипичные для андезитов, отношения Zr/Y 1,3–1,6, $(La/Yb)_{pm} = 0,7-0,9$, Nb/Ta = 2,0–2,2, соотношение $Th_{pm} - U_{pm} - Nb_{pm} - La_{pm} - Hf_{pm}$ системы – $Th_{pm} < U_{pm} > Nb_{pm} < La_{pm} < Hf_{pm}$ (рис. 2, В).

Андезитовые ассоциации 2 уровня (2,90–2,80 млрд лет)

Новый этап магматической активности в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса на рубеже 2,90–2,80 млрд лет маркируется палеовулканическими постройками андезидацитового, дацитового и дацит-риолитового составов, реликты которых сохранились в Масельской, Янишской, Корбозерской, Семченской и Эльмусской вулканических структурах.

Палеопостройки радиусом около 5–6 км характеризуются небольшими мощностями отложений вулканических продуктов (от 0,3 до 1,2 км). На местности они картируются по выходам пород жерловой и прижерловой фаций и зональному распространению вулканитов вокруг эруптивных центров.

На отдельных участках зеленокаменного пояса фрагментарно сохранились нерасчленяемые поля пирокластитов.

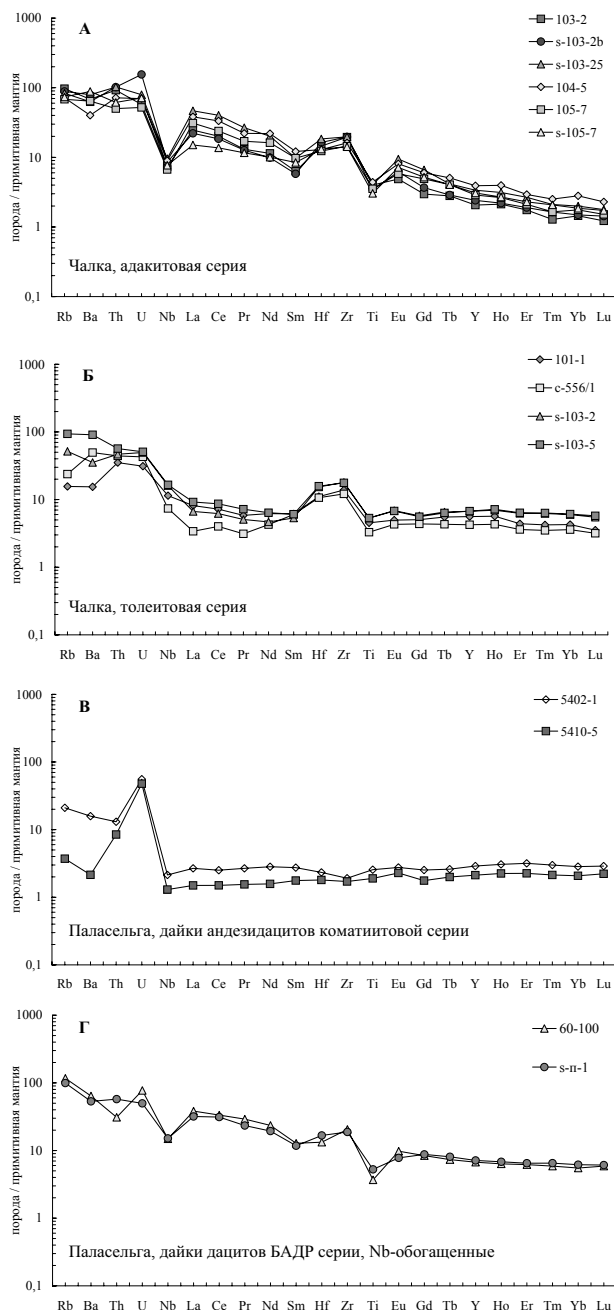


Рис. 2. Спайдерграммы породных ассоциаций андезитового ряда (с возрастом 3,05–2,9 млрд лет) мезоархейского Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса

Существующие данные по реперной геохронологии ключевых объектов позволяют корректно определить время формирования ассоциации на уровне 2,9–2,85 млрд лет. Цирконометрия кислых вулканитов Койкарской (Янишской) палеовулканической постройки позволила получить возраст для лав – 2860 ± 15 млн лет (Самсонов и др., 1996), в Хаутаваарской структуре существуют датировки времени формирования лав дацитов – 2854 ± 14 млн лет (Сергеев, 1989) и дайки дацитов – 2862 ± 45 млн лет (Овчинникова и др., 1994). Завершающая фаза становления вулканического пояса мар-

кируется формированием гранодиоритовых массивов (в Хаутаваарской структуре) с возрастом 2790 ± 20 млн лет (Бибикова, 1989).

Наиболее полно в современном эрозионном срезе сохранилась Янишская палеовулканическая постройка. Прижерловые фации представлены лавами андезидацитов, дацитов с массивными, флюидальными, брекчированными и фрагментарными текстурами и полями пирокластитов в виде сваренных грубых туфов (агломератовые потоки), а также продуктов взрывных выбросов (агломератовые, лапиллиевые, псаммитовые туфы).

Лавы дацитов установлены в Эльмусской и Масельгской постройках, в Семченской палеопостройке наиболее широко развиты глыбовые лавы крупнопорфировых андезитов. Пирокластиты образуют обширные поля. Реже встречаются сваренные глыбовые туфы с разным породным набором литокласт (андезиты, дациты) в виде локальных площадей (Янишская, Семченская) или протяженных линз размером $0,3 \times 5$ км (Масельгская, Эльмусская).

На площади Эльмусского палеовулкана закартирован участок, сложенный несколькими потоками массивных лав риолитов видимой мощностью от 75 до 120 м, залегающих среди тонкополосчатых и тонкослоистых туфов и туффитов риолитового состава. Породы прорываются дайками риолитов мощностью от 1–2 до 15–20 м.

Фидерные каналы представлены штоками массивных дацитов (Янишская, Эльмусская палеопостройки) или экструзивных брекчий, переходящих в глыбовые лавы (Масельгская палеопостройка). Субвулканические дайки мощностью 1,5–10 м выполнены дацитами, риодацитами с голубым кварцем и риолитами.

С удалением от центра упрощается фациальный состав продуктов извержения, исчезают лавы, грубые туфы сменяются лапиллиевыми и псаммитовыми туфами, туффитами и продуктами их перемыва.

Деятельность палеовулканических аппаратов происходила в субаэральной обстановке, что подчеркивается выходами спекшихся туфов и пузыристых лав, а мелководная обстановка отмечается присутствием маломощных слоев туфопесчаников, аркоз и гравийных туфоконгломератов между лавовыми потоками.

По петрогеохимическим характеристикам вулканы относятся к натровой серии ($K_2O/NaO = 0,2–0,4$), представлены андезитами, дацитами, риодацитами (SiO_2 от 52 до 78 мас.%). Распределение РЗЭ имеет более высокий уровень (по сравнению с древними островодужными вулканидами). В пределах ассоциации выделяются вулканы следующих типов:

Nb-обогащенная АДР-серия («нормального ряда»)

Породы этого ряда доминируют в молодом андезидацитовом ансамбле зеленокаменного пояса, наиболее широко они распространены в пределах Койкарской и Эльмусской структур. По содержанию

SiO_2 породы отвечают по составу андезибазальтам, андезитам, дацитам, риодацитами, риолитам с нормальной щелочностью.

Значимым отличием от древней БАДР-серии является более кислая специализация второго уровня вулканизма, что подчеркивается широким развитием пород дацитового и риолитового состава (с содержанием SiO_2 до 78–82 мас.%), при редком проявлении андезитовых составляющих.

Соотношение K_2O и Na_2O в андезидацитовых вулканидах и туфах варьирует от 0,1 до 0,7, при этом характеристическим является интервал 0,1–0,4, что подчеркивает Na-специализацию ассоциации. Вулканиды имеют низкие концентрации MgO и CaO . По распределению петрогенных элементов они близки магматическим породам активных континентальных окраин Андского типа или энсиалическим островодужным системам (Фролова, Бурикова, 1997).

Для вулканидов отмечаются повышенные содержания Nb (8–17 ppm), Cr (50–150 ppm), Ni (20–75 ppm), Zr (110–420 ppm) и Co, Zr, Y в поздних дифференциатах. Часть риолитов (Эльмусская и Койкарская структуры) имеет повышенные концентрации Sr (до 250 ppm), Ba (до 1100 ppm). Величина отношения Zr/Y варьирует в интервале 5,1–17,2, что свойственно вулканидам активных континентальных окраин, Nb/Ta = 9–19. Соотношение $Th_{pm} - U_{pm} - Nb_{pm} - La_{pm} - Hf_{pm}$ системы описывается неравенством $Th_{pm} < U_{pm} > Nb_{pm} < La_{pm} > Hf_{pm}$ (рис. 3, А, Б).

Топология распределения РЗЭ в вулканидах и туфах молодой андезидацитовой ассоциации близка современным формациям центрального сегмента Андийского вулканического пояса (Ort et al., 1996) и олигоценным риолитовым лавам района Меза Сентрал юго-западной части вулканической провинции Сьерра-Мадре, Мексика (Orozco-Esquivel et al., 2002).

Нормированные отношения РЗЭ в породах молодой СТА Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса следующие: $(La/Sm)_n = 3,00 \pm 0,31$, $(Gd/Yb)_n = 2,31 \pm 0,35$, $(Ce/Yb)_n = 5,81 \pm 2,81$, при этом туфы имеют более деплетированный спектр распределения тяжелых РЗЭ: $(La/Sm)_n = 3,53–4,13$, $(Gd/Yb)_n = 3,89–5,24$, $(Ce/Yb)_n = 22,14–26,39$.

Проведенное изучение Sm-Nd систематики Nb-обогащенной АДР-серии Эльмусской структуры (табл. 2) показало, что значения $\epsilon Nd(t)$, полученные для риолитов, варьируют от –1 до –6 с аномальными значениями –16 для самой измененной пробы. Модельные возрасты вулканидов (по модели (De Paolo et al., 1991) находятся в интервале от 3074 до 3283 млн лет, наиболее древнее значение – 3506 млн лет – получено для дайки риолитов.

К сожалению, отмечаются нарушения Sm-Nd системы, не позволяющие рассчитать изохронный возраст, а все полученные модельные возрасты маркируют существенный вклад древнего сиалического материала в формирование ассоциации.

Таблица 2

Sm-Nd систематика кислых вулканитов Эльмусской структуры

Проба	Порода	Тип	Sm ppm	Nd ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 0,4\%$ 0,0040	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2se	T (Ma)	$\varepsilon(T)$	T-DM 1	T-DM 2
S-э-1	Риолит	Массивная лава	1,72	7,54	0,1378	0,0006	0,510654	0,00001	2860	-17,2		
S-э-2	Риолит	Массивная лава	4,09	21,76	0,1136	0,0005	0,510905	0,00001	2860	-3,3	3283	3395
S-э-3	Риолит	Дайка	1,71	6,87	0,1503	0,0006	0,510947	0,00001	2860	-16,1		
S-э-4	Риолит	Лавобрекчия	2,80	8,74	0,1938	0,0008	0,512277	0,000016	2860	-6,1		
S-э-5	Риолит	Дайка	2,60	13,54	0,1160	0,0005	0,510823	0,00001	2860	-5,8	3506	3603
5726-3	Андезит	Литокласт агломератового туфа	8,01	44,54	0,1087	0,0004	0,510884	0,00001	2860	-1,9	3154	3268
5718-9С	Дациит	Псаммитовый туф	4,64	25,92	0,1083	0,0004	0,510929	0,00001	2860	-0,9	3074	3192

Примечание. T-DM 1 – по модели DePaolo (DePaolo D. J., Linn A. M., Schubert G. The continental crustal age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the cordilleran Southwestern United States // J. Geophys. 1991. Res. 96. P. 2071–2088); T-DM 2 – по модели Голдштейна и Якобсена (Goldstein S. J., Jacobsen S. B. Nd and Sr isotopic systematic of river water suspended material implications for crustal evolution // Earth and Planet. Sci. Letters. 1988. Vol. 87. P. 249–265).

Адакитовая серия

В настоящее время основной областью распространения адакитов этого возраста является Семченская структура, в пределах Койкарской структуры пока выявлена лишь одна дайка (проба S-80) с адакитовыми геохимическими характеристиками. Породы адакитовой серии имеют аномально низкие содержания ТРЗ элементов и явное подобие топологии РЗЭ спектров фанерозойским адакитовым расплавам. Следует подчеркнуть, что если древнейшая островодужная ассоциация имела доминирующие адакитовые составы в виде субвулканической фазы, то в верхнем уровне АДР-серии адакитовые характеристики более присущи лавовой фации. Для пород также отмечаются аномально высокие содержания Ва (270–500 ppm), Sr (200–320 ppm) и низкие концентрации Nb (3,0–3,8 ppm), Ti (3600–3800 ppm) и всех ТРЗЭ, при этом их общий уровень содержания значительно ниже, чем в адакитах древней островодужной системы. Соотношение $\text{Th}_{\text{pm}} - \text{U}_{\text{pm}} - \text{Nb}_{\text{pm}} - \text{La}_{\text{pm}} - \text{Hf}_{\text{pm}}$ системы описывается неравенством $\text{Th}_{\text{pm}} < \text{U}_{\text{pm}} > \text{Nb}_{\text{pm}} < \text{La}_{\text{pm}} > \text{Hf}_{\text{pm}}$ (рис. 3, В).

Андезиты толеитовой серии

Породы представлены лавовой и дайковой фациями в пределах Койкарской структуры. По содержанию $\text{SiO}_2 = 60\text{--}63$ мас. % породы отвечают андезитам и имеют повышенную магнезиальность ($\text{Mg\#}$ от 60 до 63), по геохимической характеристике подобны толеитовым андезитам древнего уровня. В этой серии также отмечаются повышенные концентрации Cr (100–200 ppm), Ni (28–45 ppm) при низких содержаниях Nb (<5 ppm). Вулканиты имеют отношения $\text{Zr/Y } 5,0\text{--}8,2$, $(\text{La/Yb})_{\text{pm}} = 0,7\text{--}1,7$, $\text{Nb/Ta} = 10\text{--}13$, соотношение $\text{Th}_{\text{pm}} - \text{U}_{\text{pm}} - \text{Nb}_{\text{pm}} - \text{La}_{\text{pm}} - \text{Hf}_{\text{pm}}$ системы описывается неравенством $\text{Th}_{\text{pm}} > \text{U}_{\text{pm}} > \text{Nb}_{\text{pm}} > \text{La}_{\text{pm}} < \text{Hf}_{\text{pm}}$ (рис. 3, Г).

Обсуждение результатов

Комплексные геолого-геохимические исследования последних лет показывают, что субдукционные системы (как фанерозойские, так и докембрийские)

характеризуются большим разнообразием петрографических и геохимических типов первичных магм (Gill, 1981; Arculus, 1994; Wyman et al., 2002). Причем не всегда удается все разнообразие пород объяснить процессами дифференциации и фракционирования первичных базальтовых расплавов нормального известково-щелочного ряда.

Как было нами показано на примере геохимической характеристики мезоархейских андезитовых ассоциаций Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, сериальное деление позволяет в пределах андезитовых ассоциаций двух временных срезов (3,0–2,9 и 2,9–2,8 млрд лет) выделить такие основные ассоциации, как БАДР, адакитовую, высоко-MgO андезибазальтов, андезитов, Nb-обогащенных андезибазальтов, серии андезитов толеитового ряда и ряд других.

Полученные результаты хорошо коррелируют с исследованиями в пределах субпровинции Вава, Канада, где также были выделены близкие породные ансамбли (Polat, Kerrich, 2001; Wyman et al., 2002).

Обобщая полученный геохимический материал, следует кратко рассмотреть варианты формирования подобных ассоциаций в мезоархейской конвергентной субдукционной системе на примере парагенезов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

БАДР-серия «нормального ряда». Формирование данной дифференцированной ассоциации является закономерным этапом развития субдукционной системы. При генерации серии предполагаемой областью плавления являлась зона метасоматизированного мантийного клина. Как показали результаты ранних модельных исследований (Светов, 2005), область плавления располагалась на глубинах 60–70 км (давление в источнике <25 кбар). Степень плавления при генерации первичных известково-щелочных расплавов не превышала 12–20%, температуры $T = 1000\text{--}950$ °C. Все разнообразие пород связано с процессами фракционирования первичных базальтовых, андезибазальтовых расплавов.

Адакитовая серия. Генерация адакитовых расплавов осуществлялась при непосредственном плавлении субдуцируемой океанической плиты, чаще всего в режиме пологой субдукции на инициальной или

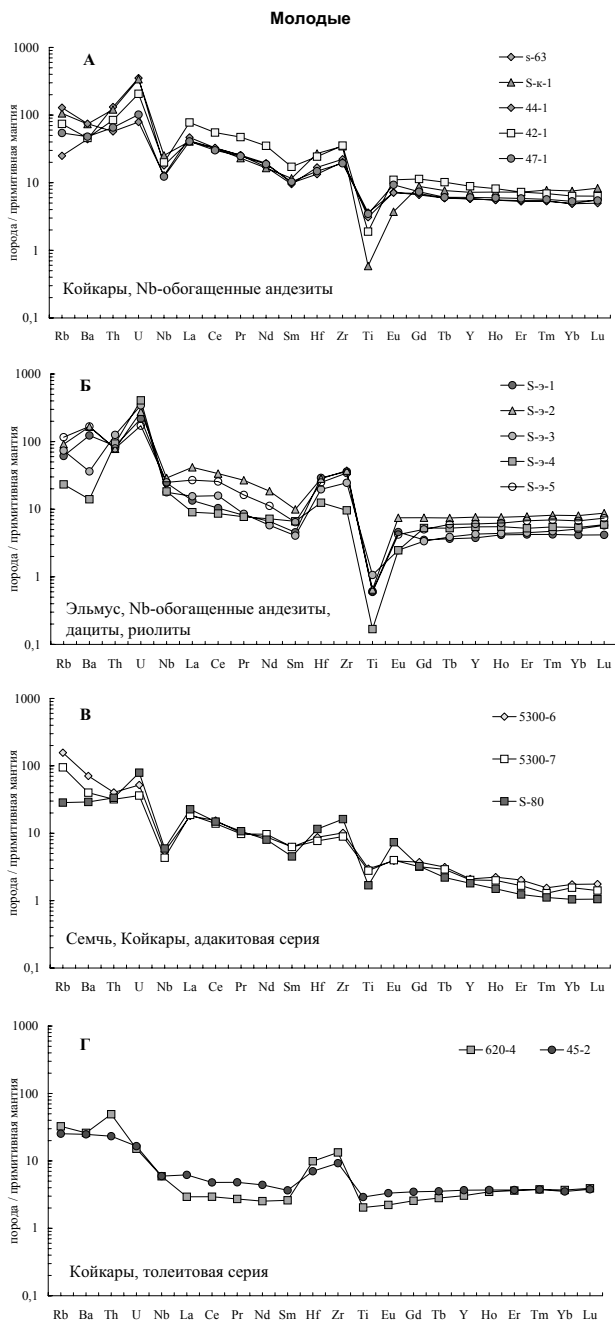


Рис. 3. Спайдерграммы породных ассоциаций андезитового ряда (с возрастом 2,9–2,8 млрд лет) мезоархейского Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса

конечной стадии. В некоторых случаях формирование адакитов возможно и в обстановках «слэб-виндов» (в областях разрыва субдуцируемой плиты). Модельные расчеты генерации адакитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса позволили установить, что исходные магмы могли быть получены при 10–15% плавлении амфиболита с образованием Cpx (60%) + Gar (10%) + Pl (25%) + Hbl (5%) рессита, с последующим фракционированием $\text{Pl} \pm \text{Cpx}$. Формирование адакитов связано с инициальной стадией заложения субдукционной системы, и впослед-

ствии расплавы данного состава внесли существенный вклад в формирование прочих гибридных серий.

Высокомagneзиальные андезибазальты, андезиты (бойиты) характеризуются содержанием SiO_2 на уровне 56–65 мас.%, повышенной магнeзиальностью ($\text{Mg\#} > 0,5$) и концентрациями Cr, Ni, ЛРЗЭ. Подобный тип расплавов может формироваться в ходе взаимодействия отделенных при плавлении метасоматизированной мантии расплавов с адакитовыми магмами и прогрессивной их гибридизации (Kelemen, 1995; Wyman et al., 2002; Calmus, 2003).

Высоко-Nb базальты, андезибазальты и Nb-обогащенные андезиты. От пород прочих серий высоко-Nb базальты и андезиты отличаются значительными концентрациями Nb, более 20 ppm, в случае Nb-обогащенных пород эти концентрации составляют 7–20 ppm, что в любом случае намного больше концентрации Nb в породах островодужных систем, где они не превышают 2 ppm (Taylor, Nesbitt, 1998). Обогащенные Nb породы являются типичными ансамблями островодужных систем, как и адакиты (Polat, Kerrich, 2001). Формирование ассоциации возможно по нескольким моделям, включающим взаимодействие адакитовых расплавов с продуктами плавления перидотитов в области мантийного клина; в ходе конвекционных движений в области мантийного клина, когда метасоматизированные перидотиты переносятся непосредственно в область плавления (Kepzhinskas et al., 1996; Sajoma et al., 1996).

Толеитовая и коматиитовая серии. Андезиты и андезибазальты толеитовой серии достаточно широко представлены в мезоархейских островодужных ансамблях Центральной Карелии. Формирование столь «примитивных» расплавов может происходить на инициальной стадии заложения островодужной системы, что достаточно типично для фанерозойских конвергентных обстановок (Фролова, Бурикова, 1997). Обнаружение же андезитов и андезидацитов коматиитового ряда в виде дайковой составляющей является достаточно уникальной находкой. Сопоставление их геохимии с вариолитами (продуктами ликвационной дифференциации коматиитовых расплавов) показывает еще большее обеднение всеми РЗЭ, характеристика спектра почти полностью соответствует примитивной мантии, однако присутствует ярко выраженное обогащение Rb, Ba, Th, U, возможно связанное с контаминацией корового материала. Данные расплавы не могут являться продуктами непосредственного фракционирования коматиитовых магм, о чем свидетельствует крайне низкий уровень содержания лантаноидов, и условия их формирования пока остаются дискуссионными.

Таким образом, формирование геохимически контрастных породных ассоциаций андезитового ряда проходило на различных стадиях заложения и развития субдукционной системы, и ассоциация описанных серий является устойчивой как для архейских, так и для фанерозойских конвергентных обстановок.

ЛИТЕРАТУРА

- Бибикова Е. В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М., 1989. 256 с.
- Лобиков А. Ф. О возрасте раннекарельских метавулкани-тов по данным свинцово-изохронного метода // Пробле-мы изотопного датирования процессов вулканизма и осад-кообразования. Киев, 1982. С. 90–91.
- Овчинникова Г. В., Матреничев В. А., Левченков О. А. и др. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулкани-тов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Централь-ная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2, № 3. С. 266–281.
- Самсонов А. В., Бибикова Е. В., Пухтель И. С. Изотоп-ные и геохимические различия кислых вулканических по-род зеленокаменных поясов Карелии и их геотектониче-ское значение // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии: Тез. докл. 1-й Междунар. конф. (8–11 сент. 1996 г., Санкт-Петербург). СПб., 1996. С. 74–75.
- Светов С. А. Новые данные по геохимии древнейших (3,05–2,95 млрд. лет) андезитовых ассоциаций Восточной Фенноскандии // ДАН. 2003. Т. 388, № 5. С. 664–668.
- Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенносканди-навского щита. Петрозаводск, 2005. 230 с.
- Светов С. А., Хухма Х., Светова А. И., Назарова Т. Н. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита // Докла-ды РАН. 2004. Т. 397, № 6. С. 810–814.
- Светов С. А., Кудряшов Н. М., Ронкин Ю. Л. и др. Мезоар-хейская островодужная ассоциация Центрально-Карельского террейна (Фенноскандинавский щит). Новые геохронологи-ческие данные // Доклады РАН. 2006. Т. 406, № 3. С. 370–374.
- Светова А. И. Архейский вулканизм Водлозерско-Се-гозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск, 1988. 148 с.
- Сергеев С. А. Геология и изотопная геохронология гра-нит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии: Автореф. дис. ... канд. геол.-ми-нер. наук. 1989. 24 с.
- Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М., 1997. 320 с.
- Arculus R. J. Aspects of magma genesis in arcs // Lithos. 1994. 33. P. 189–208.
- Ayer J., Amelin Y., Corfu F. et al. Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U-Pb geochronology: autochthonous volcanic construction and sedimentation // Precambrian Research. 2002. Vol. 115. P. 63–95.
- Calmus T., Aguillo-Robles A., Maury R. C. et al. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites («bajaites») from Baja California, Mexico: the role of slab melts // Lithos. 2003. 66. P. 77–105.
- Card K. D. A review of the Superior Province of Canadian Shield, a product of Archean accretion // Precambrian Research. 1990. Vol. 48. P. 99–156.
- DePaolo D. J., Linn A. M., Schubert G. The continental crustal age distribution: methods of determining mantle separa-tion ages from Sm-Nd isotopic data and application to the cor-dilleran Southwestern United States // J. Geophys. 1991. Res. 96. P. 2071–2088.
- Gill J. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Berlin, 1981. 390 p.
- Kelemen P. B. Genesis of high Mg# andesites and continental crust // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1995. Vol. 120. P. 1–19.
- Kepezhinskas P. K., Defant M. J., Drummond M. S. Pro-gressive enrichment of island arc mantle by melt – peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. 60. P. 1217–1229.
- Kerrick R., Wyman D., Hollings P., Polat A. Variability of Nb/U and Th/La in 3.0 to 2.7 Ga Superior Province ocean plateau basalts: implications for the timing of continental growth and lithosphere recycling // Earth and Planet. Sci. Letters. 1999. 168. P. 101–115.
- Kusky T. M., Polat A. Growth of granite greenstone terranes at convergent margins and stabilization of Archaean cratons // Tectonophysics. 1999. Vol. 305. P. 43–73.
- Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Ar-chaeon granitoids // Lithos. 1999. 46. P. 411–429.
- Martin H., Smithies R. H. et al. An overview of adakite, tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. 79. P. 1–24.
- Orozco-Esquivel M. T., Nieto-Samaniego A. F., Alaniz-Alvarez S. A. Origin of rhyolic lavas in the Mesa Cetral, Mixico, by crustal melting related to extension // Jor. Volcan. and Geothermal Res. 2002. 118. P. 37–56.
- Ort M. H., Coira B. L., Mazzoni M. M. Generation of a crust-mantle magma mixture magma sources and contamination at Cerro Panizos, central Andes // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1996. 123. P. 308–322.
- Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 ga Jormua ophiolite, Northeastern Finland // J. Petrology. 1996. Vol. 37, N 6. P. 1359–1383.
- Polat A., Kerrich R. Magnesian andesites, Nb-enriched basalt-andesites, and adakites from late-archean 2.7 Ga Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: implications for late Archean subduction zone petrogenetic processes // Contrib. to Mineral. and Petrol. 2001. Vol. 141. P. 36–52.
- Polat A., Kerrich R. Nd-isotope systematics of ~2.7 Ga adakites, magnesian andesites and arc basalts, Superior Pro-vince: evidence for shallow crustal recycling at Archean sub-duction zones // Earth and Planet. Sci. Letters. 2002. Vol. 202. P. 345–360.
- Puchtel I. S., Hofmann A. W., Amelin Y. V. et al. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic shield: isotope and trace element constraints // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. Vol. 63, N 21. P. 3579–3595.
- Sajona F. G., Maury R. C., Bellon H. et al. High field strength element enrichment of Pliocene– Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, western Mindanao (Philippines) // J. Petrol. 1996. 37. P. 693–726.
- Taylor R. N., Nesbitt R. W. Isotopic characteristics of subduction fluids in an intaoceanic setting, Izu-Bonin Ars, Japan // Earth and Planet. Sci. Letters. 1998. 164. P. 79–98.
- Taylor S. R., McLennan S. M. The geochemical evo-lution of the continental crust // Rev. Geophys. 1995. Vol. 33. P. 241–265.
- Wyman D. A., Kerrich R., Polat A. Assembly of archaean cratonic mantle lithosphere and crust: plume-arc interaction in the Abitibi-Wawa subduction-accretion complex // Pre-cambrian Research. 2002. 115. P. 37–62.

А. И. Слабунов

МЕЗОАРХЕЙСКИЕ МЕТАГРАУВАККИ МАЙОЗЕРСКОЙ СТРАТОТЕКТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ КЕРЕТСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА: ПЕТРОГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Введение

Для решения вопроса о геодинамической обстановке формирования породных ассоциаций, в том числе вулканогенных, важное значение имеет состав входящих в них метаосадков (Кожевников, 2000; Кожевников и др., 2006; Eriksson et al., 1998 и др.). Северо-Карельская система зеленокаменных поясов (СКСЗП) является самой крупной структурой этого типа в Беломорском подвижном поясе (рис. 1, А), и расшифровка ранней истории ее формирования сложна без определения условий формирования майозерской стратотектонической ассоциации (СТА) Керетского зеленокаменного пояса. Последний, наряду с Тикшозерским, входит в состав СКСЗП (Слабунов, 1994, 2005а). Он прослеживается с СЗ на ЮВ на более чем 120 км при ширине до 60 км (рис. 1, Б) и сложен двумя разновозрастными зеленокаменными комплексами: керетьозерским и хизоваарским (Слабунов, 2001; Ранний докембрий., 2005). Майозерская СТА составляет значительную часть первого из них.

Краткий геологический обзор

Керетьозерский зеленокаменный комплекс, составляющий большую часть одноименного пояса (рис. 2), представлен метавулканитами, состав которых варьирует от ультраосновных до кислых (с преобладанием средне-кислых вулканитов известково-щелочной серии), и метаосадками. В его составе выделяется три СТА: верхнекумозерская, хаттомозерская, майозерская (Слабунов, 1990).

Верхнекумозерская СТА (или свита) сложена амфиболитами, среди которых картируются тела актинолитовых сланцев (метаультрабазитов). Петрохимические и в единичных случаях текстурные особенности (в районе оз. Кереть в них описаны амфиболиты с реликтами шаровой текстуры) позволяют интерпретировать амфиболиты как метабазалты, а метаультрабазиты – как метакоматииты (Слабунов, 1993;

Степанов, Слабунов, 1989). В центральной части структуры (в районе Шобозерского гранитогнейсового купола, рис. 2) в основании этой толщи отмечена маломощная (несколько метров) пачка мигматизированных средне-крупнозернистых (кианит)-гранат-биотитовых гнейсов, о первичной природе которых сложно судить из-за значительных преобразований. В западной части пояса мощность свиты варьирует от 150 до 500 м, а в восточной она не установлена (рис. 2).

Выше по стратотектоническому разрезу залегает хаттомозерская СТА. Она сложена (эпидот)-амфибол-биотитовыми, биотитовыми сланцами. В них достаточно часто наблюдаются реликты агломератовой текстуры, тонкой полосчатости, что, наряду с их петрохимическими особенностями, дает возможность уверенно идентифицировать эти породы как метатифы среднекислого состава. Выделяются также некровые фации вулканитов, содержащих ксенолиты амфиболитов и сланцев, сопоставимых с вмещающими породами. Мощность этой СТА около 700 м, но в крайней восточной части пояса она не установлена (рис. 2).

U-Pb возраст цирконов из метатифов андезитового состава – 2877 ± 45 млн лет, а метадацита некровой фации – 2829 ± 30 (Бибикова и др., 1999), что и позволяет оценить время ее формирования – 2,88–2,83 млрд лет.

Майозерская СТА, представленная амфиболитами с прослоями парагнейсов, с картируемым структурным несогласием контактирует с нижележащими образованиями (рис. 2) и завершает стратотектонический разрез керетьозерского комплекса в пределах зеленокаменного пояса. В амфиболитах наблюдаются редкие и плохой сохранности реликты шаровых текстур. В межшаровом пространстве лав содержится, вероятно, осадочное вещество, поэтому при рассланцевании породы имеют весьма своеобразную контрастную линзовидно-полосчатую текстуру: чередование темных прослоев – амфиболитов и кремновых – (диопсид)-эпидот-гранатовых пород.

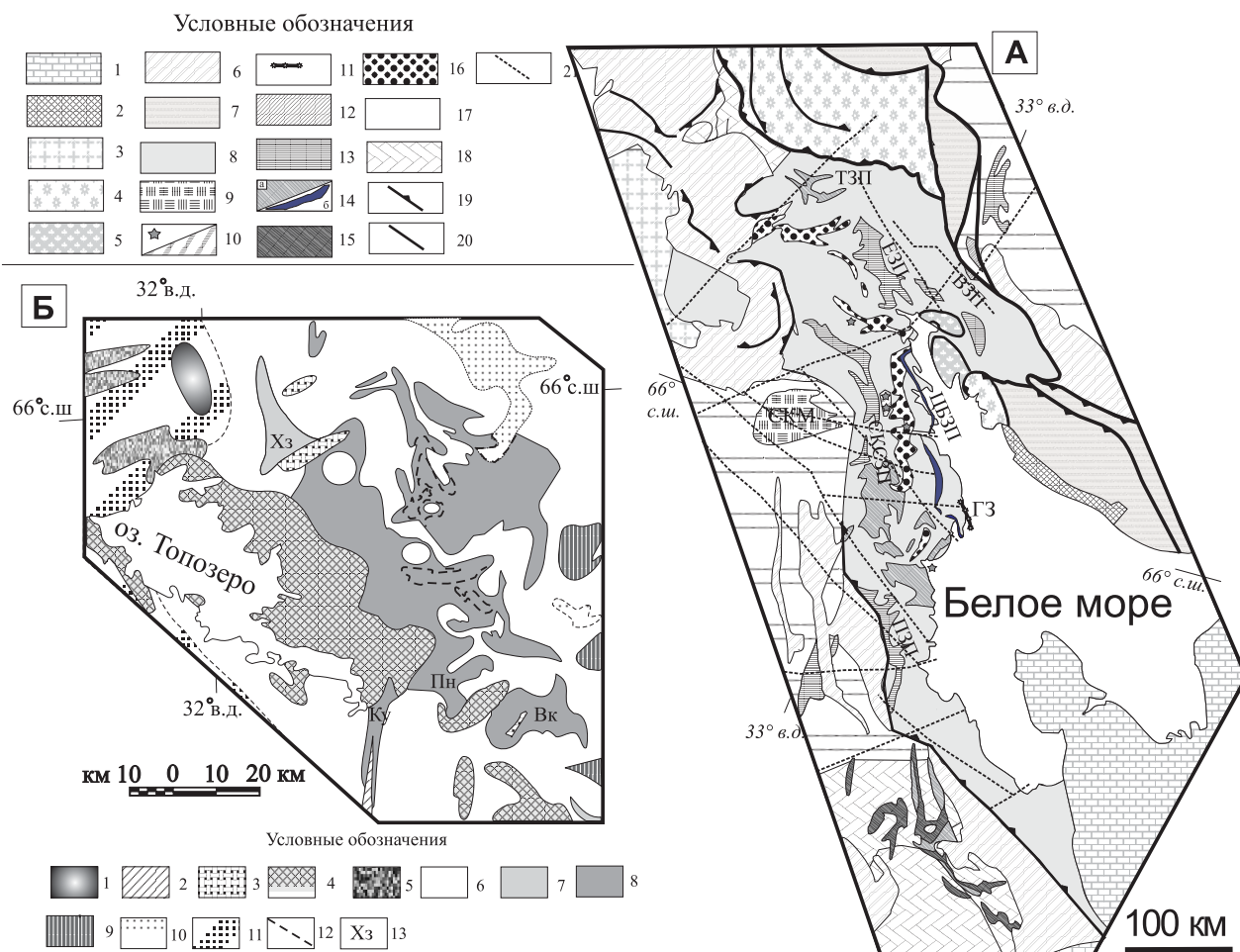


Рис. 1А. Схема распространения архейских структурно-вещественных комплексов Беломорского подвижного пояса и сопряженных структур (Слабунов, 2005а):

1 – фанерозойские осадочные образования; 2 – неопротерозойские осадочные образования; 3 – гранитоиды (1,85–1,75 млрд лет); 4 – гранулиты Лапландского пояса (2,0–1,91 млрд лет), 5 – глубокометаморфизованные породы Колвицкого комплекса; 6 – палеопротерозойские (2,5–2,06 млрд лет) вулканогенные и осадочные комплексы; 7 – палеопротерозойские и архейские комплексы в виде ансамблей тектонических пластин; 8–18 – архейские образования: 8 – гранитоиды (2,83–2,58 млрд лет); 9 – санукитоиды (2,74–2,72 млрд лет) Северо-Карельского массива (СКМ); 10 – высокотемпературные (гранулитовые) комплексы (2,73–2,72 млрд лет), звездочкой показаны места, где установлены реликты этих гранулитов; 11 – эклогитсодержащий микстит Гриндинской зоны (ГЗ); 12–15 – нео- и мезоархейские зеленокаменные комплексы (буквами обозначены главные зеленокаменные пояса и их системы: ЕЗП – Енисейский, СКСЗП – Северо-Карельская, ТЗП – Тулппио, ПЗП – Печозерский, ВЗП – Воча-Ламбинский, ЦБЗП – Центрально-Беломорский) с возрастом: 12 – 2,75–2,68 млрд лет; 13 – 2,8–2,75 млрд лет; 14 – 2,9–2,85 млрд лет (а – СКСЗП, ТЗП и др.; б – ЦБЗП); 15 – 3,1–2,9 млрд лет; 16 – Чупинский парагнейсовый комплекс (2,9–2,82 млрд лет); 17–18 – гранитоиды Карельского неоархейского кратона с возрастом: 17 – 2,9–2,7 млрд лет (Центрально-Карельский домен); 18 – 3,2–2,7 млрд лет (домены Водлозерский и Помокаира); 19–21 – разрывные нарушения: 19 – палеопротерозойские надвижки; 20 – разломы; 21 – предполагаемые разломы, дешифрируемые на космических снимках

Рис. Б. Схема распространения структурно-вещественных комплексов и положение главных структур Керетского зеленокаменного пояса:

1 – Ельтозерский ультрамафит-габбро-щелочной комплекс (1,745–1,827 млрд лет); 2 – раннекарельские кислые метавулканы (2,45 млрд лет); 3 – микроклиновые граниты (около 2,4 млрд лет); 4 – интрузивные чарнокиты топорозерского типа (~2,45 млрд лет); 5 – комплекс диоритов – плагногранитов батолита Северной Карелии (2,72 млрд лет); 6 – разгнейсованные гранитоиды ТТГ ассоциации БПП (2,9–2,7 млрд лет); 7–8 – мезо- и неоархейские зеленокаменные комплексы: 7 – керетьозерский (2,88–2,82 млрд лет), 8 – хизоваарский (2,8–2,78 млрд лет); 9 – амфиболиты (метабазальты) с прослоями парагнейсов; 10 – парагнейсы с редкими прослоями амфиболитов (Чупинский парагнейсовый пояс); 11 – гранитоиды ТТГ ассоциации Карельского неоархейского кратона (3,5–2,85 млрд лет); 12 – предполагаемые надвижки; 13 – буквами обозначены отдельные структуры пояса: Вк – Вокшозерская, Ку – Кургиевская, Пн – Поньгомозерская, Хз – Хизоваарская

Прослой (кианит)-гранат-биотитовых гнейсов, мощность которого меняется от нескольких метров на крыльях структуры до 200 м в их ядрах, является характернейшим, хорошо картируемым элементом СТА (Слабунов, 1993, 2005б). В северо-восточной части пояса в составе

СТА выделяется две толщи (рис. 2): нижняя, представленная амфиболитами с прослоями (кианит, мусковит)-гранат-биотитовых гнейсов, и верхняя, в которой преобладают глиноземистые гнейсы с редкими прослоями Мт-содержащих гранатитов (Слабунов, 2005б).

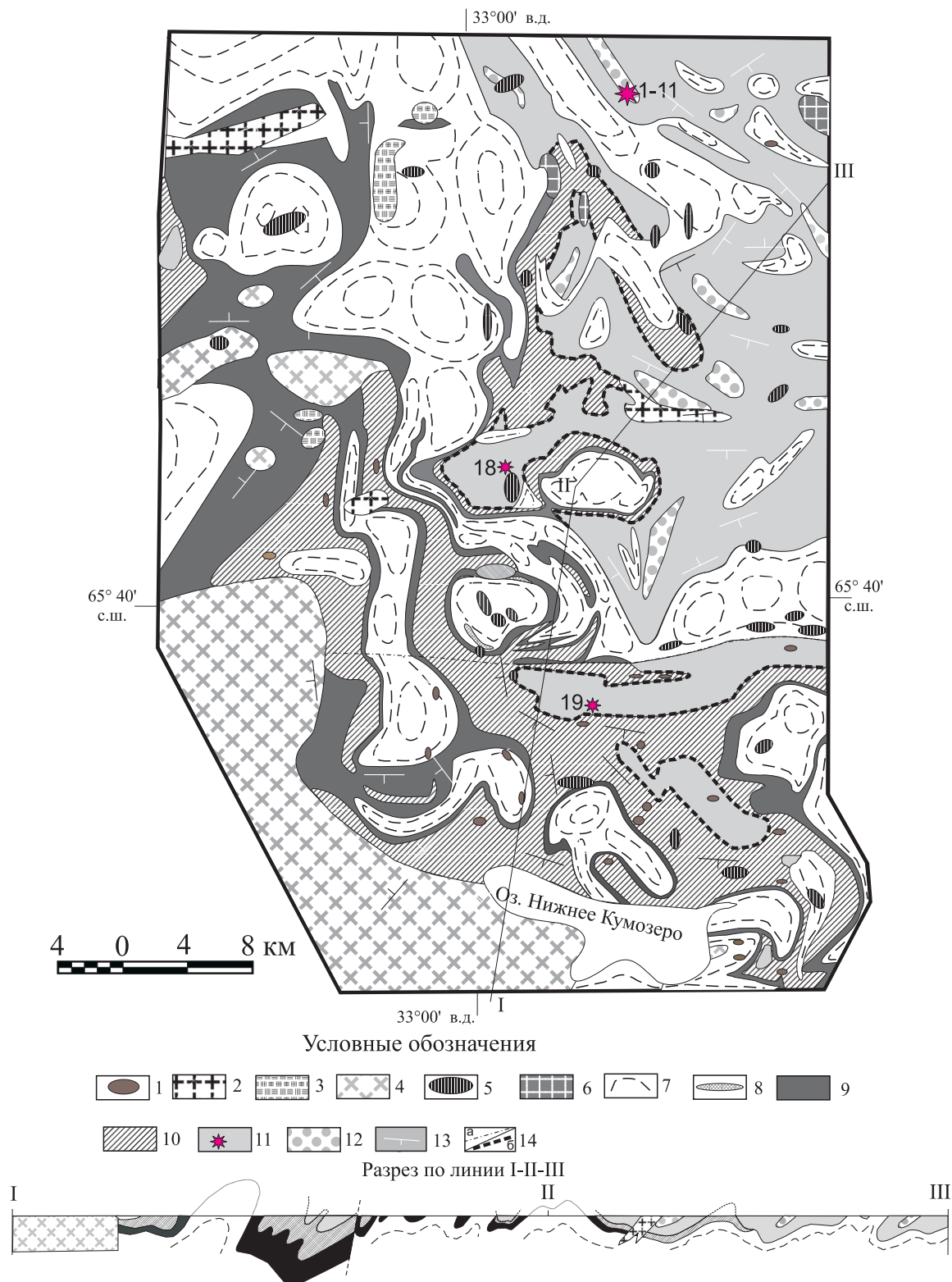


Рис. 2. Схема геологического строения северной части Керетского зеленокаменного пояса (составил А. И. Слабунов с использованием личных наблюдений, материалов В. С. Степанова, О. И. Володичева, Е. П. Чуйкиной, Ю. Й. Сыстры):

1 – коронитовые габбро (2,11 млрд лет); 2 – микроклиновый гранит (около 2,3 млрд лет); 3 – эндербиты; 4 – интрузивные чарнокиты (около 2,45 млрд лет) и ксенолиты (показаны звездочкой) вулканитов с гранулитовыми ассоциациями; 5 – габбронориты (2,44–2,41 млрд лет); 6 – анортозиты и метаанортозиты; 7 – гранитоиды ТТГ ассоциации (2,83–2,72 млрд лет); 8–12 – Керетьозерский зеленокаменный комплекс (2,88–2,82 млрд лет): 8 – гранат-биотитовые гнейсы; 9 – верхнекумозерская СТА (матабазальты и метакоматииты); 10 – хатто-мозерская СТА (2,88–2,83 млрд лет; средне-кислые метавулканыты); 11–12 – майозерская СТА: 11 – метаандезитобазальты, базальты, прослои парагнейсов; 12 – парагнейсы с редкими прослоями Fe-гранатов; 13 – ориентировка плоскостных элементов залегания; 14 – предполагаемые неоархейские разрывные нарушения: а – разломы, б – граница покрова

Реликты первичных осадочных структур в гнейсах не сохранились. Не установлены и признаки грубообломочных осадков, структура которых могла бы быть различима даже в сильнодеформированных комплексах. Текстуры сохраняются лучше. В этих породах обычны полосчатые текстуры, которые, вероятно, являются реликтовыми первичноосадочными. Особенности химического состава этих гнейсов, о чем будет сказано ниже, позволяют интерпретировать эти породы как метаграувакки.

Среди амфиболитов, а в ряде случаев среди парагнейсов встречены тела метакультрабазитов (Слабунов, 1993, 2005б), которые, вероятно, являются интрузивными аналогами коматиитов.

Метавулканиды рассматриваемой СТА по петрохимическим характеристикам относятся, главным образом, к толеитам натрового и калиево-натриевого ряда, вместе с тем в этой ассоциации, особенно в южной части пояса (Поньгомозерская структура, рис. 1, Б), значима роль пород с содержанием $53\% < \text{SiO}_2 < 55\%$, т. е. андезибазальтов (Слабунов, 1993, 2001). Андезибазальт-базальтовая ассоциация образует основную часть майозерской СТА, метаграувакки являются ее составной частью. Наличие последних в составе майозерской ассоциации является важным отличием ее от верхнекумозерской, в составе которой также преобладают толеитовые базальты. Мощность майозерской СТА около 500 м.

Следует также отметить, что зеленокаменный комплекс Керетского пояса сечется гранито-гнейсами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации, которые формируют гранито-гнейсовые купола, интрузивные массивы и жильные тела. Возраст образования пород ТТГ ассоциации оценивается в 2720 млн лет, вместе с тем среди них отмечаются фрагменты более древних гранитоидов – с возрастом 2803 млн лет (Бибикина и др., 1999). Обозначенные геологические соотношения гранитоидов и зеленокаменных образований, а также изотопно-геохронологические данные свидетельствуют о более молодом возрасте пород ТТГ ассоциации.

Петрогеохимия метаосадков майозерской СТА и обсуждение результатов

В парагнейсах майозерской СТА не сохранились реликты первичноосадочных структур и плохо выражены осадочные текстуры, поэтому типовая генетическая классификация осадочных пород к ним не применима. В данном случае может быть использована одна из петрохимических классификаций (Предовский, 1970; Нелов, 1980; Юдович, Кетрис, 1986; Pettijohn et al., 1973), основанных на особенностях химического состава. На диаграмме $F - A - K$ А. А. Предовского (1970) составы данных парагнейсов отвечают грауваккам, туффитам и смешанным продуктам глубокого выветривания основных и ультраосновных пород. По петрохимической классификации А. Н. Нелова (1980) они отвечают граувакковым алевролитам, туффитам основного состава. В соответствии с классификацией Я. Э. Юдовича и

М. П. Кетрис (1986) парагнейсы относятся к сиаллитам, к которым принадлежит большинство глинистых пород, граувакки и вулканогенно-осадочные породы. На классификационной диаграмме $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \lg(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (Pettijohn et al., 1973) фигуративные точки составов парагнейсов находятся в поле граувакк (рис. 3). Таким образом, по особенностям химического состава (см. табл.) парагнейсы майозерской СТА классифицируются как граувакка – осадочные породы псаммито-алевритовой размерности, состоящие из обломков различных пород (среди них кислых пород не более 25%) и алеврито-глинистого матрикса (Петтиджон, 1981; Фролов, 1993).

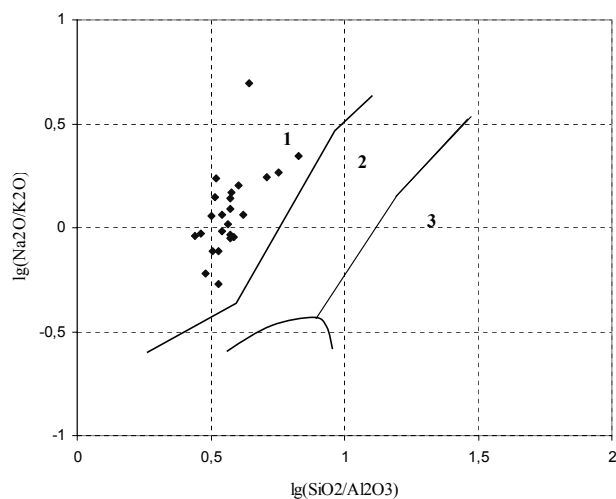


Рис. 3. Классификационная диаграмма $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \lg(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (Pettijohn et al., 1973) для метаосадков майозерской СТА Керетского зеленокаменного пояса

Поля на диаграмме: 1 – граувакки; 2 – лититовые вакки; 3 – аркозы

Химический состав граувакк, и майозерских в частности, во многом определяется составом разрушающихся пород. Причем, как следует из известного в химии правила рычага (например, Кокс и др., 1982), в барицентрической системе координат фигуративная точка состава, образовавшегося из смеси двух компонентов, будет располагаться на линии, соединяющей составы конечных членов этой смеси, а расстояние точки от крайних – пропорционально количеству компонента в смеси. Анализ имеющихся данных показывает, что фигуративные точки составов рассматриваемых парагнейсов на диаграммах $\text{SiO}_2 - \text{FeO}_{\text{сум}}$, MgO , V располагаются на линии, соединяющей средний состав кислых пород и метабазитов района (Слабунов, 1995). На диаграммах $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$, CaO , Zr фигуративные точки составов парагнейсов образуют тренды, не совпадающие с обозначенной линией смешения. Это может объясняться тем, что при седиментогенезе происходит обогащение новообразований Al_2O_3 , Zr и обеднение их CaO , вероятно, за счет различной степени устойчивости минеральных форм во время транспортировки. Обращает также на себя внимание высокое содержание в ме-

таосадках Cr и Ni, что может свидетельствовать о наличии в области сноса ультраосновных пород. Для оценки примерного модельного состава разрушающихся в области сноса пород используются диаграммы Cr/Ti – Zr/Y, Cr/Ti – Hf/Yb (Милькевич, Мыскова, 1998; Мыскова и др., 2000; Camire et al., 1993; La Fleche, Camire, 1996), на которые наносятся рассчитанные линии смешения составов. Крайними компонентами на линиях являются наиболее вероятные породы из области источника сноса.

Проведенные расчеты (рис. 4) показывают, что соотношение Cr/Ti – Zr/Y, наблюдаемое в майозерских метаграувакках (рис. 4), может быть результатом смешения материалов, отвечающих по составу базальтам (около 50% в составе смеси), кислым вулканитам (45%) и коматиитам (до 5%). Как видно на диаграмме Cr/Ti – Zr/Y, фигуративные точки состава граувакки располагаются, главным образом, вдоль линии смешения между кислыми метавулканитами и смесью, состоящей на 80–90% из базальта и на 10–20% из коматиита. Таким образом, именно

Химический состав мезоархейских метаосадков майозерской СТА Керетского зеленокаменного пояса
(окислы в мас.%, элементы в г/т)

Авт. номер	385- 16K*	8A-1*	910-1*	910-2	910-4	910-6	910-8	910-10	910-14	910-11*	910-12
№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	67,66	69,86	58,86	60,75	58,40	57,78	56,92	63,00	61,16	63,90	59,45
TiO ₂	0,56	0,48	0,94	0,80	0,74	1,02	0,98	0,67	0,73	0,64	0,58
Al ₂ O ₃	13,20	15,90	15,67	16,25	17,86	19,12	17,67	16,30	16,32	17,02	17,55
Fe ₂ O ₃	0,78	0,77	2,95	7,83	3,11	3,63	3,83	2,85	2,72	2,55	3,67
FeO	5,89	1,87	5,60	4,38	4,66	4,74	4,38	4,09	4,74	3,74	4,24
MnO	0,082	0,02	0,09	0,05	0,08	0,06	0,12	0,07	0,09	0,05	0,05
MgO	4,00	1,12	4,72	0,96	4,64	3,93	5,34	4,03	3,91	2,72	3,39
CaO	2,57	3,40	3,36	1,61	3,36	1,68	1,82	1,96	2,52	2,17	2,35
Na ₂ O	2,70	4,86	2,76	2,69	3,22	2,00	2,33	2,30	3,03	2,77	2,47
K ₂ O	1,55	0,98	2,97	3,01	2,31	3,31	3,04	2,54	2,79	2,26	3,19
P ₂ O ₅	0,23	0,36	0,32	0,21	0,18	0,21	0,22	0,22	0,00	0,18	0,17
H ₂ O	0,05	0,18	0,47	0,23	0,18	0,33	0,49	0,30	0,31	0,32	0,16
ппп	0,92	0,42	1,31	1,30	1,19	1,70	2,78	1,64	1,35	1,43	2,38
Cr	370	73,1	449	470	380	480	480	3800	420	449	–
Ni	129	11,4	80,2	100	92	110	98	120	73	80,2	–
Co	27,1	6,07	21,5	21	32	25	29	27	21	2,5	–
Sc	16,4	6,87	16,1	–	–	–	–	–	–	18	–
V	126	69,1	151	150	190	240	220	170	160	215	–
Cu	68	29,8	35,5	75	89	86	88	50	52	25	–
Pb	–	–	–	20	16	25	10	21	–	–	16
Zn	104	44,6	106	–	–	–	–	–	–	132	–
Sn	0,48	0,49	1,89	–	–	–	–	–	–	2,18	–
W	2,09	3,02	0,625	–	–	–	–	–	–	0,277	–
Mo	2,23	1,01	3,10	–	–	–	–	–	–	2,73	–
Rb	47,2	35,1	77,6	100	68	107	96	87	146,2	123	97
Ba	380	342	519	–	620	–	780	600	–	718	–
Sr	160	531	200	190	279	133	159	162	–	170	162
Ga	12	12,1	24,5	–	–	–	–	–	–	33	–
Ta	0,23	0,27	0,55	–	–	–	–	–	–	0,98	–
Nb	3,55	3,99	5,17	12	12	13	14	10	–	8,0	12
Hf	4,17	3,57	4,66	–	–	–	–	–	–	6,76	–
Zr	109	104	127	156	123	219	187	139	–	219	246
Y	14,8	5,31	11,6	19	19	17	10	19	–	11	12
Th	2,76	3,25	6,18	6	8	7	11	12	–	7,53	11
U	0,75	0,55	1,33	–	–	–	–	–	–	3,06	–
La	17,4	14,9	17,1	–	–	–	–	–	–	3,9	–
Ce	35,3	25,1	32,4	–	–	–	–	–	–	9,23	–
Pr	4,02	2,98	3,52	–	–	–	–	–	–	1,16	–
Nd	15,6	9,97	14,2	–	–	–	–	–	–	4,19	–
Sm	2,43	1,35	2,57	–	–	–	–	–	–	0,924	–
Eu	0,409	0,977	0,752	–	–	–	–	–	–	0,38	–
Gd	1,55	0,688	2,2	–	–	–	–	–	–	2,08	–
Tb	0,347	0,176	0,417	–	–	–	–	–	–	0,351	–
Dy	2,13	0,692	2,37	–	–	–	–	–	–	2,41	–
Ho	0,344	0,0728	0,365	–	–	–	–	–	–	0,366	–
Er	1,43	0,689	1,47	–	–	–	–	–	–	1,33	–
Tm	0,182	0,12	0,271	–	–	–	–	–	–	0,264	–
Yb	0,749	0,256	1,08	–	–	–	–	–	–	1,42	–
Lu	0,115	0,0531	0,196	–	–	–	–	–	–	0,173	–
Be	1,2	1,21	1,24	–	–	–	–	–	–	1,21	–

Окончание табл.

Авт. номер	910-16	910-17	2264-2	1208-1	2359-1	2359-2	2345-1	2345-2	2849-2	2850-1	2849-1	2876-1
№ пп	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	50,88	63,44	63,64	61,20	64,02	76,60	61,08	59,12	62,26	62,48	72,04	64,50
TiO ₂	0,67	0,89	0,57	0,72	0,64	0,31	0,64	0,70	0,78	0,66	0,52	0,64
Al ₂ O ₃	18,42	15,20	16,92	18,45	17,44	11,35	18,10	20,31	19,65	17,89	12,66	16,07
Fe ₂ O ₃	3,01	3,65	2,12	1,90	1,80	1,39	1,69	2,94	2,70	1,27	1,16	1,56
FeO	6,11	3,74	5,10	5,57	4,96	2,59	6,94	4,55	4,60	4,95	3,95	4,88
MnO	0,12	0,06	0,08	0,08	0,06	0,04	0,11	0,15	0,09	0,09	0,07	0,09
MgO	6,24	4,59	3,46	2,30	2,98	1,02	3,20	3,40	2,91	3,38	1,78	3,43
CaO	10,37	2,03	2,44	1,96	2,14	1,57	2,45	3,22	1,81	2,02	2,24	2,82
Na ₂ O	1,10	2,50	2,60	3,50	2,04	2,47	1,22	1,82	2,16	2,79	2,99	2,82
K ₂ O	1,20	2,16	1,76	2,03	1,96	1,12	2,27	1,94	1,89	2,42	1,62	1,77
P ₂ O ₅	0,18	0,23	0,09	0,15	0,09	0,07	0,12	0,15	–	–	–	0,11
H ₂ O	0,16	0,18	0,12	0,11	0,24	0,24	0,36	0,32	0,12	0,13	0,08	0,20
ппп	1,20	1,03	0,79	1,87	1,16	1,11	1,61	1,31	0,89	1,43	0,86	0,76
Cr	240	570	–	286	100	50	130	140	130	190	120	270
Ni	120	68	–	36	25	8	93	29	67	110	66	110
Co	28	21	–	23	14	8	25	8	30	28	31	65
V	200	140	–	190	78	36	90	75	170	130	120	110
Cu	67	50	–	–	36	19	68	23	55	68	64	86
Pb	8	14	–	20	–	–	–	–	–	–	–	–
Rb	30	72	59	74	73	32	–	–	–	–	–	59,4
Cs	–	–	–	–	2,82	1,88	–	–	–	–	–	3,8
Ba	–	470	–	380	510	320	480	410	–	–	–	–
Sr	197	168	221	285	160	130	170	290	–	–	–	–
Li	–	–	–	–	19,9	16,2	–	–	–	–	–	34,7
Nb	7,0	12,0	4,0	9,0	–	–	–	–	–	–	–	–
Zr	55	159	89	136	–	–	–	–	–	–	–	–
Y	16	16	12	21	–	–	–	–	–	–	–	–
Th	6,00	6,00	6,00	6,00	–	–	–	–	–	–	–	–

Примечание. (Кианит-гранат)-биотитовые гнейсы (метаосадки) из районов: 1 – оз. Первое Ногтево; 2 – пороги на р. Верхняя Куземка; 3–14 – оз. Железное (опробован разрез гнейсов снизу вверх); 15–17 – оз. Поньгома; 18, 19 – оз. Кукуа; 20–23 – оз. Во-кшозеро.

Содержание окислов проанализировано методом «мокрой» химии, содержание Li, Cs – методом пламенной фотометрии в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН, содержание элементов в пробах, не отмеченных звездочкой, выполнены рентгено-флюоресцентным методом на приборе VRA в Института геологии КарНЦ РАН, в пробах, отмеченных звездочкой, – ICP-MS методом.

вариации количества кислых вулканитов, аналогичных хаттомозерским, определяют разнообразие состава метаосадков.

Нормированные по хондриту содержания РЗЭ в наиболее распространенной группе метаосадков майозерской СТА (рис. 5) характеризуются дифференцированным спектром распределения ((La/Yb)_N – около 16). Содержание легких РЗЭ в них немного ниже (в 60–70 раз выше хондритового уровня), чем в средне-кислых вулканитах хаттомозерской свиты, и значительно выше, чем в базальтах, а тяжелых – соответствует его уровню в средне-кислых вулканитах. Такие особенности состава РЗЭ в метаграувакках согласуются с моделью их образования, главным образом, за счет средне-кислых вулканитов и базальтов, с небольшой долей коматитов. Одна из проб метаосадков имеет спектр распределения РЗЭ, близкий к базальтам, что, вероятно, свидетельствует о ведущей роли базальтов в составе их обломков и согласуется с положением ряда фигуративных точек состава граувакк на диаграмме Cr/Ti – Zr/Y (рис. 4) вблизи поля базальтов и ультрабазита. В одной из проб отмечается крайне низкое содержание тяжелых РЗЭ (0,5–0,9 хонд-

ритового уровня), относительно высокое (в 50 раз выше хондритового уровня) – легких РЗЭ и ярко выраженная положительная Eu аномалия. Кроме того, в ней высокое содержание Sr (531 г/т). Метаграувакки такого состава могли образоваться при наличии в области сноса вулканитов среднего состава адакитовой серии, которые, однако, весьма редки.

Составы осадков используются для оценки геодинамических условий седиментогенеза, и для этих целей, в частности, широко применяются дискриминационные диаграммы Р. М. Бхатия и К. А. В. Крука (Мыскова и др., 2000; Интерпретация..., 2001; Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986). Положение фигуративных точек составов майозерских метаосадков (граувакк) на дискриминационных диаграммах Th – Co – Zr, La – Th – Sc, Th – Sc – Zr и Th – La (рис. 6, А–Г) соответствует, главным образом, полям осадков, формирующихся в обстановках энсиматических островных дуг, реже – энсиалических. Близкое положение на таких диаграммах занимают составы метаграувакк Чупинского парагнейсового пояса (рис. 6, Д) (Мыскова и др., 2000; Мыскова, 2001).

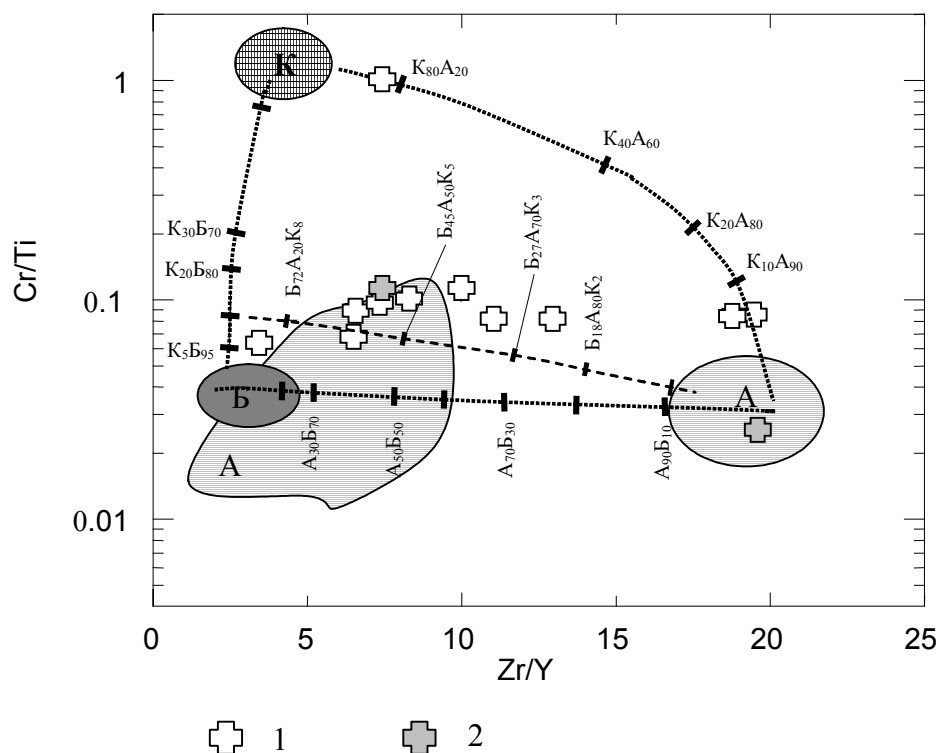


Рис. 4. Диаграмма $\text{Cr/Ti} - \text{Zr/Y}$ для метасадков майозерской СТА Керетского зеленокаменного пояса (1 – из западной части пояса, 2 – из восточной части пояса) с расчетными графиками* модели смешения коматитов (К), средне-кислых вулканитов (А) и базальтов (Б). Штрихи на графиках обозначают долю компонентов в смеси ($\text{K}_{20}\text{A}_{20}\text{B}_{60}$ – 20% коматита, 20% средне-кислых вулканитов, 60% базальтов)

* Графики описываются уравнениями $Ax + Bx + Cy + D = 0$ при $x = C_{\text{Cr}}/C_{\text{Ti}}$, $y = C_{\text{Zr}}/C_{\text{Y}}$ и следующих значениях коэффициентов соответственно для смеси К-А, К-Б, Б-А (буквенные обозначения те же, что и на рис.):

	А	В	С	Д
К-А	341408	4260	28040	-579806
К-Б	-80870	-3114	64520	-153636
Б-А	1042782	16140	-35	-42196

Состав смеси (содержание в ней того или иного химического элемента – C_m) рассчитывался в соответствии с уравнением:

$$\text{C}_m = \text{C}_0^1 \cdot F + \text{C}_0^2 \cdot (1 - F),$$

где C_0^1 , C_0^2 – содержание элемента в первом и втором крайних компонентах смеси, F – доля первого компонента в смеси

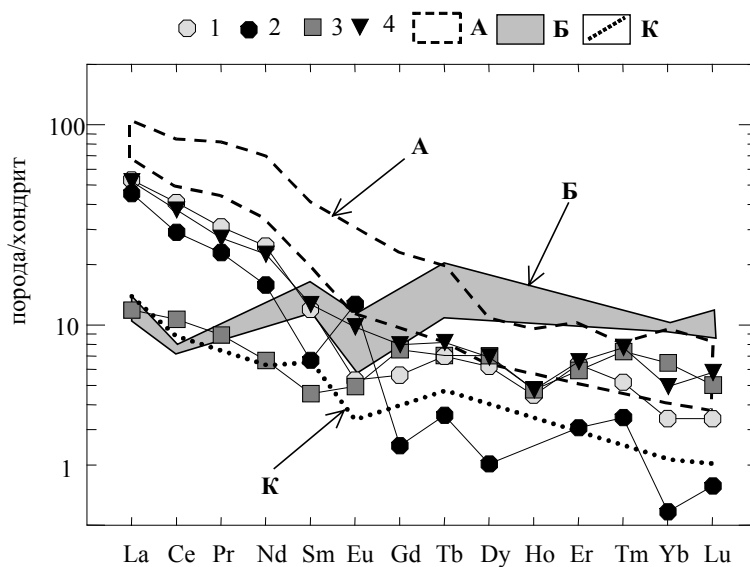


Рис. 5. Нормированное по хондриту содержание РЗЭ в породах Керетского зеленокаменного пояса:

1–4 – метагравякках майозерской СТА: 1 – проба Э-315-16К, 2 – Э-8А-1, 3 – Э-910-1, 4 – Э-910-11; А – средне-кислых метавулканитов хаттомозерской СТА, Б – метабазальтах майозерской СТА, К – метавулканитах майозерской СТА

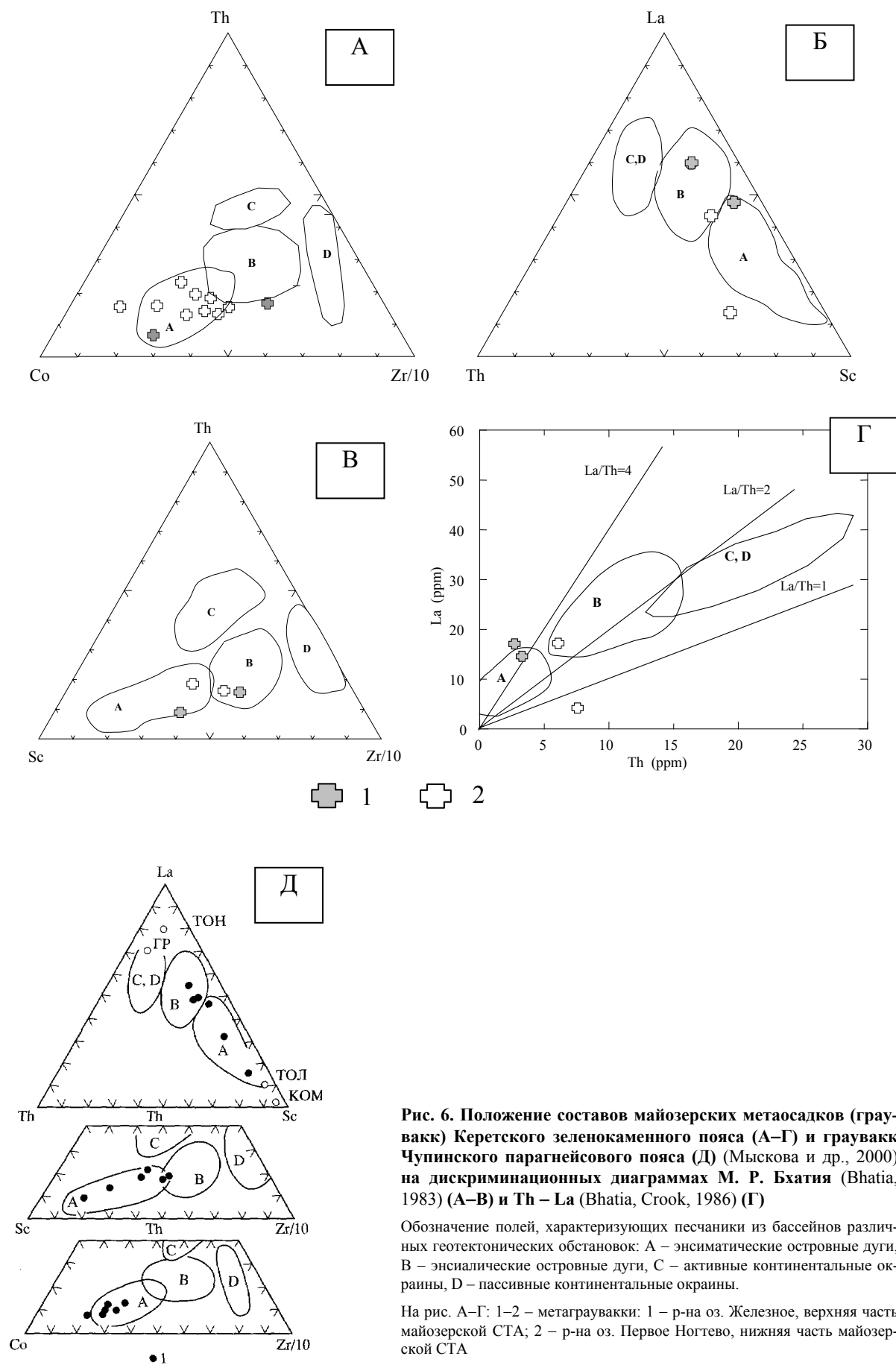


Рис. 6. Положение составов майзерских метаосадков (граувакк) Керетского зеленокаменного пояса (А–Г) и граувакк Чупинского парагнейсового пояса (Д) (Мыскова и др., 2000) на дискриминационных диаграммах М. Р. Бхатия (Bhatia, 1983) (А–В) и Th – La (Bhatia, Crook, 1986) (Г)

Обозначение полей, характеризующих песчаники из бассейнов различных геотектонических обстановок: А – энсиматические островные дуги, В – энсиалические островные дуги, С – активные континентальные окраины, Д – пассивные континентальные окраины.

На рис. А–Г: 1–2 – метаграувакки: 1 – р-на оз. Железное, верхняя часть майзерской СТА; 2 – р-на оз. Первое Ногтево, нижняя часть майзерской СТА

Выводы

Совокупность данных о петрогеохимических особенностях парагнейсов майозерской СТА Керетского зеленокаменного пояса и метавулканитов андезибазальт-базальтовой ассоциации (составляющих основную часть СТА) позволяет утверждать, что:

– парагнейсы являются метаморфизованными граувакками;

– данные граувакки могли образоваться за счет разрушения средне-кислых вулканитов хаттозерской СТА, базитов и ультрабазитов майозерской СТА;

– ассоциация майозерских вулканитов и граувакк формировалась во фронтальной части энзиматической вулканической дуги, возможно, субсинхронно с островодужными вулканитами дифференцированной андезибазальт-андезит-дацитово-ассоциации хаттозерской СТА;

– запланированные изотопно-геохронологические исследования акцессорных цирконов, выделенных из майозерских граувакк, позволят получить независимую информацию об источниках сноса и оценить правильность вывода о субсинхронности формирования метавулканитов майозерской и хаттозерской СТА.

ЛИТЕРАТУРА

- Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Богданова С. В. и др. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Т. 7, № 2. С. 115–140.
- Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л., 1990. 248 с.
- Интерпретация геохимических данных / Под ред. Е. В. Складова. М., 2001. 288 с.
- 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.
- Кокс К. Г., Белл Дж. Д., Панкхерст Р. Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М., 1982. 414 с.
- Милькевич Р. И., Мысцова Т. А. Позднеархейские метатерригенные породы Западной Карелии (литология, геохимия, источники сноса) // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С. 177–194.
- Мысцова Т. А. Глиноземистые гнейсы Беломорья (химический состав, происхождение, условия формирования): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 2001. 24 с.
- Мысцова Т. А., Милькевич Р. И., Львов Ю. В., Миллер Ю. В. Происхождение чупинских гнейсов Беломорья в свете новых литолого-геохимических данных // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 6. С. 653–665.
- Неелов А. Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л., 1980. 100 с.
- Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. М., 1981. 751 с.
- Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970. 114 с.
- Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В. А. Глебовицкий. СПб., 2005. 711 с.
- Слабунов А. И. Лопийские осадочно-вулканогенные образования и их соотношение с беломорским супракрустальным комплексом в районе оз. Кереть // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск, 1990. С. 141–155.
- Слабунов А. И. Верхнеархейская Керетская гранит-зеленокаменная система Карелии // Геотектоника. 1993. № 5. С. 61–74.
- Слабунов А. И. Латеральные вариации и эволюция состава позднеархейских базит-ультрабазитов Северной Карелии // Докембрий Северной Карелии (петрология и тектоника). Петрозаводск, 1994. С. 53–76.
- Слабунов А. И. Эволюция состава парагнейсов позднеархейской Керетской гранит-зеленокаменной системы // Геология и магматизм Карелии: Опер.-информ. материалы. Петрозаводск, 1995. С. 9–14.
- Слабунов А. И. Вокшозерская структура Керетского зеленокаменного пояса (строение и петрогеохимические особенности супракрустальных 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., 2005а. 46 с.
- Слабунов А. И. Мезоархейский керетьозерский зеленокаменный комплекс в районе оз. Кереть // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерогения (путеводитель и материалы конференции). Петрозаводск, 2005б. С. 52–59.
- Степанов В. С., Слабунов А. И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л., 1989. 175 с.
- Фролов В. Т. Литология. Кн. 2. Учебное пособие. М., 1993. 432 с.
- Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Проблемы литохимии (доклад на заседании Ученого Совета Института геологии УО Коми НЦ РАН). Сыктывкар, 1986. 26 с.
- Bhatia M. R. Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones // J. Geology. 1983. Vol. 91. P. 611–627.
- Bhatia M. R., Crook K. A. W. Trace element characteristics of grauwaques and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1986. Vol. 92. P. 181–193.
- Camire G. E., Lafleche M. R., Ludden J. N. Archean metasedimentary rocks from the northwestern Pontiac Subprovince of the Canadian Shield: chemical characterization, weathering and modelling of the source areas // Precambrian Research. 1993. Vol. 62, N 3. P. 285–305.
- Eriksson K. A., Krapez B., Fralick. Sedimentological aspects // Greenstone belts. Eds.: De Wit M., Ashwal L. D. Oxford Monographs on Geology and Geophysics 35. 1998. P. 33–54.
- La Fleche M. R., Camire G. Geochemistry and provenance of metasedimentary rocks from the Archean Golden Pond sequence (Casa Berardi mining district, Abitibi subprovince) // Canadian Journal of Earth Sciences. 1996. Vol. 33. P. 676–690.
- Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R. Sand and sandstone. N. Y., 1973. 618 p.

О. С. Сибелев, Н. С. Кушкова, П. Н. Анисимов

ТЕКТОНОМЕТАМОРФИТЫ ЗОН МЕЛАНЖА БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА (НА ПРИМЕРЕ СТРУКТУРЫ РАЙОНА ОЗ. КОРЖИНО)

Введение

Неоднородность и часто полифациальность метаморфитов в участках интенсивных тектонических движений – важная петрологическая проблема, решение которой представляет значительный интерес как для определения главных факторов метаморфизма, так и для моделирования тектонических и геодинамических процессов. Причины такой неоднородности могут быть самыми разными: полиметаморфизм, полизональность, «восприимчивость» протолита к бластезу, длительность метаморфических процессов, влияние магматических и не всегда диагностируемых метасоматических проявлений и т. д.

Кроме того, в сдвиговых и меланжированных зонах может происходить локальное повышение T (на 100–150 °C) и P (на 1 кбар) (Доливо-Добровольский, 2002) за счет тектонических факторов (стресса или динамометаморфизма). О. А. Беляев с коллегами (2000) приводит данные о росте давления при интенсивных сдвиговых деформациях в зонах Кольского полуострова на 3–4 кбар.

По сравнению с диафоритами сдвиговых зон и регионально метаморфизованными гнейсовыми толщами Беломорского подвижного пояса (БПП), породы зон меланжа обладают аномально высокой степенью метаморфизма. Так, в Котозерской зоне меланжа палеотемпературы пика метаморфических условий достигают 790 °C, при давлении до 8,9 кбар (Сибелев и др., 2002). В зонах меланжа Лапландских и Колвицких гранулитов они лежат в пределах от 800 до 1000 °C и 12 и более кбар (Прияткина, Шарков, 1979; Перчук и др., 1999; Alexejev et al., 2001 и др.), что выше аналогичных показателей в самих гранулитовых поясах.

В Гридинской зоне меланжа максимальные палеотермобарометрические оценки составляют: 740–865 °C, 14,2–17,5 кбар для реликтов неоархейских эклогитизированных базитов и 765–930 °C, 15–19 кбар для палеопротерозойских эклогитизированных габброидов (Володичев и др., 2004, 2005; Сибелев и др., 2004), тогда как в матриксе меланжа эти показа-

тели равны 650–750 °C и 7,4–8,2 кбар, соответственно. Характерная особенность Гридинской зоны – крайняя неоднородность не только вещественного состава микстита, но и параметров метаморфизма его компонентов. Нерешенным вопросом в данном случае является отсутствие высокобарических, изофациальных эклогитам ассоциаций в матриксе меланжа.

Необычные соотношения РТ-условий метаморфизма обломочной части и матрикса меланжа наблюдаются в структуре района оз. Коржино, что и служит предметом изучения в данной работе.

Термином *тектонOMETAMORFIT* авторы называют локально проявленные горные породы, испытавшие интенсивные тектонические движения и перекристаллизацию в динамометаморфических условиях. Под *зонами тектонического меланжа* (ЗТМ) Беломорского пояса понимаются глубинные, как правило, пологие (надвиговые) структуры, характеризующиеся определенным сдвиговым типом деформаций и брекчиеподобным вещественным наполнением, в котором выделяются гетерогенная обломочная часть (микстит) и «цементирующий» разнородные обломки матрикс. Матрикс имеет гранитоидный или гнейсовый состав и играет роль дезинтегрирующего фактора и транспорта обломков.

Геологический очерк

В рамках изучения предполагаемых зон меланжа БПП осуществлялись картировочные и петрологические исследования в районе р. Поньгома – оз. Коржино (рис. 1), где были установлены структуры, интерпретируемые как ЗТМ и маркирующие элементы сместителей покровных пластин БПП. Внутреннее строение, стиль синтектонических деформаций, вещественное наполнение и РТ-параметры формирования пород в таких зонах в достаточной мере не были изучены. Для решения этих вопросов был закартирован детальный участок на западном берегу оз. Коржино, у истока р. Сигмы.

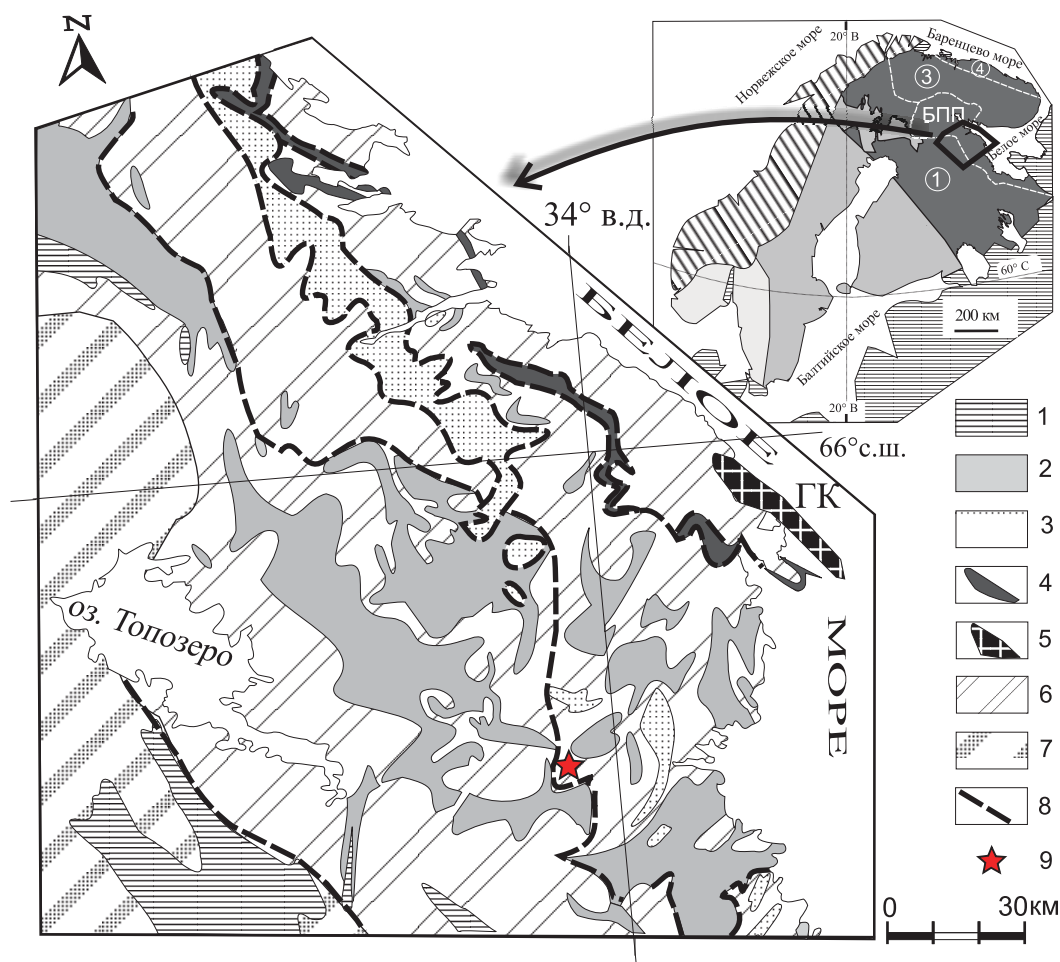


Рис. 1. Схема геологического строения Северной Карелии (составлена А. И. Слабуновым, 2005)

На врезке – расположение территории на схеме тектонического районирования Фенноскандинавского щита (цифрами обозначены: 1 – Карельский неоархейский кратон, 2 – Беломорский подвижный пояс, 3 – Кольская провинция, 4 – Мурманский неоархейский кратон)

1 – палеопротерозойские (2,5–1,92 млрд лет) супракrustальные образования; 2–5 – нео- и мезоархейские: 2 – зеленокаменные комплексы Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов; 3 – парагнейсы Чупинского пояса; 4 – амфиболиты и ультрабазиты Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса; 5 – Гридинский эколгитсодержащий комплекс (ГК); 6 – разнгованные гранитоиды и мигматиты БПП (2,9–2,7 млрд лет); 7 – архейские (3,2–2,7 млрд лет) гранитоиды Карельского неоархейского кратона; 8 – предполагаемые надвиги; 9 – местоположение района работ

Выбор площади обусловлен удовлетворительной обнаженностью и наличием в обломочной части меланжа, помимо глиноземистых гнейсов и разнообразных амфиболсодержащих пород, редких для центральной части БПП пород карбонатного состава (мраморов).

В пределах изученной площади «разрез» (с СВ на ЮЗ, от подстилающих к перекрывающим породам) представлен моноклинально залегающими и полого падающими на ЮЗ толщами (рис. 2): среднезернистыми амфиболовыми и биотит-амфиболовыми андезитоподобными гнейсами (истинная мощность (М) – более 50 м); мелкозернистыми биотитовыми ($\pm Am^*$), слабо мигматизированными гнейсами (М – около 20 м); плагиомикроклиновыми, послойно мигматизированными

биотитовыми ($\pm Am$) гранитогнейсами (М – до 50 м). Последние сменяются, а в ЮВ части участка срезаются разнородной контрастной толщей собственно зоны тектонического меланжа (М – до 130 м) (рис. 3). В направлении от СЗ к ЮВ части участка видимая мощность зоны уменьшается, вероятно, за счет относительно более крутых падений. Ее южная граница проводится по правому берегу р. Сигмы.

На юге участок ограничен крупным интрузивным телом пород комплекса лерцолитов – габброноритов. Контакты габбро с гнейсовыми толщами непосредственно не вскрыты. В масштабе схемы (рис. 2) они представляются секущими. Габбро среднезернистые, «кайнотипные», с хорошо выраженными магматическими структурами ($\pm Ol(?)$ – Орх – Срх – Pl $\pm Qz$, $\pm Hbl$, $\pm Bt$, $\pm Gt$), но участками рассекаются зонами (в несколько метров мощности) амфиболитизации и биотитизации субпараллельного границам ЗТМ простиранья.

* Сокращения для минералов и минеральных компонентов даны по R. Kretz (1983). Цифры рядом с индексом железомagneзических минералов обозначают железистость ($f = Fe/(Fe + Mg)$), у плагиоклаза – % An.

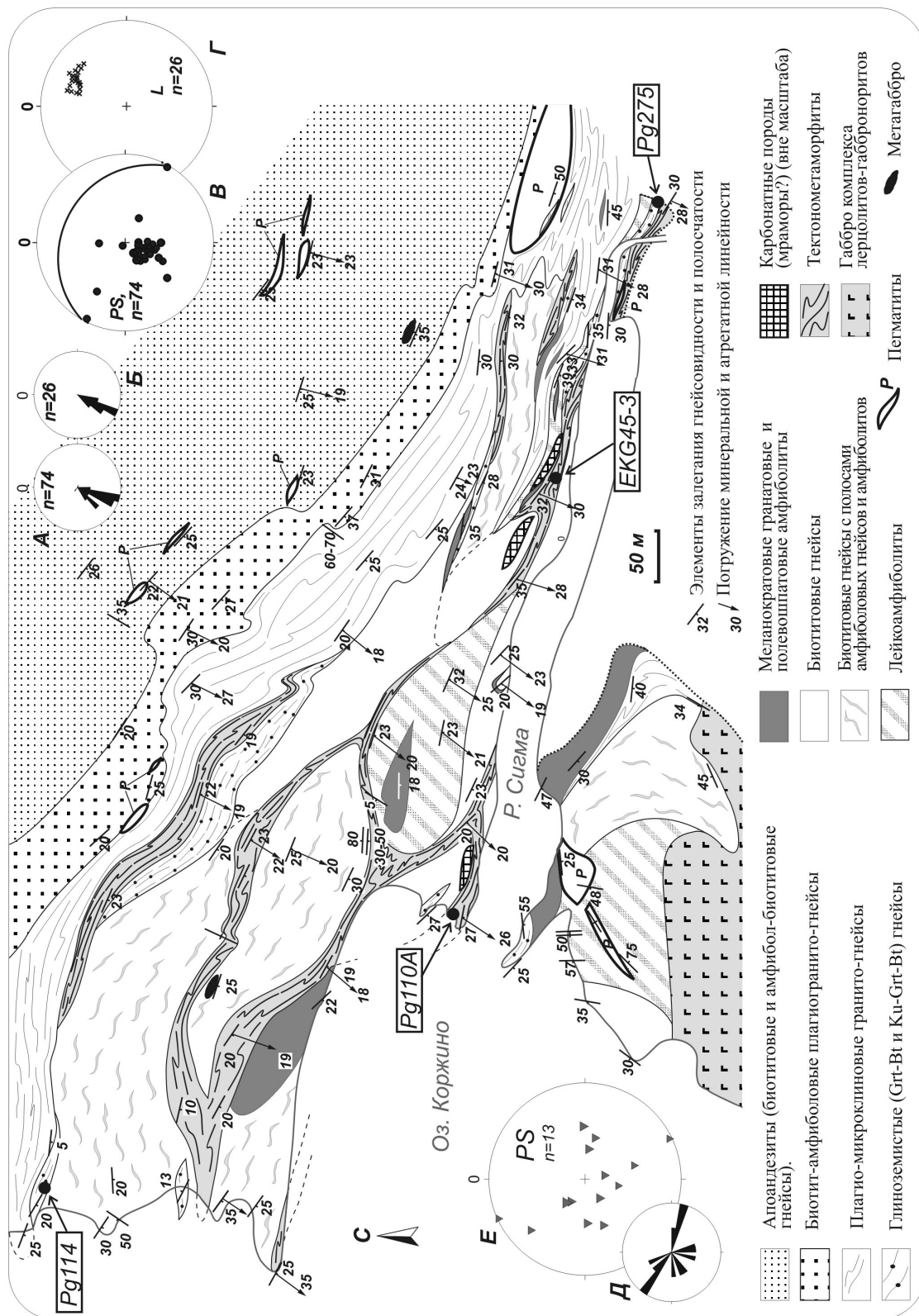


Рис. 2. Схема геологического строения фрагмента зоны тектонического меланжа в районе оз. Кержино

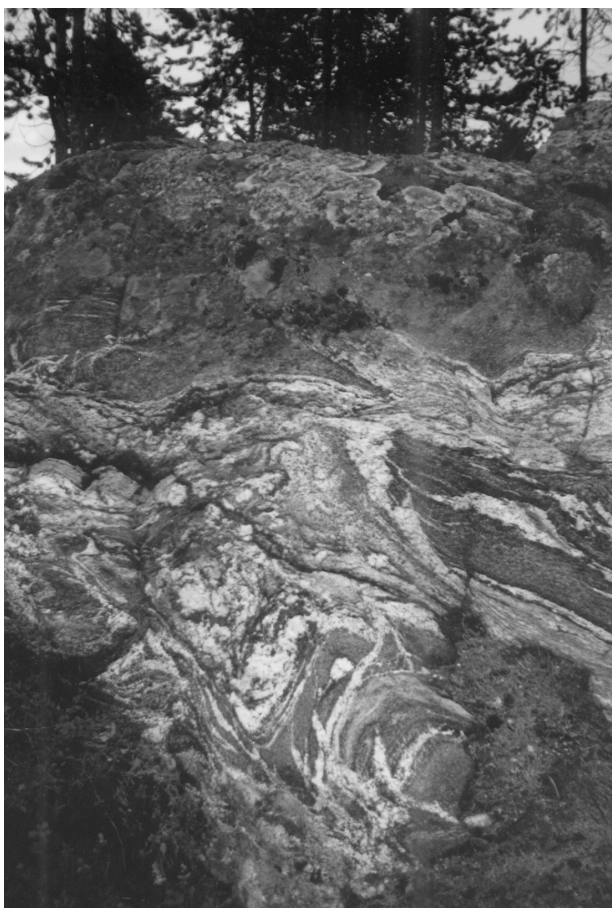


Рис. 3. Брекчирование амфиболитов и апоандезитов в ЗТМ

Обломочная часть ЗТМ включает в себя:

1) Линзовидные, сильно уплощенные тела (М – от 0,5 до 20 м) среднезернистых глиноземистых гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых гнейсов;

2) Линзовидные (каплевидные в плане) тела, прослои и некрупные (до 0,5 м по длинной оси) обломки среднезернистых мигматизированных амфиболовых ($\pm Gr \pm Kfs \pm Bt - Hbl - Pl - Qz$) гнейсов (лейкоамфиболитов). Местами лейкоамфиболиты вмещают тела меланократовых амфиболитов. Макроскопически лейкоамфиболиты подобны апоандезитам подстилающих зону толщ;

3) Крупные (300 × 80 м) чечевицеобразной или неясной (в плане) формы тела мигматизированных биотитовых ($\pm Am - Bt \pm Kfs - Pl - Qz$) гнейсов с многочисленными прослоями и линзами амфиболитов, лейкоамфиболитов, мезократовых биотит-амфиболовых гнейсов;

4) Неясной формы тела однородных мигматизированных биотитовых ($\pm Am - Bt \pm Kfs - Pl - Qz$) плагио-гранито-гнейсов;

5) Линзы и прослои меланократовых полевошпатовых, участками гранатовых, роговообманковых и диопсидовых амфиболитов ($\pm Gt - Pl - Hbl; \pm Di, Kfs, Bt, Qz, Ep$ и др);

6) Линзовидные вытянутые тела карбонатных пород видимой мощностью 1–3 м, на 80–90% состоящие из доломита ($Dol-Cc; \pm Am$ (актинолит-тремолитового ряда), Chl, Bt, Qz).

В роли матрикса меланжа выступают тектонометаморфиты – мигматиты с бластомилонитовыми текстурами, развитые в виде прослоев (М – первые метры), окаймляющих крупные линзовидные обломки пород. Это очень своеобразные породы, неосомы и порфиробласты (до 5 см в диаметре) которой выполнены полевыми шпатами ($Pl-Kfs$), а палеосома представляет собой относительно массивную, средне-, равномернозернистую породу лейкоамфиболитового состава.

Помимо перечисленных разновидностей пород, в области ЗТМ широко развиты лейкократовые гранитоиды, мигматизирующие апобазитовые гнейсы и амфиболиты, а также гранатиты, пространственно тяготеющие к контактам амфиболитов с матриксом. Гранитные пегматиты (жилы М до 30 м) и тела ортоамфиболитов отмечены как в зоне меланжа, так и за его пределами. В первом случае их простирания субсогласны с гнейсовидностью и полосчатостью вмещающих пород. В южной части участка пегматиты секущие.

Структурное развитие

Структурный план участка разделен на два домена: северный и южный.

В северный домен (к северу от р. Сигмы) включены области развития пород зоны меланжа и подстилающих ее толщ. На всей площади отмечаются единые выдержанные элементы залегания (рис. 2, врезки А, В). Гнейсовидность, сланцеватость, метаморфическая и мигматитовая полосчатость, контакты пород, в том числе пегматитовых жил и т. д., полого падают на ЮЗ (статистический максимум аз. пад. $207^\circ \angle 27^\circ$, врезка В на рис. 2). В направлении от СЗ к ЮВ части участка, по простиранию зоны, углы падения постепенно возрастают (в среднем на 7°). Деформации проявлены в виде сильно сжатых лежащих складок, в которых осевые плоскости и крылья практически параллельны друг другу. Немногочисленные замеры СВ простирания гнейсовидности и контактов пород отвечают замковым частям складок. Другие, незначительные отклонения простирания пород относительно среднестатистических связаны с облеканием включений меланжа породами матрикса. Каких-либо более ранних или наложенных деформаций на рассматриваемой площади не зафиксировано.

Линейные элементы в домене выражены отчетливо и представлены минеральной и агрегатной линейностью, резко проявленной бороздчатостью, вплоть до формирования карандашных обособлений метатекта. В плоскости гнейсовидности и сланцеватости гнейсов в ряде случаев отмечены зеркала скольжения со следами штриховки. Все эти элементы, а также шарниры складок субсогласны, а их

азимуты и углы погружения на рассматриваемой площади строго выдержаны (статистический максимум $206^\circ \angle 25^\circ$ врезки Б, Г на рис. 2). Обращает на себя внимание тот факт, что полюсы планарных элементов практически совпадают с погружением линейных (врезки А, Б на рис. 2), т. е. линейность погружается по падению пород.

Южный домен располагается на правом берегу р. Сигмы вблизи тела габброидов комплекса лерцолитов – габброноритов и занимает незначительную площадь, в связи с плохой обнаженностью в этой части участка. Простирающиеся гнейсовидности и контактов пород не выдержаны (врезки Д, Е на рис. 2), меняясь от северо-восточных, через субмеридиональные, до северо-западных. Линейность проявлена очень слабо, складки более открыты, с крутыми осевыми плоскостями. Жилы пегматитов и контакт габбро имеют секущие соотношения с гнейсовидностью вмещающих пород.

Структурные наблюдения на участке указывают на формирование ЗТМ в рамках единого цикла тектонической активности (надвигообразования), в условиях хрупко-пластических сдвиговых деформаций. Подстилающие ЗТМ толщи имеют тот же структурный план, что и породы меланжа, в отличие от перекрывающих комплексов, характеризующихся собственным структурным парагенезом. Формирование последнего в южном домене участка предположительно может быть связано с подворотом ранних структурных элементов на контакте с зоной меланжа.

Главные особенности петрографии и состава минералов некоторых типов пород меланжа

Для определения условий структурных и метаморфических преобразований в ЗТМ наиболее подробно изучались породы, чутко реагирующие на изменение внешних условий. В данном случае анализировались образцы глиноземистых гнейсов (PG114, PG275), метагаббро (PG271), гранатовых амфиболитов (PG271-2) и мигматизированных гранат-биотит-амфиболовых гнейсов (PG110А, ЕКГ45-3), классифицируемых как тектонометаморфиты.

Глиноземистые гнейсы представляют собой среднезернистые, недифференцированные, слабо мигматизированные, местами послойно прокварцованные породы. На участке они развиты исключительно в ЗТМ в виде прослоев и линз сравнительно небольшой мощности (М – первые метры) и нередко имеют постепенные переходы к ($\pm$ Gt)-амфибол-биотитовым гнейсам. По минеральному составу глиноземистые гнейсы отвечают гранат-биотитовым и кианит-гранат-биотитовым (+Pl, +Qz) разновидностям, микроструктуры лепидогранобластовые, с элементами порфиробластовых (Gt, Pl), из второстепенных и акцессорных минералов в небольших количествах встречаются мусковит (серицит), ортоклаз, хлорит, альбит, рудный минерал, апатит.

Химический состав проанализированных минералов из глиноземистых гнейсов района оз. Коржино по данным микрозондового анализа ($\pm$ Ky – Gt₇₀₋₈₅ – Bt₃₅₋₄₂ – Pl²⁹⁻³⁷ – Qz) * не выходит за рамки составов, характерных для аналогичных пород БПП (табл. 1, 2), кроме того, на основе полученных данных можно сопоставить развитие этих пород с конкретными этапами тектоно-метаморфической эволюции Беломорья. Так, гранаты Коржинских гнейсов обладают четко выраженной контрастной зональностью регрессивного типа (рис. 4, А). От центральных к краевым участкам зерен наблюдается закономерное увеличение содержаний Fe, Mn и железистости с уменьшением Mg и Ca. В абсолютных значениях составы центральных (реликтовых) частей зерен соответствуют составам гранатов «ребольских» гнейсов, а составы краевых – раннесвекофенских (Сибелев, 1998). Биотиты за счет относительно быстрой диффузии компонентов в этом минерале, не обладают зональностью и тяготеют к промежуточным составам между биотитами гнейсов названных этапов ($\text{TiO}_2 = 2,8\text{--}3,2\%$; $\text{F}(\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO} \cdot 100)) = 49\text{--}55$). Изученные зерна плагиоклаза характеризуются несколько повышенной основностью (табл. 3), более характерной для плагиоклазов из гнейсов ранних этапов метаморфизма.

Таким образом, структурно-текстурные особенности, минеральный состав и химический состав минералов глиноземистых гнейсов ЗТМ позволяет коррелировать их с неоархейскими гнейсами чупинского парагнейсового пояса, подвергшимся тектоно-метаморфическим преобразованиям в палеопротерозое (гнейсы 4₂ по А. М. Ручьеву, 2002).

Амфиболиты в пределах изученной площади разнообразны по составу: от почти мономинеральных роговообманковых, гранатовых и диопсид-гранатовых разновидностей до лейкоамфиболитов и биотит-амфиболовых гнейсов. Генезис этих пород также различен. По крайней мере, часть их отвечает ортоамфиболитам. Очевидно, что в ЗТМ пространственно совмещены обломки пород, каждая из которых характеризуется собственной, дотектонической (предшествующей надвигообразованию) геологической историей. Помимо этого, при петрографическом изучении в некоторых образцах были зафиксированы наложенные парагенезисы, например, в гранатовых амфиболитах нередко встречаются ассоциации с поздним хлоритом, а в роговообманковых амфиболитах – идиоморфные, хорошо ограненные кристаллы амфибола актинолит-тремолитового ряда. Эти наблюдения свидетельствуют о наличии регрессивных (диафторических) метаморфических процессов.

* Микрозондовые анализы выполнены на кафедре петрографии МГУ на сканирующем электронном микроскопе CamScan 4DV с приставкой для энергодисперсионного анализа AN 10000 (аналитик Е. В. Гусева).

Таблица 1

Кристаллохимические формулы, железистость и компонентный состав гранатов

№ обр.	Минерал	Mg	Ca	Fe ²⁺	Mn	S X	Si	Al	O	f	Prp	Ca-Gt	Alm	Sps
PG271-2-2	Gt край	0,32	0,70	1,87	0,10	3,00	2,99	2,01	12	85,41	10,67	23,44	62,48	3,40
PG271-2-3	Gt пром.	0,39	0,72	1,86	0,08	3,05	2,98	1,96	12	82,66	12,77	23,66	60,86	2,71
PG271-2-4	Gt центр	0,37	0,72	1,89	0,09	3,06	2,97	1,97	12	83,61	12,09	23,43	61,69	2,78
PG271-2-5	Gt центр	0,32	0,72	1,89	0,09	3,02	2,98	1,99	12	85,54	10,58	23,91	62,61	2,90
PG271-2-6	Gt край	0,35	0,74	1,87	0,11	3,07	2,98	1,95	12	84,25	11,39	24,06	60,89	3,66
PG114-2	Gt край	0,50	0,15	2,26	0,10	3,01	2,98	2,01	12	81,87	16,59	5,12	74,95	3,34
PG114-4	Gt пром.	0,77	0,21	1,98	0,08	3,05	2,98	1,98	12	72,05	25,28	7,06	65,17	2,49
PG114-5	Gt центр	0,82	0,22	1,96	0,06	3,06	2,98	1,96	12	70,49	26,81	7,29	64,06	1,84
PG114-6	Gt центр	0,82	0,22	1,93	0,07	3,04	2,98	1,98	12	70,16	26,99	7,39	63,46	2,15
PG114-7	Gt кр с Bt	0,50	0,18	2,28	0,09	3,05	2,96	1,99	12	82,02	16,40	5,81	74,83	2,96
PG271-2	Gt край	0,52	0,69	1,80	0,05	3,06	2,97	1,97	12	77,60	17,00	22,53	58,92	1,55
PG271-3	Gt с Ilm	0,51	0,69	1,83	0,05	3,08	2,96	1,96	12	78,23	16,54	22,50	59,44	1,52
PG271-5	Gt центр	0,50	0,71	1,83	0,04	3,08	2,96	1,96	12	78,58	16,23	23,00	59,56	1,21
PG271-6	Gt пром.	0,55	0,66	1,81	0,04	3,06	2,97	1,97	12	76,74	17,95	21,50	59,22	1,33
PG271-7	Gt край	0,42	0,74	1,88	0,05	3,09	2,96	1,95	12	81,77	13,58	23,79	60,92	1,72
EKG45-3-2	Gt край	0,13	1,01	1,91	0,03	3,08	3,00	1,92	12	93,61	4,23	32,70	61,97	1,10
EKG45-3-3	Gt центр	0,12	0,99	1,95	0,05	3,11	3,01	1,89	12	94,21	3,86	31,83	62,85	1,46
EKG45-3-4	Gt центр	0,11	0,98	1,95	0,05	3,09	3,01	1,90	12	94,65	3,56	31,69	63,03	1,71
EKG45-3-5	Gt край	0,08	1,02	1,98	0,08	3,16	2,95	1,89	12	96,11	2,53	32,41	62,48	2,59
EKG45-12	Gt с Bt	0,11	0,98	1,93	0,04	3,06	3,04	1,90	12	94,60	3,60	32,06	63,04	1,30
PG110A-1	Gt край	0,05	0,82	1,96	0,22	3,05	3,01	1,95	12	97,51	1,64	26,88	64,26	7,21
PG110A-2	Gt центр	0,02	0,84	2,03	0,22	3,11	2,99	1,89	12	99,02	0,64	27,14	65,21	7,01
PG110A-3	Gt центр	0,04	0,84	2,02	0,24	3,14	2,95	1,90	12	98,06	1,27	26,65	64,33	7,75
PG110A-4	Gt край	0,03	0,85	2,00	0,21	3,09	2,96	1,95	12	98,52	0,97	27,45	64,70	6,88
PG110A-11	Gt край	0,02	0,86	1,93	0,33	3,14	2,95	1,90	12	98,98	0,64	27,42	61,46	10,48
PG275-1	Gt центр	0,69	0,22	2,05	0,07	3,04	2,98	1,98	12	74,84	22,72	7,31	67,57	2,40
PG275-2	Gt пром.	0,67	0,24	2,01	0,08	3,00	3,01	1,99	12	74,98	22,35	7,96	66,97	2,72
PG275-3	Gt край	0,40	0,24	2,34	0,15	3,14	2,90	1,96	12	85,42	12,75	7,73	74,65	4,86

Примечание. Здесь и далее цифры после номера образца соответствуют точкам анализа на рисунках; «пром.» – промежуточные точки определения состава на линии профиля от центра к краю зерна; «Gt с Bt» – точки определений состава в непосредственной близости с включениями биотита.

Таблица 2

Кристаллохимические формулы и железистость биотитов

№ обр.	Прим.	K	Na	S A	Mg	Fe ²⁺	Ti	Mn	Al ^{VI}	S B	Si	Al ^{IV}	O	OH	f
PG110A-9		0,86	0,04	0,89	0,20	2,36	0,33	0,01	0,10	3,00	2,77	1,23	10,00	2,00	92,06
PG110A-10		0,94	0,09	1,02	0,19	2,37	0,34	0,00	0,10	3,00	2,80	1,20	10,00	2,00	92,75
PG110A-12		0,92	0,00	0,92	0,19	2,32	0,34	0,01	0,14	3,00	2,78	1,22	10,00	2,00	92,34
PG275-4	Bt с Gr	0,87	0,03	0,90	1,39	0,99	0,18	0,00	0,45	3,00	2,80	1,20	10,00	2,00	41,54
PG275-5		0,85	0,07	0,92	1,43	0,94	0,15	0,01	0,46	3,00	2,79	1,21	10,00	2,00	39,71
PG114-1	Bt с Gr	0,82	0,11	0,93	1,54	0,84	0,15	0,00	0,47	3,00	2,79	1,21	10,00	2,00	35,26
PG114-3	Bt в Gr	0,86	0,08	0,94	1,53	0,88	0,15	0,00	0,43	3,00	2,78	1,22	10,00	2,00	36,51
PG114-8	Bt с Gr	0,88	0,04	0,92	1,48	0,93	0,15	0,00	0,44	3,00	2,80	1,20	10,00	2,00	38,65
PG114-11		0,87	0,05	0,92	1,51	0,89	0,16	0,00	0,43	3,00	2,82	1,18	10,00	2,00	37,14
EK45-3-8		0,92	0,04	0,96	0,46	2,05	0,12	0,00	0,37	3,00	2,79	1,21	10,00	2,00	81,75
EK45-10		0,93	0,05	0,99	0,43	2,04	0,16	0,01	0,36	3,00	2,77	1,23	10,00	2,00	82,43
EK45-11	Bt с Gr	0,85	0,08	0,93	0,43	2,03	0,18	0,00	0,36	3,00	2,74	1,26	10,00	2,00	82,40

В целях изучения РТ-условий метаморфизма на микрозоне анализировались метагабброиды и гранатовые амфиболиты из ЗТМ (рис. 4, Б, В). Первые макроскопически сохраняют «габбровый» облик и встречаются в виде не крупных, часто деформированных тел (рис. 5). Они представляют собой массивные мелкозернистые породы петельчатой, гранобластовой, с элементами пойкилобластовой структуры. К сожалению, метагабброиды не были идентифицированы с какими-либо интрузивными комплексами

БПП. Внешне эти породы сходны с коронитовыми (гранатовыми) габбро, однако магматические минералы в них перекристаллизованы, и лишь в редких случаях под микроскопом можно наблюдать реликты первичных друзитовых структур. Минеральный состав метагаббро: Qz – Cpx(Di)_{29,1} – Gt_{77–82} – Hbl_{38–42} – Pl_{29–31}, второстепенные минералы представлены ильменитом и сфеном, при этом сфен часто образует каемки вокруг ильменита, в единичных зернах отмечены биотит и апатит.

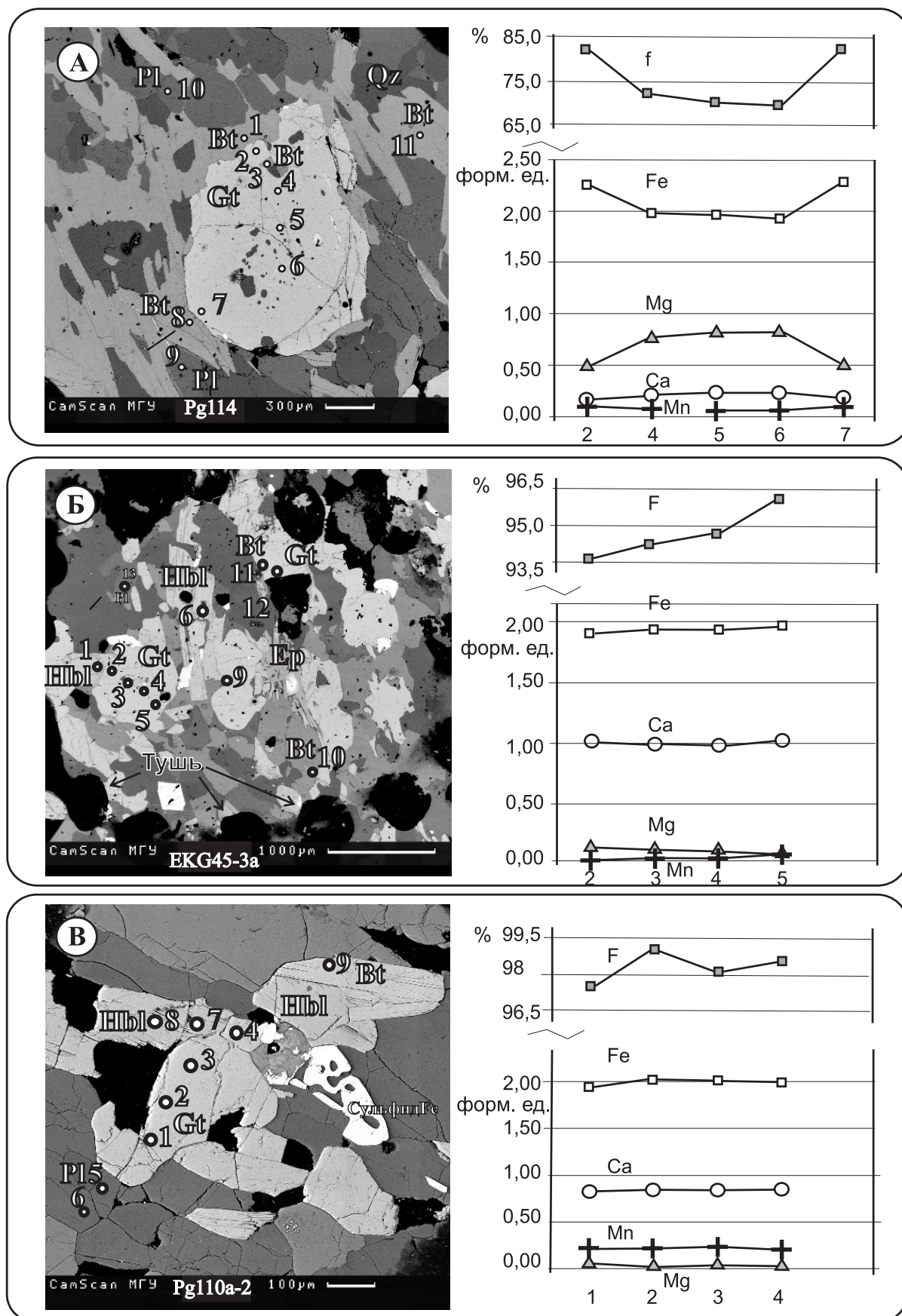


Рис. 4. Положение точек микрозондового анализа на микрофото (в отраженных электронах) и профили концентрационного распределения компонентов в гранатах (пояснения в тексте)

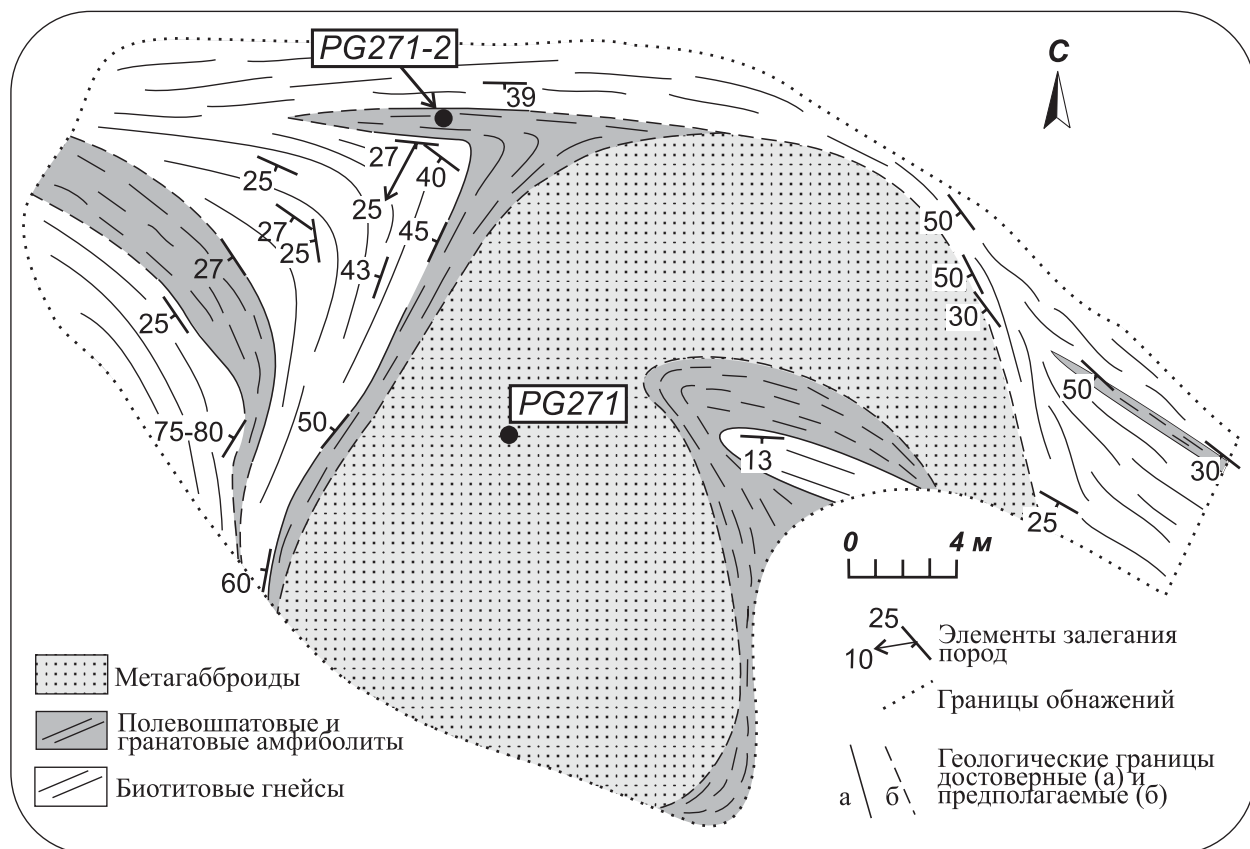


Рис. 5. Деформация тела метагаббро в ЗТМ (план обнажения)

Проанализированные гранатые амфиболиты имеют почти тот же минеральный состав ($Bt - Gt_{70-85} - Qz - Hbl_{50-52} - Pl^{28-30}(Ep, Sf, Ilm)$), что и метагабброиды, но отличаются более крупнозернистой, гранонематобластовой, порфиробластовой структурой, в них большее количество лейкократовых минералов и биотита, нет диопсида, но в значительных количествах появляется эпидот.

Составы проанализированных минералов из метагабброидов и гранатых амфиболитов представлены в таблицах 1–5 и в целом типичны для составов минералов из подобных пород БПП. Гранаты из метагаббро исследуемого района характеризуются отсутствием зональности. Слабо выраженная зональность с регрессивной тенденцией появляется в гранатах из амфиболитов. От метагабброидов к амфиболитам в гранатах закономерно снижаются содержания Mg при увеличении f, содержания Fe и Mn.

Проанализированные амфиболы метагабброидов имеют желтовато-зеленые цвета плеохроизма и по номенклатуре CNMMN IMA (Номенклатура..., 1997) отвечают магнезиальным роговым обманкам и чермакиту, в гранатых амфиболитах развиты чермакиты и паргаситы. В амфиболах метагаббро относительно амфиболов из гранатых амфиболитов ниже содержание глинозема как в октаэдрической, так и в тетраэдрической позиции, а также f, Na и Fe, выше – Si и Mg. Единственное проанализированное зерно клинопироксена из метагаббро отвечает диопсиду: $(Fe^{2+}_{0,02}Ca_{0,94}Na_{0,04})_{1,0} (Al^{VI}_{0,03}Fe^{3+}_{0,03}Mg_{0,71}Fe^{2+}_{0,23})_{1,0}$

$(Si_{1,97}Al^{IV}_{0,03}Fe^{3+}_{0,03})_{2,0}$ с содержанием Jad 3,65% ($Wo_{45,72}En_{35,30}Fs_{12,88}$) (по: Sawthorn, Collerson, 1974).

В свете настоящих исследований наибольший интерес представляют *тектонометаморфиты* – породы матрикса ЗТМ. По совокупности имеющихся данных можно утверждать, что это синтетектонические образования, как пространственно, так и во времени маркирующие главную фазу тектонических движений. Макроскопически и по особенностям вещественного состава тектонометаморфиты подобны чарнокитам. Текстуально они представляют собой послойные инъекционные мигматиты (рис. 6). Неосомы мигматитов преимущественно полевошпатовая с крупными (в несколько см) порфиробластами плагиоклаз-микроклинового состава. Порфиробласты овальной формы, уплощенные вдоль мигматитовой полосчатости, облекаются последней и нередко формируют ротационные структуры, подчеркивающие значительную сдвиговую компоненту при формировании облика пород. Плагиоклаз в порфиробластах часто иризирующий. Палеосома мигматитов, по нашим представлениям, полностью перекристаллизована и при сохранении общих структурно-текстурных особенностей породы варьирует по минеральному составу от биотитовых до гранат-биотит-амфиболовых разновидностей. Минеральный состав палеосомы меняется по латерали мигматитовых тел, отражая непостоянство состава протолита. В области развития амфиболитов (обр. ЕКГ45-3, PG110A) палеосома мезократовая, слабо гнейсовидная, микроструктура равномернозернистая, гранобластовая, с элементами нематобластовой.

Таблица 3

Кристаллохимические формулы и минальный состав плагиоклазов

№ обр.	Прим.	K	Na	Fe ²⁺	Ca	S	Al	Si	S	O	Ab	An	Ort
PG271-12	Pl в стороне	0,02	0,62	0,00	0,29	0,92	1,28	2,73	4,01	8	67,10	31,00	1,90
PG271-1	Pl с Gt	0,02	0,67	0,02	0,29	0,99	1,28	2,71	3,99	8	67,20	29,40	1,80
PG114-10	Pl с Bt	0,01	0,69	0,00	0,29	0,98	1,27	2,72	4,00	8	70,00	29,20	0,50
PG114-9	Pl с Bt	0,00	0,68	0,00	0,28	0,97	1,27	2,74	4,00	8	70,30	28,80	0,50
PG271-2-10	Pl с Gt	0,01	0,66	0,01	0,29	0,98	1,30	2,70	4,00	8	67,70	30,20	1,10
PG271-2-9	Pl с Gt	0,01	0,69	0,00	0,27	0,97	1,23	2,76	3,99	8	71,50	27,70	0,80
PG 275-6	Pl с Gt	0,00	0,64	0,01	0,37	1,02	1,36	2,63	3,99	8	62,70	36,60	0,00
PG 275-7	Pl в стороне	0,01	0,66	0,00	0,30	0,97	1,29	2,72	4,00	8	68,40	30,90	0,70
EKG45-3-13	Pl в стороне	0,01	0,73	0,00	0,25	0,99	1,24	2,76	4,00	8	73,60	25,00	1,10
EKG45-3-9	Pl с Gt	0,01	0,71	0,01	0,25	0,99	1,25	2,75	3,99	8	72,30	25,70	0,70
PG110-5	Pl с Gt	0,01	0,86	0,01	0,13	1,00	1,12	2,88	3,99	8	86,00	12,50	0,70
PG110-6	Pl в стороне	0,01	0,84	0,01	0,12	0,98	1,09	2,90	4,00	8	85,70	12,50	1,00

Таблица 4

Кристаллохимические формулы амфиболов

№ обр.	Na	K	SA	Ca	Na	SB	Al ^{VI}	Ti	Fe ³⁺	Mg	Fe ²⁺	Mn	SC	Si	Al ^{IV}	ST	O	OH
PG271-2-1	0,31	0,14	0,45	1,82	0,18	2	0,50	0,15	0,49	2,17	1,68	0,00	5	6,42	1,58	8	22	2
PG271-2-7	0,39	0,13	0,53	1,82	0,18	2	0,53	0,17	0,37	2,10	1,83	0,01	5	6,42	1,58	8	22	2
PG271-2-8	0,31	0,14	0,45	1,80	0,20	2	0,53	0,16	0,43	2,04	1,82	0,02	5	6,44	1,56	8	22	2
PG271-2-12	0,37	0,15	0,52	1,85	0,15	2	0,50	0,17	0,40	2,11	1,81	0,01	5	6,39	1,61	8	22	2
PG271-8	0,23	0,18	0,41	1,88	0,12	2	0,48	0,16	0,29	2,59	1,48	0,00	5	6,61	1,39	8	22	2
PG271-9	0,29	0,18	0,47	1,83	0,17	2	0,51	0,19	0,34	2,66	1,30	0,00	5	6,47	1,53	8	22	2
PG271-11	0,33	0,16	0,49	1,88	0,12	2	0,45	0,19	0,25	2,47	1,64	0,01	5	6,56	1,44	8	22	2
EKG45-3-6	0,29	0,42	0,71	1,85	0,15	2	0,61	0,14	0,61	0,58	3,05	0,01	5	5,95	2,05	8	22	2
EKG45-3-1	0,30	0,36	0,66	1,83	0,17	2	0,80	0,11	0,59	0,53	2,97	0,00	5	5,89	2,11	8	22	2
PG110A-7	0,36	0,35	0,71	1,82	0,18	2	0,32	0,24	0,44	0,32	3,62	0,06	5	6,23	1,77	8	22	2
PG110A-8	0,51	0,37	0,88	1,83	0,17	2	0,22	0,24	0,44	0,33	3,72	0,05	5	6,14	1,86	8	22	2

Примечание. По классификации CNMNM IMA (Номенклатура..., 1997) обр. PG271-2-1, PG271-2-8, PG271-9 относятся к чермакитам; PG271-2-7, PG271-2-12 – к паргаситам; PG271-8, PG271-11 – к магнезиальным роговым обманкам; EKG45-3-6, PG110A-7, PG110A-8 – к гастингситам; EKG45-3-1 – к ферропаргаситам.

В тектонометаморфитах многое необычно. Помимо своеобразной геологической позиции этих пород, «пейзажного» внешнего вида и других характеристик, о которых пойдет речь ниже, в первую очередь обращает на себя внимание окраска мафических минералов в шлифах. Так, гранат имеет отчетливый розовато-кремовый цвет, а биотит и роговая обманка плеохроируют, соответственно, от зеленовато-бурого и темно-зеленого до совершенно черного цвета. Это явление связано с особенностями химизма этих минералов (табл. 1, 2, 4) и, в прежде всего, с аномально высокой железистостью (Gt_{94-99} – Kfs – Bt_{82-93} – Hbl_{86-93} – Pl^{13-25} – Qz (Er, Ort, Sf, рудный минерал)). Например, железистость (f) граната в образце PG110A достигает 99%! Такие значения f получаются за счет мизерных содержаний Mg (0,02–0,05 ф. ед. в PG110A и 0,08–0,13 ф. ед. в EKG45-3), иногда более низких, чем содержания Mn (0,03–0,33), и достаточно высокому содержанию Fe (1,93–2,03 ф. ед.). Зональ-

ность в гранатах из тектонометаморфитов практически отсутствует (рис. 4, Б, В), а высокие вариации f вследствие несопоставимости значений Mg и Fe часто носят случайный характер.

Биотиты по составу тяготеют к аннит-сидерофиллитам ($Al^{IV} = 1,2–1,26$ ф. ед.) и, наряду с высокой железистостью ($F = 88,9–95,8\%$), характеризуются высокими концентрациями TiO_2 , достигающими 5,6 масс. %.

Амфиболы из тектонометаморфитов принадлежат к группе гастингситов, которые отличаются повышенными значениями Fe^{3+} (табл. 4), более высокими, чем содержания октаэдрического Al, лишь один образец отвечает ферропаргаситу с обратными отношениями этих показателей. Относительно амфиболов из метагаббро и гранатовых амфиболитов гастингситы тектонометаморфитов отличаются пониженными содержаниями кремнезема и, соответственно, более высокими содержаниями глинозема в тетраэдрической позиции, кроме того, они более насыщены щелочами ($(Na + K)_a = 0,66–0,88$ ф. ед.), главным образом калием.



Рис. 6. Мигматизация и порфиробластизм в тектонометаморфите

Плагиоклаз в рассматриваемых породах более кислый, чем в других проанализированных породах ЗТМ (табл. 3).

В двух изученных образцах тектонометаморфитов составы минералов обладают общими чертами, отличающими их от аналогичных минералов других пород. Тем не менее между этими образцами главные кристаллохимические показатели минералов имеют значительные расхождения. Этот факт косвенно подтверждает тезис, выдвинутый при анализе геологических данных, о том, что тектонометаморфиты формировались по неоднородному протолисту, уже, возможно, дезинтегрированному.

Оценка РТ-параметров метаморфизма

Рассмотрение минеральных парагенезисов и состава минералов из пород ЗТМ позволяет произвести качественную оценку параметров метаморфических преобразований и их направленности. В глиноземистых гнейсах, чутко реагирующих на смену температур и хорошо изученных в БПП (Гродницкий и др., 1985; Володичев, 1990; Сибелев, 1998, 1999; Ручьев, 2002 и др.), наиболее информативны гранаты и биотиты, для которых выявлены закономерности химизма в зависимости от РТ-условий метаморфизма. Проанализированные гранаты глиноземистых гнейсов ЗТМ были метаморфизованы в условиях кианит-ортоклазовой субфации (по: Володичев, 1990) с последующими регрессивными преобразованиями в кианит-микроклиновой субфации, а биотиты – в рамках амфиболитовой фации. Количественные значения палеотемператур и палеодавлений по термобаромет-

рическим расчетам представлены в табл. 5. Для центральных, реликтовых участков зерен граната из глиноземистых гнейсов Т и Р (с известной долей приближения) составляют 624–689 °С; 7,3–8,6 кбар, для краевых – 497–536 °С; 6,0–7,5 кбар.

Сравнение составов минералов из метагаббро и из гранатовых амфиболитов показало, что гранат в метагаббро относительно более высокотемпературный (выше магнезиальность, ниже марганцовистость), в гранатовых амфиболитах, наоборот, более высокотемпературными оказались амфиболы (например, по соотношению глинозема в различных позициях кристаллохимических формул). Термометрия дает предпочтение вкладу амфиболов в результаты расчета (см. табл. 5), т. е. палеотемпературы метаморфизма, полученные для гранатовых амфиболитов, несколько выше.

В целом можно заключить, что полученные РТ значения метаморфизма глиноземистых гнейсов и пород, богатых СаО, достаточно близки, однако последние «реагируют» на изменение внешних условий медленнее.

В тектонометаморфитах достаточно высокотемпературные амфиболы, а составы гранатов и биотитов настолько нестандартны, что зачастую не «вписываются» в диаграммы состав – температура. Их повышенная железистость, казалось бы, должна отвечать невысоким степеням метаморфизма, но цифры, полученные по гранат-биотитовым термометрам (670–811 °С), при высокой дисперсии, гораздо выше аналогичных показателей глиноземистых гнейсов. Даже если отбросить максимальные значения, температурные условия метаморфизма тектонометаморфитов, полученные по этим тер-

мометрам, будут превышать показатели ранних парагенезисов глиноземистых гнейсов в среднем на 100–150 °С и поздних парагенезисов – на 170–225 °С. Относительно метагаббро и гранатовых амфиболитов расчетные

значения Т формирования тектонометаморфитов по различным термометрам выше на 80 °С (Graham, Powell, 1984), 70 °С (Holland, Blundy, 1994) и 150–270 °С (Powell, 1985).

Т а б л и ц а 5
Термобарометрия пород ЗТМ

№ обр.	№ т.	T, °С	Термометр		P, кбар	Барометр	
Pg114	2, 1, 10	505	Gt-Bt	Holdway, Lee, 1977	6,3	Gt-Pl-Qz-Ky	Aranovich, 1983
		499	Gt-Bt	Перчук, 1981	6,6	Gt-Pl-Qz-Ky	Stowell, 1989
		505	Gt-Bt	Fonarev, Graphchikov, 1991			
	2, 3, 10	515	Gt-Bt	Holdway, Lee, 1977	6,3	Gt-Pl-Qz-Ky	Aranovich, 1983
		524	Gt-Bt	Перчук, 1981	6,6	Gt-Pl-Qz-Ky	Stowell, 1989
		517	Gt-Bt	Fonarev, Graphchikov, 1991			
	4, 3, 10	637	Gt-Bt	Holdway, Lee, 1977	7,5	Gt-Pl-Qz-Ky	Aranovich, 1983
		624	Gt-Bt	Перчук, 1981	7,3	Gt-Pl-Qz-Ky	Stowell, 1989
		630	Gt-Bt	Fonarev, Graphchikov, 1991			
	6, 8, 9	689	Gt-Bt	Holdway, Lee, 1977	7,6	Gt-Pl-Qz-Ky	Aranovich, 1983
		659	Gt-Bt	Перчук, 1981	7,5	Gt-Pl-Qz-Ky	Stowell, 1989
		676	Gt-Bt	Fonarev, Graphchikov, 1991			
	7, 8, 9	526	Gt-Bt	Holdway, Lee, 1977	6	Gt-Pl-Qz-Ky	Aranovich, 1983
		535	Gt-Bt	Перчук, 1981	6,3	Gt-Pl-Qz-Ky	Stowell, 1989
		536	Gt-Bt	Fonarev, Graphchikov, 1991			
Pg275	2, 5, 7	638	Gt-Bt	Holdway, Lee, 1977	8,6	Gt-Pl-Qz-Ky	Aranovich, 1983
		624	Gt-Bt	Перчук, 1981	8,4	Gt-Pl-Qz-Ky	Stowell, 1989
		631	Gt-Bt	Fonarev, Graphchikov, 1991			
	3, 4, 6	506	Gt-Bt	Holdway, Lee, 1977	7,2	Gt-Pl-Qz-Ky	Aranovich, 1983
		497	Gt-Bt	Перчук, 1981	7,5	Gt-Pl-Qz-Ky	Stowell, 1989
		512	Gt-Bt	Fonarev, Graphchikov, 1991			
Pg271	1, 2, 8	618	Grt-Hbl	Graham, Powell, 1984	6,0	Hbl	Hollister et al., 1987
		596	Grt-Hbl	Powell, 1985	6,0	Hbl	Schmidt, 1991
	1, 5, 8	612	Grt-Hbl	Graham, Powell, 1984	6,0	Hbl	Hollister et al., 1987
		590	Grt-Hbl	Powell, 1985	6,0	Hbl	Schmidt, 1991
Pg271-2	1, 3, 9, 10	643	Grt-Hbl	Graham, Powell, 1984	6,0	Hbl	Blundy, Holland, 1990
		623	Grt-Hbl	Powell, 1985	7,2	Hbl	Hollister et al., 1987
		663	Hbl-Pl-Qtz	Holland, Blundy, 1994	7,0	Hbl	Schmidt, 1991
	1, 3, 9	655	Pl-Hbl-Qz	Holland, Blundy, 1994	7,0	Hbl	Blundy, Holland, 1990
		643	Grt-Hbl	Graham, Powell, 1984	7,0	Hbl	Schmidt, 1991
		623	Grt-Hbl	Powell, 1985	7,3	Hbl	Hollister et al., 1987
EKG45-3	6, 11, 12	876	Grt-Hbl	Powell, 1985	8,4	Hbl	Hollister et al., 1987
		711	Gt-Bt	Holdway, Lee, 1977	8,8	Hbl	Schmidt, 1991
		670	Gt-Bt	Перчук, 1981			
		697	Gt-Bt	Fonarev, Graphchikov, 1991			
	9, 11, 12	897	Grt-Hbl	Powell, 1985	11,8	Hbl	Hollister et al., 1987
		811	Gt-Bt	Перчук, 1981	11,2	Hbl	Blundy, Holland, 1990
					11,0	Hbl	Schmidt, 1991
	11, 1, 2	787	Gt-Bt	Fonarev, Graphchikov, 1991	11,8	Hbl	Hollister et al., 1987
		776	Grt-Hbl	Powell, 1985	11,2	Hbl	Blundy, Holland, 1990
					11,0	Hbl	Schmidt, 1991
	3, 6, 10	878	Grt-Hbl	Powell, 1985	10,4	Hbl	Hollister et al., 1987
		672	Gt-Bt	Перчук, 1981	9,8	Hbl	Schmidt, 1991
Pg-110A	1, 5, 7, 9	734	Pl-Hbl-Qz	Holland, Blundy, 1994	7,2	Hbl	Hollister et al., 1987
		685	Gt-Bt	Перчук, 1981	7,1	Hbl	Blundy, Holland, 1990
		694	Gt-Bt	Fonarev, Graphchikov, 1991	7,0	Hbl	Schmidt, 1991
	3, 5, 8	734	Pl-Hbl-Qz	Holland, Blundy, 1994	7,2	Hbl	Hollister et al., 1987
		724	Grt-Hbl	Graham, Powell, 1984	7,1	Hbl	Blundy, Holland, 1990
					7,0	Hbl	Schmidt, 1991

Интересно, что давления при метаморфизме, по результатам барометрии тектонометаморфитов, относительно вмещающих пород практически не меняются, лишь в отдельных расчетных точках обр. ЕКГ45-3 оно достигает 11,8 кбар, что при полученных для них температурах вполне естественно и вписывается в тренды фациальных серий.

Обсуждение результатов

Изучение геологического строения Коржинской структуры показало, что она характеризуется всеми признаками зон меланжа БПП: локальным развитием, пологой линейной надвиговой формой, наличием гетерогенной обломочной части и пластичного матрикса, специфическим, свойственным исключительно подобным зонам стилем синнадвиговых деформаций. К этому можно добавить выявленные неоднородности проявлений метаморфизма и высокие параметры метаморфизма матрикса.

Коржинская ЗТМ имеет субсогласное статистическому максимуму планарных структурных элементов общее простирание и ортогональное, по падению пород, погружение линейных элементов (маркирующих ЮЮЗ траекторию транспорта толщ). Такое свойство фиксируется и в соседних (эшелонированных?) зонах района р. Поньгомы, что может свидетельствовать об отсутствии признаков транспрессионных тектонических движений. Остается нерешенным вопрос о взаимоотношении ЗСЗ пологих структур типа Коржинской с субмеридиональными, крутопадающими структурами, непосредственно примыкающими к первым. Авторы склонны рассматривать их в рамках единого тектонического поля напряжений.

Вопрос о возрасте формирования рассматриваемой структуры на данной стадии изученности остается открытым. То, что здесь проявлены протерозойские (свекофенские) процессы, не вызывает сомнений. Это подтверждается возрастом сфена из тектонометаморфитов (1,8 млрд лет, устное сообщение Е. В. Бибиковой), положением пегматитов мусковитовой формации, развитием характерных парагенезисов в глиноземистых гнейсах и наличием субсогласных простиранию структуры зон амфиболитизации и биотитизации в габбро комплекса лерцолитов – габброноритов. Можно предположить, что мы имеем дело с ремобилизацией архейской тектоники, но представляется, что в таком случае встречались бы наложенные (или реликтовые) структурные элементы, какие четко фиксируются в ЗТМ Котозера или Гридино, но не отмечены на изученной площади. На участке в пределах всей нижней пластины, поддвигаемой на ЮЮЗ, закономерно фиксируются строго выдержанные элементы залегания.

Введение в обиход понятия «тектонометаморфит» продиктовано отсутствием сколько-нибудь приемлемых терминов, отражающих структурно-текстурные особенности этих пород и их роль в тектоногенезе. Между тем породы такого типа в БПП не

редкость. Сравнение тектонометаморфитов Коржинской ЗТМ с генетически близкими породами районов Гридино и Котозера показало, что вещественный состав их может варьировать в широких пределах от гранитоидного до диоритового даже в отдельно взятой структуре. Необходимым условием отнесения тех или иных образований к тектонометаморфитам является четкая геологическая позиция пород в виде матрикса меланжа и способность к пластичности, достигающейся в условиях частичного, участками – полного плавления (мигматизации и гранитообразования). Таким образом, температуры, сопутствующие формированию структурно-вещественных комплексов меланжа, должны быть довольно высокими, что подтверждается палеотермобарометрией тектонометаморфитов (в среднем 700–800 °С и выше). Тектонические зоны при этом служат проводниками флюида и эндогенного теплового потока, который отчасти генерируется самими тектоническими движениями. Необычный состав минералов тектонометаморфитов Коржино, интенсивная мигматизация и полная перекристаллизация субстрата дают некоторое представление о сложном механизме их образования, в котором участвуют метасоматические, магматические и метаморфические процессы.

Обломочная часть меланжированных зон может быть метаморфизована в различных условиях, зачастую не совпадающих с РТ-параметрами преобразований матрикса. Например, в центральной части Гридинской зоны среди разнородных включений присутствуют обломки эклогитов, в южной части – фрагменты относительно низкобарических гранат-диопсидовых амфиболитов. В районе Коржино фиксируются глиноземистые гнейсы и амфиболиты, барические условия преобразований которых не выходят за рамки условий региональных этапов метаморфизма БПП. Эти факты свидетельствуют о том, что тектонические движения приводили к вовлечению в ЗТМ обломков пород, выведенных с различных гипсометрических уровней, вплоть до нижнекоровых (или мантийных?).

Матрикс Гридинской ЗТМ представлен амфиболовыми мигматит-гранитами, тоналитами и амфиболовыми гнейсами, степень метаморфизма которых примерно соответствует уровню метаморфизма матрикса Коржинской структуры. Однако если палеотемпературы формирования тектонометаморфитов Гридино, как правило, ниже палеотемператур метаморфизма включений, то в ЗТМ Коржино ситуация обратная. Различие параметров метаморфизма обломочной части и матрикса свидетельствует о высокой скорости протекания тектоно-метаморфических процессов.

Большой разброс расчетных значений РТ-параметров для тектонометаморфитов не связан с какими-либо реакционными взаимоотношениями минералов и парагенезисов (регрессивные или наложенные процессы в этих породах не зафиксированы) и обусловлен не только несовершенством термобарометрических расчетов. Скорей

всего, эти вариации зависят либо от глубин, с которых выводились породы, либо от неравномерности теплового флюидного и магматического потока.

Выводы

В районе оз. Коржино детально закартирован и изучен фрагмент зоны тектонического меланжа. Зона представляет собой полого залегающую структуру надвигового типа с характерным сдвиговым стилем деформаций: выдержанными гнейсовидностью и сланцеватостью, смятыми в лежачие, сжатые складки с осевыми плоскостями, параллельными простиранию ЗТМ, и шарнирами, погружающимися параллельно линейности и бороздчатости, строго по падению пород. Траектория транспорта поддвигаемой пластины – ЮЮЗ. Обломочная часть меланжа представлена различными амфиболитами, метагабброидами, глиноземистыми и гранат-амфиболовыми гнейсами, гранито-гнейсами, апоандезитами и мраморами. Матрикс представляет собой тектонометаморфиты – интенсивно мигматизированные гранат-био-

тит-амфиболовые гнейсы, окаймляющие, в виде маломощных прослоев, линзовидные включения пород. РТ-параметры метаморфизма тектонометаморфитов составляют 700–800 °С (по некоторым термометрам до 900 °С) при давлении до 11,8 кбар. Эти параметры гораздо выше, чем в обломочной части меланжа – глиноземистых гнейсах, гранатовых амфиболитах и метагаббро (максимум $T = 689$ °С, $P = 8,6$ кбар).

Тектонометаморфиты являются породами, формировавшимися при интенсивных тектонических движениях по неоднородному субстрату и под воздействием мощного, неравновесного флюидного потока и кислого мигматизирующего расплава. При высокой пластичности, за счет присутствия ликвидусной фазы, тектонометаморфиты способствовали дезинтеграции вмещающих пород, их транспорту с различных уровней глубинности и скользянию тектонических пластин по плоскости ЗТМ. Высокая скорость тектонических процессов способствовала тому, что обломки вмещающих пород сохраняли информацию о предшествующих тектоно-метаморфических преобразованиях.

ЛИТЕРАТУРА

- Балаганский В. В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. СПб., 2002. 32 с.
- Беляев О. А., Митрофанов Ф. П., Петров В. П. Локальные вариации РТ параметров тектонометаморфизма в зоне пластического сдвига // Доклады АН. 1998. Т. 361, № 3. С. 370–374.
- Беляев О. А., Петров В. П., Реженева С. А. Неоднородности состава граната из гнейсов в зоне сдвиговых деформаций (Кольский полуостров) // ЗВМО. 2000. № 1. С. 82–91.
- Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л., 1990. 248 с.
- Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикина 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 (путеводитель геологических экскурсий). Петрозаводск, 2005. С. 60–80.
- Гродницкий Л. Л., Ручьев А. М., Крохин А. И. Лоушское пегматитовое поле (структурное развитие, полиметаморфизм, гранито- и пегматитообразование). Петрозаводск, 1985. 176 с.
- Доливо-Добровольский Д. В. Происхождение и условия образования сапфиринсодержащих пород Центрально-Кольской гранулит-гнейсовой области: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 2002. 24 с.
- Номенклатура амфиболов: доклад подкомитета по амфиболом комиссии по новым минералам и названиям минералов международной минералогической ассоциации (КНМНМ ММА) // ЗВМО. 1997. № 6. С. 82–102.
- Перчук Л. Л. Коррекция биотит-гранатового гео-, термобарометра для $Mn = Mg + Fe$ изоморфизма в гранат // Доклады АН. 1981. Т. 256, № 2. С. 441–442.
- Перчук Л. П., Кротов А. В., Геря Т. В. Петрология амфиболитов пояса Тана и гранулитов Лапландского комплекса // Петрология. 1999. Т. 6, № 2. С. 165–196.
- Прияткина Л. А., Шарков Е. В. Геология Лапландского глубинного разлома (Балтийский щит). Л., 1979. 128 с.
- 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.
- Сибелев О. С. Позднесвекоффенский (PR1) этап метаморфизма (ЮЗ часть Кольского полуострова и Северная Карелия): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1998. 21 с.
- Сибелев О. С. Состав и зональность гранатов из полиметаморфитов Беломорья // Вопросы геологии и экологии Карелии: по материалам конференции молодых ученых. Петрозаводск, 1999. С. 13–20.
- Сибелев О. С., Травин В. В., Степанова А. В. Котозерская зона тектонического меланжа (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск, 2002. С. 27–40.
- Сибелев О. С., Бабарина И. И., Слабунов А. И., Конников 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. Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита в архее: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М., 2005. 47 с.
- Alexeev N. L., Levchenkov O. A., Zinger T. F. et al. Paleoproterozoic PT regimes in the Belomorian Mobile Belt (BMB), Fennoscandian Shield // Abstr. 6th Workshop SVECALAPKO. Lammi, Finland. 2001. P. 1.
- Aranovich L. Ya. Biotite-garnet equilibria in metapelites. I. The thermodynamics of solid solutions and mineral reactions // Contributions to Phys.-Chem. Petrology. Vol. XI. M., 1983. P. 121–136.

- Blundy Y. D., Holland T. Y. B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // *Contrib. to Mineral. and Petrol.* 1990. Vol. 104, N 2. P. 208–224.
- Cawthorn R. G., Collerson K. D. The Recalculation of Pyroxene End-Member Parameters and the Estimation of Ferrous and Ferric Iron Content from Electron Microprobe Analyses // *Am. Mineral.* 1974. Vol. 59, N 11–12. P. 1203–1208.
- Fonarev V. I., Grapchikov A. A. Two-pyroxene thermometry: a critical evaluation // *Progress in metamorphic and magmatic petrology. A memorial volume in honor of D. S. Korzhinskiy*. Ed. L. L. Perchuk. Cambridge University Press, Cambridge. 1991. P. 65–92.
- Graham C. M., Powell R. A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California // *J. Metamorph. Geol.* 1984. Vol. 2, N 1. P. 33–42.
- Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contrib. to Mineral. and Petrol.* 1994. Vol. 116. P. 433–447.
- Hollister L. S., Grissom G. C., Peters E. K. et al. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // *Am. Mineral.* 1987. Vol. 72. P. 231–239.
- Holdaway M. J., Lee S. M. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations // *Contrib. to Mineral. and Petrol.* 1977. Vol. 63. P. 175–198.
- Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised // *J. Metamorph. Geol.* 1985. Vol. 3, N 3. P. 231–243.
- Schmidt M. W. Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650 °C, 3.5–13.0 kbar // *Terra abstracts*. 1991. Vol. 3, N 1. P. 30.
- Stowell H. H. Silicate and sulphide thermobarometry of low-to medium-grade metamorphic rocks from Holkham Bay, South-East Alaska // *J. Metamorph. Geol.* 1989. Vol. 7, N 3. P. 343–358.

Н. Е. Король

ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОСНОВНЫХ ГРАНУЛИТОВ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА В ЭКЛОГИТОПОДОБНЫЕ ПОРОДЫ

Эклогитоподобными называются гранат-клинопироксен-плагиоклазовые породы, формирующиеся по супракрустальным или интрузивным магматическим образованиям основного и среднего составов при метаморфических и (или) метасоматических процессах обычно в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Впервые в Западном Беломорье они детально были исследованы О. И. Володичевым (1975).

Ранее автором (Король, 2005б) были описаны основные гранулиты (OG) как обязательные и главные составляющие компоненты гранулит-эндербит-чарнокитовых (ГЭЧ) комплексов Карелии и Центральной Финляндии. Нынешняя статья посвящена одному из аспектов диафтореза^{*1} этих (OG) супракрустальных образований и формированию по ним клинопироксен-плагиоклазовых (CP) и эклогитоподобных (EKL) пород. Данный процесс характерен в Карелии только для ГЭЧ комплексов [1–4] ** Беломорского подвижного пояса (БПП). Диафторические превращения $OG \rightarrow CP \rightarrow EKL$ осуществляются в условиях метаморфизма беломорского типа кианитовой (амфиболитовой) и (или) кианит-мусковитовой (эпидот-амфиболитовой) фаций (Король, 1990, 2000, 2003, 2005а), что связывается с коллизионным (вторая генерация) этапом развития БПП (Володичев, 1990, 2002). Кроме того, образование метасоматических эклогитоподобных пород может происходить и в условиях гранулитовой фации и последней – переходящей в амфиболитовую, что изучено (Володичев, 1990) на полуостровах Вичаны и Мундиннаволок оз. Кереть [3].

Двустадийные преобразования гранулитов основного состава в клинопироксен-плагиоклазовые и в дальнейшем в эклогитоподобные породы осуществляются при диафторезе одновременно с другими (ам-

фиболизация, биотитизация, гранатизация и т. д.) превращениями пород ГЭЧ комплексов (Король, 1990, 2003). РТ-параметры наложенных изменений гранулитовых образований соответствуют: $T = 700–500\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 10–9\text{ кбар}$ – в амфиболитовой и $T = 580–490\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 9–8\text{ кбар}$ – эпидот-амфиболитовой фации (Король, 1990, 2003, 2005а, б).

Наиболее детально процессы перехода (геолого-петрографические особенности, химизм, минеральные реакционные замещения) $OG \rightarrow CP \rightarrow EKL$ изучены в ГЭЧ комплексах [1–2] районов оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро и оз. Керчуг. Главной геологической закономерностью является развитие клинопироксен-плагиоклазовых и эклогитоподобных пород в пределах границ первоначального распространения основных гранулитов. В некоторых случаях реликты OG сохраняются среди частичной или даже практически полной их переработки. Переходы исходных гранулитовых пород в производные амфиболитовой фации постепенные, резкие контакты между ними отсутствуют.

Обычно клинопироксен-плагиоклазовые породы (рис. 1) образуют в основных двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцах преимущественно небольшие, редко протяженностью до 3–5 м при мощности от 0,2 до 1 м, участки, вытянутые часто вдоль разгнейсования и соединяющиеся с гранулитами зонами постепенного перехода. С процессами гранатизации, как правило, связаны преобразования – $CP \rightarrow EKL$. Эклогитоподобные породы развиваются в пределах участков клинопироксен-плагиоклазовых – неравномерно и пятнисто с сохранением реликтов исходных образований (рис. 1). Контактные соотношения между CP и EKL нечеткие и расплывчатые. Основные гранулиты, в которых образовались участки клинопироксен-плагиоклазовых пород, иногда подвергаются процессам незначительной гранатизации.

Наряду с описанными, в отдельных случаях фиксируется формирование EKL по OG в очень узких вытянутых по разгнейсованию зонах мощностью 1–2 см, к которым от гранулитов наблюдаются постепенные переходы.

^{*} Диафторез рассматривается как регрессивное минеральное преобразование, происходящее в процессе приспособления магматических и метаморфических горных пород к новым условиям более низких ступеней метаморфизма.

^{**} В статье в квадратных скобках будут указаны номера ГЭЧ комплексов, соответствующие реперным районам их развития: [1] – оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро, [2] – оз. Керчуг, [3] – п-ова Вичаны и Мундиннаволок оз. Кереть, [4] – п-ов Поньгомнаволок и губа Поньгома Белого моря.

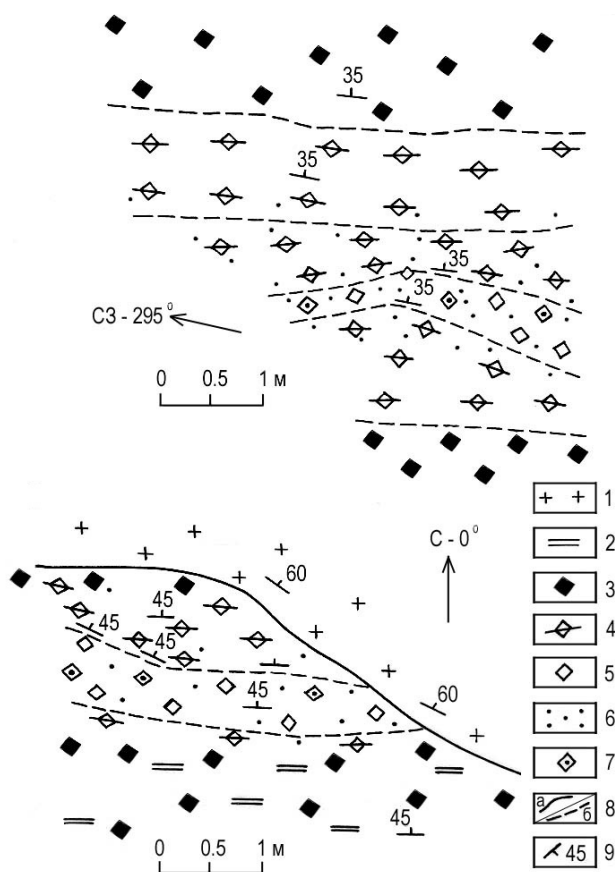


Рис. 1. Преобразование двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев в клинопироксен-плаггиоклазовые и далее в эклогитоподобные породы:

1 – эндербиты; 2 – амфиболиты по двупироксен-амфиболовым кристаллическим сланцам; 3 – двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы; 4 – двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, переходящие в клинопироксен-плаггиоклазовые породы; 5 – клинопироксен-плаггиоклазовые породы; 6 – развитие граната в породах; 7 – эклогитоподобные породы; 8 – границы пород: резкие (а) и постепенные переходы (б); 9 – элементы залегания гнейсовидности.

Зарисовки обнажений оз. Беличьего [1]: обн. К-2245 – верхняя и обн. К-2247 – нижняя.

Петрографические исследования показали, что перекристаллизация двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев в клинопироксен-плаггиоклазовые породы начинается с формирования реакционных кайм новой генерации моноклинового пироксена (Cpx^{II}) * по гиперстену (рис. 2) согласно реакции $\text{Hyr} + \text{CaO} = \text{Cpx}^{\text{II}}$ (табл. 1, № 1). Повышение основности плаггиоклазов в породах при этих преобразованиях свидетельствует о привносе CaO .

* Символы минералов: Cpx – моноклиновый пироксен, Di – диопсид, Sal – салит; Hbl – амфибол – обыкновенная роговая обманка, Br – бронзит, Hyr – гиперстен, Gt – гранат, Cb – карбонат, Qtz – кварц, Mag – магнетит, Om – рудный минерал, Pl – плаггиоклаз, Scp – скаполит, Spl – шпинель. Римские цифры сверху минералов означают принадлежность к гранулитовой (I) или (II, III) амфиболовой фации.

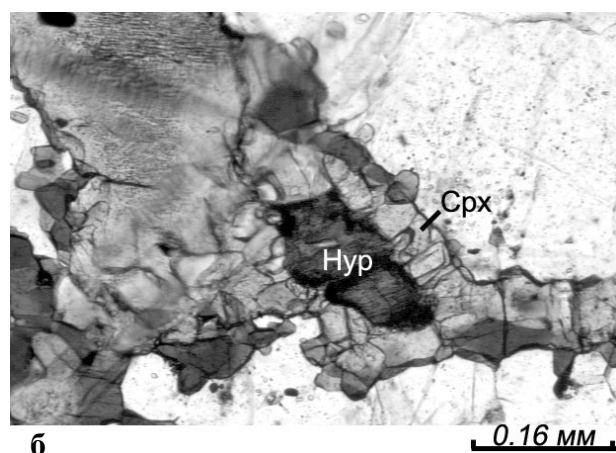
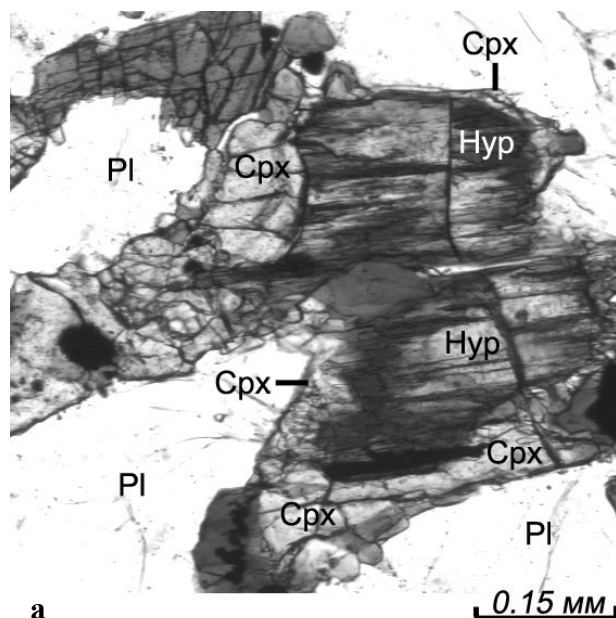


Рис. 2. Образование моноклинового пироксена (салита) по ромбическому пироксену (гиперстену) при процессах преобразования гранулитов основного состава в клинопироксен-плаггиоклазовые породы

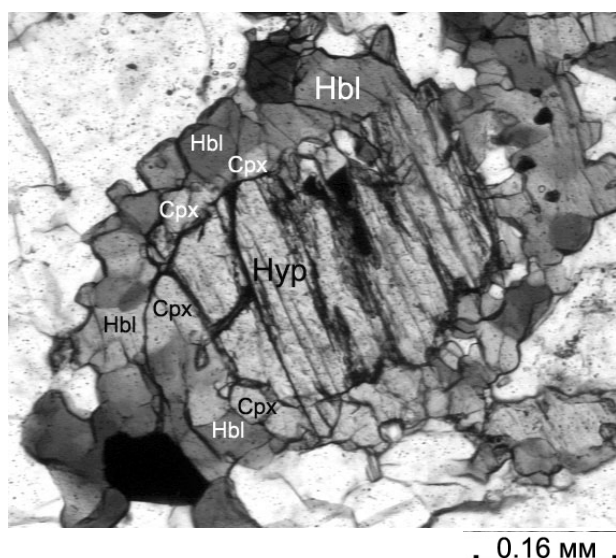
Реакционная кайма салита по гиперстену – начальная (а) и средняя (б) стадии процесса. Шлифы: К-954 (а), К-2247-8-1 (б), без анализатора. Оз. Нотозеро и оз. Беличье [1]

Таблица 1

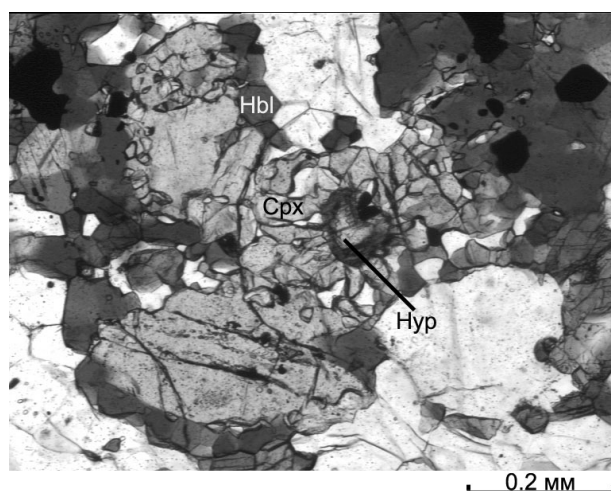
Схемы реакций минеральных замещений при диафорических преобразованиях основных гранулитов в клинопироксен-плаггиоклазовые и эклогитоподобные породы

№ п. п.	Схемы реакций
1	$\text{Hyr} + \text{CaO} = \text{Cpx}^{\text{II}}$
2	$\text{Hyr} + \text{Hbl}^{\text{I}} \pm \text{CaO} \rightarrow \text{Cpx}^{\text{II}} + \text{Pl}^{\text{II}} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} (+ \text{MgO})$
3	$\text{Hbl}^{\text{I}} \rightarrow \text{Hbl}^{\text{II}} + \text{Qtz} + \text{MgO}$
4	$\text{Cpx}^{\text{I}} \rightarrow \text{Cpx}^{\text{II}}$
5	$\text{Cpx} + \text{Pl} \pm \text{CO}_2 (\text{SO}_3, \text{Cl}) \rightarrow \text{Gt} + \text{Qtz} \pm \text{Cb} \pm \text{Scp} + \text{MgO} \pm \text{Na}_2\text{O}$
6	$\text{Hbl} + \text{Pl} \pm \text{CO}_2 (\text{SO}_3, \text{Cl}) \rightarrow \text{Gt} + \text{Qtz} \pm \text{Scp} + \text{MgO} + \text{H}_2\text{O} \pm \text{Na}_2\text{O}$
7	$\text{Om} (\text{Mag}) + \text{Pl} \rightarrow \text{Gt} + \text{Qtz} \pm \text{Na}_2\text{O}$
8	$\text{Cpx}^{\text{II}} \rightarrow \text{Cpx}^{\text{III}} + \text{MgO}$

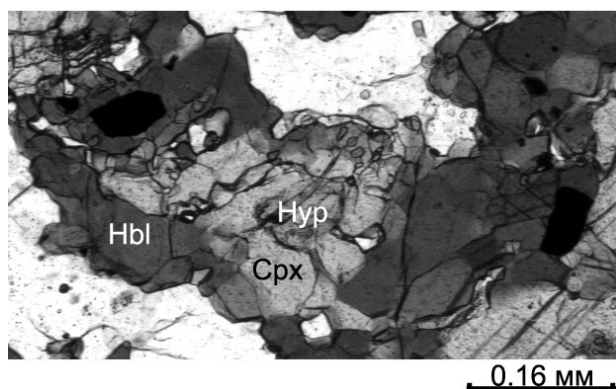
Примечание. 1–8 – схемы реакций при переходе основных гранулитов в клинопироксен-плаггиоклазовые (1–4) и далее в эклогитоподобные (5–8) породы.



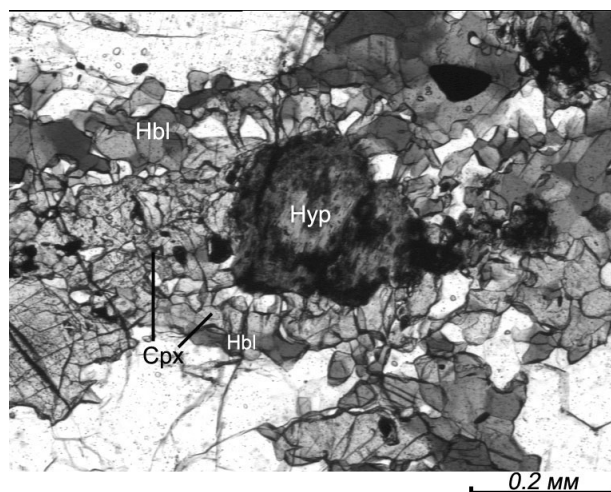
а



б



б



г

Рис. 3. Образование моноклинного пироксена за счет гиперстена и амфибола в переходной зоне от гранулитов основного состава к клинопироксен-плаггиоклазовым породам:

а – начальная стадия на границе Нур и Нбл; б–г – средняя стадия интенсивности процесса – реликты гиперстена в скоплениях зерен салита с фрагментами оторочек амфибола и симплектитовым строением Срх (в, г) и Нбл (г). Шлифы: К-2247-8а (а), К-2247-8б (б), К-2247-8в (в), К-2247-8г (г), без анализатора. Оз. Беличье [1]

В шлифах также часто можно наблюдать и формирование небольших цепочек и фрагментов кайм зерен Срх (Sal), образующихся на границе ромбического пироксена и буровато-зеленой роговой обманки (Hbl^I) согласно схеме реакции 2 (табл. 1; рис. 3, а). При увеличении интенсивности процесса фиксируются реликтовые гиперстены, окруженные каймами или скоплениями зерен моноклинного пироксена иногда симплектитового строения (рис. 3, б–г). Вокруг последних могут сохраняться оторочки или их фрагменты, сложенные обыкновенной роговой обманкой $Hbl^I \rightarrow Hbl^{II}$ (реакц. 3, табл. 1), имеющей пятнистую, от буровато- к голубовато-зеленой, окраску и симплектитовое строение в прилегающих к салиту краевых частях (рис. 3, г). При максимальном проявлении преобразований гиперстены полностью замещаются, резко понижается содержание

амфибола, и формируются клинопироксен-плаггиоклазовые породы. Реакция 2 (табл. 1) представляет собой сочетание метаморфической обменной перекристаллизации с привносом Са и небольшим выносом Mg и H_2O . В результате образуется моноклинный пироксен за счет гиперстена и буровато-зеленой роговой обманки (Hbl^I) с выделением свободного кварца (симплектитовое строение зерен Срх) и формируется плаггиоклаз из выделяющихся в ходе реакции его компонентов. Раскисление плаггиоклазов при образовании клинопироксен-плаггиоклазовых пород по основным гранулитам свидетельствует о привносе СаО, однако теоретически возможна реакция и без притока этого компонента. Уменьшение содержания MgO и возрастание железистости в породах при перекристаллизации (Король, 1990, 2003) свидетельствуют о возможности выноса

MgO в данном процессе. Вероятно, параллельно с реакцией 2 происходит преобразование (табл. 1, № 3) части амфиболов ($Hbl^I \rightarrow Hbl^{II}$), идущее с выносом Mg и с возрастанием общего фона железистости. В целом уже при прохождении реакции 2 содержание обыкновенной роговой обманки в породах резко уменьшается. В результате клинопироксен-плаггиоклазовые породы могут содержать очень небольшое количество Hbl^{II} (до 1%). Возможно, наряду с реакциями 1–3 при диафторезе осуществлялась и перекристаллизация $Cpx^I \rightarrow Cpx^{II}$ (реакц. 4, табл. 1), однако пока это не установлено.

В целом описанные минеральные замещения, приводящие к образованию клинопироксен-плаггиоклазовых пород, происходят согласно схемам реакций № 1–4, табл. 1. Общая схема перехода парагенезисов: $Nur + Cpx^I + Hbl^I + Pl^I + CaO \rightarrow Cpx^{II} + Pl^{II} + Qtz + MgO + H_2O$. Приведенные данные свидетельствуют о том, что процесс образования клинопироксен-плаггиоклазовых пород по двупироксен-амфиболовым кристаллическим сланцам основного состава связан с проявлением частичного кальциевого метасоматоза наряду с метаморфической перекристаллизацией в условиях диафтореза амфиболитовой фации. В меньшей степени проявлен вынос Mg. В клинопироксен-плаггиоклазовых породах иногда наблюдаются зерна моноклинного пироксена с рудной пылью в центральных их частях (рис. 4) и развитие небольшого количества карбоната, что связано с метасоматическими процессами – привносом Ca и летучих (CO_2), а также с повышением общего фона железистости.

Мелкозернистые, реже среднезернистые, темноватые клинопироксен-плаггиоклазовые породы (табл. 2, № 1) состоят из Cpx (25–40%), Pl (35–60%), в незначительных количествах могут присутствовать: Hbl^{II} , Qtz, Om, Cb. Моноклинные пироксены [1–2] представлены диопсида-

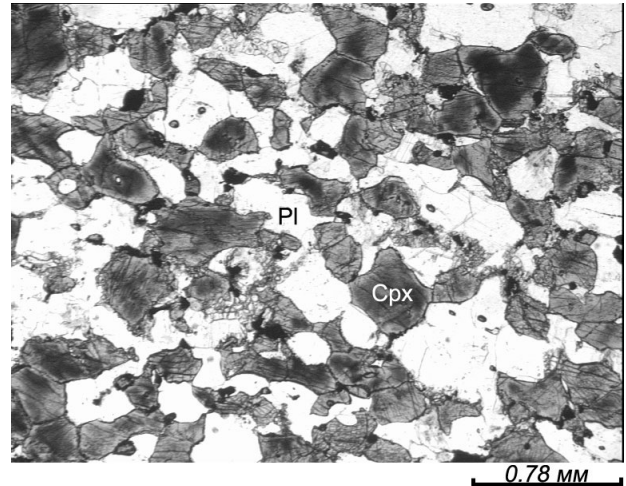


Рис. 4. Клинопироксен-плаггиоклазовые породы с проявлением рудной пыли в центральных частях зерен моноклинного пироксена

Шлиф В-2152, без анализатора. Оз. Нерпозеро [1]

ми – салитами (Король, 1990) и обычно образуют зеленоватые и бесцветные зерна, имеющие неправильную и близкую к округлой формы. Составы плаггиоклазов в СР варьируют от андезина (47% An) до лабрадора (58% An). Для клинопироксен-плаггиоклазовых пород [1–2] характерны гранобластовые структуры, массивные текстуры и обобщенный парагенезис, соответствующий № 6 в табл. 3. При сравнении средних химических составов клинопироксен-плаггиоклазовых пород с двупироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами ГЭЧ комплексов [1–2] в первых относительно вторых повышено содержание CaO при небольшом увеличении железистости и уменьшении MgO (Король, 2003).

Таблица 2

Средние химические составы клинопироксен-плаггиоклазовых и эклогитоподобных пород

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	48,61	49,00	48,33	48,62	47,33	48,04	39,60	52,79
TiO ₂	0,86	1,23	1,39	1,32	1,26	0,81	1,13	0,52
Al ₂ O ₃	15,83	15,25	15,01	15,11	13,69	15,17	18,31	17,91
Fe ₂ O ₃	3,22	5,05	4,21	4,58	3,91	2,67	3,79	2,95
FeO	6,66	7,15	8,72	8,04	9,66	7,78	13,51	1,65
MnO	0,23	0,25	0,25	0,25	0,29	0,23	0,26	–
MgO	5,85	4,66	5,13	4,93	7,51	5,75	11,87	0,25
CaO	14,94	12,89	12,77	12,82	11,88	16,02	9,08	22,43
Na ₂ O	2,18	2,94	2,56	2,73	2,61	1,62	0,78	0,17
K ₂ O	0,42	0,35	0,45	0,41	0,40	0,48	0,21	0,13
H ₂ O	0,19	0,09	0,18	0,14	0,15	0,10	0,15	0,09
ппп	1,14	1,05	1,02	1,04	1,20	1,20	1,32	1,51
Сумма	100,13	99,91	100,02	99,99	99,89	99,87	100,01	100,40
f	53,24	60,54	62,96	61,99	56,26	57,50	52,23	86,84
F	62,81	72,36	71,59	71,91	64,37	64,51	59,31	94,85
n	7	7	9	16	2	3	2	1

Примечание. 1 – клинопироксен-плаггиоклазовые породы – [1–2]; 2 – клинопироксен-плаггиоклазовые переходящие в эклогитоподобные породы – [1–2]; 3 – эклогитоподобные породы [1–2]; 4 – средний состав групп 2 и 3 [1–2]; 5 – эклогитоподобные породы [4]; 6 – клинопироксен-плаггиоклазовые переходящие в эклогитоподобные породы из метасоматических жил – [3]; 7 – метасоматические гранат-клинопироксен-плаггиоклазовые породы с Mag и Spl из «зон закалки» шаров метабазальтов [3]; 8 – тонкозернистая гранат-клинопироксен-плаггиоклазовая порода из ксенолита в энтербите [3]. Точки средних составов пород см. на рис. 10.

Для составления таблицы и подсчета средних анализов пород автором использованы работы: Король, 1990, 2003; Володичев, 1990, включая его фактический материал.

$F = (FeO + Fe_2O_3 / FeO + Fe_2O_3 + MgO) \times 100\%$ – общая железистость (окислы в весовых %) и $f = (FeO / FeO + MgO) \times 100\%$ – коэффициент железистости пород.

Таблица 3

Парагенезисы клинопироксен-плаггиоклазовых и эцлогитоподобных пород

№ п. п.	Парагенезисы	Породы	Фации метаморфизма
1	$\text{Hyr}_{40} + \text{Cpx}_{26} + \text{Hbl}_{39}^{1.55} + \text{Pl}_{55}$	Основной гранулит – двупироксен-амфиболовый кристаллический сланец	Гранулитовая
2	$\text{Cpx} + \text{Pl}_{58}$	Клинопироксен-плаггиоклазовая порода по OG	Амфиболитовая
3	$\text{Gt}_{81}^{14} + \text{Cpx}_{37} + \text{Pl}_{60}$	Эцлогитоподобная порода по CP	Амфиболитовая
4	$\text{Cpx} + \text{Pl}_{47-55}$	Клинопироксен-плаггиоклазовые породы по OG	Амфиболитовая
5	$\text{Gt}_{89}^{7} + \text{Cpx}_{44} + \text{Pl}_{59-63}$	Эцлогитоподобная порода по CP	Амфиболитовая
6	$\text{Cpx} (\text{Di}, \text{Sal}) + \text{Pl}_{47-58}$	Клинопироксен-плаггиоклазовые породы по OG	Амфиболитовая
7	$\text{Gt}_{81-89}^{14-7} + \text{Cpx}_{37-44} + \text{Pl}_{59-63}$	Эцлогитоподобные породы по CP	Амфиболитовая
8	$\text{Hyr} (\pm) \text{Cpx}$	Гиперстенные и (или) двупироксеновые метасоматические жилы в метавулканитах	Гранулитовая
9	$\text{Cpx} + \text{Pl}$	Клинопироксен-плаггиоклазовые метасоматические жилы в метавулканитах	Гранулитовая переходящая в амфиболитовую – Ca метасоматоз
10	$\text{Gt} + \text{Cpx} + \text{Pl}$	Гранат-клинопироксен-плаггиоклазовые метасоматические жилы в метавулканитах	Гранулитовая переходящая в амфиболитовую – Fe-Ca-Mg метасоматоз
11	$\text{Br}_{15} + \text{Cpx}_{26} + \text{Spl} + \text{Mag} \pm \text{Pl}$	Тонкозернистые зональные метасоматические породы из «зон закалки» шаров метабазальтов. Центральная зона: симплектиты пироксенов со Spl, Mag $\pm$ Pl	Гранулитовая
12	$\text{Gt}_{64}^{29} + \text{Cpx} + \text{Pl}_{88} (\pm \text{Mag}, \text{Spl})$	Внешняя зона: эцлогитоподобные породы $\pm$ Mag, Spl	Гранулитовая переходящая в амфиболитовую – Fe-Ca-Mg метасоматоз
13	$\text{Gt}_{74}^{19} + \text{Cpx}_{24} + \text{Pl}_{91-92}$	Тонкозернистые метасоматические эцлогитоподобные породы из ксенолитов в эндебритах	Гранулитовая – Fe-Ca-Mg метасоматоз
14	$\text{Cpx} + \text{Pl}$	Клинопироксен-плаггиоклазовые породы по OG	Амфиболитовая
15	$\text{Gt} + \text{Cpx} + \text{Pl}_{48-58}$	Эцлогитоподобные породы по CP	Амфиболитовая
16	$\text{Gt}_{65}^{29} + \text{Cpx}_{22} + \text{Pl}$	Эцлогитоподобные породы из субстрата мигматитов	Амфиболитовая

Примечание. 1–3 – преобразование основных гранулитов (1) в клинопироксен-плаггиоклазовые (2) и далее в эцлогитоподобные (3) породы (обр. К-2250-1 $\rightarrow$ К-2250-2 $\rightarrow$ К-2250-3), оз. Беличе [1]; 4–5 – клинопироксен-плаггиоклазовые (4) и эцлогитоподобные (5 – обр. В-1412-1) породы, оз. Керчуг [2]; 6–7 – объединенные парагенезисы клинопироксен-плаггиоклазовых (6) и эцлогитоподобных (7) пород районов оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро и оз. Керчуг [1–2]; 8–13 – п-ова Вичаны и Мундиннаволок (13) оз. Кереть [3], процессы метасоматоза идут до (13) и после (9, 10, 12) образования эндебритов и чарнокитов; 14–15 – клинопироксен-плаггиоклазовые (14) и эцлогитоподобные (15) породы по основным гранулитам из ксенолитов в интрузии эндебритов-чарнокитоидов п-ова Поньгомнаволок [4]; 16 – губа Поньгома Белого моря [4].

Для составления парагенезисов автором использован фактический шлифовый материал – собственный и О. И. Володичева; а также рукописные и печатные издания: Володичев, 1990; Король, 1990, 2003; Другова и др., 1977.

В парагенезисах арабские цифры означают: внизу символов железо-магнезиальных минералов общую железистость – $F = (\text{Fe}^2 + \text{Fe}^3/\text{Fe}^2 + \text{Fe}^3 + \text{Mg}) \times 100\%$, у плаггиоклазов – содержание анортита; вверху у гранатов – содержание пиропы, у амфибола – TiO_2 в весовых %.

При формировании эцлогитоподобных пород по клинопироксен-плаггиоклазовым минеральные преобразования осуществляются по схемам реакций 5–8 (табл. 1). В шлифах можно наблюдать все стадии замещения. В первую очередь, это образование цепочек зерен граната на границе моноклинного пироксена (Cpx^{II}) и плаггиоклаза с выделением при реакции метаморфического свободного кварца (рис. 5, а, б). Средняя стадия – формирование центральных структур граната с моноклинным пироксеном внутри (рис. 5, б, а), при этом возможно образование карбоната и скаполита (рис. 6). Следующий этап – концентрация и укрупнение зерен граната (рис. 5) и формирование равновесных гранат-пироксен-плаггиоклазовых парагенезисов в эцлогитоподобных породах (табл. 3, № 7; рис. 7). В ходе процесса иногда наблюдается развитие граната по Hbl, рудному минералу (табл. 1, № 6, 7; рис. 8, а), если они присутствуют в клинопироксен-плаггиоклазовой породе. При сильном повышении железистости в эцлогитоподобных породах на последней стадии их образования может выделяться рудный минерал как избыточная фаза железа при формировании граната (рис. 8, б). Наряду с формированием граната при эцлогитообразовании изменяются и составы породообразующих минералов: растет основность плаггиоклаза, часто становится более железистым моноклинный пироксен,

при этом окраска последнего изменяется к интенсивно зеленоватой или зеленой.

Общая схема перехода парагенезисов клинопироксен-плаггиоклазовых пород в эцлогитоподобные: $\text{Cpx}^{\text{II}} + \text{Pl}^{\text{II}} \pm \text{CO}_2 (\text{SO}_3, \text{Cl}) \rightarrow \text{Gt} + \text{Cpx}^{\text{III}} + \text{Pl}^{\text{III}} + \text{Qtz} \pm \text{Cb} \pm \text{Scp} \pm \text{MgO}$.

Мелко-, среднезернистые розовато-темные эцлогитоподобные породы (табл. 2, № 3) состоят из Cpx (25–30%), Gt (20–50%), Pl (20–55%), в небольших количествах могут присутствовать: Hbl, Om (Mag), Cb, Scp, Qtz. Химический состав и кристаллохимические формулы моноклинных пироксенов и гранатов из эцлогитоподобных пород [1–2] приведены в табл. 4, 5 (№ 1–4), нормативный состав Gt – в табл. 6 (№ 1–2). Моноклинные пироксены, парагенетичные с гранатом и плаггиоклазом в EKL (табл. 3, № 7), представлены салитами (табл. 4, 5, № 1 и 3) с железистостью 37,4% [1] и 44,4% [2]. Фациальная принадлежность гранатов (табл. 4–6) определялась (Король, 2003) по диаграмме О. И. Володичева (1975). Последняя применяется только для беломорских Gt и основана на использовании выявленной ранее закономерности изменения состава данных минералов при эволюции метаморфизма кианитового типа (Володичев, 1975, 1977, 1990). На данной диаграмме Gt (табл. 4–5 и 6, № 2 и 1) из EKL [1] располагается в поле

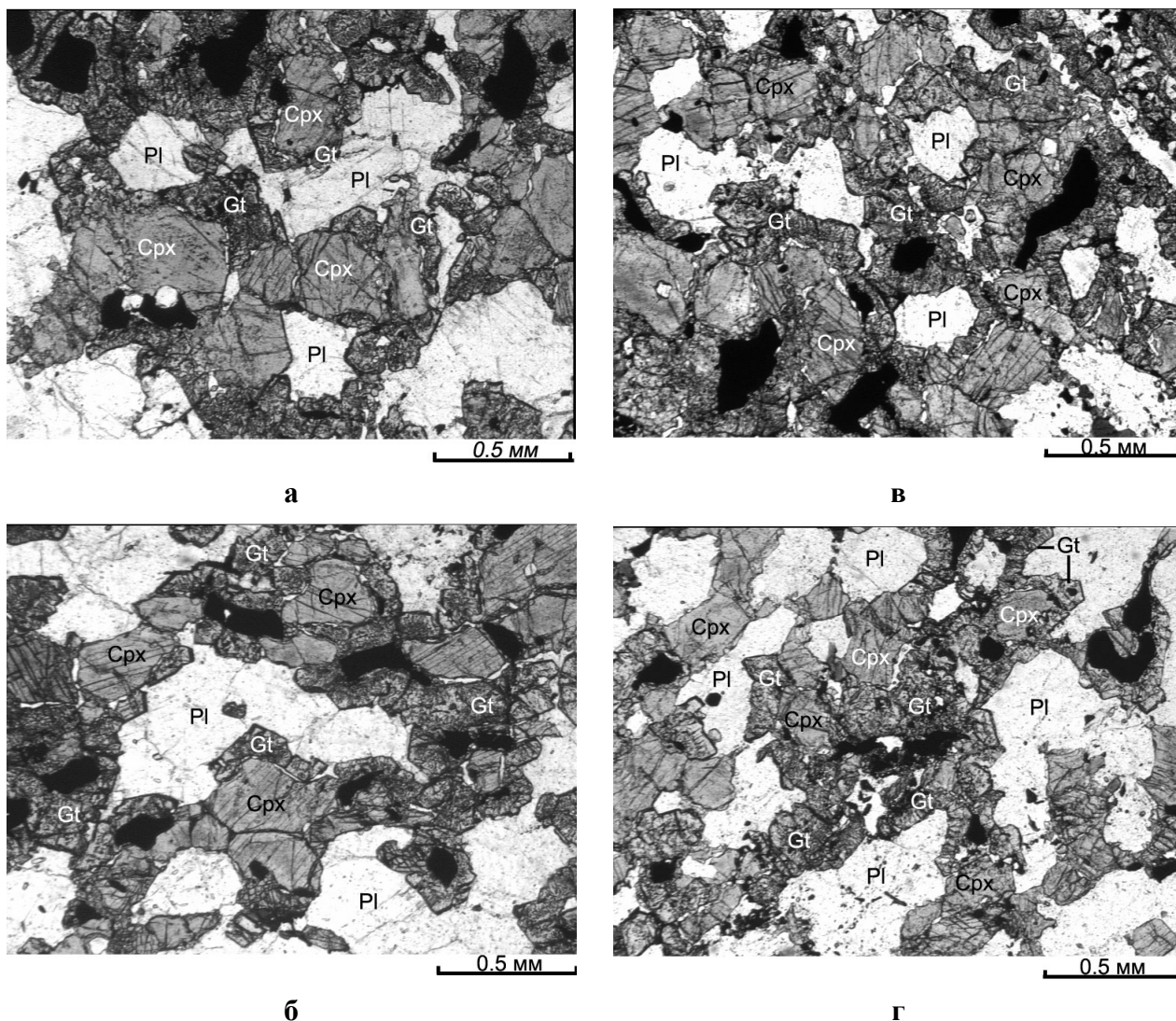


Рис. 5. Стадии образования граната по моноклинному пироксену и плагиоклазу при переходе клинопироксен-плагиоклазовых пород в эклогитоподобные

Начальная стадия – формирование цепочек граната на границе Cpx и Pl (а, б); средняя стадия – центрические каймы граната с моноклинным пироксеном внутри (а-г); заключительная стадия – концентрация и формирование отдельных зерен Gt (а-г). Шлифы: К-2250-2 (а), К-2250-2н (б), К-2250-3н (в), К-2250-3 (г), без анализатора. Оз. Беличье [1]

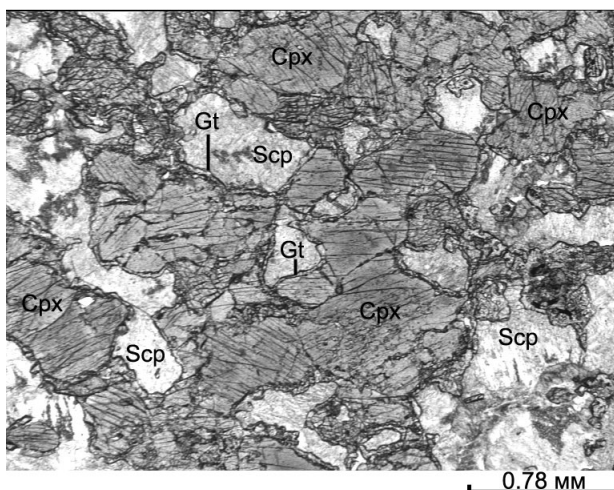
кианит-микроклиновой субфации амфиболитовой фации. Свою специфику состава имеет гранат (табл. 4–5 и 6, № 4 и 2) из эклогитоподобных пород оз. Керчуг [2]. Для данного минерала характерна высокая железистость ($F = 89,4\%$), близкая к эпидот-амфиболитовой фации, и минимальное по отношению к беломорским гранатам амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций содержание пиропы ($6,8\%$) при величине Са-компонента ($41,1\%$), превышающей значения обеих фаций. Содержание спессартина ($3,1\%$) входит в пределы значений Gt кианит-ортоклазовой субфации. Данный гранат [2] относится к богатым кальцием альмандин-гроссуляр-андрадитовым гранатам и с учетом высокой железистости пород и участия Са-метасоматоза при его образовании с большой долей условности отнесен к амфиболитовой фации (Король, 1990, 2003). Плагиоклазы эклогитоподобных пород соответствуют лабрадорам и содержат от 59 до 63% An (табл. 3, № 7). Для EKL [1–2]

характерны пойкилобластовые и гранобластовые структуры (рис. 7) и массивные текстуры.

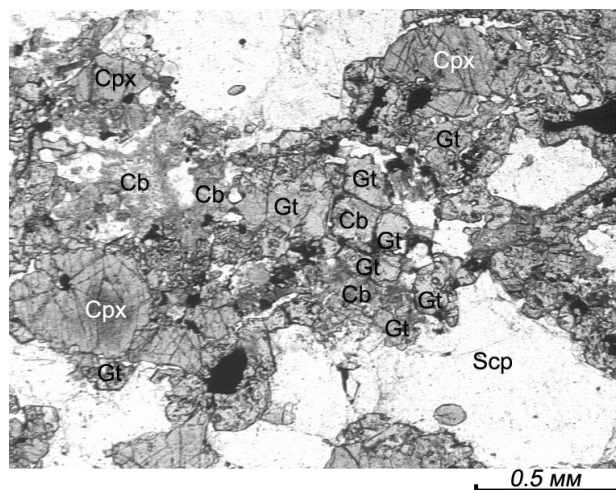
На конкретных примерах в районах оз. Беличье, губы Миронова оз. Нотозеро, оз. Керчуг ГЭЧ комплексов [1–2] были изучены переходы парагенезисов (табл. 3, № 1–3, 4–5) и особенности изменения химизма пород (табл. 7; рис. 9) на различных, включая промежуточные, стадиях преобразований $OG \rightarrow CP \rightarrow CPE^* \rightarrow EKL$.

При преобразованиях основных гранулитов оз. Беличье и оз. Керчуг в эклогитоподобные породы наблюдаются изменения составов моноклиновых пироксенов. В Cpx^{II} (табл. 4, 5, № 1) относительно Cpx^I из исходного парагенезиса OG (Король, 2003) отмечается: повышение железистости – F ($37,4$ и $25,5\%$)

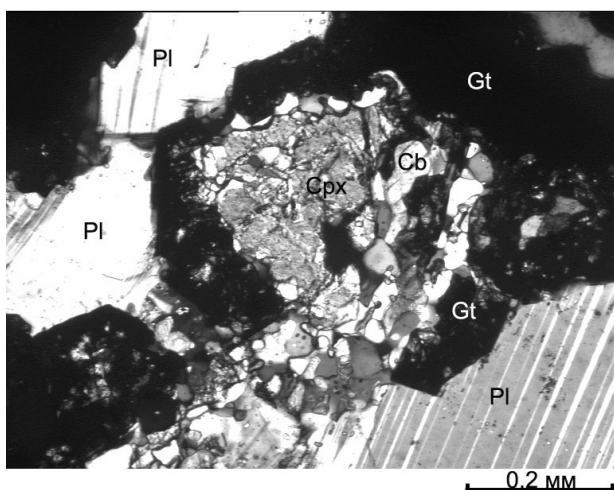
* CPE – клинопироксен-плагиоклазовые переходящие в эклогитоподобные породы.



a



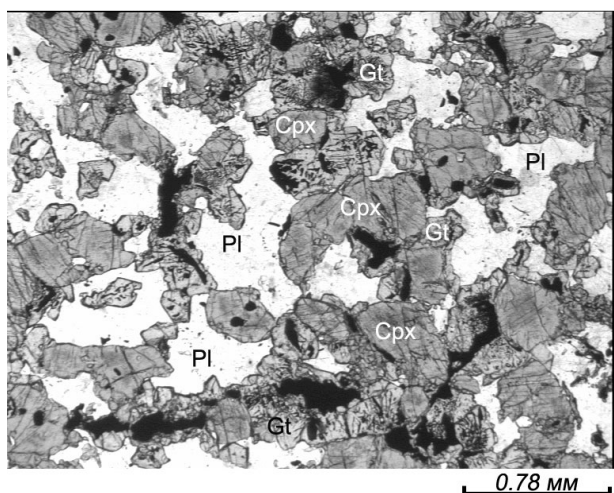
б



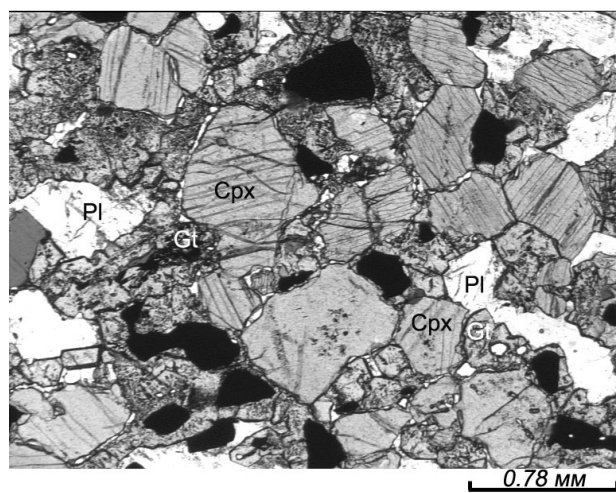
б

Рис. 6. Образование карбоната и скаполита при формировании граната по моноклинному пироксену и плагиоклазу:

а – тонкие паутинообразные центрические каймы граната по клинопироксену с одновременным развитием скаполита по плагиоклазу; б – выделение карбоната на границе Срх (фрагменты) и Gt в его центрической кайме по клинопироксену. Шлифы: В-2317-VI (а) и К-2250-10 (б) – без анализатора, К-954в (б) – с анализатором. Районы: оз. Нотозеро (а, б), оз. Беличье (в) [1]



a



б

Рис. 7. Равновесные гранат-пироксен-плагиоклазовые парагенезисы в эклогитоподобных породах

Шлифы: К-2245-7 (а), В-1423а (б), без анализатора. Оз. Беличье [1] и оз. Керчуг [2]

Таблица 4

Химические составы минералов эколгитоподобных пород

№ п. п.	Минералы	Анализы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	ппп	Сумма
1	Срх	К-2250-3	51,30	0,35	2,27	2,27	9,39	0,14	11,01	21,45	0,76	0,02	0,07	—	1,14	100,17
2	Gt	К-2250-3	39,52	0,58	20,58	3,85	21,73	0,86	3,20	9,80	0,04	0,05	0,08	—	—	100,29
3	Срх	В-1412-1	50,10	0,45	1,89	3,80	10,35	0,18	9,60	22,31	0,80	0,03	0,09	—	0,42	100,02
4	Gt	В-1412-1	37,12	0,32	19,16	4,05	21,55	1,34	1,70	14,08	0,15	0,07	0,08	—	—	99,62
5	Срх	446	53,10	0,26	1,80	1,70	5,27	0,12	14,41	20,41	0,66	0,04	—	1,20	—	98,97
6	Gt	446	40,96	0,35	21,63	0,30	22,50	0,92	7,09	6,21	—	—	—	—	—	99,96
7	Br	В-2511-3 *	56,43	0,30	2,69	—	9,39 ^T	0,09	29,42	0,22	—	0,07	—	—	—	98,61
8	Срх	В-2511-3 *	48,20	0,21	8,46	—	9,87 ^T	0,05	16,15	15,53	—	—	—	—	—	98,47
9	Gt	В-2511-3 *	40,35	—	21,54	—	22,34 ^T	0,15	7,23	7,36	—	—	—	—	—	98,97
10	Pl	В-2511-3 *	45,88	—	35,18	—	0,27 ^T	—	—	17,74	1,34	—	—	—	—	100,41
11	Срх	В-2203е *	53,58	0,14	1,94	—	7,68 ^T	0,05	13,91	22,69	0,40	0,04	—	—	—	100,43
12	Gt	В-2203е *	40,24	0,01	22,59	—	24,85 ^T	0,44	4,97	9,37	—	0,01	—	—	—	102,48
13	Pl	В-2203е *	46,43	0,01	35,31	—	0,16 ^T	—	—	18,17	0,96	0,07	—	—	—	101,11

Примечание. 1–6 – эколгитоподобные породы по основным гранулитам; 7–10 – тонкозернистые зональные метасоматические породы из «зон закалки» шаров метабазальтов: 7–8 – центральная зона – двупироксеновые симплектиты со Spl, Mag ± Pl; 9–10 – внешняя зона – эколгитоподобные породы ± Mag, Spl; 11–13 – тонкозернистые метасоматические гранат-пироксен-плаггиоклазовые породы из ксенолитов в эндробитах. Плаггиоклазы проб № 10 и 13 содержат 88 и 91% An. Районы: 1–2 – оз. Беличьё [1], 3–4 – оз. Керчуг [2], 5–6 – губа Поньгома Белого моря [4]; 7–10 – п-ов Вичаны и 11–13 – п-ов Мундиннаволоок оз. Кереть [3].

Для составления таблицы использованы анализы минералов из следующих источников: Король, 1990 – [1–2]; Володичев, 1990 – [1–3]; Другова и др., 1977 – [4]. Звездочкой в таблице помечены номера микрозондовых анализов минералов (Володичев, 1990).

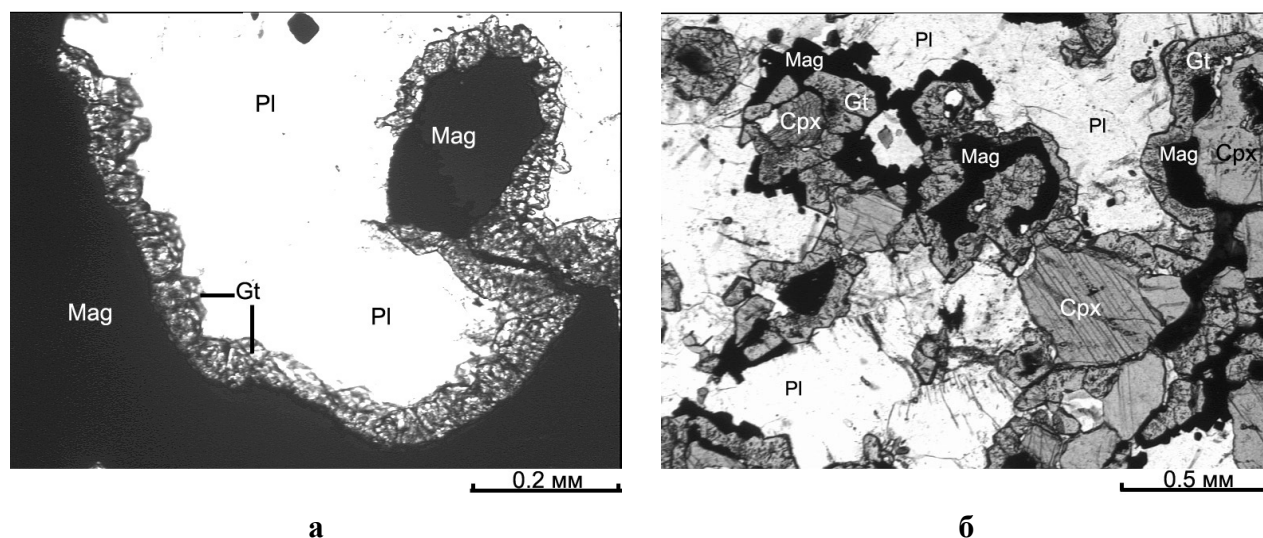


Рис. 8. Две формы проявления соотношений рудного минерала и граната при переходе клинопироксен-плаггиоклазовых пород в эколгитоподобные

Развитие граната по рудному минералу (а, б), выделение Mag при эколгитообразовании за счет избыточной железистой фазы (б). Шлифы: К-1705 (а), В-1423а-1 (б), без анализатора. Районы: оз. Пажма [1] и оз. Керчуг [2]

и небольшое – Na₂O (0,76 и 0,57%); понижение MgO (11,01 и 13,56%), при этом CaO незначительно уменьшается (21,45 и 21,66%). Близкая тенденция отмечается (обобщенный вариант) в ГЭЧ комплексе [2] оз. Керчуг (Король, 2003). Срх^{II} из ЕКЛ (табл. 4, 5, № 3) характеризуется по отношению к Срх^I из основных гранулитов повышенными значениями железистости – F (44,4 и 28,9–31,4%), Na₂O (0,80 и 0,69–0,75%) и CaO (22,31 и 20,16–21,83%). Содержание MgO уменьшается (9,60 и 12,57–13,20%). Моноклинные пироксены из эколгитоподобных пород оз. Керчуг [2] по отношению к таковым оз. Беличьёго [1] более железисты, а значения Na₂O, CaO и Al₂O₃ в этих минералах отличаются в пределах

0,04–0,37% (табл. 4, № 3 и 1). В гранатах (табл. 6, № 1) из эколгитоподобных пород оз. Беличьёго, по сравнению с таковыми из незначительно гранатизированных основных гранулитов (Король, 2003), повышены железистость (81,4 и 75,2%), содержания Са-компонента (30,8 и 24,6%) и спессартина (2,2 и 1,8%), уменьшается пироповая составляющая (14,1 и 18,3%). Плаггиоклазы при переходе OG → CP → ЕКЛ [1] раскисляются: 55 → 58 → 60% An. Эта тенденция, в различных вариациях составов Pl, характерна для всех рассматриваемых районов развития ЕКЛ. Приведенные выше данные и иллюстрированные (рис. 9) изменения химизма пород на конкретных примерах (табл. 7) свидетельствуют о том, что

Таблица 5

Кристаллохимические формулы минералов эколгитоподобных пород

№ п. п.	Минералы	Анализы	Na	K	Ca	Mg	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Fe ^T	Mn	Ti	Al ^{VI}	Al ^{IV}	Si	f	F
1	Cpx	K-2250-3	0,06	0,001	0,87	0,62	0,30	0,07	0,37	0,01	0,01	0,05	0,05	1,95	32,6	37,4
2	Gt	K-2250-3	—	—	0,83	0,38	1,43	0,23	1,66	0,06	0,03	1,92	—	3,12	79,0	81,4
3	Cpx	B-1412-1	0,06	0,001	0,92	0,55	0,33	0,11	0,44	0,01	0,01	0,01	0,08	1,92	37,5	44,4
4	Gt	B-1412-1	—	—	1,21	0,20	1,44	0,24	1,68	0,09	0,02	1,81	—	2,99	87,8	89,4
5	Cpx	446	0,05	0,002	0,82	0,80	0,17	0,05	0,22	0,004	0,01	0,07	0,01	1,99	17,5	21,6
6	Gt	446	—	—	0,51	0,81	1,45	0,02	1,47	0,06	0,02	1,97	—	3,16	64,2	64,5
7	Br	B-2511-3 *	—	0,003	0,01	1,55	—	—	0,28	0,003	0,01	0,10	0,01	1,99	—	15,3
8	Cpx	B-2511-3 *	—	—	0,62	0,90	—	—	0,31	0,002	0,01	0,17	0,20	1,80	—	25,6
9	Gt	B-2511-3 *	—	—	0,61	0,83	—	—	1,45	0,01	—	1,97	—	3,13	—	63,6
10	Pl	B-2511-3 *	0,12	—	0,87	—	—	—	0,01	—	—	—	1,90	2,10	—	—
11	Cpx	B-2203e *	0,03	0,002	0,90	0,77	—	—	0,24	0,002	0,004	0,06	0,02	1,98	—	23,8
12	Gt	B-2203e *	—	—	0,76	0,56	—	—	1,57	0,03	—	2,02	—	3,06	—	73,7
13	Pl	B-2203e *	0,09	0,004	0,89	—	—	—	0,01	—	—	—	1,9	2,11	—	—

Примечание. Номера анализов полностью соответствуют табл. 4; $f = (Fe^2/Fe^2 + Mg) \times 100\%$ – коэффициент железистости минералов.

Таблица 6

Нормативный состав гранатов из эколгитоподобных пород

№ п. п.	Анализы	Пироп	Альмандин	Спессартин	Гроссуляр	Андрадит	Гроссуляр + андрадит
1	K-2250-3	14,10	53,00	2,20	27,50	3,30	—
2	B-1412-1	6,80	49,00	3,10	36,30	4,80	—
3	446	28,60	51,20	2,10	17,80	0,20	—
4	B-2511-3 *	28,60	50,00	0,30	—	—	21,00
5	B-2203e *	19,20	53,80	1,00	—	—	26,00

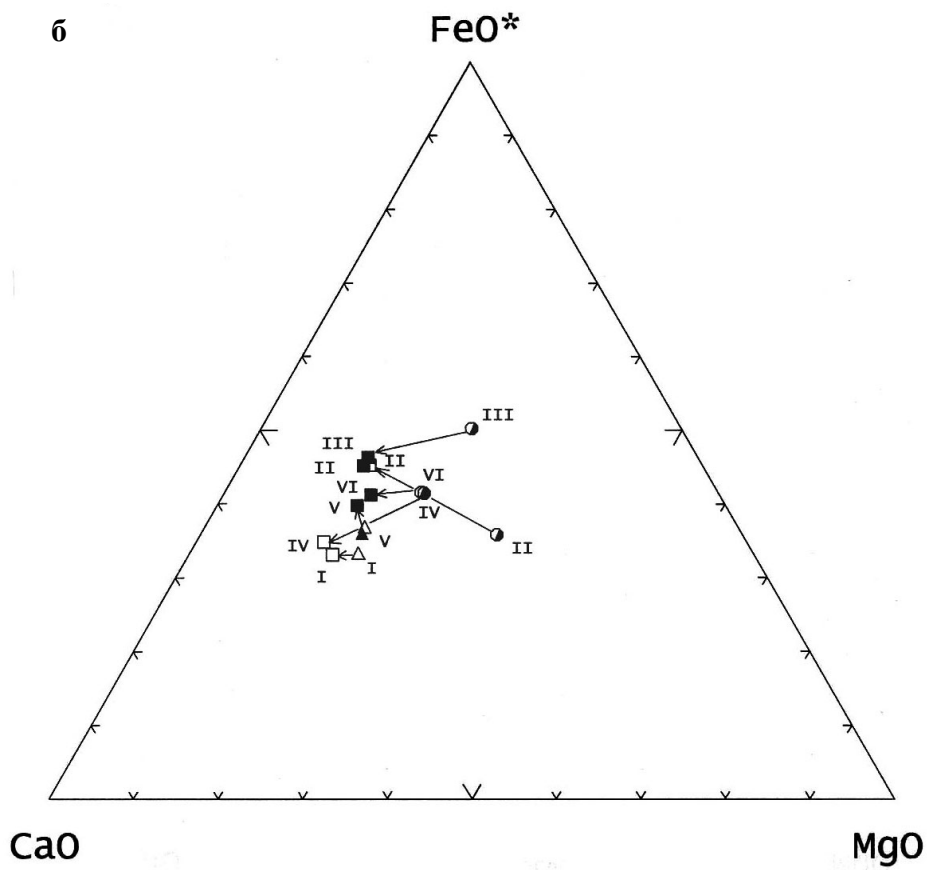
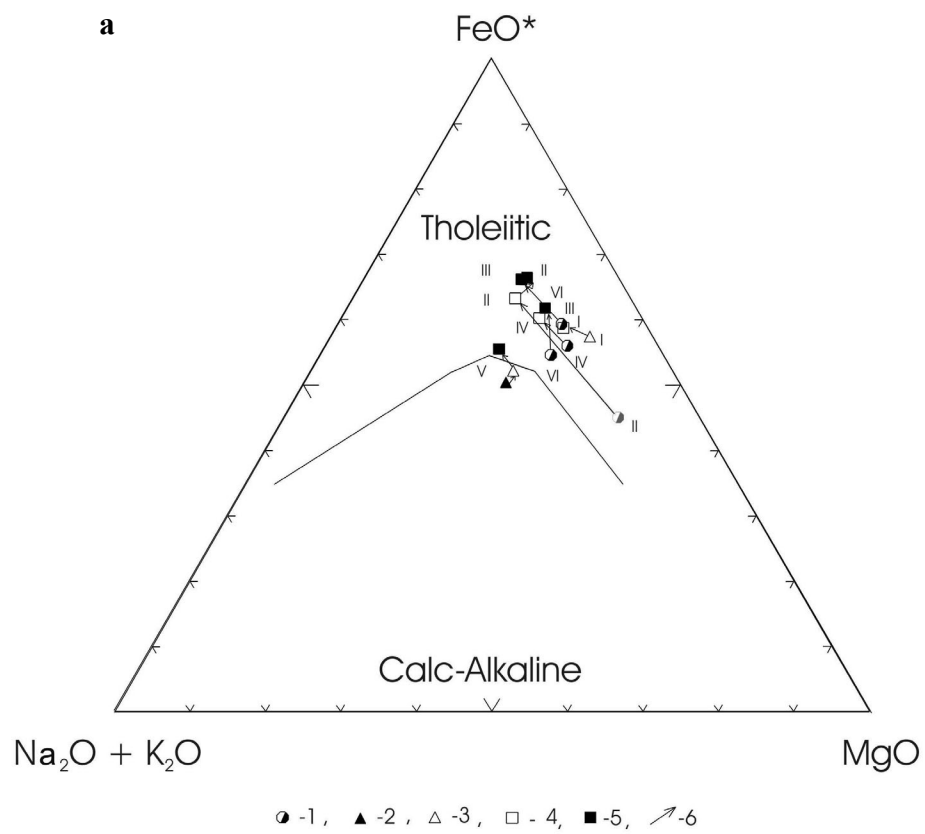
Примечание. Номера анализов гранатов и условные обозначения полностью соответствуют таблицам 4, 5.

Таблица 7

Химические анализы, характеризующие различные стадии процесса преобразований основных гранулитов в клинопироксен-плаггиоклазовые и далее в эколгитоподобные породы

Компоненты	I		II			III		IV		V			VI	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	46,80	48,54	48,62	47,98	47,88	47,20	47,56	47,92	47,74	51,58	50,30	51,46	49,56	47,90
TiO ₂	0,92	0,92	1,05	1,45	1,80	1,85	1,78	1,28	0,87	1,13	1,10	1,14	0,97	1,18
Al ₂ O ₃	15,13	15,24	14,15	14,27	14,35	13,22	14,05	15,19	15,92	17,31	17,20	17,73	14,83	13,95
Fe ₂ O ₃	3,79	4,12	3,12	5,55	5,30	4,43	5,86	3,58	4,18	2,96	2,30	3,37	2,59	2,90
FeO	7,90	6,89	8,62	8,86	9,46	12,21	9,48	9,63	6,94	6,32	7,47	7,07	9,82	10,60
MnO	0,19	0,21	0,194	0,204	0,236	0,214	0,258	0,206	0,294	0,306	0,29	0,314	0,20	0,244
MgO	6,75	5,44	11,20	4,70	4,60	8,06	4,64	7,34	4,64	4,75	4,89	4,22	6,80	5,60
CaO	15,84	15,98	9,25	12,04	12,62	7,99	12,41	10,80	15,35	11,20	11,40	11,06	10,23	13,20
Na ₂ O	1,55	1,94	2,06	2,89	2,43	2,33	2,63	2,39	2,28	3,58	3,29	3,45	2,64	2,14
K ₂ O	0,09	0,07	0,66	0,45	0,17	0,70	0,26	0,37	0,13	0,51	0,56	0,42	0,67	0,44
H ₂ O	0,08	0,06	0,23	0,10	0,22	0,10	0,06	0,10	0,06	0,27	0,29	0,52	0,08	0,24
ппп	0,75	0,77	0,91	1,11	0,89	1,36	0,99	1,00	1,33	—	1,17	—	1,31	1,52
Сумма	99,79	100,18	100,06	99,60	99,96	99,66	99,98	99,81	99,73	99,92	100,26	100,23	99,70	99,91
f	53,9	55,9	43,5	65,3	67,3	60,2	67,1	56,8	59,9	57,1	60,4	62,6	59,1	65,4
F	63,4	66,9	51,2	75,4	76,2	67,4	76,8	64,3	70,6	66,1	66,6	71,2	64,6	70,7

Примечание. I – (1→2), 1 – клинопироксен-плаггиоклазовая порода (обр. K-36-2, оз. Керчуг), 2 – клинопироксен-плаггиоклазовая порода, переходящая в эколгитоподобную (обр. K-36а, оз. Керчуг); II – (3→4→5), 3 – гранулит основного состава (обр. K-2250-1), 4 – клинопироксен-плаггиоклазовая порода, переходящая в эколгитоподобную (обр. K-2250-2), 5 – эколгитоподобная порода (обр. K-2250-3), оз. Беличь; III – (6→7), 6 – гранулит основного состава (обр. K-2243-12), 7 – эколгитоподобная порода (обр. K-2243-19), оз. Беличь; IV – (8→9), 8 – гранулит основного состава (обр. K-II-1), 9 – клинопироксен-плаггиоклазовая порода, переходящая в эколгитоподобную (обр. K-II-2), губа Миронова оз. Нотозеро; V – (10→11→12), 10 – гранулит основного состава, переходящий в клинопироксен-плаггиоклазовую породу (обр. K-2247-8), 11 – клинопироксен-плаггиоклазовая порода (обр. K-2247-10а), 12 – эколгитоподобная порода (обр. K-2247-10), оз. Беличь; VI – (13→14), 13 – гранулит основного состава (обр. K-1624), 14 – эколгитоподобная порода (обр. K-1624-1), оз. Беличь. I–VI – соответствуют рис. 9.



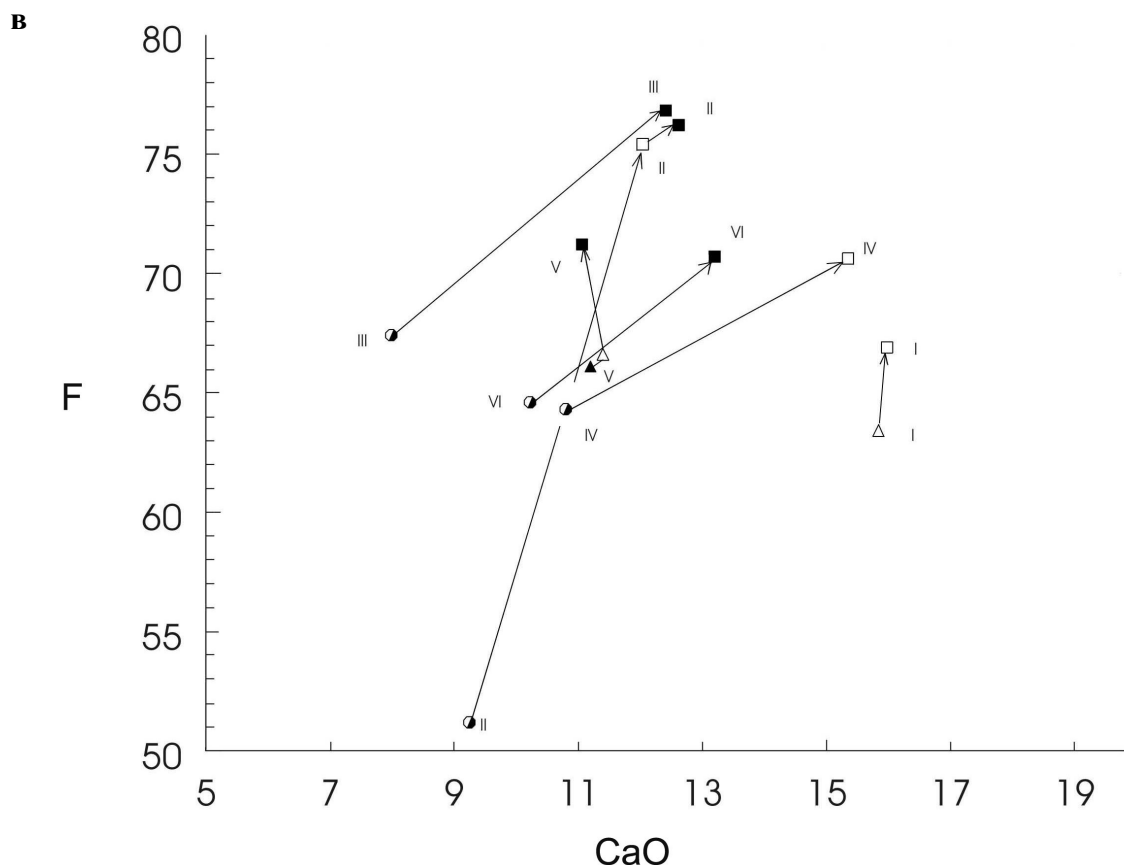


Рис. 9. Изменения химических составов пород на диаграммах: AFM – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO}^* - \text{MgO}$ (а), $\text{CaO} - \text{FeO}^* - \text{MgO}$ (б), F – CaO (в) при преобразованиях основных гранулитов в клинопироксен-плаггиоклазовые и эклогитоподобные породы

Переходы: I – CP → CPE (обр. К-36-2 → К-36а, оз. Керчуг); II – OG → CPE → EKL (обр. К-2250-1 → К-2250-2 → К-2250-3, оз. Беличье); III – OG → EKL (обр. К-2243-12 → К-2243-19, оз. Беличье); IV – OG → CPE (обр. К-II-1 → К-II-2 губа Миронова оз. Нотозера); V – (OG → CP) → CP → EKL (обр. К-2247-8 → К-2247-10а → К-2247-10, оз. Беличье); VI – OG → EKL (обр. К-1624 → К-1624-1, оз. Беличье);

I – гранулиты основного состава (OG) – двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы; 2 – гранулиты основного состава, переходящие в клинопироксен-плаггиоклазовые породы (OG → CP); 3 – клинопироксен-плаггиоклазовые породы (CP); 4 – клинопироксен-плаггиоклазовые породы, переходящие в эклогитоподобные (CPE); 5 – эклогитоподобные породы (EKL); 6 – направления изменений химических составов пород.

общей закономерностью преобразования основных гранулитов в эклогитоподобные породы [1–2] является возрастание CaO, железистости (F) и убывание MgO в ходе процесса.

Сравнение средних химических анализов EKL и DP (табл. 2, № 3 и 1) показывает возрастание ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$), коэффициента f и общей железистости F и снижение MgO в первых относительно вторых. Данная тенденция имеет место и в переходных разновидностях (табл. 2, № 2) от клинопироксен-плаггиоклазовых к эклогитоподобным породам. Точки средних составов всех разновидностей этих образований нанесены на диаграммы AFM (Irvine, Baragar, 1971) и $\text{CaO} - \text{FeO}^* - \text{MgO}$ (рис. 10), где эклогитоподобные породы располагаются обычно в более железистой области, а клинопироксен-плаггиоклазовые – кальциевой. Известно, что точки составов EKL на диаграмме AFM обычно располагаются выше (ближе к FeO^*) таковых – OG и CP (Король, 1990). Очевидно, что основным процессом при

формировании эклогитоподобных пород является вынос Mg с привносом летучих компонентов CO_2 , SO_3 , Cl.

Таким образом, исследования, проведенные в районах оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро и оз. Керчуг, показали, что в процессе преобразований OG → CP → EKL на I стадии изменений – при переходе основных гранулитов в клинопироксен-плаггиоклазовые породы – ведущая роль принадлежит Ca-метасоматозу, наряду с метаморфической перекристаллизацией и подчиненным выносом Mg. На II стадии – при переходе клинопироксен-плаггиоклазовых в эклогитоподобные породы – вынос Mg становится главным (возрастание железистости). Могут осуществляться и процессы Ca-метасоматоза, проявленные здесь менее интенсивно. При соблюдении последнего условия имеет место и метаморфическая перекристаллизация пород с перераспределением компонентов в минералах, участвующих в реакции. Широко проявлен привнос летучих: CO_2 , SO_3 , Cl.

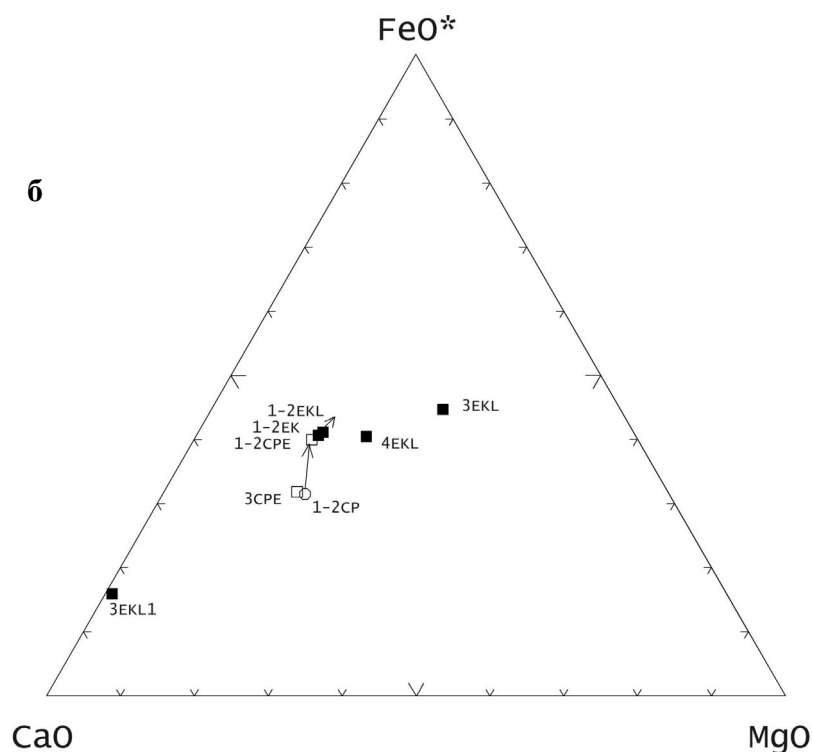
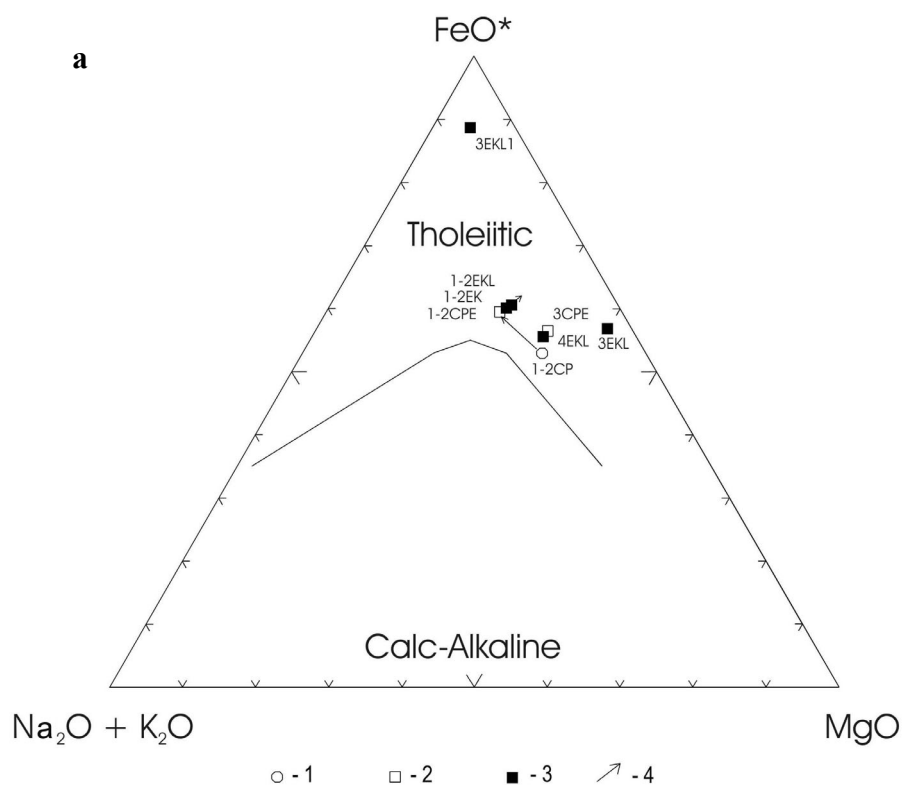


Рис. 10. Сводные диаграммы AFM – Na₂O+K₂O – FeO* – MgO (а) и CaO – FeO* – MgO (б) точек средних химических составов клинопироксен-плагиоклазовых и эглогитоподобных пород и их промежуточных разновидностей:

1–3 – точки средних составов: 1 – клинопироксен-плагиоклазовых пород (CP), 2 – клинопироксен-плагиоклазовых пород, переходящих в эглогитоподобные (CPE), 3 – эглогитоподобных пород (EKL); 4 – направления изменений средних химических составов при преобразованиях CP → CPE → EKL.

Районы: оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро и оз. Керчуг [1–2], полуострова Вичаны и Мундиннаволоок оз. Кереть [3], полуостров Поньгомнаволоок Белого моря [4].

Номера точек на диаграммах соответствуют следующим – в таблице 2: 1-2 CP – № 1, 1-2CPE – № 2, 1-2 EKL – № 3, 1-2 EK – № 4, 4EKL – № 5, 3CPE – № 6, 3EKL – № 7, 3EKL1 – № 8

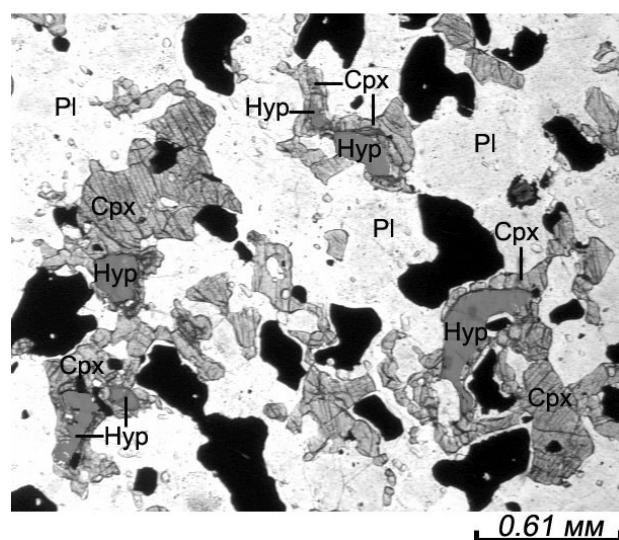
Двустадийный процесс преобразования гранулитов основного состава в клинопироксен-плаггиоклазовые и далее в эклогитоподобные породы проходил при повышении давления и уменьшении температуры, в условиях преимущественно амфиболитовой фации.

Аналогичен предыдущему, но очень незначителен по масштабам проявления процесс образования узких вытянутых зоннок гранат-пироксен-плаггиоклазовых пород по двупироксен-амфиболовым кристаллическим сланцам основного состава с постепенным переходом от гранулита к метасоматиту (оз. Беличье). По сравнению с мелкозернистыми ОГ, эклогитоподобные породы – среднезернистые или мелко-, среднезернистые образования, имеющие центрические, пойкилобластовые, гетерогранобластовые структуры и массивные текстуры. ЕКЛ состоят из Срх (55–60%), Gt (20–25%), Pl (15%) и имеют парагенезис – Gt + Срх + Pl₅₅. По отношению к гранулитам (табл. 7, № 13, 14; рис. 9 – VI) в гранат-пироксен-плаггиоклазовых породах увеличивается железистость (f, F) и СаО, уменьшается MgO. Природа данных образований соответствует проявленному локально незначительному выносу Mg с участием Са-метасоматоза и, вероятно, повышенной роли последнего на первой стадии образования пород.

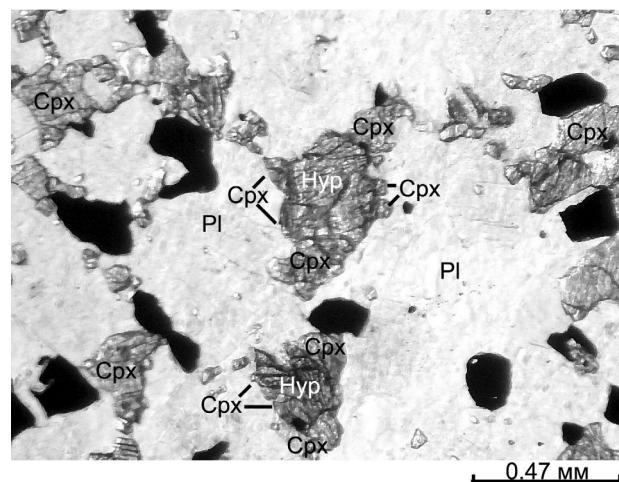
Основные гранулиты, слагающие ксенолиты в Первом Поньгомнаволоцком массиве эндербитов – чарнокитоидов ГЭЧ комплекса [4], при диафорезе в условиях метаморфизма амфиболитовой фации беломорского типа превращаются (Король, 2003, 2005, а, б) в клинопироксен-плаггиоклазовые и далее в эклогитоподобные породы (таблицы 2, № 5; 3, № 14, 15; рис. 10). Процесс преобразования по своей сути практически аналогичен таковому для ГЭЧ комплексов [1–2]. Среди СР и ЕКЛ в шлифах можно наблюдать сохранившиеся участки двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев. В клинопироксен-плаггиоклазовых породах фиксируются реликтовые розоватые зерна гиперстена, окруженные каймами зеленоватого моноклинного пироксена (рис. 11), среди равновесных Срх + Pl минеральных ассоциаций (табл. 3, № 14). Подобные соотношения Нур и Срх сохраняются иногда даже на заключительных стадиях перехода СР → ЕКЛ (рис. 12, а), при этом гранат может развиваться по моноклинному пироксену, содержащему реликты гиперстена. Преобразования Нур → Срх → Gt, Нbl^I → Gt, наблюдающиеся в шлифах, осуществляются по схемам реакций № 1, 5, 6 (табл. 1). Иногда фиксируются небольшие реликты Нbl^I в Срх^{II}, что может быть свидетельством протекания реакции № 2 (табл. 1). Возможны и превращения Срх^I → Срх^{II} (табл. 1, № 8).

Эклогитоподобные породы (табл. 3, № 15; рис. 12, б) состоят из интенсивно зеленоватого моноклинного пироксена, плаггиоклаза, граната. Средний химический состав [4] представлен в

табл. 2 (№ 5) и на рис. 10. Присутствующий в ЕКЛ рудный минерал соотносится с гранатом практически подобно описанному в районах [1–2]. Отсутствие скаполита и карбоната в породах свидетельствует о минеральных превращениях без участия летучих компонентов – CO₂, SO₃, Cl. Таким образом, при переходах ОГ → СР → ЕКЛ [4] осуществляется метаморфическая перекристаллизация с перераспределением компонентов в минералах. Определяющая роль при формировании клинопироксен-плаггиоклазовых пород, наиболее вероятно, принадлежит кальциевому метасоматозу, а при образовании эклогитоподобных – выносу Mg. Формирование СР и ЕКЛ протекает одновременно с диафорическими превращениями эндербитов и чарнокитоидов Первого Поньгомнаволоцкого массива (Король, 2003).



а



б

Рис. 11. Реликты гиперстена в клинопироксен-плаггиоклазовых породах, образованных по основным гранулитам

Шлифы: 1-11 (а), Ts-1-11а (б), без анализатора. П-ов Поньгомнаволоцк Белого моря [4]

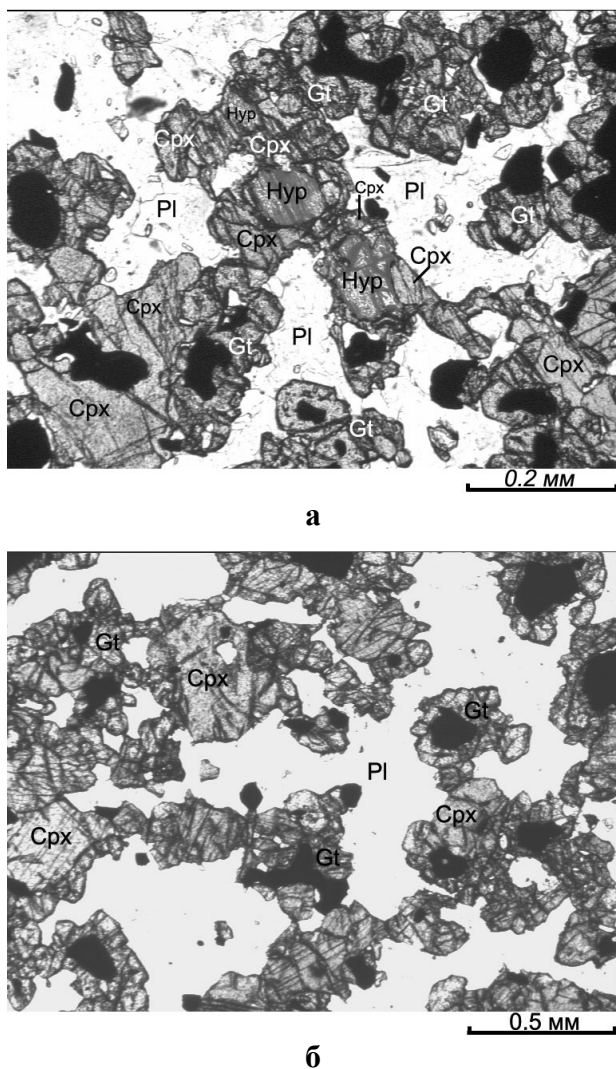


Рис. 12. Эклогитоподобные породы, образованные по клинопироксен-плаггиоклазовым

Реликты гиперстена, сохранившиеся на заключительной стадии перехода $CP \rightarrow EKL$ (а). Шлифы: 1-13 (а), 8-1 (б), без анализатора. Полуостров Поньгомнаволоок Белого моря [4]

В табл. 3 (№ 16) приведен парагенезис EKL (по OG?) из субстрата мигматитов губы Поньгомы Белого моря [4], составленный автором статьи по опубликованным материалам Г. М. Друговой и др. (1977). Салиты из эклогитоподобной породы [4] менее железисты ($F = 21,6\%$) и характеризуются пониженными относительно моноклиновых пироксенов оз. Беличьего [1] и оз. Керчуг [2] содержаниями CaO (20,41%), Al_2O_3 (1,80%), Na_2O (0,66%) (табл. 4, 5, № 5 и 1, 3). Равновесный с клинопироксеном гранат (табл. 4, 5, № 6; табл. 6, № 3) соответствует кианит-ортоклазовой субфации амфиболитовой (кианитовой) фации (Король, 2003). Gt [4] по отношению к [1 и 2] (табл. 5, 6) характеризуется пониженными железистостью ($F = 64,5, 81,4$ и $89,4\%$) и значением Ca-компонента (18,0, 30,8 и 41,4%). Этот минерал [4] отличается от таковых [1 и 2] относительно высокой пироповой составляющей (28,6, 14,10 и 6,8%). Содержания спессартина соответствуют во всех трех гранатах – 2,1, 2,2 и 3,1%.

Если в ГЭЧ комплексах [1–2] образование клинопироксен-плаггиоклазовых и эклогитоподобных пород по основным гранулитам связано с условиями метаморфизма беломорского типа кианитовой (амфиболитовой) и, реже, кианит-мусковитовой (эпидот-амфиболитовой) фаций, то на полуостровах Вичаны и Мундиннаволоок оз. Кереть [3] CP и EKL формируются (Володичев, 1990) как в гранулитовой, так и в амфиболитовой фации.

Данным автором в метавулканитах (OG) Вичанского участка [3] выделяются метасоматиты в виде широко проявленной сети жил различной густоты и мощности – от тончайших «волосовидных» до десятков сантиметров, а также в виде пятен или сплошного тонкозернистого преобразования, часто с формированием вторичных полосчатых текстур. При этом создается реальная опасность восприятия последних в виде первичных литологических признаков. Метасоматические жилы (Fe-Ca-Mg метасоматиты) в метавулканитах имеют Hrp-Crx, Crx-Pl, Gt-Crx, Gt-Crx-Pl, Gt-Pl составы при простом и зональном их строении. Существует и определенная последовательность в их формировании: первыми образуются гиперстеновые или двупироксеновые жилы, затем клинопироксен-плаггиоклазовые, далее гранатсодержащие – гранат-клинопироксен-плаггиоклазовые (табл. 3, № 8–10). Отмечается (Володичев, 1990) и химическая специализация – часто с преобладанием Ca метасоматоза при формировании CP, CPE, EKL, реже Gt-Pl жил с плаггиоклазом, представленным битовнитом-анортитом. Приведенные парагенезисы (табл. 3, № 8–10) отражают метасоматиты как гранулитовой (№ 8), так и последней, переходящей в амфиболитовую фации (№ 9, 10). Средний химический состав жил, включающих клинопироксен-плаггиоклазовые породы, переходящие в эклогитоподобные, представлен в табл. 2 (№ 6) и диаграммах – AFM (рис. 10, а) и $CaO - FeO^* - MgO$ (рис. 10, б). Реакционные соотношения минералов, наблюдающиеся при переходах $CP \rightarrow EKL$ в метасоматитах (рис. 13, а, б), повторяют описанные для районов [1–2]. Присутствие в породах скаполита и карбоната (рис. 13, б) свидетельствует об активном участии летучих компонентов (CO_2, SO_3, Cl) в ходе метасоматических реакций.

Сопоставление конкретных химических составов метабазальтов [OG] и клинопироксен-плаггиоклазовых переходящих в эклогитоподобные пород из метасоматических жил (табл. 8, № 1 и 2) указывает на достаточно сильное увеличение содержания CaO , повышение $FeO + Fe_2O_3$ и железистости (F), небольшое возрастание MgO , уменьшение $Na_2O + K_2O$ – в CPE по отношению к OG. Эта же закономерность отображена на диаграммах AFM (рис. 14, а, линия – I), $CaO - FeO^* - MgO$ (рис. 14, б), $F - CaO$ (рис. 14, в). Таким образом, ведущая роль при образовании метасоматитов принадлежит Ca метасоматозу и в гораздо меньшей степени – Mg-Fe, что самоочевидно при характеристике промежуточных (CPE) разновидностей пород.

Таблица 8

**Химические анализы, характеризующие процессы
преобразований основных гранулитов
в эклогитоподобные породы**

Компоненты	I		II		III	
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	49,68	43,24	50,00	40,26	50,42	38,94
TiO ₂	0,73	0,96	0,86	1,24	0,92	1,02
Al ₂ O ₃	15,80	15,14	15,93	17,26	15,15	19,36
Fe ₂ O ₃	2,79	4,42	3,38	4,83	2,22	2,75
FeO	7,90	8,04	7,76	13,65	9,70	13,36
MnO	0,214	0,250	0,202	0,27	0,19	0,236
MgO	5,42	5,87	7,21	11,44	9,97	12,30
CaO	12,60	19,04	11,29	8,62	7,95	9,53
Na ₂ O	2,75	0,32	2,79	1,07	2,45	0,48
K ₂ O	0,15	0,93	0,07	0,21	0,17	0,20
H ₂ O	0,15	0,13	0,05	0,14	0,03	0,16
ппп	1,60	2,06	0,50	1,14	0,69	1,49
Сумма	99,78	100,40	100,04	100,13	99,86	99,83
f	59,3	57,8	51,8	54,4	49,3	52,1
F	66,4	68,0	60,7	61,8	54,5	56,7

Примечание. I – (1→2), 1 – metabазальт – основной гранулит (обр. В-2512-4), 2 – клинопироксен-плаггиоклазовая порода, переходящая в эклогитоподобную – из метасоматических жил (обр. В-2512-7), п-ов Вичаны оз. Кереть; II – (3→4), 3 – metabазальт – основной гранулит (обр. В-2511-5), 4 – эклогитоподобная порода с Mag и Spl – метасоматит из «зоны закалки» шаров metabазальтов (обр. В-2511), п-ов Вичаны; III – (5→6), 5 – двупироксеновый кристаллический сланец – основной гранулит (обр. В-2330-5), 6 – эклогитоподобная порода с Mag и Spl – метасоматит из «зоны закалки» шаров metabазальтов (обр. В-2330-10), п-ов Мундиннаволоков оз. Кереть. I–III – соответствуют рис. 14.

В таблице использованы фактические и опубликованные (1990) материалы О. И. Володичева.

Кроме описанных выше, О. И. Володичевым (1990) на Вичанском и Мундиннаволоковском участках [3] выделены Mg-Fe и Fe-Mg метасоматиты в «зонах закалки» шаров metabазальтов. Изучая черные, сливные или тонкополосчатые породы, слагающие эти «зоны», данный автор пришел к выводу, что их химический состав не соответствует магматическому. Относительно metabазальтов в метасоматитах отмечались пониженные содержания SiO₂, щелочей, кальция и повышенные – Al₂O₃, FeO + Fe₂O₃, MgO. Микроскопически в породах устанавливалось сложное зональное строение метасоматического происхождения. При наиболее простом его варианте центральная микрозона сложена магнетитом и шпинелью с симплектиками пироксенов при различном количественном соотношении этих компонентов, внешняя – более обогащена кальцием и представлена гранат-клинопироксен-плаггиоклазовой или эклогитоподобной породой с (±) Mag и Spl. Парагенетические ассоциации метасоматитов микрозон представлены в табл. 3 (№ 11, 12). Химический состав и кристаллохимические формулы минералов отображены в табл. 4, 5 (№ 7–10), нормативный состав граната – в табл. 6 (№ 4). Из центральной микрозоны тонкозернистых метасоматических пород, наряду с бронзитами, проанализированы моноклинные пироксены гранулитовой фации (табл. 4, 5, № 7 и 8). Сpx имеет железистость – (F) 25,6%, содержит 15,52% CaO и 8,46% Al₂O₃. Кроме бронзита, он парагенетичен со шпинелью, магнетитом, (±) плаггиоклазом.

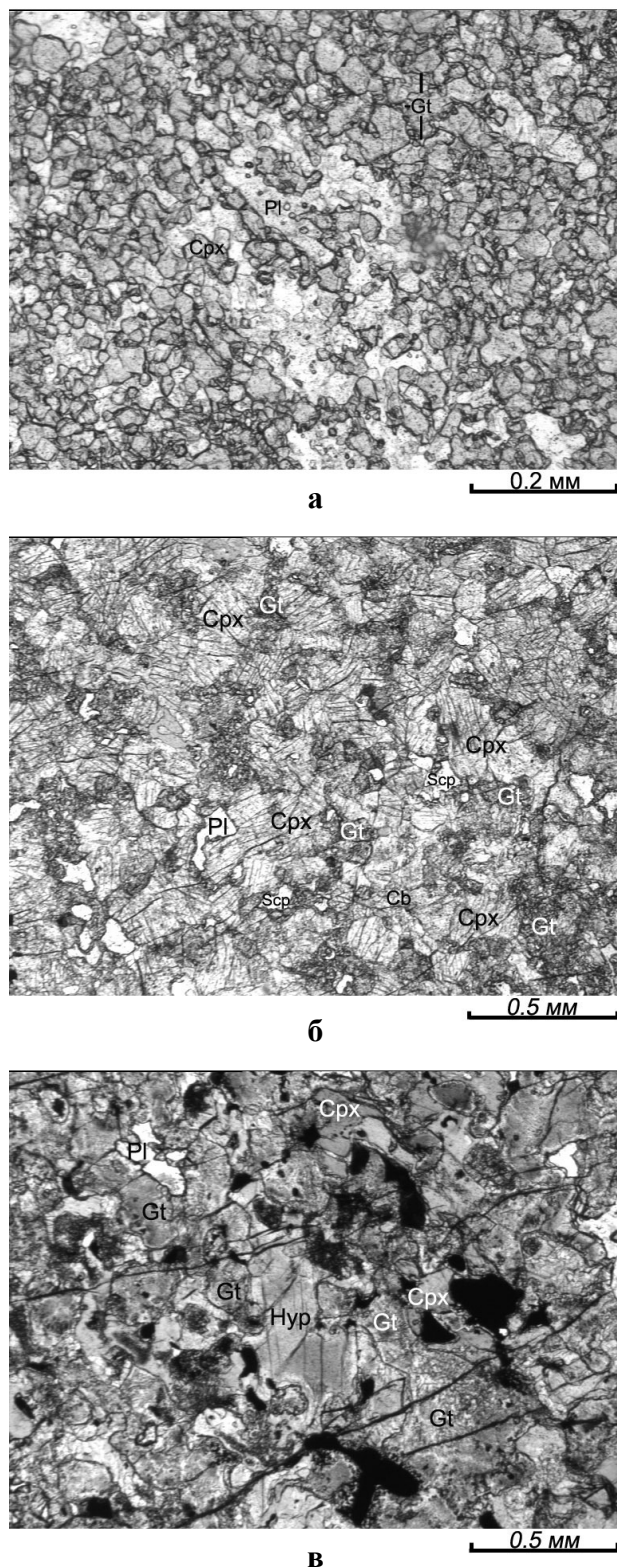


Рис. 13. Клинопироксен-плаггиоклазовые переходящие в эклогитоподобные (а) и гранат-клинопироксен-плаггиоклазовые (б) породы из метасоматических жил (а, б) в метавулканитах (ОГ). Реликты гиперстена в гранат-клинопироксен-плаггиоклазовых породах с магнетитом и шпинелью (темные участки) из «зон закалки» шаров metabазальтов (в)

Шлифы: ВК-1031 (а), В-2509-3 (б), В-2330-10 (в), без анализатора. П-ова Вичаны (а, б) и Мундиннаволоков (в) оз. Кереть [3]

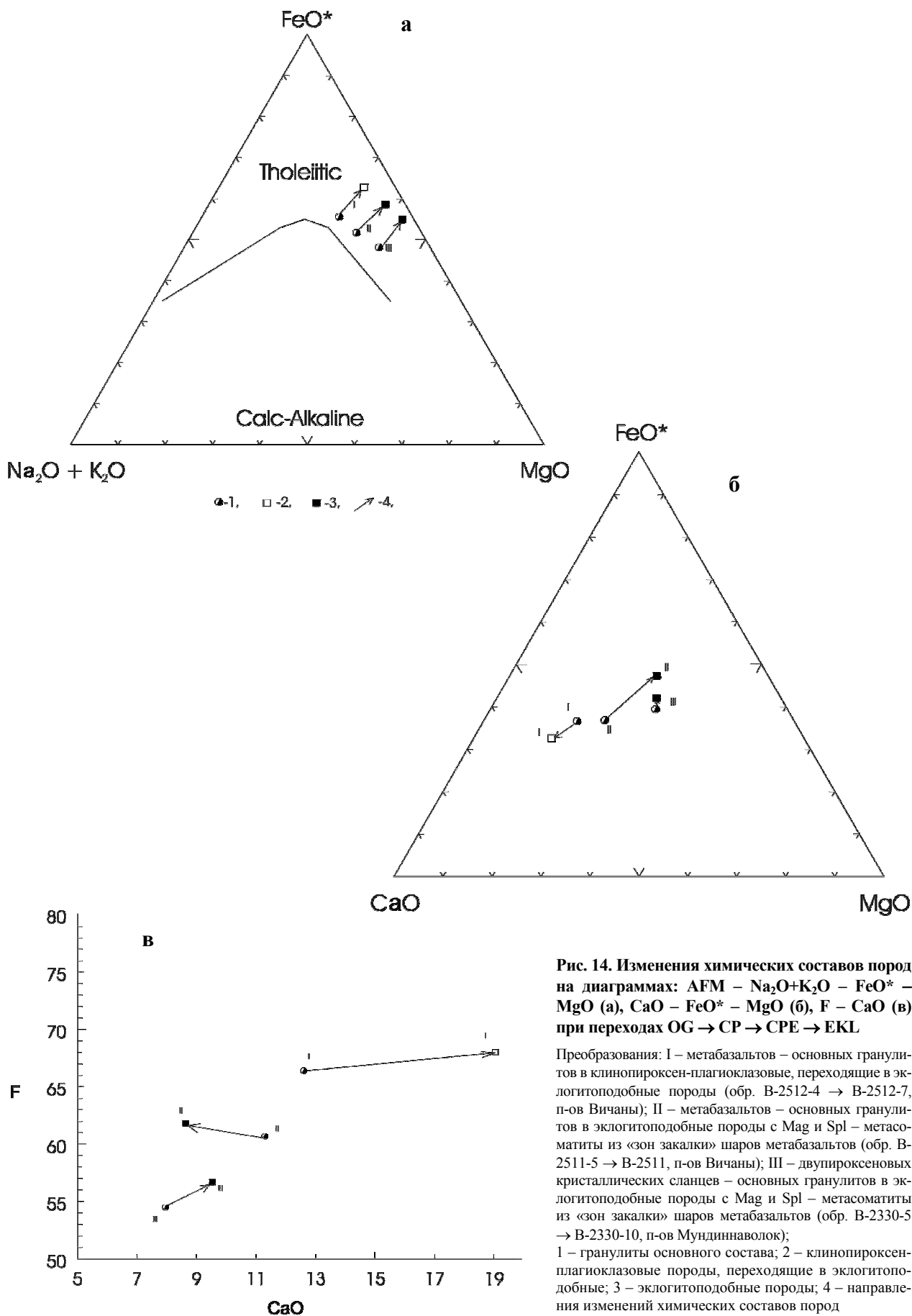
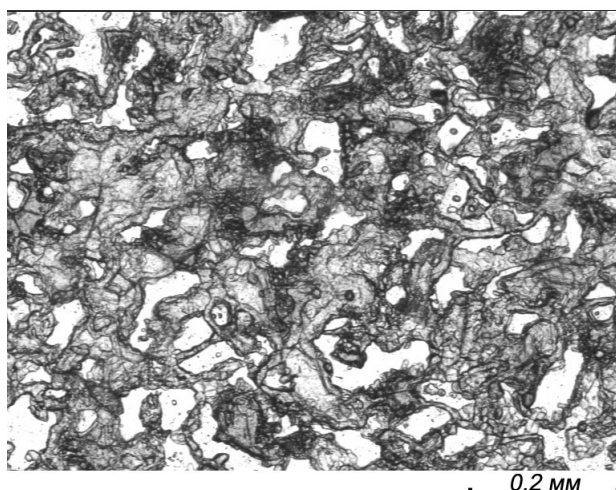
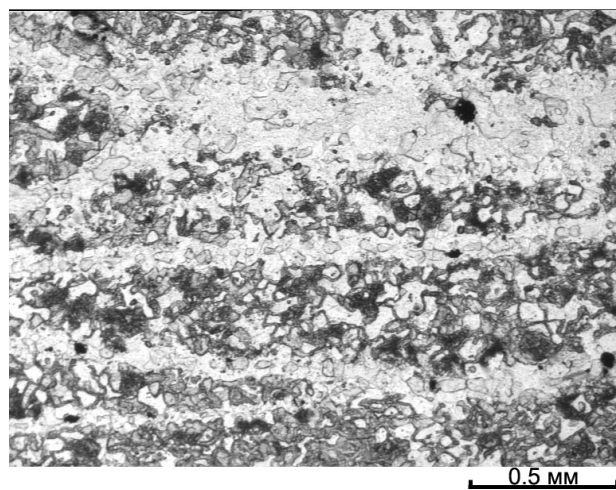


Рис. 14. Изменения химических составов пород на диаграммах: AFM – Na₂O+K₂O – FeO* – MgO (а), CaO – FeO* – MgO (б), F – CaO (в) при переходах OG → CP → CPE → EKL

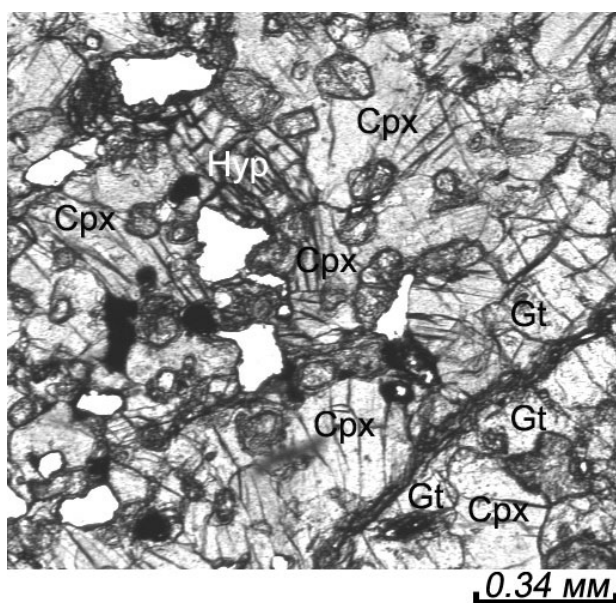
Преобразования: I – метабазальтов – основных гранулитов в клинопироксен-плаггиоклазовые, переходящие в эклогитоподобные породы (обр. B-2512-4 → B-2512-7, п-ов Вичаны); II – метабазальтов – основных гранулитов в эклогитоподобные породы с Mag и Spl – метасоматиты из «зон закалки» шаров метабазальтов (обр. B-2511-5 → B-2511, п-ов Вичаны); III – двупироксеновых кристаллических сланцев – основных гранулитов в эклогитоподобные породы с Mag и Spl – метасоматиты из «зон закалки» шаров метабазальтов (обр. B-2330-5 → B-2330-10, п-ов Мундиннаволоок); I – гранулиты основного состава; 2 – клинопироксен-плаггиоклазовые породы, переходящие в эклогитоподобные; 3 – эклогитоподобные породы; 4 – направления изменений химических составов пород



а



б



в

Рис. 15. Метасоматические эклогитоподобные породы из ксенолитов в эндербитах (а, б) и чарноэндербитах (в)

Тонкозернистая гранат-клинопироксен-плагиоклазовая порода – узкие центрические каймы граната по моноклинному пироксену и скопления мелких зерен Gt – темные участки, светлые – Pl (а). Карбонатизация и скаполитизация в тонких метасоматических прожилках (осветленные полоски) при формировании эклогитоподобных пород – темные участки (б). Реликты гиперстена в эклогитоподобной породе (в). Шлифы: В-2203-11в (а), В-2203-11н (б), А-750г-2 (в), без анализатора. П-ова Мундиннаволоок (а, б) и Вичаны (в) оз. Кереть [3]

Во внешних зонах этих метасоматитов, сложенных эклогитоподобными породами, Срх не проанализирован. Гранат, парагенетичный с моноклинным пироксеном, а также с плагиоклазом (битовнитом), ($\pm$) магнетитом и шпинелью (табл. 3, № 12), относится (Володичев, 1990) к гранулитовой, переходящей в амфиболитовую (кианит-ортоклазовая субфация) фации. Gt содержит 28,6% пиропы и 21,0% Са-компонента, характеризуется железистостью (F) – 63,6% и самым низким среди всех рассматриваемых гранатов содержанием спессартина – 0,3% (табл. 4–5, № 9, табл. 6, № 4). В ЕКЛ иногда сохраняются реликтовые зерна гиперстена (рис. 13, в). Средний химический состав гранат-клинопироксен-плагиоклазовых пород отражен в табл. 2 (№ 7) и диаграммах – АФМ (рис. 10, а) и СаО – FeO* – MgO (рис. 10, б).

Сопоставление конкретных химических анализов метабазальтов и эклогитоподобных пород из «зон закалки» представлено в табл. 8 (№ 3 и 4 – II, № 5 и 6 – III) и диаграммах – АФМ, СаО – FeO* – MgO, F – СаО (рис. 14). Повсеместно отмечается повышение

содержания Fe₂O₃, FeO, MgO, возрастание f и F и понижение щелочей в ЕКЛ относительно ОГ. Однако в первом случае (№ 3 и 4) уменьшается СаО, а во втором (№ 5 и 6) этот компонент возрастает. Вероятнее всего, что при образовании эклогитоподобных пород в «зонах закалки» шаров метабазальтов в целом осуществлялся Fe-Са-Mg метасоматоз с преобладающим Fe-Mg или Mg-Fe и варьирующим участием – Са – на различных стадиях формирования ЕКЛ. О привносе Са свидетельствует и присутствие битовнита (88% An) в эклогитоподобных породах. Известно, что наиболее основные плагиоклазы в исходных для ЕКЛ метабазальтах [3] содержат 75–77% анортитовой составляющей (Король, 2003). Образование рассмотренных выше метасоматитов происходило в условиях гранулитовой, переходящей в амфиболитовую фации – после формирования эндербитов и чарнокитов.

На полуострове Мундиннаволоок [3] в эндербитах были изучены (Володичев, 1990) ксенолиты, сложенные тонкозернистыми метасоматическими гранат-пироксен-

плаггиоклазовыми породами (табл. 2, № 8; рис. 15, а, б), сформировавшимися в условиях гранулитовой фации. Их исходная принадлежность к основным гранулитам петрографически не доказана. В состав ЕКЛ входят моноклинный пироксен, достаточно железистый гранат, основной плаггиоклаз – анортит (табл. 3, № 13; табл. 4, 5, № 11–13; табл. 6, № 5). Срх (табл. 4, 5, № 11) имеет железистость 23,8%, более низкую по отношению к Срх основных гранулитов по метабаазальтам (Король, 2003) и в эклогитоподобных породах [1–2]. По содержанию СаО (22,69%) моноклинный пироксен из ЕКЛ превышает все данные минералы, рассмотренные выше, гранулитовой и амфиболитовой фаций. А значение Al_2O_3 (1,94%) в Срх [3] ниже, чем в таковых из ОГ [3], ЕКЛ [1], и выше, чем в эклогитоподобных породах оз. Керчуг [2]. Содержание Na_2O (0,40%) в минерале наиболее низкое среди всех Срх как из ЕКЛ [1–2, 4], так и из основных гранулитов. Гранат характеризуется (табл. 4–5, № 12; табл. 6, № 5) железистостью 73,7% и содержаниями пироба 19,2%, Са-компонента – 26,0%, спессартина – 1%. Плаггиоклаз (табл. 4, № 13) соответствует анортиту – 91% Ап.

Эклогитоподобные породы (табл. 2, № 8) из ксенолитов в эндербитах по сравнению с метасоматитами (табл. 2, № 6, 7), описанными выше, сильно обогащены СаО при пониженном содержании MgO и $Fe_2O_3 + FeO$ и высокой железистости F на фоне низкого содержания магния. Эти особенности химизма подтверждаются и на рис. 10. Если эти ЕКЛ образовались по ОГ, то определяющим при их формировании был (табл. 2, № 8) Са метасоматоз при подчиненной роли Fe-Mg. Осуществлялся привнос летучих (CO_2 , SO_3 , Cl) компонентов (рис. 15, б).

Метасоматические эклогитоподобные породы, сформировавшиеся по основным гранулитам, слагают ксенолиты и в черноэндербитах Восточно-Вичанского массива (фактический материал О. И. Володичева). В этих гранат-клинопироксен-плаггиоклазовых породах

иногда встречаются единичные реликты гиперстена (рис. 15, в).

Проведено сравнение средних химических составов эклогитоподобных пород районов оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро и оз. Керчуг [1–2], п-ова Поньгомнаволока Белого моря [4], полуостровов Вичаны и Мундиннаволока оз. Кереть [3] (табл. 2, № 3, 5, 7, 8; рис. 10). Оказалось, что максимальными содержаниями СаО (22,43%) при минимальных – Fe_2O_3 (2,95%) и FeO (1,65%), MgO (0,25%) и суммы щелочей (0,30%) характеризуются метасоматические ЕКЛ гранулитовой фации из ксенолитов в эндербитах [3]. При приведенных соотношениях железа и магния железистость их достаточно высока ($F = 94,85\%$). Минимальными значениями СаО (9,08%) обладают гранат-клинопироксен-плаггиоклазовые породы из «зон закалки» шаров метабаазальтов Вичанского участка [3]. Эклогитоподобные породы амфиболитовой фации оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро и оз. Керчуг по отношению к таковым п-ова Поньгомнаволока Белого моря (табл. 2, № 3 и 5; рис. 10) характеризуются более высокими значениями железистости ($F = 71,59$ и $64,37\%$), СаО (12,77 и 11,88%) и пониженными – MgO (5,13 и 7,51%).

Таким образом, в ГЭЧ комплексах [1–2, 4] диафторическое преобразование основных гранулитов в эклогитоподобные породы в БПП связано с метаморфизмом беломорского типа амфиболитовой и (или) эпидот-амфиболитовой фаций. Суть процесса – сочетание метаморфической обменной перекристаллизации с привносом Са и выносом Mg. В ГЭЧ комплексах [3] ЕКЛ образуются при Са, Mg, Fe метасоматозе, при различных сочетаниях этих компонентов, в условиях как гранулитовой, так и таковой переходящей в амфиболитовую фации. Все эти превращения являются составной частью диафторических процессов, изменяющих облик пород ГЭЧ комплексов [1–4] и определяющих современный вещественный состав архейских образований БПП.

ЛИТЕРАТУРА

- Володичев О. И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов (на примере беломорского комплекса). Л., 1975. 170 с.
- 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. 245 с.
- Володичев О. И. Р-Т-т тренды эволюции метаморфизма при формировании позднеархейской Беломорской коллизионной структуры // Карелия и РФФИ: Тез. докл. науч. конф., посвящ. 10-летию РФФИ (1–3 окт. 2002 г.). Петрозаводск, 2002. С. 59–60.
- Другова Г. М., Климов Л. В., Крылова М. Д. О ранних этапах гранулитового метаморфизма в Беломорском комплексе // ДАН СССР. 1977. Т. 234, № 3. С. 665–668.
- Король Н. Е. Метаморфическая эволюция гранулитового комплекса Северной Карелии: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1990. 346 с.
- Король Н. Е. Образование эклогитоподобных пород при диафторических процессах в гранулитовом комплексе Северной Карелии (Западное Беломорье) // Материалы 2-го всерос. петрографического совещания «Петрография на рубеже XXI века (итоги и перспективы)». Т. II. Сыктывкар, 2000. С. 189.
- Король Н. Е. Метаморфическая эволюция архейских гранулит-эндербит-чарнокитовых комплексов Карелии и Центральной Финляндии: Автономный раздел отчета по теме 158 «Эндогенные режимы метаморфизма в различных геодинамических обстановках докембрия Карелии» // Фонды КарНЦ РАН. Петрозаводск, 2003. 364 с.
- Король Н. Е. Метаморфическая эволюция гранулит-эндербит-чарнокитовых комплексов Беломорского подвижного пояса // Материалы науч. конф. «Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минералогия». Петрозаводск, 2005а. С. 143–145.
- Король Н. Е. Основные гранулиты Карелии и Центральной Финляндии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск, 2005б. С. 18–28.
- Irvine T. N., Baragar W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. Vol. 8. P. 523–548.

В. С. Степанов, А. В. Степанова

РАННИЕ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МЕТАГАББРО РАЙОНА с. ГРИДИНО (БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС)*

Введение

Район с. Гридино, охватывающий прибрежную часть и острова Белого моря, характеризуется развитием многочисленных мафических даек палеопротерозойского возраста. Преобладающая на данной территории дайковая форма проявления основного магматизма при значительной плотности насыщения интрузиями позволяет рассматривать ее как Гридинское дайковое поле (ГДП; Степанов, Степанова, 2005). В пределах ГДП представлена большая часть разновидностей магматитов основного состава, известных в Беломорском подвижном поясе (БПП), а прекрасные условия обнаженности и дайковая форма интрузивных тел существенно упрощают определение возрастных взаимоотношений между ними. Этим определяется особая значимость данной территории для исследования палеопротерозойского магматизма.

Геологический фон Гридинского дайкового поля определяется широким развитием позднеархейских пород, среди которых резко преобладают гнейсограниты, варьирующие по составу от плагиогранитов до гранодиоритов и являющиеся породами рамы для большинства даек. Наиболее ранние образования среди пород рамы – амфиболиты и метаультрабазиты, наблюдающиеся в виде фрагментов в зонах архейского эклогитсодержащего микстита. Матрикс его представлен в различной степени мигматизированными плагиогнейсогранитами с возрастом около 2,7 млрд лет (Володичев и др., 2004). Относительно поздними породами, формирование которых предшествовало внедрению дайковых комплексов, являются микроклиновые и плагио-микроклиновые граниты, образующие метатект в плагиогнейсогранитах и небольшие секущие жилы.

Главные магматические узлы ГДП описаны ранее (Степанов, 1990), вместе с тем обширная новая информация по этой территории получена в последние годы сотрудниками ИГ КарНЦ РАН. Ряд расположенных здесь объектов изучен в связи с проблемой образования эклогитов Гридинской зоны эклогитсодержащего микстита (Володичев и др., 2004; Травин и др., 2005 и др.),

опубликованы новые данные по коронитовым габбро ГДП (Степанова, Степанов, 2005).

Прямые геологические контакты, установленные между дайками, позволяют утверждать, что здесь представлены тела как минимум семи вещественно-возрастных групп (Степанов, Степанова, 2005):

- метагаббро (умеренно щелочного и нормально-го ряда, древнее 2,43 млрд лет);
- породы комплекса лерцолитов – габброноритов (две фазы, поздняя ~2,43 млрд лет);
- метадiorиты (магнезиальные и железистые);
- гранатовые метагаббро (с геохимическими характеристиками MORB; моложе 2,43 млрд лет);
- коронитовые метагаббро (Fe-толеитового состава; ~2,12 млрд лет).

Характер их распределения в ГДП отражен на рис. 1. Наименее изученными среди выделенных групп являются ранние палеопротерозойские метагаббро, процесс формирования которых представляет значительный интерес, так как они приурочены к относительно слабо изученному временному интервалу 2,5–2,43 млрд лет.

Геологическая характеристика метагаббро

Дайки, сложенные метагаббро, занимают второе по распространенности место в ГДП (рис. 1) после даек комплекса лерцолитов – габброноритов (КЛГН) и формируют рой, общее простирание которого близко к широтному. В этой группе объединены дайки, описанные ранее как субщелочные метагаббро (Степанов, 1990) и симплектитовые метагаббро (Степанов, Степанова, 2005). Основанием для их объединения явились существенные черты сходства, установленные как на геологическом, так и на петрографическом и геохимическом уровнях. Дайки большей частью имеют северо-восточное 70–80° до широтного простирание (м. Песчаный, о. Воротная Луда и др.; рис. 2 и 3) и реже ориентированы субмеридионально (о. Гольшница; рис. 4, губа Пестица), мощность тел обычно менее метра. Наиболее крупная дайка метагаббро, описанная ранее как субщелочное габбро (Степанов, 1990), расположена на мысу Песчаный (рис. 3). Мощность ее достигает 10–12 м, а по простиранию в ЮЗ направлении она прослеживается на рас-

* Работа выполнена при финансовой поддержке Фонда содействия отечественной науке.

стояние более 100 м. Эта дайка имеет деформированные апофизы, возможным продолжением ее в ЮЗ направлении являются фрагменты метагаббро, расположенные на

побережье. В ней отмечены слабо выраженная магматическая полосчатость и небольшая секущая ее дайка метагаббро (поздняя магматическая фаза интрузии).

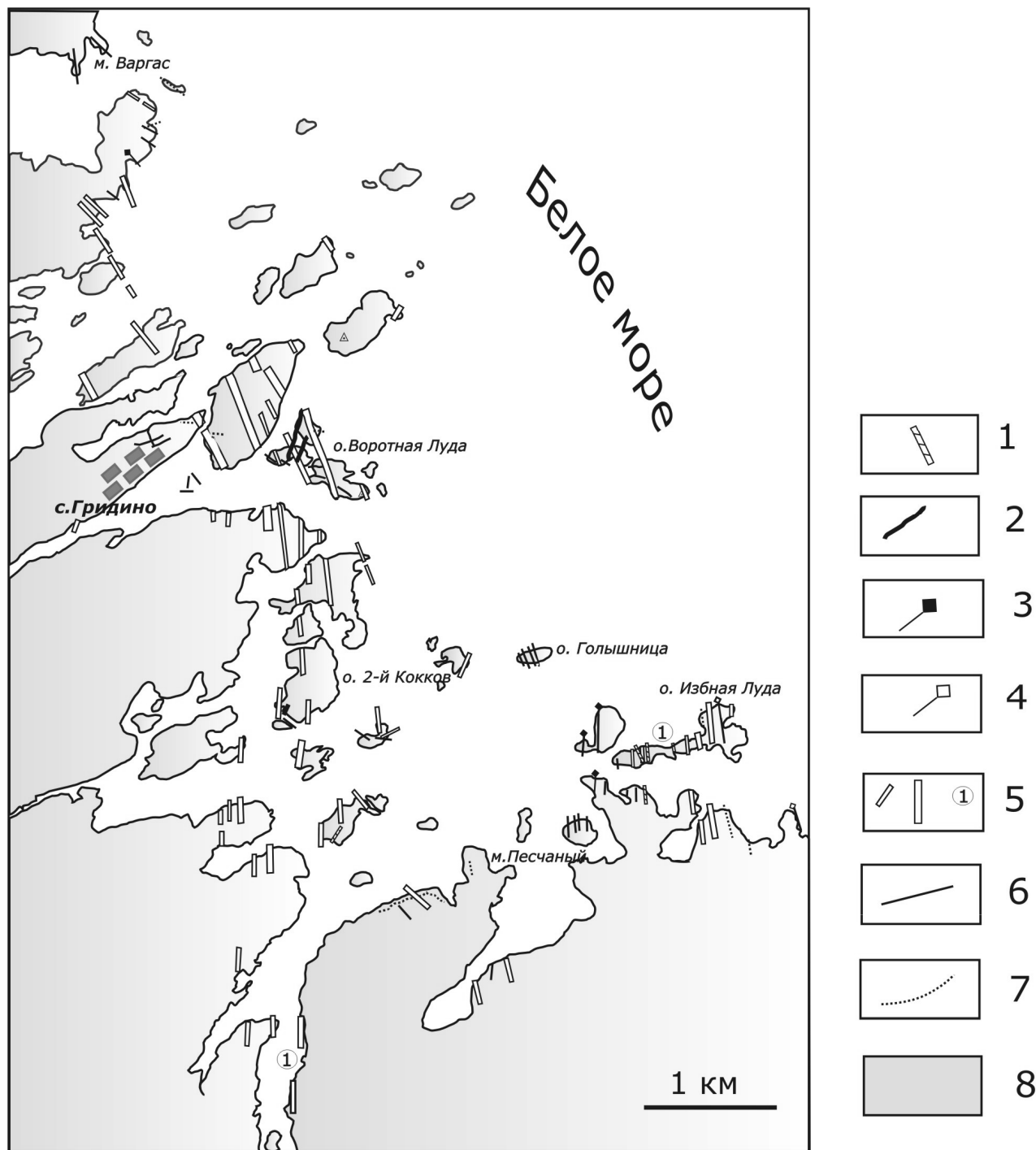


Рис. 1. Схема строения Гридинского дайкового поля (составлена В. С. Степановым и А. В. Степановой на основе авторских материалов с использованием данных В. В. Южановой, О. И. Володичева, А. И. Слабунова, В. В. Травина и И. И. Бабариной):

1 – коронитовые метагаббро (Fe-толеиты) Избной Луды, ~2,1 млрд лет; 2 – гранатовые метагаббро (геохимические аналоги MORB), моложе ~2,43 млрд лет; 3 – магнезиальные метадiorиты; 4 – железистые метадiorиты; 5 – дайки комплекса лерцолитов – габброноритов (~2,43 млрд лет), цифрой отмечены места, в которых установлены породы ранней фазы КЛГН; 6 и 7 – ранние палеопротерозойские метагаббро: 6 – нормальнощелочные, магнезиальные; 7 – умереннощелочные, железистые; 8 – супракрустальные образования (AR₁)

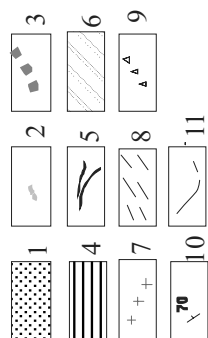
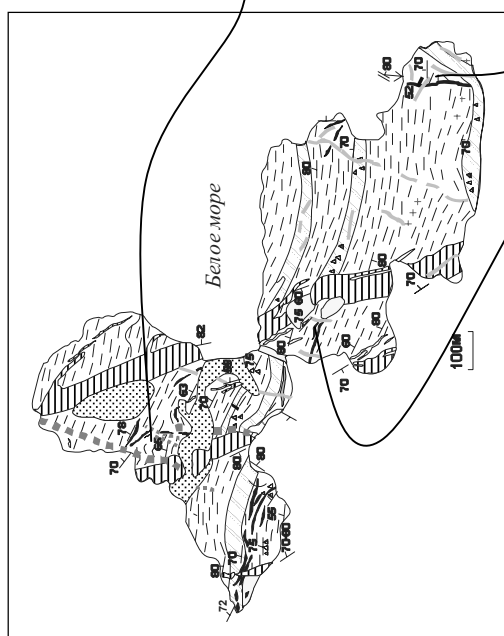


Рис. 2. Геологическое строение о. Воротная Луда:
 1 – четвертичные отложения; 2 – микроклиновидный пегматит и аплитовые граниты; 3 – Pl-Gar-Spx ортопороды – метабазы MORB-типа; 4 – оливковые меланогаббронориты (комплекс лерцолитов – габброноритов); 5 – дайки метабазитов; 6 – гранат-диопсидовые амфиболиты; 7 – микроклиновидные граниты; 8 – плагиогнейсы; 9 – метадальриты; 10 – элементы залегания; 11 – границы пород. На фото молоток ориентирован на север

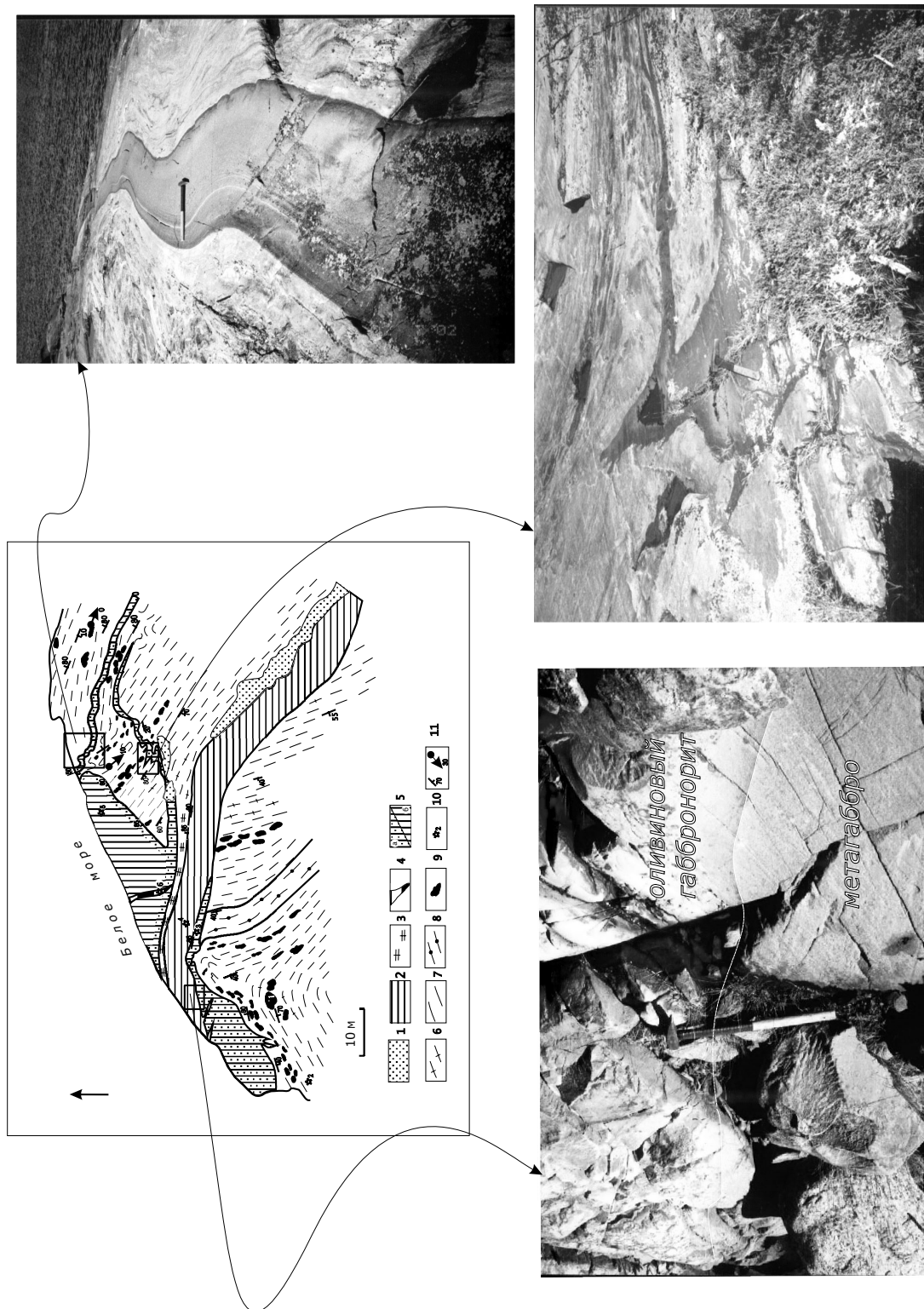


Рис. 3. Схема геологического строения обн. С-2402, мыс Песчаный:

1 – четвертичные отложения; 2 – оливиновый габбронорит; 3 – огнейсованный микроклиновый гранит (реоморфит?); 4-5 – умереннощелочные метагбро; 4 – метапорфирит II фазы; 5 – метагбро I фазы; 6 – мелкозернистые; 6 – микроклиновый гнейсогранит; 7 – эпидот-амфибол-биотитовый плагиогнейсогранит; 8 – гранат-биотитовый гнейс; 9 – диопсид-гранатовый амфиболит; 10 – места отбора образцов; 11 – элементы ориентировки контактов, гнейсовидность и минеральная линейность

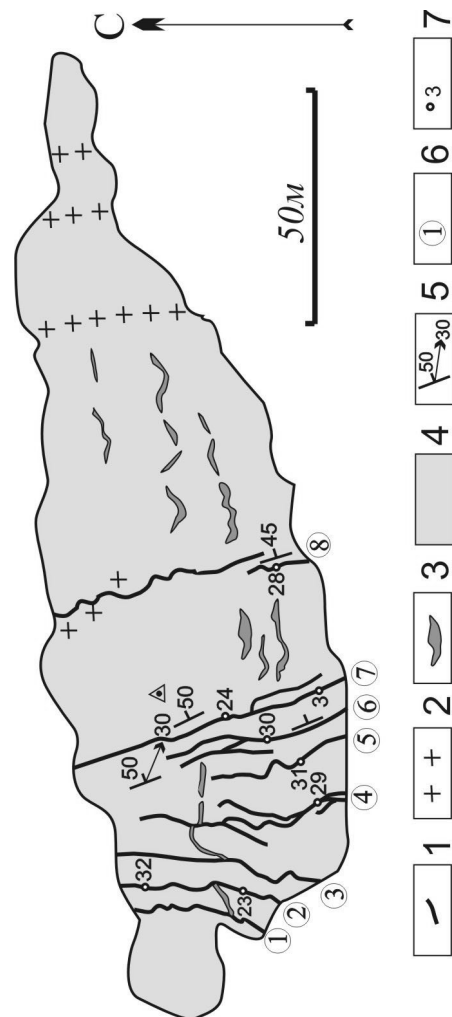
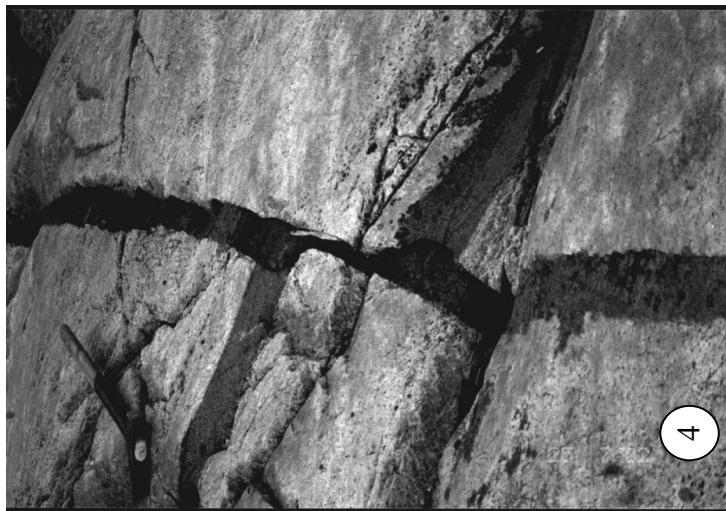
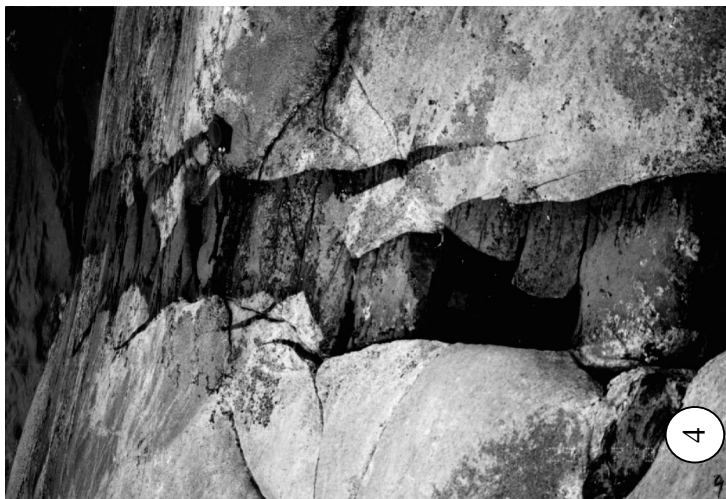


Рис. 4. Схема геологического строения о. Голышница (обн. С-2396):

1 – дайки метагаббро РР1; 2 – жилы микроклиновых гранитов, местами с черным кварцем; 3 – деформированные дайки и линзовидные тела ортоамфиболитов (АР?); 4 – плагиограниты (метаэндогиты?), местами отнейсованные и мигматизированные; 5 – элементы залегания контактов и ориентировка бороздчатости; 6 – номера даек; 7 – места взятия и номера образцов. Фото отражают морфологию «идеальных» даек метагаббро (номера на фото отвечают номеру дайки на схеме)

Остальные дайки метагаббро ГДП имеют меньшие размеры и представлены рядом морфологических разновидностей, крайние из которых определены как «идеальные» и «деформированные».

«Идеальные дайки» в значительной степени сохранили первичную форму, типичную для классических интрузивов этого типа. Наиболее представительными из них являются дайки о. Голышница (рис. 4). Для них характерны резкие секущие контакты и тонкие протяженные апофизы, не обладающие видимыми признаками деформаций. Наряду с тонкими, наблюдаются и короткие тупо выклинивающиеся апофизы – мысы в классификации Хока (Ноек, 1994); обычны уступы, иногда осложненные мелкими апофизами, «мосты» вмещающих пород (рис. 4; дайка 7), реже отмечаются окончания даек в виде щупалец. В породах рамы вблизи этих даек наблюдаются небольшие подвороты полосчатости и смещения границ маломощных слоев по типу левого сдвига. В эндоконтактных зонах мощностью до 5–10 см и тонких апофизах дайки о. Голышница переходят в амфиболиты. Местами этот процесс сопровождался стрессовой нагрузкой, с чем связано образование на контактовых поверхностях даек четко выраженной бороздчатости, круто (~60–70°) погружающейся на ЮВ. По морфологии дайки о. Голышница практически не отличаются от хорошо сохранившихся палеопротерозойских даек Пяозерского поднятия Карельского архейского кратона (Степанов, 1994; Степанова, 2004).

«Деформированные» дайки. Признаки наложенных деформаций чаще наблюдаются в дайках субширотного простирания. Они характерны, в частности, для даек Воротной Луды, где «идеальные» дайки метагаббро редки. «Деформированные» дайки не выдержаны как по мощности, так и по простиранию (рис. 5), но при этом генеральная субширотная ориентировка их сохраняется. Мощность даек может сокращаться до одного и менее сантиметров, при этом истонченные части их прослеживаются по простиранию на значительные расстояния. Истонченные части даек и тонкие апофизы нередко образуют мелкие структуры нагнетания – серии сжатых плоскостей, собранных в причудливые конструкции (рис. 5). Создается устойчивое представление о том, что эти дайки деформированы одновременно с породами рамы в условиях пластического течения. Наиболее резко деформации проявлены на мысе Варгас (рис. 5), где пластическое течение испытали не только дайки, но и фрагменты пород основного состава, заключенные в гнейсогранитах рамы. При этом истонченные и местами разорванные дайки образуют структурные формы, в значительной степени согласованные со складками, проявленными в породах рамы. В ряде случаев, например на острове с отметкой 5,8 м, расположенном к ЮЗ от о. Луда Прянишная, обломочный базитовый материал пород рамы деформирован настолько интенсивно, что его трудно отделить от деформированных даек метагаббро. В этих случаях наблюдаемая картина больше всего похожа на результат течения двух несмешивающихся жидкостей. Вместе с тем наложенный характер опи-

санных деформаций, на наш взгляд, убедительно подтверждается неоднократно наблюдавшимися переходами «идеальных» даек в пластически деформированные. Такие переходы имеют довольно резкий характер, а зоны, в которых реализуются деформации, часто не превышают по мощности 10–15 м, а иногда и первые метры. Характерно, что в этих зонах породы рамы резко текстурированы с интенсивной деформацией базитовых фрагментов и образованием полос «прогретого меланжа». На острове с отметкой 3 м, расположенном на выходе из губы Пестица (рис. 6, Б), на ближайшем к зоне деформации южном участке дайки, в ее эндоконтакте проявлена грубая бороздчатость, сходная с отмеченной на о. Голышница. Деформация мелких даек в маломощных зонах наблюдалась на о. Воротная Луда, м. Песчаный и других объектах (рис. 2 и 3). Участие в однотипных пластических деформациях разновозрастных, в частности, диоритовых даек также подтверждает наложенный характер пластических деформаций.

Геологический возраст даек метагаббро определяется как более древний по отношению к комплексу лерцолитов – габброноритов (~2,43 млрд лет), прямые контакты с дайками которого установлены на мысе Песчаный (рис. 3) и на о. Воротная Луда (рис. 2 и 7). В этих же обнажениях отмечены микроклиновые граниты, секущие дайки метагаббро. На о. Голышница дайки метагаббро секут жилы микроклинового гранита с черным кварцем, которые, судя по наблюдениям в районе Избной Луды, имеют позднеархейский возраст. Это позволяет ограничить время формирования метагаббро интервалом 2,43–2,5 млрд лет, связывая последнюю цифру с границей архей – протерозой.

Петрографическая характеристика метагаббро

Петрографический состав даек выдержан и практически не зависит от их морфологии. Во всех исследованных объектах слагающие их породы определяются как метагаббро, практически полностью утратившие исходный минеральный состав и в значительной степени первичные структуры. Реликты магматических структур установлены в дайке м. Песчаный и дайках о. Голышница. Главная дайка м. Песчаный в центральной части сложена средне-крупнозернистыми, массивными метагаббро. Порода состоит из относительно крупных гранулированных зерен плагиоклаза (32–35% An), на периферии которых развиты прерывистые цепочки мелких хорошо ограниченных идиоморфных зерен граната. Пироксены представлены изометричными зернами бледно-зеленого клинопироксена и небольшим количеством мелких плеохроирующих зерен гиперстена. Клинопироксен образует довольно крупные идиоморфные зерна, обладающие отчетливой зональностью, по-видимому, метаморфической природы (рис. 8, А, Б). Второстепенные минералы – биотит, кварц, карбонат и магнетит (?). Реликты габбровой структуры проявлены в контурах зерен плагиоклаза, кроме того, в по-

роде отчетливы элементы коронитовой структуры – гранатовые каймы на периферии плагиоклазовых зерен. Породы второй фазы – мелкозернистые метагаббро порфировидной структуры. Мелкозернистая Gt-

Amf-Pl основная масса их включает относительно редкие порфировидные кристаллы бледно-зеленого клинопироксена, аналогичного описанному в породах главной фазы.

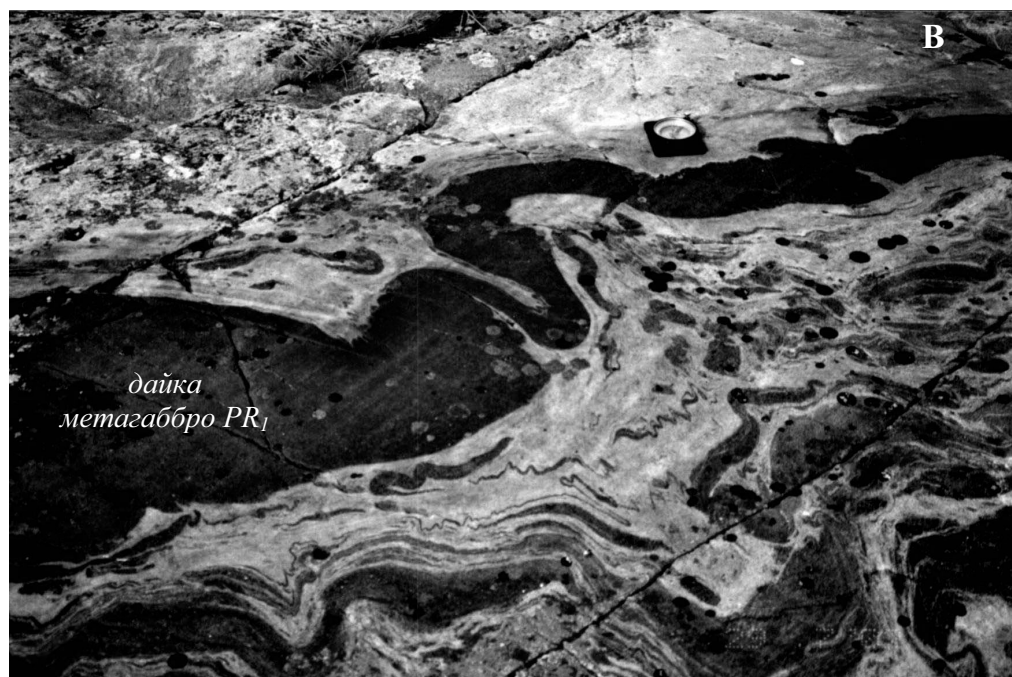


Рис. 5. «Деформированные» дайки метагаббро PR_1 района с. Гридино:

А, Б – о. Воротная Луда; В – дайка в зоне течения пород рамы, мыс Варгас

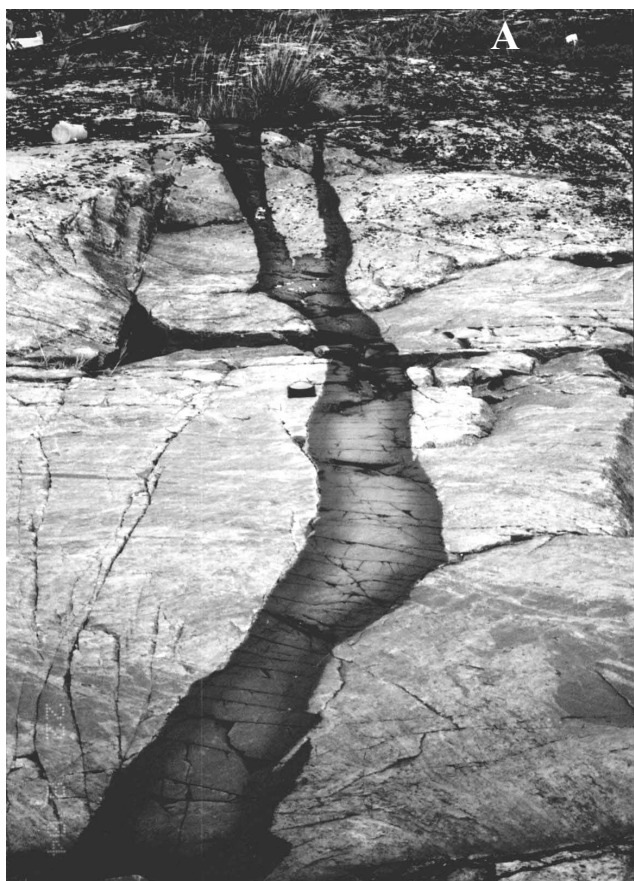


Рис. 6. Ранние палеопротерозойские дайки метагаббро района г. Пестица (обн. С-2894):

А – дайка в западной части острова, вблизи отметки 3,0 м; Б – северный берег острова: дайка, деформированная в складке с СВ ориентировкой ОП

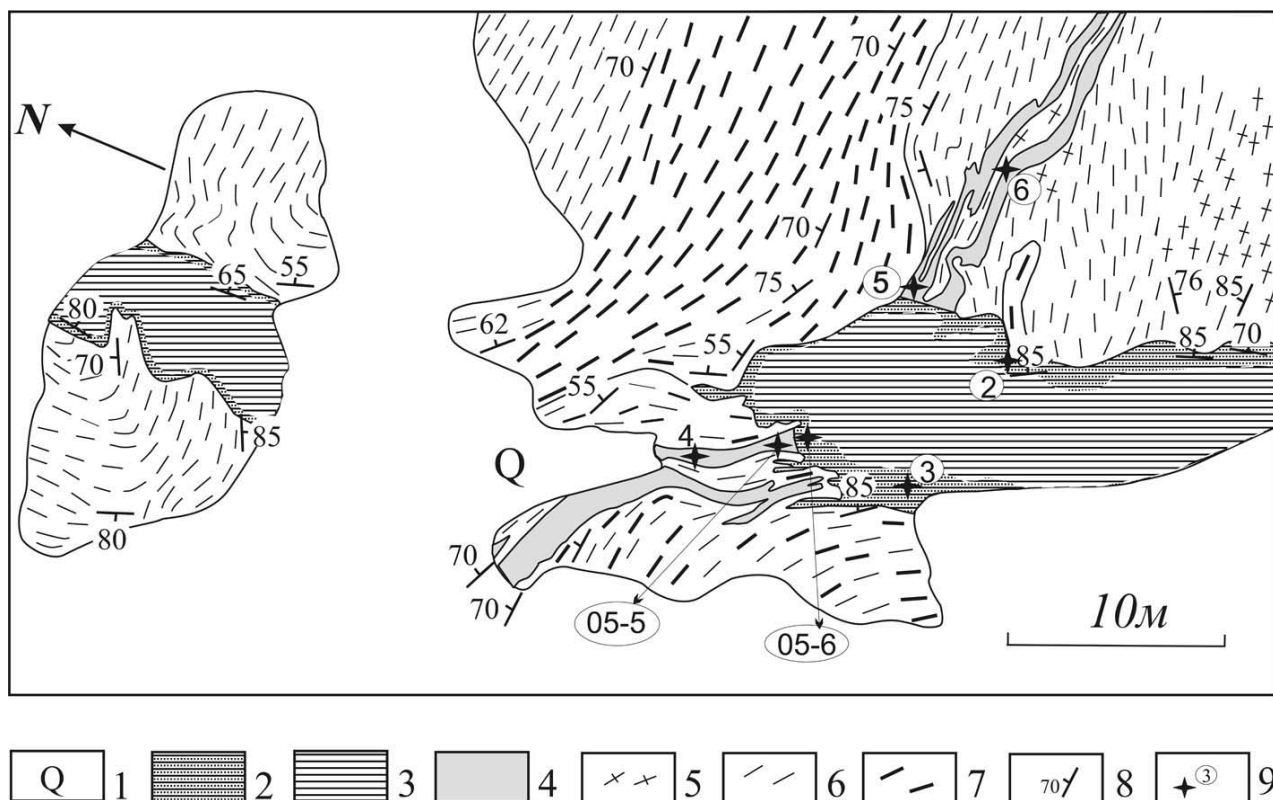


Рис. 7. Соотношение метагаббро PR₁ и оливиновых меланогабброноритов (КЛГН) – деталь обн. С-2407, о. Воротная Луда:

1 – четвертичные отложения; 2 – мелкозернистые габбронориты (зона закалки, отчасти амфиболизированная); 3 – оливиновые меланогаббронориты; 4 – метагаббро PR₁; 5 – микроклиновые гнейсограниты; 6 – плагиоклазовые гнейсограниты; 7 – меланж с преобладанием деформированных амфиболитовых фрагментов; 8 – элементы залегания контактов и полосчатости; 9 – места отбора и номера образцов

Отчетливые реликты габбровой структуры установлены также в дайках о. Голышница, для которых характерна ассоциация $Cr_x + Pl \pm Gr \pm Or_x$. В шлифах из этих даек отчетливо видны контуры первичных таблитчатых зерен Pl, замещенных мелкогранулированным олигоклазом (An 15%, Alb 84%, Ort 1%). В некоторых шлифах из даек о. Голышница встречаются мозаичные скопления мелких зерен ортопироксена (феррогиперстен 50–65% Fs) – псевдоморфозы Or_x по Ol (реликты друзитовых построек). В клинопироксенах постоянно наблюдаются структуры распада – Cr_x -Pl симплектиты, образовавшиеся, судя по аналогии с данными коллег (Володичев и др., 2004), в результате замещения Cr_x с высоким содержанием жадеитового минала. Симплектитовые структуры характерны для многих даек Воротной Луды и других островов (рис. 8, В, Г). Симплектиты приурочены к центральным частям клинопироксеновых зерен, краевые части которых более однородны и, по-видимому, являются результатом более поздней перекристаллизации. Вероятно, с последним процессом связано образование плагиоклазовых оторочек вокруг зерен гра-

ната. Мелкие однородные, очевидно поздние, зерна Cr_x (о. Голышница) отвечают диопсиду: $(Mg_{0,67}Fe_{0,31}Ca_{0,88}Na_{0,07})_2(Si_{1,94}Al_{0,06})_2O_6$. Метагаббро в той или иной степени амфиболизированы, в них обычны небольшие содержания биотита и рудных минералов: Ti-Mgt, рутила и сфена. Составы минералов одной из даек о. Голышница приведены в табл. 1.

Таким образом, для метагаббро характерна минеральная ассоциация $Cr_x + Pl \pm Gr \pm Or_x$. Они в той или иной степени амфиболизированы. С интенсивным развитием этого процесса связан переход метагаббро в меланократовые амфиболиты, амфиболы которых нередко образуют симплектитовые сростки с плагиоклазами (Amf-Pl симплектиты). $Cr_x + Pl \pm Gr \pm Or_x$ ассоциация типична для «идеальных» даек о. Голышница, о. Воротная Луда и др. В интенсивно деформированных дайках и истонченных частях их возрастает роль Pl-Amf ассоциации, развивающейся как наложенная на первую. Первичные минералы в породах этой группы даек не установлены. Судя по реликтам структур, в первичном составе пород существенную роль играл плагиоклаз и, вероятно, присутствовал оливин.

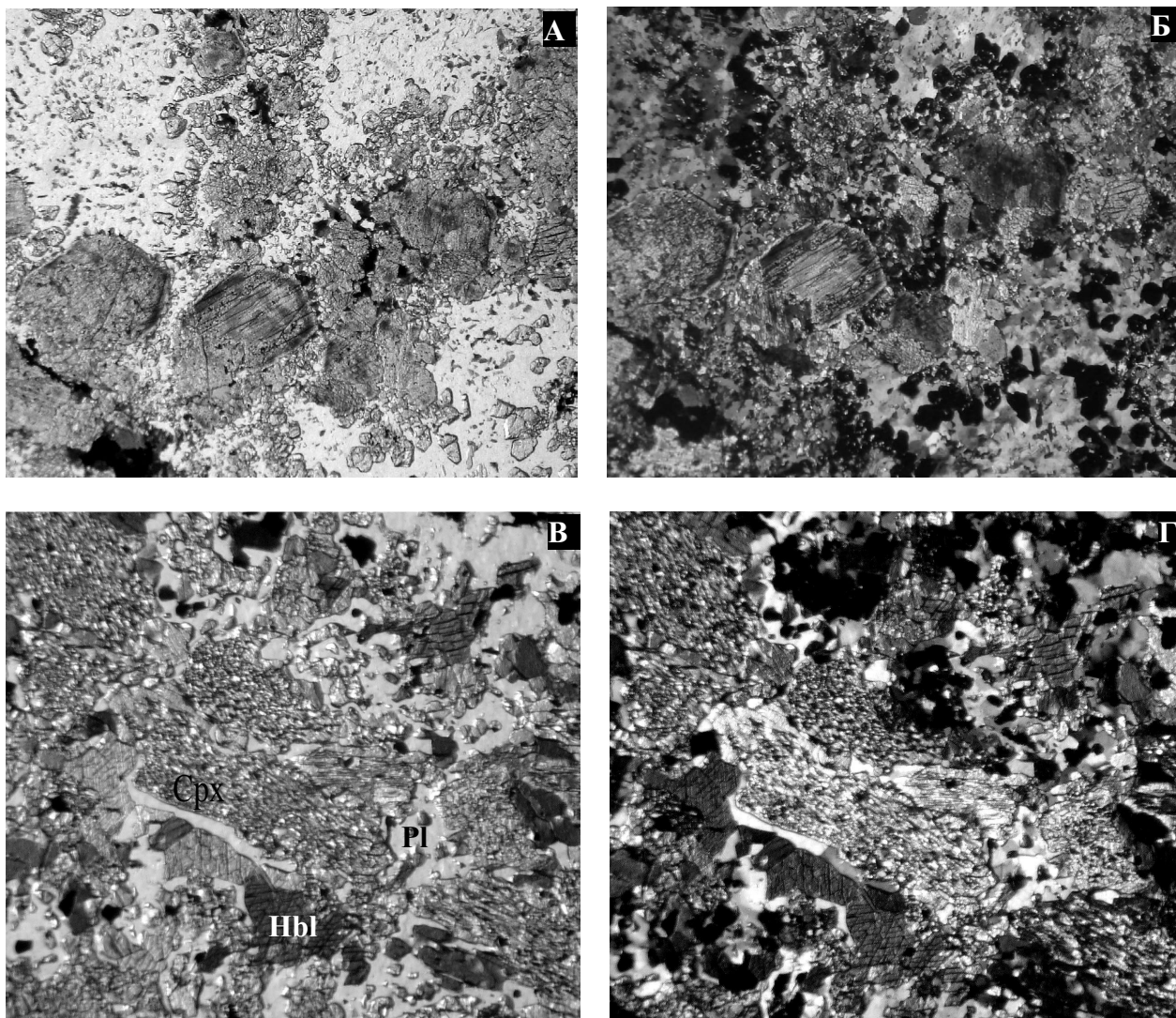


Рис. 8. Фотографии шлифов раннепротерозойских метагаббро района с. Гридино:

А – метагаббро из центральной части дайки в районе м. Песчаный (обр. С-2402-5), без анализатора, ширина поля зрения 3,25 мм; Б – то же, с анализатором; В – метагаббро, из центральной части тела, о. Воротная Луда, обр. С-2407-5, без анализатора, ширина поля зрения 2,7 мм; Г – то же, с анализатором

Геохимическая характеристика метагаббро

Химические составы метагаббро приведены в табл. 2. Данная выборка объединяет породы, выделявшиеся ранее как субщелочные метагаббро (Степанов, 1990) и симплектитовые метагаббро (Степанов, Степанова, 2005). Основным их различием является содержание щелочей, тогда как по концентрации других элементов они близки и формируют слабо дифференцированную группу пород, что отражено на вариационных диаграммах (рис. 9, 10). Содержание MgO в метагаббро варьирует от 6,83 до 11,21, SiO_2 – от 49,1 до 51,9, FeO^* – от 12,34 до 14,45 мас.%, $mg\# = 47,50$ – $61,38\%$. Следует отметить, что вариации содержания Ni в метагаббро варьируют слабо и не имеют корреляционной связи с содержаниями MgO (рис. 10). Содержания Cr , напротив, характеризуются значительными колеба-

ниями и связаны положительной корреляцией с MgO (рис. 10). В целом геохимические характеристики метагаббро свидетельствуют о значительных отличиях этих пород от оливиновых габброноритов КЛГН. Эти отличия распространяются как на главные (рис. 9, 10), так и на малые, рассеянные и редкоземельные элементы (рис. 11).

Положение метагаббро на классификационных диаграммах позволяет определить их как породы толеитовой серии нормального и умеренно щелочного ряда (рис. 9, А, Б). На диаграмме Йенсена точки составов пород формируют тренд, отличающийся от тренда пород КЛГН (рис. 9, В). Существенные различия между метагаббро и породами КЛГН демонстрирует также и диаграмма $MgO - FeO^* - Al_2O_3$ (рис. 9, Г), на которой точки составов метагаббро располагаются в поле базальтов океанических островов.

Характер распределения рассеянных элементов, нормированных к MORB, в метагаббро отражен на спайдерграмме (рис. 11). Следует отметить общие черты геохимических характеристик метагаббро и пород КЛГН: деплетированность TPЗЭ, Y и отрицательная Nb аномалия, имеющая в метагаббро несколько меньшую амплитуду.

Распределение PЗЭ характеризуется заметным обогащением по отношению к примитивной мантии легкими PЗЭ и близкими к ней содержаниями тяжелых PЗЭ (рис. 11, Б). При этом для метагаббро характерна несколько большая степень дифференциации в распределении PЗЭ по сравнению с породами КЛГН (рис. 11, Б). Отношение $(Ce/Yb)_N$ в метагаббро составляет 6,7–7,6.

На дискриминационных диаграммах составы метагаббро располагаются в полях базальтов океанических плато, океанических островов и, реже, базальтов островных дуг. В целом характер распределения рассеянных и редкоземельных элементов в метагаббро позволяет предполагать участие в генезисе их магм процессов коровой контаминации.

За пределами ГДП сходные по химизму породы слагают интрузию Панфиловой Варакки (табл. 2), представляющую собой фрагмент полого залегающего тела, прорванного крупной пегматитовой жилой. В метагабброноритах установлена сульфидная минерализация со значительным содержанием платиноидов. Таким образом, породы рассмотренной группы, вероятно, имеют региональное распространение и могут представлять интерес как возможные концентраты ЭПГ.

Обсуждение результатов

По условиям локализации дайки метагаббро делятся на две морфологические группы. Первая, имеющая доминирующее распространение, представлена телами субширотной ориентировки, описанными выше как дайки, деформированные в условиях пластического течения. Вторая, объединяющая дайки классической формы, имеет более ограниченное распространение. Близкое сходство минерального состава пород обеих групп свидетельствует о том, что они формировались в одинаковых РТ-условиях. Особенности морфологии и петрографии дают возможность обсудить условия формирования метагаббро.

Морфологические особенности даек о. Голышница, полностью отвечающие классическим представлениям о морфологии интрузивов этого типа и близкие к морфологическим особенностям палеопротерозойских даек Карельского архейского кратона (Степанов, 1994; Степанова, 2004 и др.), свидетельствуют о том, что расплавы, сформировавшие дайки метагаббро, интрузировали в относительно холодные жесткие породы рамы. Магматические структуры, отмеченные в метагаббро мыса Песчаный, и отчетливые реликты их, проявленные в дайках о. Голышница, свидетельствуют о том, что первичная минеральная ассоциация метагаббро включала основной плагиоклаз и оливин. Это дает

Таблица 1
Химический состав минералов из метагаббро, обр. С-2396-29, дайка 4, о. Голышница

	Орто-пироксен	Орто-пироксен	Клино-пироксен	Биотит	Плагиоклаз	Титаномагнетит
SiO ₂	48,39	44,50	49,91	35,50	61,57	Сл.
TiO ₂	Сл.	Сл.	Сл.	5,50	Сл.	15,08
Al ₂ O ₃	1,0	1,01	2,56	14,04	21,71	Сл.
FeO	26,31	26,96	9,60	17,07	0,40	73,76
MnO	0,42	0,37	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
MgO	18,08	15,29	11,97	12,08		0,48
CaO	0,46	0,37	20,85	Сл.	3,11	Сл.
Na ₂ O	Сл.	Сл.	0,92	Сл.	9,51	
K ₂ O		Сл.		9,27	0,24	
V ₂ O ₅			Сл.	Сл.		0,77
Cr ₂ O ₃			0,37	Сл.	Сл.	Сл.
NiO				Сл.	Сл.	Сл.
SO ₃	0,77		Сл.	Сл.		
Сумма	95,43	88,5	96,18	93,46	96,54	90,09
Формульный состав						
Si	1,95	1,95	1,93	2,84	8,43	–
Ti				0,33		3,66
Al	0,05	0,05	0,12	1,32	3,50	
Fe ²⁺	0,89	0,99	0,31	1,19		19,93
Mn	0,01	0,02			0,05	
Mg	1,08	1,00	0,69	1,43		0,24
Ca	0,02	0,02	0,87		0,46	
Na			0,07		2,52	
K				0,95	0,04	
V						0,17
Cr			0,01			
Fs	45	49	17		Alb – 84%	
En	54	50	37		An – 15%	
W	1	1	46		Ort – 1%	
mg	0,55	0,5	0,69	0,56		

Примечание. Анализы выполнены на микрозонде Vega ©Tescan в ИЭМ РАН, г. Черноголовка. Аналитик А. Н. Некрасов.

основание полагать, что исходные магматические расплавы кристаллизовались в фаціальном поле габбро (поле устойчивости основного плагиоклаза и оливина, $P < 8$ кбар). Из этого следует, что постинтрузивная фаза становления метагаббро включала перекристаллизацию магматических минералов в условиях значительно возросшего (вероятно, до уровня эклогитовой фации) давления. Этим условиям отвечали жадеитсодержащие СРх, которые позднее заместились СРх-Pl симплектитам, традиционно рассматриваемыми как декомпрессионные структуры (Володичев и др., 2004; Травин и др., 2005) и свидетельствующие о том, что следующий этап преобразования интрузивных пород проходил в условиях более низкого давления. К ранней высокобарической ассоциации, очевидно, относится и рутил, который позднее в условиях декомпрессии замещается сфеном. Ассоциация СРх (внешняя кайма на симплектитовых постройках) +Pl (несдвоенникованный, обрастающий зерна Gar), по-видимому, образовалась также на фоне понизившегося давления, но, судя по структуре пород, позднее симплектитов. Более поздние изменения минерального состава пород связаны с развитием амфиболитизации. Судя по имеющимся аналитическим данным, рассмотренные преобразования имели изохимический характер. Изложенное показывает, что от момента внедрения до современного состояния в метагаббро последовательно сменился ряд минеральных ассоциаций:

Таблица 2
Химические составы метагаббро

	C-2402-3	C-2402-5	C-2402-6	C-2407-30	C-2880-3	C-2863-1	C-2864-1
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51,72	50,36	50,72	51,70	51,76	49,60	49,90
TiO ₂	1,27	1,29	1,42	1,70	1,34	1,71	1,86
Al ₂ O ₃	11,90	11,52	13,25	11,02	12,24	11,00	11,41
Fe ₂ O ₃	2,90	3,59	2,91	2,84	2,03	3,93	4,04
FeO	10,56	10,77	10,48	11,49	12,21	10,24	9,91
MnO	0,18	0,24	0,23	0,20	0,19	0,19	0,19
MgO	7,19	7,80	6,83	7,60	7,30	7,11	6,88
CaO	7,62	7,56	7,00	8,95	8,50	8,30	9,15
Na ₂ O	3,85	4,04	4,47	2,73	2,52	4,17	4,09
K ₂ O	0,84	0,95	1,01	0,55	0,04	0,86	0,88
P ₂ O ₅	—	0,21	0,22	0,15	0,19	0,16	0,14
H ₂ O	0,09	0,22	0,16	0,07	0,07	0,24	0,06
ппп	1,96	1,39	1,17	0,90	1,43	2,10	1,12
Сумма	100,08	99,94	99,87	99,90	99,82	99,61	99,63
Cr	465	198	301	226	137	287	287
Ni	292	300		292	277	190	190
Co	103	87		63	55	40	55
V	140	179	179	185	151	258	213
Cu	264	200		240	224	80	168
Zn				120	112	112	112
Rb				20		47	
Cs	—	—	—	6,58	—	—	—
Li	—	—	—	13,89	—	26,85	—
Ta		0,88					
Nb	10	13,50	10				
Zr	152	181	181				
Y	17	18	18				
Th		1,55					
La		21,50					
Ce		49,00					
Pr		6,30					
Nd		28,00					
Sm		5,60					
Eu		1,40					
Gd		5,00					
Tb		0,54					
Dy		4,20					
Ho		0,58					
Er		1,95					
Tm		0,21					
Yb		1,65					
Lu		0,20					

Продолжение табл. 2

	C-2396-23	C-2396-24*	C-2407-40	C-2407-41*	C-2407-5	C-2865-6	C-2865-7
	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	50,40	50,82	51,62	50,44	50,44	51,40	50,80
TiO ₂	1,23	1,10	1,05	1,08	1,17	1,00	1,07
Al ₂ O ₃	10,81	10,56	10,85	10,39	10,55	10,36	10,31
Fe ₂ O ₃	2,06	3,01	3,34	2,54	3,55	2,13	4,82
FeO	10,54	10,78	10,24	10,49	11,02	10,13	8,62
MnO	0,20	0,18	0,19	0,18	0,22	0,19	0,19
MgO	9,51	9,08	8,84	9,83	8,15	9,83	9,83
CaO	9,18	8,88	8,66	9,25	8,75	8,54	7,83
Na ₂ O	2,88	2,88	1,76	2,95	3,18	3,22	2,30
K ₂ O	0,85	0,82	0,93	0,79	0,77	0,71	1,04
P ₂ O ₅	—	0,12	0,13	0,16	0,21	0,16	0,18
H ₂ O	0,13	0,07	0,14	0,15	0,20	0,13	0,09
ппп	1,04	1,67	1,72	1,43	1,43	1,93	2,29
Сумма	98,83	99,97	99,47	99,68	99,64	99,73	99,37
Cr	356	487	643	404	205	554	541
Ni	63	629	371	423	348	395	371
Co	16	80	63	87	95	71	79
V	151	211	157	140	246	157	157
Cu	95	196	184	208	200	192	168
Zn	153	156	120	120		137	145
Rb	18	21	11	19	19	16	18
Cs	—	0,89	5,64	3,76	—	3,76	3,76
Ba		257		234			

Продолжение табл. 2

	C-2396-23	C-2396-24*	C-2407-40	C-2407-41*	C-2407-5	C-2865-6	C-2865-7
	8	9	10	11	12	13	14
Sr	335	414	263	368	343	196	304
Li	38,89	17,25	12,50	12,04	—	11,58	31,02
Ta	—	0,66	—	0,78	—	—	—
Nb	2,0	11,2	8,0	10,7	7,0	6,0	4,0
Hf	—	2,93	—	2,80	—	—	—
Zr	86	109	73	110	100	64	77
Y	18	20	12	17	26	12	12
Th	—	2,01	—	2,33	7,00	—	—
La	—	17,36	—	20,39	—	—	—
Ce	—	42,07	—	44,19	—	—	—
Pr	—	5,40	—	6,09	—	—	—
Nd	—	24,24	—	25,27	—	—	—
Sm	—	5,78	—	5,53	—	—	—
Eu	—	1,66	—	1,38	—	—	—
Gd	—	5,03	—	4,37	—	—	—
Tb	—	0,73	—	0,63	—	—	—
Dy	—	4,10	—	3,48	—	—	—
Ho	—	0,82	—	0,71	—	—	—
Er	—	2,03	—	1,85	—	—	—
Tm	—	0,29	—	0,27	—	—	—
Yb	—	1,63	—	1,69	—	—	—
Lu	—	0,22	—	0,25	—	—	—

Продолжение табл. 2

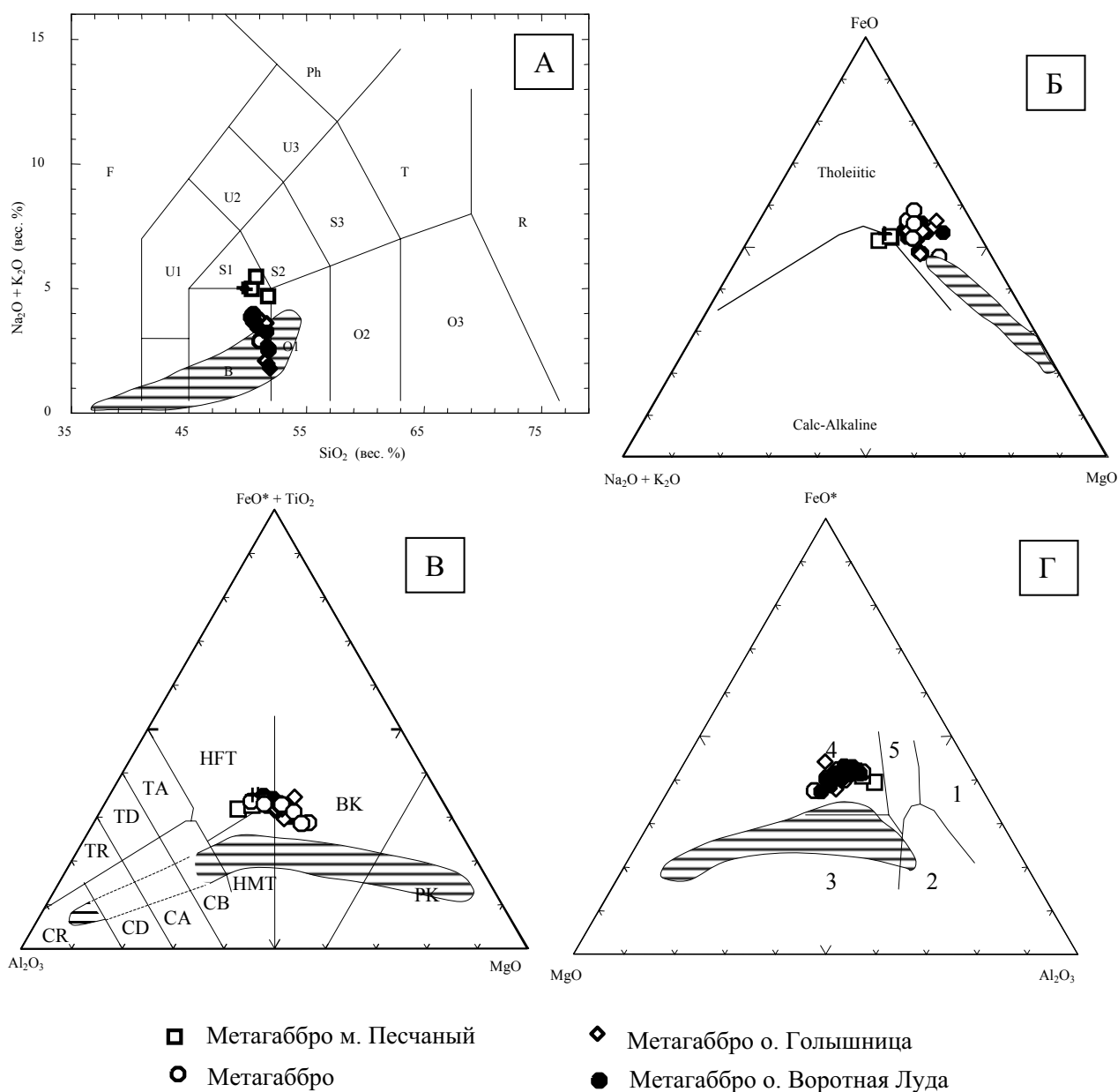
	C-2387-5-2	C-2396-28	C-2396-29	C-2396-3	C-2396-30	C-2396-31	C-2396-32	C-2407-12	C-2407-4
	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	51,28	51,48	51,12	51,02	51,90	51,30	51,62	50,18	50,50
TiO ₂	1,08	1,18	1,18	1,03	1,14	1,17	1,26	1,16	1,10
Al ₂ O ₃	9,70	10,97	10,77	9,06	11,16	10,62	11,25	10,52	10,30
Fe ₂ O ₃	1,52	4,40	3,12	2,70	4,57	3,42	2,85	3,21	3,83
FeO	11,20	9,55	10,63	11,97	9,69	10,55	11,06	11,15	10,41
MnO	0,20	0,22	0,20	0,32	0,21	0,20	0,23	0,08	0,13
MgO	11,21	9,00	8,63	9,12	8,93	8,84	8,04	9,03	8,60
CaO	8,66	8,82	8,75	9,10	8,31	8,75	8,53	8,82	9,25
Na ₂ O	2,64	1,24	2,89	2,67	0,88	2,06	2,85	3,00	3,24
K ₂ O	0,70	0,87	0,86	0,86	0,91	0,82	0,77	0,85	0,79
P ₂ O ₅	0,17	0,21	0,18	0,16	0,18	0,17	0,19	0,00	0,00
H ₂ O	0,12	0,11	0,10	0,20	0,17	0,18	0,11	0,14	0,16
ппп	1,28	1,37	1,12	1,61	1,31	1,27	1,10	1,37	1,65
Сумма	99,76	99,42	99,55	99,82	99,36	99,35	99,86	99,51	99,96
Cr	588	309	315	246	315	328	253	267	287
Ni	466	387	379	—	395	395	332	474	395
Co	79	79	79	—	79	79	79	103	103
V	190	168	258	202	168	196	185	168	218
Cu	184	248	224	—	160	176	192	208	208

Окончание табл. 2

	C-2407-5-2	C-2407-5-4	C-2407-5-5	C-2407-53	C-2407-6	C-2884-1	C-2894-3	C-2894-5	C-2904-1
	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	51,78	50,40	51,50	51,75	50,72	50,80	51,18	51,01	51,74
TiO ₂	1,05	1,03	1,28	1,16	1,14	1,25	1,23	1,04	1,14
Al ₂ O ₃	10,33	9,82	11,72	11,31	10,25	11,22	11,44	10,18	11,08
Fe ₂ O ₃	4,36	2,29	3,50	4,13	3,53	3,40	3,22	1,78	1,15
FeO	9,94	11,06	10,34	9,91	10,60	10,29	10,92	10,91	11,35
MnO	0,21	0,20	0,20	0,21	0,20	0,20	0,23	0,20	0,20
MgO	10,17	9,75	7,30	8,21	9,11	8,82	7,99	10,83	8,82
CaO	8,09	9,24	9,00	8,02	9,37	8,76	8,31	8,60	8,37
Na ₂ O	1,03	3,04	2,80	1,72	2,73	1,99	2,47	2,20	3,50
K ₂ O	0,87	0,89	0,46	0,90	0,75	1,35	0,58	0,70	0,84
P ₂ O ₅	0,07	0,16	0,21	0,20	0,00	0,00	0,23	0,20	0,19
H ₂ O	0,19	0,13	0,16	0,17	0,15	0,16	0,17	0,24	0,17
ппп	1,56	1,42	1,34	1,75	1,51	1,57	1,41	1,39	1,09
Сумма	99,65	99,43	99,81	99,44	100,06	99,81	99,38	99,28	99,64
Cr	328	349	185	260	342	281	274	684	828
Ni	442	458	332	340	435	1059	356	458	363
Co	79	71	87	71	111	55	71	71	63
V	190	185	168	174	21	151	190	202	179
Cu	136	200	184	72	20	8	168	168	192

Примечание. 1–7 – умереннощелочные метагаббро (df): 1–3 – мыс Песчаный, 4 – о. Воротная Лула, 5 – остров с отм. 5,8 м, район Луды Прянишной, 6–7 – Панфилова Варакка; нормальнощелочные метагаббро (bm и dm), ГДП: 8–9, 17–21 – о. Гольшница, 10–12, 22–28 – о. Воротная Лула, 13–14, 32 – район Избной Луды; 29 – мыс Варгас; 30–31 – район губы Пестица.

Силикатный анализ выполнен в аналитической лаборатории ИГ КарНЦ РАН, содержания редкоземельных и рассеянных редких элементов в породах определялись методом ICP-MS и методом XRF в аналитической лаборатории Института геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, и в Институте электронной оптики, Университет г. Оулу, Финляндия.



≡ Главная фаза комплекса лерцолитов – габброноритов (использованы данные авторов по району с. Гридино, а также данные Е. В. Шаркова по интрузивам о. Шангостров и Юдомнаволоок (Шарков и др., 2004)

Рис. 9. Положение раннепротерозойских метагаббро района с. Гридино на классификационных диаграммах:

А – диаграмма TAS (LeMatre, 1989); Б – диаграмма AFM (Irving, Baragar, 1971); В – катионная диаграмма Йенсена (Jensen, 1976); Г – дискриминационная диаграмма для пород основного состава (Pearce et al., 1977). Цифры на диаграмме соответствуют полям базальттов: 1 – островов центров спрединга, 2 – орогенные, 3 – океанического дна, 4 – океанических островов, 5 – континентальные

1) интрузивная, минералы которой полностью утрачены, но есть основания предполагать, что она включала основной плагиоклаз и местами оливин;

2) субсолидусная (минералы друзитовых кайм), утрачена в значительной степени, реликтами ее являются мозаичные скопления ортопироксена и каймы граната, вероятно изменение состава этих минералов в более поздних процессах;

3) существование высокобарической (эклогитовой?) ассоциации, минералы которой, по-видимому,

утрачены полностью, предполагается на основании косвенных признаков; возможно, ей отвечают реликтовые зерна рутила;

4) декомпрессионная стадия формирования метагаббро включала две стадии: ранняя – образование $CPx + Pl$ симплектитов, заместивших натровый CPx , и более поздняя – образование индивидуальных форм CPx и Pl ;

5) амфиболитизация, с которой связаны Amf , Sph и Bt .

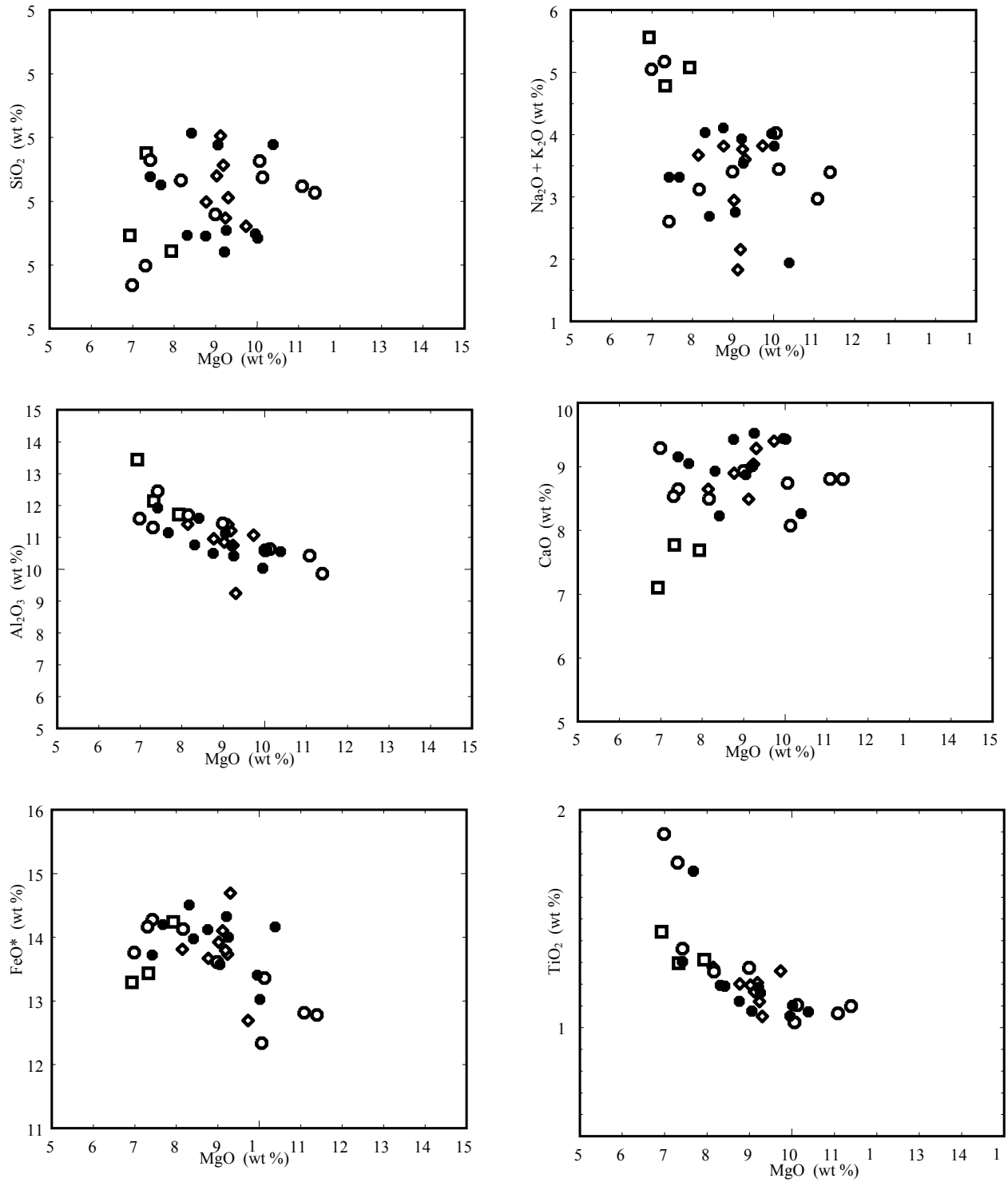


Рис. 10. Характер распределения петрогенных элементов в раннепротерозойских метагаббро района с. Гридино
Усл. обозн. см. на рис. 9

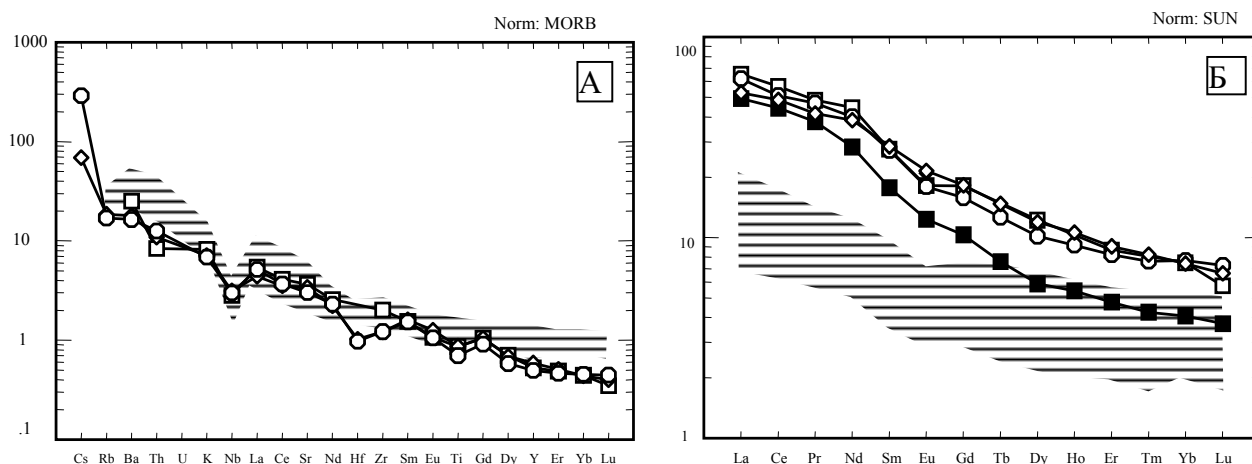


Рис. 11. Характер распределения рассеянных (А) и редкоземельных (Б) элементов в ранних палеопротерозойских метагаббро района с. Гридино и породах ранней и главной фаз КГЛН:

метагаббро района с. Гридино: □ – м. Песчаный, обр. С-2402-5; ◇ – о. Голышница, обр. С-2396-24; ○ – о. Воротная Луда, обр. С-2407-41; комплекс лерцолитов – габброноритов: ▨ – главная фаза (использованы данные авторов по району с. Гридино, а также данные Е. В. Шаркова (Шарков и др., 2004) по петротипическим интрузивам КГЛН Юдомнаволок – Кузема и Шангостровский (Степанов, 1981); ■ – ранняя фаза КЛГН, о. Избная Луда (обр. IZ-N3)

Три последние ассоциации обычно встречаются совместно, хотя и в несколько варьирующих соотношениях. Существенных различий между «идеальными» и «деформированными» дайками в отношении распространенности третьей и четвертой ассоциаций нет, но степень амфиболитизации последних несколько выше. Таким образом, формирование третьей и четвертой ассоциаций обусловлено региональными процессами, и они вряд ли синхронны с деформацией даек, в интенсивности проявления которой отчетливо видны латеральные вариации. Следовательно, морфологические различия дайки приобрели на более раннем этапе становления – интрузивном или на этапе высокобарического метаморфизма. Особого обсуждения заслуживают условия и время проявления пластических деформаций даек. Авторам представляется наиболее вероятным наложенный, постинтрузивный характер этого процесса. Главными аргументами в пользу этой версии служат локальный характер этого явления и закономерная связь его с секущими по отношению к дайкам и породам рамы shear-зонами и наложенными складками. Особенностью данных структур является то, что они, часто совпадая с зонами с высокой насыщенностью базитовыми обломками, интенсивно их деформировали с образованием линзовидных и сильно вытянутых тел, смятых в складки, и формированием в конечном счете полосчатых текстур. Представляется, что развитие этих зон связано с мощным притоком энергии, источник которой не ясен и вряд ли может быть обеспечен тектоническими процессами.

В качестве альтернативной гипотезы можно предположить, что внедрение магматических расплавов осуществлялось в среду, резко гетерогенную по компе-

тентности пород. Свойства последних в этом случае должны изменяться в очень широком интервале: от высокой компетентности, характерной для гнейсогранитов, вмещающих «идеальные» дайки, до чрезвычайно пластичных пород, являющихся рамой для деформированных даек. Этот вариант предполагает возможность одновременного существования зон обоих типов, причем трещины отрыва, в которые внедрялся расплав, не обнаруживают следов существенного изменения вмещающих пород, а зоны, в которых дайки истончаются и деформируются, несут признаки интенсивного прогресса, что кажется парадоксальным. Таким образом, или магматический расплав был не единственным и, возможно, не главным энергоносителем, или деформирующие зоны возникли позднее. Компромиссным представляется предположение о том, что деформирующие зоны возникли позднее интрузии магмы, но до полной ее консолидации, что могло бы существенно понизить компетентность базитовых тел.

Небольшой размер даек метагаббро и выдержанность их составов позволяет предположить, что они сформированы двумя порциями расплава, несколько эволюционировавшего во времени. Геологические данные позволяют считать, что железистые метагаббро внедрились ранее магнезиальных, что может быть связано с увеличением степени плавления исходного субстрата. До некоторой степени это согласуется с количественными соотношениями объемов железистых и магнезиальных метагаббро и общим направлением эволюции магматизма – резким увеличением его продуктов в период формирования КЛГН.

Дифференциация вещества в дайках метагаббро сравнительно невелика, что предполагает близость

исходного расплава, сформировавшего их, к среднему по составам пород (табл. 2). В отличие от него закалки даек КЛГН (Степанов, 1990), также часто имеющие метки bm , содержат значительно больше Mg и меньше Fe при таком же содержании Al , меньшем — Ti и высоком — Sr . Такой характер различий ставит под сомнение возможность рассматривать метагаббро как результат прямой коровой дифференциации исходного расплава КЛГН (Степанов, 1990). Вероятнее, что их различия определены более глубинными процессами. Представляется, что метагаббро и породы КЛГН связаны с развитием раннепротерозойского рифтогенеза (Степанов и др., 2006). Данные, полученные в последнее время по ГДП, позволяют предположить, что на начальной стадии рифтогенеза формировались железистые габбро несколько повышенной щелочности, которые сменились магнезиальными габброидами толеитового типа со смешанной Ti-Sr геохимической специализацией. С главной стадией рифтогенеза связано становление комплекса лерцолитов — габброноритов, представленного в ГДП фрагментом крупного дайкового роя (Степанов, Степанова, 2005 и др.). Породы этого комплекса, отличающиеся высокой магнезиальностью и высокой хромистостью, являются типичными представителями SHMB-серии. Образования ранней интрузивной фазы этого комплекса, установленные в ряде обнажений ГДП, обладают некоторыми чертами сходства (в минеральном составе и распределении РЗЭ) с рассмотренными выше ранними палеопротерозойскими габброидами.

Объем магматических продуктов резко возрастает от ранней стадии к главной, которая отвечает пику активности плюма. На заключительной стадии рифтогенеза значительно сокращается объем генерируемых магматитов и изменяется их состав. Интрузии этого времени изучены недостаточно. По имеющимся данным они представлены дайками магнезиальных и железистых диоритов, отмеченных в ГДП (Степанов, Степанова, 2005) и других местах БПП (Степанов, Слабунов, 1989).

Выводы

Становление ранних палеопротерозойских габброидов тяготеет к границе $\text{AR} - \text{PR}_1$ и предшествовало внедрению интрузивов КЛГН (~2,43 млрд лет). Метагаббро отличаются от других образований БПП петрохимическими и геохимическими чертами и имеют аналоги в других частях БПП. Генетически они связаны с начальной стадией развития палеопротерозойской рифтовой системы восточной части Фенноскандинавского щита. В Гридинском дайковом поле метагаббро повсеместно обладают симплектитовыми структурами, что рассматривается как косвенное свидетельство их метаморфизма в условиях высоких давлений.

Авторы благодарны А. К. Карповой за всестороннюю помощь при подготовке статьи.

ЛИТЕРАТУРА

- Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибилова Е. В. и др. Архейские эколлиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.
- Степанов В. С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л., 1981. 216 с.
- Степанов В. С. Магматиты района д. Гридино (вещество, последовательность образования и некоторые черты эволюции) // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск, 1990. С. 78–101.
- Степанов В. С. Магматиты Пяозерского блока (петрохимические особенности и последовательность образования комплексов) // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск, 1994. С. 118–170.
- Степанов В. С., Слабунов А. И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л., 1989. 175 с.
- Степанов В. С., Степанова А. В. Гридинское дайковое поле: геология, геохимия, петрология // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минералогия (Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии). Петрозаводск, 2005. С. 285–288.
- Степанов В. С., Степанова А. В., Травин В. В. Структурно-метаморфические преобразования в телах друзитов Беломорского подвижного пояса // Метаморфизм и геодинамика: Материалы междунар. науч. конф. Екатеринбург, 2006. С. 129–133.
- Степанова А. В. Петрология высокожелезистых толеитовых дайковых комплексов раннего протерозоя Северной Карелии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 2004. 24 с.
- Степанова А. В., Степанов В. С. Коронитовые габбро Беломорского подвижного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 29–39.
- Степанова А. В., Ларионов А. Н., Бибилова Е. В. и др. Раннепротерозойский (2,1 млрд. лет) Fe-толеитовый магматизм Беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология // Доклады РАН. 2003. Т. 390, № 4. С. 528–532.
- Травин В. В., Козлова Н. Е., Степанов В. С. Деформации и метаморфические преобразования даек комплекса лерцолитов — габброноритов о-ва Избная Луда (Западное Беломорье) // Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита: Материалы междунар. (X всерос.) петрографического совещания «Петрография XXI века». Т. 3. Апатиты, 2005. С. 262–264.
- Шарков Е. В. и др. 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.
- Hoek H. Mafic dykes of the Vestfold Hills, East Antarctica (an analysis of the emplacement mechanism of tholeiitic dyke swarms and of the role of dyke emplacement during crustal extension., Utrecht University, Netherlands, 1994. 128 p.

Н. Н. Трофимов, А. И. Голубев, Н. К. Смирнова

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ ПУДОЖГОРСКОГО ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОГО ИНТРУЗИВА

Введение

Пудожгорский интрузив морфологически представляет собой пологозалегающую пластину в жесткой гранито-гнейсовой раме, имеющую в плане лентовидную форму, и относится к трещинному типу. Одновременно он является подводящим каналом для дифференцированного Габневского силла кварцевых габбродолеритов (Трофимов и др., 2005). По простиранию они имеют сопоставимые размеры – 25 км. На продолжении интрузива в последние годы буровыми работами, проводившимися АО «Гранитная гора» на юго-восточном фланге Бураковского плутона, вскрыто несколько пологозалегающих тел с титаномагнетитовым оруденением. Все перечисленные объекты относятся к Пудожгорскому интрузивному комплексу. Близким по составу является дифференцированный Койкарско-Святнаволоцкий силл, расположенный в аналогичной геодинамической позиции, но на противоположном борту Онежской впадины.

Степень изученности Пудожгорского интрузива высокая, но неравномерная и неполная. При этом даже на детально разведанном северо-западном фланге, где собран большой объем информации по дифференцированному строению интрузива, химическому составу и качеству руд, полностью отсутствуют сведения о составе ранних магматических и поздних автометасоматических парагенетических ассоциаций. Задачей данной статьи является восполнение этого пробела.

Геологическое строение интрузива

Пудожгорский интрузив кварцсодержащих габбродолеритов имеет небольшую мощность – 120–150 м, пологое (10–15°) залегание и контрастно дифференцированное строение – до кварцевых диоритов, монцодиоритов (Трофимов и др., 1993). В его составе выделяются эндоконтактные зоны и три горизонта снизу вверх – подрудный, рудный и надрудный (табл. 1).

Нижняя габброидная часть интрузива сложена кварцсодержащими (1%) габбродолеритами и представлена подрудным и рудным горизонтами общей мощностью 45–55 м. Горизонты сформированы одним первичным парагенезисом – основной плагиоклаз, мо-

ноклиновый пироксен и титаномагнетит (10–70%). По содержанию последнего они подразделяются на подрудный (10–20% tmt) и рудный (до 70% tmt).

Для всего разреза и особенно надрудной части типично широкое, но неравномерное развитие автометасоматических и гидроксилсодержащих силикатов-амфиболов и биотита, указывающих на высокие концентрации летучих, в том числе воды, F, Cl и P, в исходном расплаве. Средневзвешенный состав интрузива характеризуется повышенным содержанием окислов железа (21,9%), титана (2,85%), щелочей (5,01%) и невысоким – магния и сопоставим со средним составом Святнаволоцкого силла (табл. 2).

Подрудный горизонт по химическому составу близок к эндоконтактовым зонам и средневзвешенному составу интрузива (табл. 2).

Рудный горизонт представляет собой наиболее обогащенный титаномагнетитом интервал в интрузиве (табл. 1, 2). Его положение в разрезе везде одинаковое – 25–30 м от нижнего экзоконтакта, и только в двух скважинах бурением зафиксировано расстояние 2 и 8 м. Титаномагнетитовый горизонт сложен средне- и густо-вкрапленными рудами (40–70% tmt), которые окаймляются по краям бедными (20–35% tmt). Верхняя граница более плавная, нижняя – более резкая. Преобладающая мощность рудного горизонта – 20–25 м.

Надрудный горизонт имеет признаки автономной кристаллизации «вовнутрь» от верхнего эндоконтакта до кровли рудного горизонта. Его нижняя половина сложена кварцевыми габбродолеритами с содержанием кварца и гранофира (микроскопического срастания кварца и альбита) – до 10%. Верхняя часть надрудного горизонта, представляющая крайний член дифференциации с альбитом, калиевым полевым шпатом и гранофиром до 30–40%, характеризуется наиболее высоким содержанием кремнезема – 63,4% и суммы щелочей – 7,08% (табл. 2).

На участках с нарушениями условий кристаллизации в гипабиссальной камере интрузива (гранитные останцы, переход в камеру силловой фации) появляются висячие линзы титаномагнетитовых руд. Протяженность линз – до 200 м, мощность руды – 3,8–14,6 м, содержание Fe_{вал.} – 25,02–29,25%, вертикальное расстояние до главного рудного горизонта – 11,2–37,2 м (табл. 3).

Минерогения

Первичный парагенезис породообразующих минералов в габброидной части интрузива представлен лабрадором, авгитом и титаномagnetитом (табл. 1,

рис. 1). Последовательность кристаллизации: плагио-
оклаз → моноклинный пироксен + титаномagnetит.
В лейкократовых слоях видно, что Sr_{xh} занимает
интерстициальное положение между зернами плаги-
оклаза (рис. 2, шл. 275/77,5).

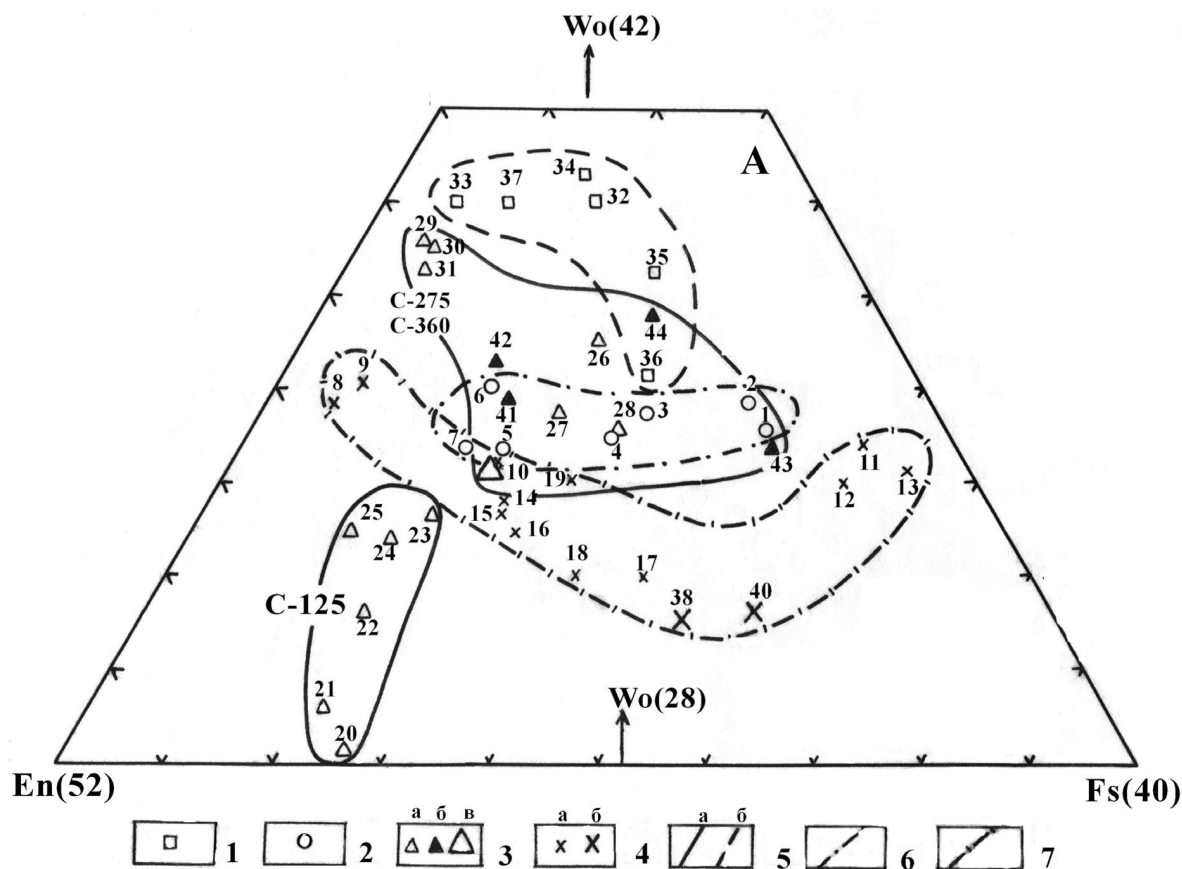
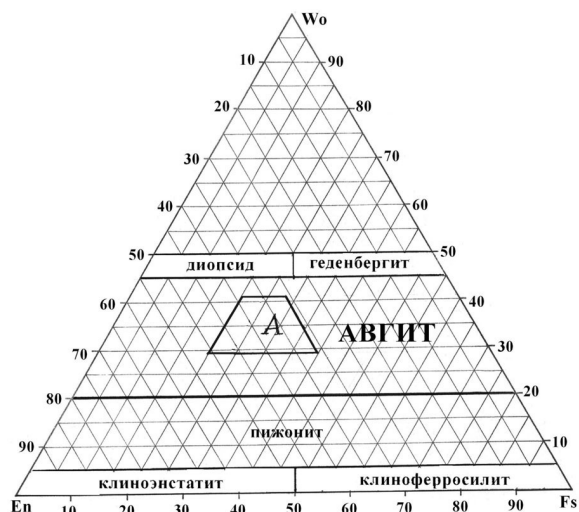


Рис. 1. Номенклатура пироксенов по N. Morimoto (1988). Особенности изменения состава авгита в дифференциатах Пудожгорского комплекса и Рыборецком интрузиве:

1–3 – Пудожгорский комплекс: 1 – надрудный горизонт, 2 – рудный горизонт, 3 – подрудный горизонт (а – МАР-4, б – САМСКАН-4DV, в – х/ан); 4 – Рыборецкий силл: а – МАР-4, б – х/ан; 5–7 – поля составов авгита: 5 – Пудожгорский интрузив (а – подрудный горизонт, б – надрудный горизонт), 6 – Койкарско-Святнаволоцкий силл (рудный горизонт), 7 – Рыборецкий слабодифференцированный силл

Для всего разреза установлена только моноклинная разновидность пироксенов, представленная авгитом с содержанием волластонитового минала 28,3–40,5% (табл. 4, рис. 1). Авгиты из пород более молодого слабодифференцированного Рыборецкого силла имеют аналогичный состав. Особенностью составов авгитов как Пудожгорского, так и других интрузивов трапповой формации является низкое содержание Al_2O_3 . По данным химанализа оно колеблется от 2,11 до 2,75%, а по результатам рентгеноспектрального анализа двух разных лабораторий – 0,70–1,27% (табл. 4).

По составу плагиоклаза и пироксена в разрезе Пудожгорского интрузива устанавливается скрытая расслоенность. Для подрудного горизонта типичен лабрадор (№ 56–68) вплоть до появления битовнита (№ 71). В рудном горизонте преобладает лабрадор № 54–58, в надрудном – андезин и альбит (табл. 1, 5). Авгит надрудного горизонта наиболее обогащен волластонитовым миналом (рис. 1). Поля составов авгита рудного и подрудного горизонтов совмещены.

Однако имеющийся в наличии материал по составу клинопироксенов недостаточен для окончательных обобщений. Кроме скрытой расслоенности (по вертикали) есть основания ожидать наличие лате-

ральной изменчивости, отражающей уровень эрозийного среза и удаленность от подводящего канала. В частности, по небольшому объему анализов наметилась разница в составе клинопироксена (рис. 1) подрудного горизонта Пудожгорского (скв. 275, 360) и Бураковского (скв. 125) участков, отстоящих друг от друга по простиранию интрузива на 20 км.

С рудным горизонтом Пудожгорского интрузива связано титаномагнетитовое оруденение, сопровождающееся Au-Pt-Pd минерализацией. На его северо-западном фланге разведано Пудожгорское месторождение протяженностью по простиранию 7,1 км. Средняя мощность титаномагнетитовых руд, оконтуренных по $Fe_{вал} \geq 20\%$, составила 15,1 м при среднем содержании $Fe_{вал} 28,9\%$, TiO_2 – 8,14%, V_2O_5 – 0,43%. Оруденение прослежено на ЮВ еще на расстоянии 18 км и вскрыто расчистками (Тубозерский участок) и скважинами (Бураковский участок – № 126, 29, 124, 125, 121). В составе титаномагнетитов доля TiO_2 составляет 11,1–15,2% (кровля) и 13,4–16,3% (центр горизонта). Содержание V_2O_5 колеблется от 0,81 до 1,34%. Состав титаномагнетитов подрудного горизонта идентичен, но отличается повышенным содержанием Cr_2O_3 – 0,108–0,399% (Трофимов и др., 1998).

Таблица 4

Состав клинопироксенов по данным рентгеноспектрального и химического анализов

Компо- ненты	Святнаволоцкий силл		Пудожгорский интрузив										Рыборецкий силл						
	Рудный горизонт		Надрудный горизонт		Подрудный горизонт										уч. Другая река				
	С-1		330А		С-125		С-360		С-275				ДС-11, 13						
	4	6	33	35	21	24	27	30	39 *	41 **	43 **	8	12	15	38 *	40 *			
SiO ₂	52,96	54,01	54,71	54,71	53,15	54,28	56,03	55,81	49,40	51,18	52,03	54,18	52,22	53,66	49,04	50,00			
TiO ₂	0,55	0,58	0,68	0,55	0,45	0,42	0,47	0,67	0,64	0,67	0,83	0,63	0,65	0,60	0,80	0,65			
Al ₂ O ₃	0,70	0,79	1,06	1,02	0,79	0,79	0,75	1,04	2,75	0,95	1,32	1,27	0,74	0,94	2,11	2,27			
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	3,26	1,34	0,33	—	—	—	1,12	1,30			
FeO	15,45	13,61	11,98	14,95	14,53	13,96	13,85	11,89	11,47	13,97	16,81	12,24	18,18	14,91	16,88	16,81			
MnO	0,46	0,40	0,35	0,48	0,41	0,37	0,49	0,37	0,27	0,52	—	0,28	0,45	0,39	0,33	0,29			
MgO	12,78	13,08	12,68	11,31	16,02	14,67	12,39	12,83	0,50	11,93	11,44	14,41	11,53	13,91	13,22	12,34			
CaO	16,23	16,43	18,22	17,38	14,01	15,43	15,73	17,66	15,70	17,48	15,66	16,54	15,74	15,64	14,60	14,24			
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	0,84	—	1,21	—	—	—	0,37	0,46			
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	0,08	—	—	—	—	—	0,19	0,12			
Wo	34,96	36,06	40,06	38,49	29,21	32,81	35,62	39,18	34,18	35,88	34,86	35,70	33,98	33,32	30,93	31,18			
En	38,29	39,93	38,78	34,83	46,46	43,39	39,02	39,59	40,88	39,77	35,42	43,24	34,62	41,22	38,95	37,58			
Fs	26,76	24,01	21,17	26,68	24,32	23,79	25,36	21,24	24,94	24,35	29,72	21,09	31,40	25,45	30,12	31,23			

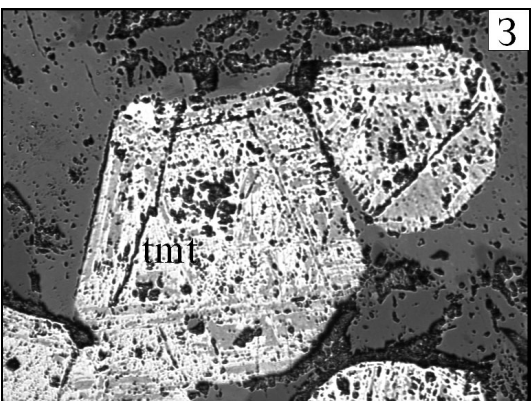
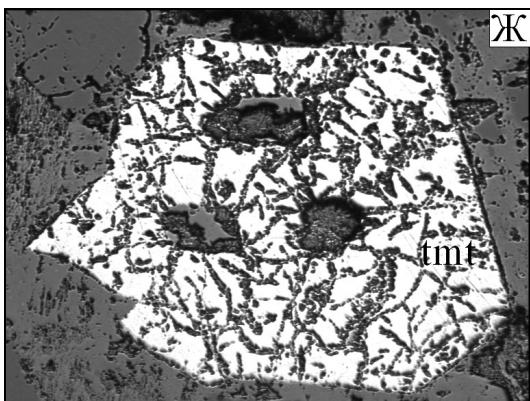
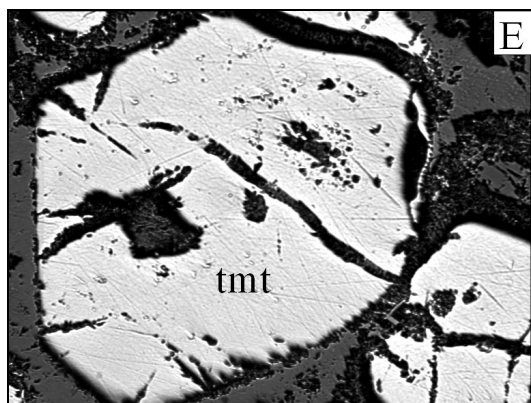
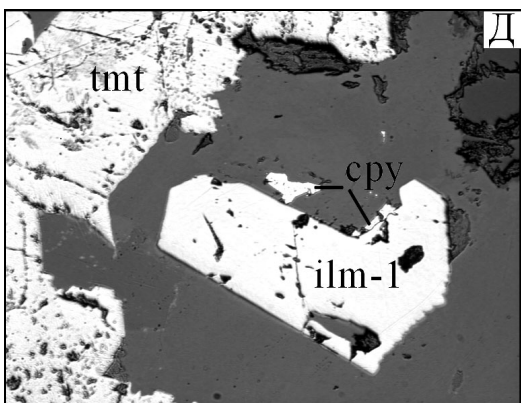
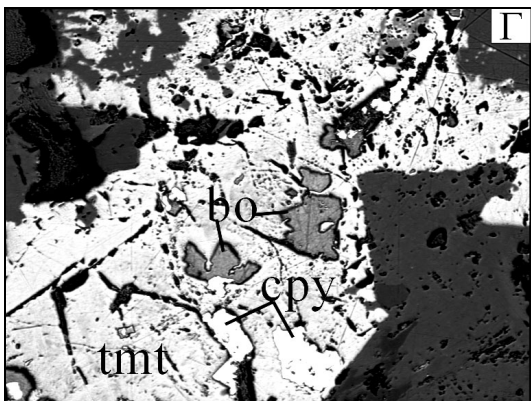
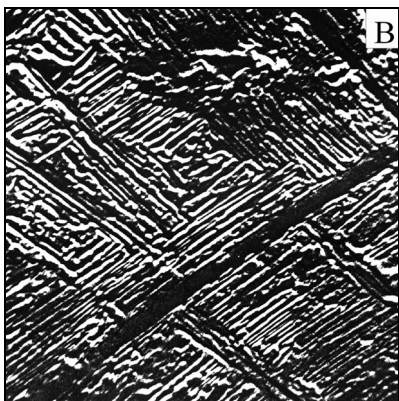
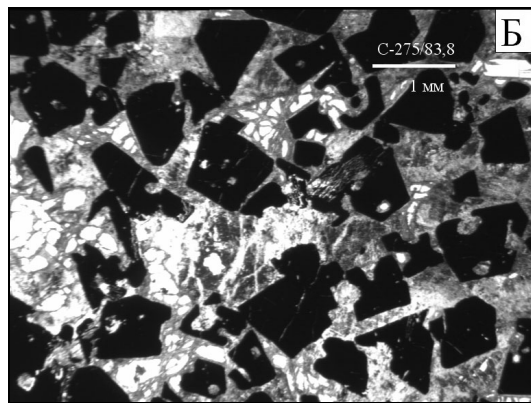
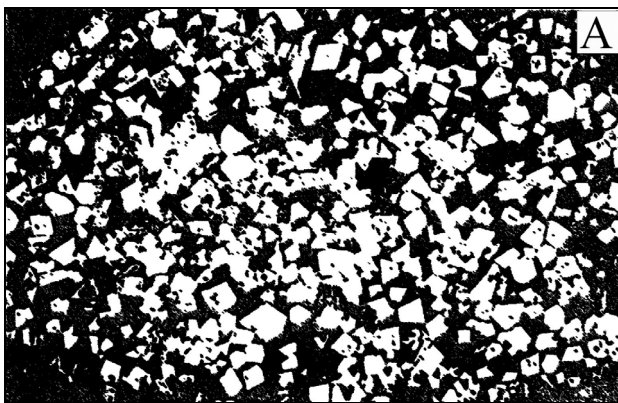
П р и м е ч а н и е . * – химический анализ методом мокрой химии; рентгеноспектральный микрозондовый анализ выполнен А. И. Терновым на MAP-4, ** – Ю. Л. Крецером на CAMSKAN-4DV.

Таблица 5

Рентгеноспектральный анализ плагиноклаза и ортоклаза. Пудожгорский интрузив, мол. %

Ком- по- ненты	Подрудный горизонт			Рудный горизонт		Надрудный горизонт							
	275/97	275/92,5	275/92,5	275/82,8	275/80,8	275/77,5	29/196,7	29/163,2	29/157,8	29/157,8	29/157,8	29/146,7	C-126/15
SiO ₂	52,25	53,53	53,75	54,39	51,82	66,17	67,77	73,88	68,74	63,81	64,24	69,59	66,38
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	27,98	28,92	28,54	28,92	27,03	19,85	19,85	16,07	19,66	18,15	18,34	20,23	19,66
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,90	0,77	1,54	0,77	0,64	0,51	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,51
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	13,15	11,33	11,89	11,33	11,33	1,40	0,42	—	—	—	—	—	0,56
Na ₂ O	2,96	4,31	3,91	7,31	4,72	9,84	11,73	9,70	11,05	—	—	11,73	11,86
K ₂ O	—	0,24	0,36	0,24	0,24	—	—	—	—	16,99	16,87	—	—
Cl	...	—	—	...	...	...	0,10	—	—	—	—	—	—
Сумма	97,24	99,97	99,99	99,97	95,78	97,77	99,76	99,65	99,45	98,95	99,44	101,55	—

П р и м е ч а н и е . Рентгеноспектральный микрозондовый анализ выполнен Ю. Л. Крецером на CAMSKAN-4DV.



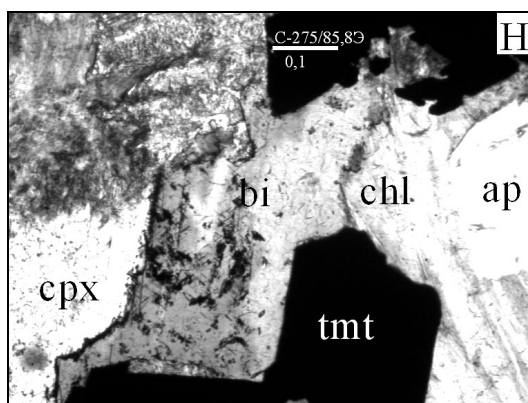
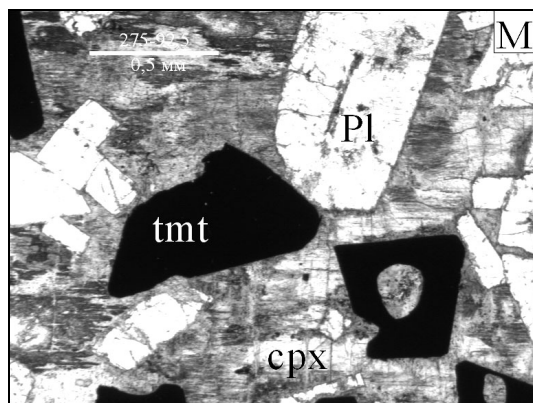
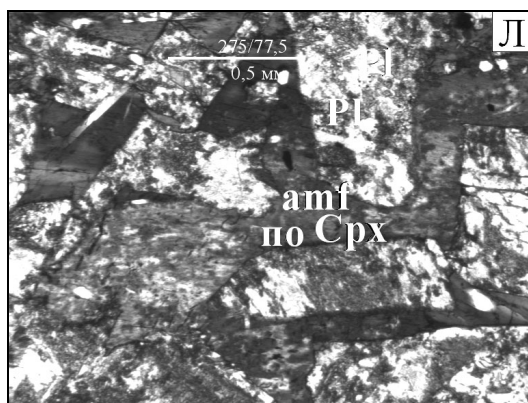
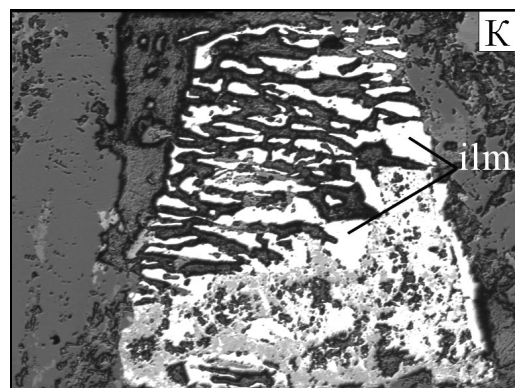
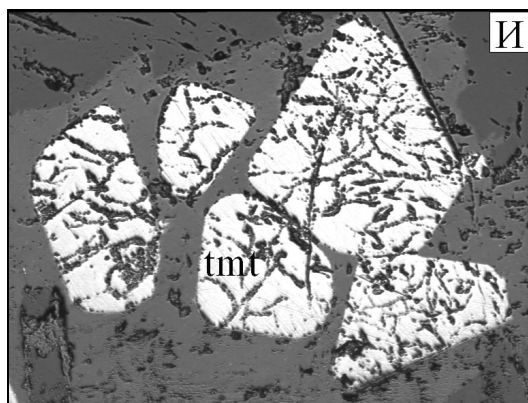


Рис. 2. Рудный горизонт. Титаномagnetитовые руды:

А – равномерновкрапленная текстура, белое – tmt, $\times 5$; Б – идиоморфнозернистая структура, средневкрапленные руды (С-275/83.8); В – пластинчатая структура распада твердого раствора Ilm (белое) в mt, $\times 3000$; Г – парагенетическая ассоц. cpy + bo в tmt (С-275/82.8); Д – приключение cpy к ilm-1 (С-275/86.8); Е – незатронутые замещением кристаллы tmt – центр горизонта (С-275/86); Ж – полигональная микротекстура трещиноватости и включения силикатов – переход подрудного горизонта (кровля) в рудный (С-275/95.0); З–И – группы кристаллов в одном аншлифе: З – лейкоксенизированные с пластинчатым распадом ilm; И – устойчивые к замещению с полигональной трещиноватостью и сглаженными контурами (С-275/95.0); К – укрупнение ильменита с образованием субграфического срастания с биотитом и выносом магнетита (кровля, С-275/78.7); Л – интерстициальная позиция пироксена (амфиболлизирован) между идиоморфным плагиоклазом (хлоритизирован) (кровля, С-275/77.5); М – идиоморфный свежий плагиоклаз и неравномерно опациitized и амфиболлизированный пироксен и его реликты (подошва, С-275/92.5); Н – наиболее поздний парагенезис биотит + хлорит, с которым ассоциируют сульфиды и БМ (С-275/85.8). Б, Л, М, Н – шлифы, остальные – аншлифы. Принятые сокращения для рис. 2, 3: ilm – ильменит, tmt – титаномagnetит, bo – борнит, cpy – халькопирит, Pl – плагиоклаз, Срх – клинопироксен, Qv – кварц, amf – амфибол, bi – биотит, chl – хлорит, ap – апатит, Гр – гранофир. Размер длины поля зрения в аншлифах Г, Д, Ж, Е, К – 0,8 мм; З, И – 2,0 мм

Текстура руд равномерновкрапленная, структура идиоморфнозернистая (рис. 2, А, Б). Кристаллы титаномагнетита (tmt) преимущественно мелкозернистые. Магнетит с ильменитом образуют предельно насыщенную эмульсионную, пластинчатую и решетчатую субмикроскопические (рис. 2, В) структуры распада твердых растворов. Размер кристаллов 0,1–2,0 мм, преобладает 0,4–1,0 мм. Они часто содержат включения силикатов – преимущественно амфибола, реже биотита и хлорита, очень редко плагиоклаза. По разрезу титаномагнетитового горизонта кристаллы tmt очень неравномерно, но в среднем незначительно затронуты процессами замещения (рис. 2, Е, З). В кровле, в зоне перехода рудного горизонта в надрудный, граница резкая, замещение максимальное. В скв. 275 она соответствует интервалу 78,7 м. В кровельной части рудного горизонта в значительной степени проявлены процессы автометасоматоза. При этом плагиоклаз замещается хлоритом, агрегатом эпидота и цоизита, пироксен полностью амфиболизирован (рис. 2, Л), развивается биотит-2 – до 5%. В кристаллах титаномагнетита ильменит часто укрупняется, образуя каемочную микротекстуру или субграфические сростания с биотитом (рис. 2, К), магнетитовая матрица структур распада в этих условиях не устойчива, часть Fe и Ti выносятся в надрудный горизонт. Для нижней части рудного горизонта (как и для подрудного) характерно присутствие двух групп кристаллов tmt (рис. 2, Ж–И), отличающихся различной степенью устойчивости к постмагматическим процессам и, видимо, представляющих раннюю и позднюю магматические генерации.

В габбровой (нижней) части надрудного горизонта процессы замещения очень активны. Пироксен нацело амфиболизирован, за исключением редких случаев (рис. 3, А), титаномагнетит не устойчив, вплоть до образования псевдоморфоз (рис. 3, Б), сопровождающихся перераспределением Ti и Fe (рис. 3, Г). Примерно в 30 м выше рудного горизонта иногда по-

является слой вторичного обогащения титаном в виде скоплений субграфического ильменита, установленного нами в двух пересечениях мощностью 2–3 м, с содержанием TiO_2 4–8% (рис. 3, В, Г; табл. 6).

Таблица 6

Химический состав пород, обогащенных титаном, в надрудном горизонте Пудожгорского интрузива

Компоненты	Скв. 126, интервал, м					Обн.
	6,9	129	15,5	16,5	18,2	
SiO ₂	50,30	50,70	36,80	46,94	46,24	43,70
TiO ₂	2,38	2,50	8,45	4,20	4,28	4,94
Al ₂ O ₃	11,71	11,66	10,38	11,57	11,18	9,75
Fe ₂ O ₃	4,17	3,00	9,98	3,80	3,78	4,00
FeO	13,89	13,72	21,79	6,02	16,76	20,98
MnO	0,256	0,256	0,268	0,220	0,240	0,341
MgO	2,50	3,70	1,00	3,72	3,45	3,77
CaO	6,66	7,20	4,41	5,50	6,94	5,84
Na ₂ O	3,01	3,19	1,85	3,20	2,71	2,03
K ₂ O	1,28	0,88	2,10	1,26	0,92	1,50
H ₂ O	0,30	0,22	0,38	0,28	0,14	0,10
ппп	2,42	2,32	2,05	2,34	2,80	2,32
P ₂ O ₅	0,92	0,51	0,08	0,42	0,47	0,44
Cr ₂ O ₃	0,001	–	0,003	–	0,002	0,002
V ₂ O ₅	0,014	0,008	0,070	0,016	0,047	0,028
S	0,07	0,006	0,13	0,04	0,09	0,04
Сумма	99,81	99,91	99,74	99,75	99,95	99,86

Благороднометалльная (Au-Pt-Pd) минерализация относится к малосульфидному типу, совмещена с промышленной наиболее обогащенной железом частью рудного горизонта, выдержана по простиранию, контролируется халькопирит-борнитовым сульфидным парагенезисом. Сульфиды (0,1–1%) ассоциируют с наиболее поздним вторичным парагенезисом, представленным субграфическим сростанием ильменита-2, биотита, актинолита или хлорита. Проанализированный по разрезу интрузива состав биотита и всего парагенезиса пока недостоверный. Предварительно намечается, что биотит из интервала рудного горизонта с БМ содержит наиболее высокие концентрации K₂O – 9,4% и Cl – 1,8% (табл. 7).

Таблица 7

Рентгеноспектральный анализ биотита. Пудожгорский интрузив, мол. %

Компоненты	Подрудный горизонт	Рудный горизонт		Надрудный горизонт				
				Подошва		центр – обогащен Ti		
				275/77,5	С-126/15**	С-126/15	С-126/15	С-126/15
SiO ₂	33,50	35,55	36,40	31,48	36,40	36,62	36,19	39,61
Al ₂ O ₃	13,56	13,42	12,10	12,85	9,45	11,53	10,96	11,34
TiO ₂	2,27	3,01	2,84	1,34	1,67	1,17	1,84	0,83
Cr ₂ O ₃	0,032	0,000	–	0,000	0,000	0,000	0,000	–
Fe ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO	27,50	32,56	32,82	35,26	37,19	36,42	35,01	38,10
MnO	0,159	0,000	–	0,000	0,000	0,000	0,000	–
MgO	8,869	3,48	4,64	4,810	2,82	2,99	2,49	2,99
CaO	0,350	0,000	–	0,000	0,000	0,000	0,000	–
Na ₂ O	0,017	0,000	–	0,000	2,96	0,000	0,000	–
K ₂ O	5,820	9,40	9,40	5,66	8,070	8,070	8,92	8,55
Cl	–	1,30	1,80	–	1,70	1,30	1,30	1,50
Сумма	92,10	97,42	10,000	91,40	98,56	96,80	95,41	102,93

Примечание. Рентгеноспектральный микрозондовый анализ выполнен: Ю. Л. Крецером на CAMSKAN-4DV; * – А. И. Ледневым на МБ-46 фирмы «Сатеса», ** – биотит в субграфическом сростании с ильменитом, *** – верхняя часть горизонта с содержанием $\Sigma Au + Pt + Pd$ – 0,8 г/т.

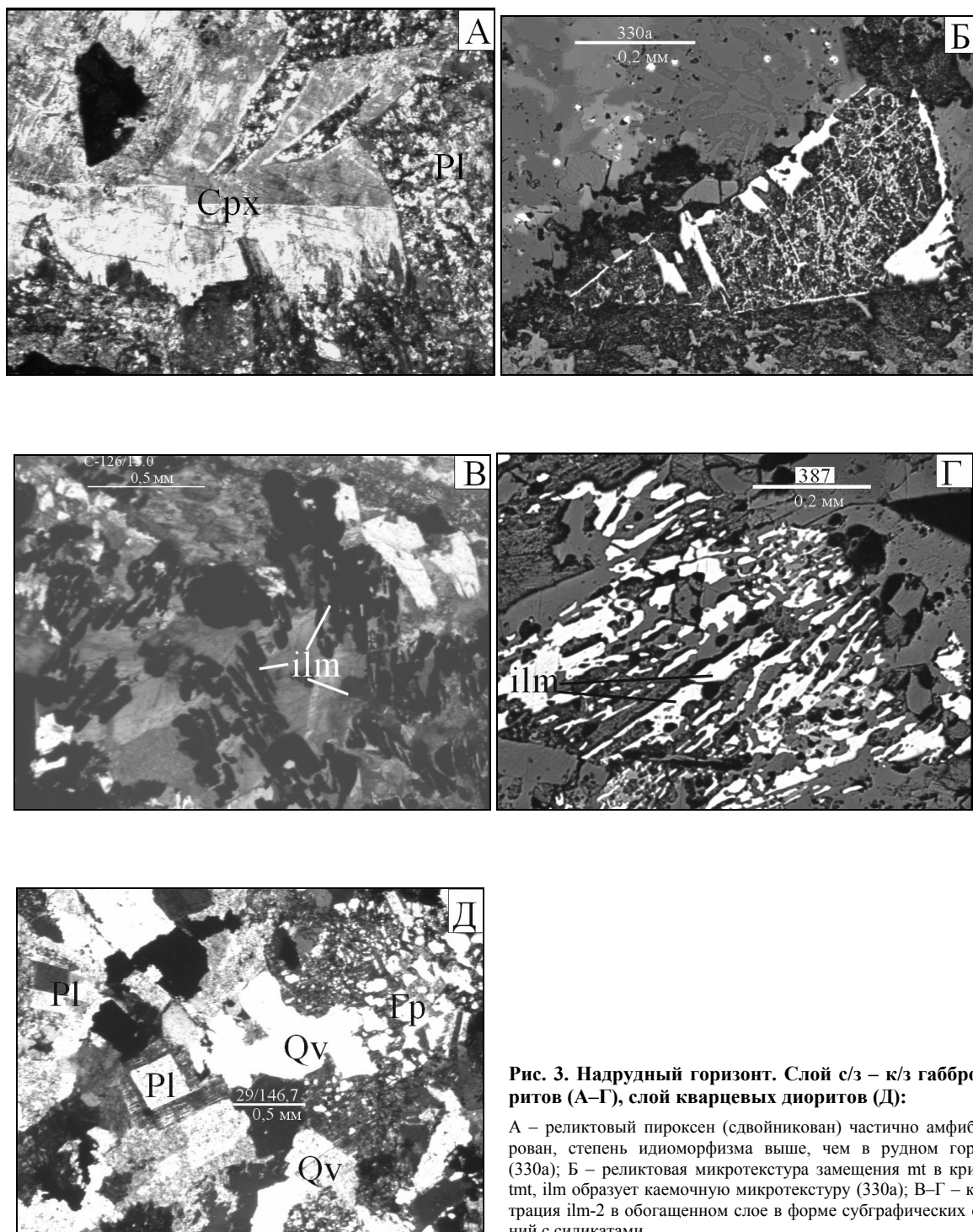


Рис. 3. Надрудный горизонт. Слой с/з – к/з габбродиоритов (А–Г), слой кварцевых диоритов (Д):

А – реликтовый пироксен (сдвойникован) частично амфиболизирован, степень идиоморфизма выше, чем в рудном горизонте (330а); Б – реликтовая микротекстура замещения mt в кристалле tmt, ilm образует каемочную микротекстуру (330а); В–Г – концентрация ilm-2 в обогащенном слое в форме субграфических сростаний с силикатами

Закключение

Комплексные золото-платинометалльные руды Пудожгорского месторождения являются новым формационным подтипом. Появление новой формационной разновидности требует углубленного и всестороннего изучения структурной позиции, условий формирования интрузива, минерального состава всех парагенетических ассоциаций. Данная статья, а также ряд предыдущих (Трофимов и др.,

1998, 2005) рассматривают эти моменты, но вопросы минерогенеза все еще недостаточно исследованы. Получены данные о наличии скрытой расслоенности по вертикали и возможной изменчивости состава первичного парагенезиса по латерали; о различии в структурах распада титаномagnetитов по разрезу, степени их устойчивости в метасоматических процессах; об условиях концентрирования благороднометалльной минерализации. Имеющийся объем аналитической информации по минерогенезу

незначителен, он позволил лишь очертить круг вопросов для их углубленного исследования в дальнейшем. Наиболее важные из них следующие. Необходимо исследовать состав первичного породообразующего парагенезиса по простиранию интрузива в трех пересечениях – Бураковский, Тубозерский и Пудожгорский участки, характеризующихся раз-

личным уровнем эрозионного среза и разноудаленностью от подводящего канала (центр Бураковского блока). Следует детально изучить особенности состава вторичного парагенезиса (биотит $\pm$ амфибол $\pm$ хлорит + ilm-2), с которым ассоциирует сульфидный парагенезис (сру + во) и благороднометалльная минерализация.

ЛИТЕРАТУРА

Трофимов Н. Н., Лавров М. М., Максимычева Т. А., Кукушкина П. И. Дифференцированность Пудожгорской интрузии // Геология и магматизм докембрия Карелии: Операт.-информ. материалы за 1992 г. Петрозаводск, 1993. С. 60–66.

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

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.

Morimoto N. Subcommittee on Pyroxenes, IMA: Nomenclature of pyroxenes Mineralogical Notes // Mineralogical Magazine. A European Journal of Mineralogy Geochemistry and Petrology. 1988. P. 535–550.

Л. В. Кулешевич

ЭВОЛЮЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ КАРЕЛИИ

Геодинамическая позиция орогенических золото-рудных месторождений и проявлений Карелии, так же как и в других регионах мира, связана с эволюцией геологических структур над зонами конвергенции и обусловлена формированием сдвиговых зон в результате коллизии. На аккреционной стадии развития в связи с вулканическими процессами формируются месторождения колчеданного семейства. На коллизионной стадии образуются золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые месторождения и проявления, ассоциирующие с гранитоидами и порфировым дайковым комплексом, золото-сульфидные и золото-сульфидно-кварцевые – в зонах сдвиговых деформаций и метасоматоза, локализующихся в различных породах.

Геодинамические обстановки магматизма и формирования вещественного состава рудовмещающих комплексов в позднем архее

Зеленокаменные пояса характеризуются гетерогенным строением и формированием в интервале времени 3,2–2,55 млрд лет с неоднократным проявлением деформаций, метаморфических процессов, как позднеархейских, так и протерозойских (свекофеннских), что осложняет их изучение. Позднеархейские зеленокаменные пояса Карельского кратона на основе геологического и геохронологического изучения разделены на следующие возрастные группы (Лобач-Жученко и др., 1998, 2000б; Чекулаев и др., 1999 и др.): 1 – более древние в обрамлении Восточно-Карельского или Водлозерского блока, включающие зеленокаменные пояса Восточной и Центральной Карельской зон и внутренних частей Водлозерского блока (3,0–2,85 млрд лет); а также реликты зеленокаменного пояса ранней генерации в Беломорской складчатой области (>2,88 млрд лет); 2 – Западно-Карельские, сюда относятся, в том числе, и верхние части разрезов структур 2-й генерации Центрально-Карельских зеленокаменных поясов (от 2,88–2,8 млрд лет до 2,7 млрд лет); 3 – более молодые по юго-западному и северо-восточному обрамлению Карельского кратона (2,76–2,65 млрд лет) и выделяемые в последнее время в центральной части кратона структуры типа пулл-апарт (2,74–2,6 млрд лет) (Кожевников и др., 1998). Формирование и эволюция архей-

ских зеленокаменных поясов Карелии в настоящее время рассматриваются в рамках двух геодинамических моделей – плюмовой и плейт-тектонической. Первая представляет зеленокаменные пояса как рифтогенные структуры, возникшие на раннеархейской сиалической коре, вторая – как зоны конвергенции континентальной и океанической коры. Разнообразие магматических пород, слагающих их, объясняется различными условиями плавления верхней мантии и неоднородностью состава мантийных плюмов (коматиитовая и толеитовая серии), а также взаимодействием плюмов с веществом древней континентальной коры (известково-щелочные серии вулканитов, гранитоидные комплексы). К позднеархейскому этапу более подходит модель плитной тектоники, дополняющая плюмтектоническую. С позиций этой модели зеленокаменные пояса рассматриваются как островодужные и окраинно-континентальные ассоциации, сформировавшиеся на аккреционно-коллизионной стадии развития над древними зонами субдукции (Кожевников, 2000). Главные результаты исследований по геодинамике региона по материалам разных авторов (В. Н. Кожевникова, С. Б. Лобач-Жученко с коллегами, В. А. Глебовицкого, Е. В. Бибицкой, С. А. Светова, А. И. Слабунова, И. С. Пухтеля, А. В. Самсонова и др.), данные радиологического датирования, формационного анализа магматизма и состава рудовмещающих комплексов сведены автором в таблицах основных геологических событий на территории Карелии для позднего архея (табл. 1), с выделением металлогенической специализации комплексов. Провести подобный анализ позволяет кадастр проявлений золота (Леонтьев и др., 1997) и база данных, собранная автором. Как следует из табл. 1, аккреционно-коллизионная история позднеархейских зеленокаменных поясов представляет наибольший интерес в формировании рудных концентраций золота – месторождений и рудопроявлений. Золотопродуктивными комплексами орогенного развития являются разнообразные вмещающие толщи, субвулканические и интрузивные тела кислого и среднего состава. Для коллизионной стадии большое значение приобретают зоны деформаций, метасоматической проработки и жильного прокварцевания, накладывающиеся на разные породы.

Таблица 1

**Основные геологические и металлогенические события на Карельском кратоне
и в его обрамлении в позднем архее**

№	Стратиграфическая шкала, рубеж	Геодинамическая обстановка, режим	Возраст, млн лет (ссылка)	Литология и магматический комплекс	Металлогеническая специализация
1. Восточно-Карельская зона, Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс. Каменноозерская, Шилосско-Рыбозерская структуры					
6	Верхний архей, лопий: L ₂ ² (2650–2700)	Коллизионный	2700 2680–2700 (10, 11) ~2500 (10)	К-граниты телекинского комплекса. Водлозерский блок: Охтомозерский и Кубовский массивы (2680–2700). Мигматит-граниты. Метасоматиты зон расщелачивания	Рыбозерское Р. П. Au-S руды (2700) (12)
5	L ₂ ¹ (2700–2800)		2728–2748 (9)	Плагин-микроклиновые граниты и мигматит-граниты в обрамлении з/к поясов. Пегматиты п. Валдай (2728–2748). Вожмозерский гранитный массив (?)	
4	L ₁ ² (2800–2850)	Активизация окраины. Островная дуга 2-й генерации	2807±14 (8), 2807±12 (3) ?	Заломаевский к-с: дайки порфиры (2807). Вожмозерская свита базальты, андези-базальты, андезиты, риодациты, туфогенно-осадочная толща, углеродсодержащие сланцы	Заломаевское Р. П. Au-S оруденение. Au-колчеданно-полиметаллическое
3	L ₁ ¹ (2850–2900)	Островодужная, окраинно-континентальная	2859±24 (4) 2875±2; 2,88 (8); 2892±130 (5)	Шилосский к-с: габбро, диориты, плагиограниты (2859). Коросозерский к-с: габбро-диабазы. Каменноозерский к-с: перидотиты, габбро. Каменноозерская свита: дациты, риолиты (2875), туфы, углеродистые сланцы, базальты (2892)	Бедная Au-S минерализация, Ti Ni, Cu Колчеданы, незначительное обогащение Au
2	L ₁ ¹ (2900–3000)	Рифтогенный Водлозерский блок: глубинное наращивание земной коры	2960±150 (6), 2913±30 (5) 2916±117 (7) 2987±11 (4) 2908–2971 2999 (4)	Базальты Шилосской структуры (2913, 2960). Кумбуксинская свита: толеитовые и коматиитовые базальты, коматииты (2916), кремнистые осадки. Савинская свита (проблематична) Лайручейский к-с: габбро-диориты (2987). Комплекс диоритов, тоналитов Водлозерского блока (р. Калья, оз. Черное). Дайки риолитов р. Выг (2999)	Ni, Cu
1	Нижний архей (>3000)		3150–3210 (1) 3100 (3) 3391±76 (2)	Водлозерский комплекс: диориты, тоналиты. Тоналиты шлоза № 9 (3100) Волоцкая толща: амфиболиты	

Примечание. Жирным шрифтом выделены рудовмещающие, золотосодержащие и золоторудные формации. № – общий порядок в продолжениях таблицы. Ссылки: 1 – Сергеев, Бережная, 1985; Lobach-Zhuchenko et al., 1993; 2 – Пухтель и др., 1991; 3 – Лобач-Жученко и др., 2000б; 4 – Лобач-Жученко и др., 1999; 5 – Puchtel et al., 1999; 6 – Сочеванов и др., 1991; 7 – Samsonov et al., 1998; 8 – Левченков и др., 1989; 9 – данные Г. П. Сафроновой (K/Ag метод, выполнен в ИМГРЭ); 10 – Левченков и др., 1990; 11 – Чекулаев и др., 1997; 12 – из материалов Л. В. Кулешевич (Pb/Pb метод, выполнен в ИГФМ, г. Киев).

Продолжение табл. 1

№	Стратиграфическая шкала, рубеж	Геодинамическая обстановка, режим	Возраст, млн лет (ссылка)	Литология и магматический комплекс	Металлогеническая специализация
2. Центральнo-Карельская зона. Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс. Хаутоваарская, Койкарская, Семченская, Эльмусская, Сайозерская, Остерская, Бергаульская структуры					
6	Верхний архей, лопий: L ₂ ² (2650–2700)	Континентальная коллизия	2670 2700–2670 (10, 12)	Виртаийский комплекс: лейкограниты, редкометалльные пегматиты. Хаутоваарский к-с (2670; 2700): монзониты, граносиениты. Хижозеро: граниты (2700). Бергаульский к-с: гранодиориты, трондьемиты. Р. Суна, Ондозеро: К-граниты (2684, 2700). Анатектит-граниты. Метасоматиты сдвиговых зон	Ta, Nb, Li Мо, Au-кварцевая, Au-сульфидная. Мо, Fe, Cu, Zn, Pb, Au-полиметаллическая
5	L ₂ ¹ (2700–2800)		2740–2744 (10) 2744±5 (10)	Сяргозерский к-с: сиениты. Паданский к-с: габбро, монцодиориты, гранодиориты (2737; 2740, 2744). Эльмусский к-с: пироксениты, сиениты. Чалкинский к-с: граниты (2744)	
4	L ₁ ² (2800–2850)		2810±60 (11)	Карташевский массив: граниты Усмиьярвинская свита (?)	
3	L ₁ ¹ (2850–2900)	Островодужная, окраинно-континентальная	2830 (10) 2840–2860 (10)	Пала Ламба: плагиопорфиры (2830), р. Лижма: трондьемиты (2850). Шуйский к-с: диориты, плагиограниты (2850). Остерский к-с: гранит-порфиры (2860, 2876). Семченский к-с: габбро-диориты, тоналиты (2840, 2849, 2890).	Ni, Cu, Co

№	Стратиграфическая шкала, рубеж	Геодинамическая обстановка, режим	Возраст, млн лет (ссылка)	Литология и магматический комплекс	Металлогеническая специализация
			2854–2862 (7, 9)	Хюрсюльский к-с: перидотиты, пироксениты. Калярвинская свита: дациты, риолиты, туфы (2854, 2862). Кивилампинская свита: дациты, риолиты, туфы (2860). Кульонская свита: базальты. Лаваярвинская свита: базальты	Колчеданы, рассеянные содержания Au
2	L ₁ ¹ (2900–3000)	Задуговые бассейны, островодужная	2935±15 (8) 2945±19 (7) 2985±10 (6), 2980–2992. 2937–2980 (5) 3020±10 (4)	Семча-Койкары: дациты (2935). Вьетукколампинская свита, Хаутоваара: андезиты, дациты (2945 – нект Игнойла), туфы. Чебинский массив: граниты (2985), Сайозерский к-с: габбро, диориты (2992). Лоухиварская свита: коматиты, базальты (2965, 2974, 2980). Питкялампинская свита (2937, 2944, 2980): коматиты, базальты Сайозерская толща: андезиты, дациты (3020)	
1	Нижний архей (>3000)		3150–3210 (2, 3) 3391±76 (1)	Водлозерский комплекс: диориты, тоналиты. Волоцкая толща: амфиболиты	

Примечание. 1 – Пухтель и др., 1991; 2 – Lobach-Zhuchenko et al., 1993; 3, 4 – Лобиков, Лобач-Жученко, 1980; 5 – Светов, Хухма, 1998; 6 – Беляцкий и др., 2002; 7 – Овчинникова и др., 1994; 8 – Бибилова, Крылов, 1983; 9 – Самсонов и др., 1996; 10 – Лобач-Жученко и др., 2000б; 11 – Макеев и др., 2000; 12 – Чекулаев и др., 1997.

Продолжение табл. 1

№	Стратиграфическая шкала, рубеж	Геодинамическая обстановка, режим	Возраст, млн лет (ссылка)	Литология и магматический комплекс	Металлогеническая специализация
3. Беломорский складчатый пояс, Тикшезерско-Авнеозерский зеленокаменный пояс. Северо-Карельские структуры: Винга, Ирингора, Хизоваарская, Керетская. Восточный и Центральный Беломорский домен					
6	Верхний архей, лопий: L ₂ ² (2650–2700)	Континентальная коллизия	2660–2691 (5) 2,7–2,71 (1, 9)	Пегматиты. Плагин-микроклиновые граниты, мигматит-граниты. Высокобарические метасоматиты. СЗ часть БСП: Пажемские К-граниты (2660). Габбро Тупой губы (2691±12). Лейкограниты (2700±10), агматиты (2707±1)	Переотложенная S-минерализация, рассеянная Au-S, МПГ. Месторождения мусковитовых и керамических пегматитов, проявления граната, кианита
5	L ₂ ¹ (2700–2800)	Островная дуга. Бассейны типа пулл-апорт (10)	2705±7 (8) 2780±10 (7) 2,8 (6) 2714–2730 (5) 2720–2780 (1, 2)	Северо-Карельские з/п. Верхнехизоваарский к-с: шаровые metabазальты, риодациты-2 (2705±7), углеродсодержащие сланцы, арениты, андезиты м/к (2780±10). Бониниты Ирингоры. СЗ часть БСП: эндебиты (2714±7, 2730±15). БСП. ТТГ комплекс: тоналиты оз. Венгели (2720±25), тоналиты Тупой губы (2780±10), диориты м. Картеш (2780)	Колчеданы
4	L ₁ ² (2800–2850)	Островная дуга 2-й ген., окраинно-континентальная, задуговые рифтогенные бассейны	2803±13 (1) 2807,7±1,4 (1) 2801,3±3,6 (4) 2803±35 (3)	Северо-Карельские з/п. Кварцевые диориты, оз. Кереть (2803±13). Хизоваарская структура: нижнехизоваарский комплекс (2,8–2,78): риодациты-1 (2803), туфо-генно-осадочная толща, андезиты, амфиболиты по базальтам, ферробазальты, коматиты	
3	L ₁ ¹ (2850–2900)	Субдукционный. Островная дуга 1-й ген., окраинно-континентальная. Преддуговая	2,86±30; 2,88–2,83; 2829±30 2877±45 (1) 2,8–2,9 (1)	БСП. Комплекс ТТГ: диориты Серяк (2860±30) Керетьозерская структура: хаттомозерская свита (2,88–2,83): метаандезиты, агломератовые туфы (2877±45, 2820), дациты (2829±30), metabазальты, углеродсодержащие сланцы. БСП. Чупинская свита (2,8–2,9): гнейсы по грауваккам, частично мигматизированные	Рассеянная колчеданная минерализация. Повышенный геохимический фон Co, Ni, V, Cr, Au
2	L ₁ ¹ (2900–3000)	Океаническое ложе	>2,87 (1)	БСП. Хетоламбинская свита: амфиболиты по базальтам, гарцбургитам (офиолиты), Na-риодациты (2878±13)	Геохимическая специализация на Ni, Co, Cr
1	Нижний архей (>3000)				

Примечание. 1, 2 – Бибилова и др., 1995, 1999; 3, 10 – Кожевников, 1992, 2000; 4 – Левченков, 2002; 5 – Лобач-Жученко и др., 1995; 6, 8 – Щипанский и др., 1999, 2001; 7 – Самсонов, 2000; 9 – Глебовицкий и др., 2000.

Продолжение табл. 1

№	Стратиграфическая шкала, рубеж	Геодинамическая обстановка, режим	Возраст, млн лет (ссылка)	Литология и магматический комплекс	Металлогеническая специализация
4. Восточно-Карельская зона. Авнеозеро-Парандовский зеленокаменный пояс: Тунгудско-Вонгозерская, Парандовская, Авнеозерская структуры					
6	Верхний архей, L_2^2 (2650–2700)	Континентальная коллизия	2671–2678 (5) 2600 (4)	Подужемский, Юковский к-сы: граниты (2671, 2678). Пегматиты. Плагин-микроклиновые граниты и мигматит-граниты в обрамлении. Лобашский массив: лейкограниты, гранит-порфиры	Мо, Au-полиметаллическое
5	L_2^1 (2700–2800)	Пулл-апат (?)	2700 2740 2719,8±8,2 (1); 2790±19 (3); 2793±24 (3)	Идельский массив плагинмикроклиновых гранитов Западно-Хижьярвинский к-с: пироксениты, сиениты. Тунгудская свита (2720): базальты, андезибазальты, андезиты, туфы. Охтинская толща: андезибазальты, андезиты. Окуневская свита: кварциты. Охтинский массив, гнейсо-граниты	
4	L_1^2 (2800–2850)	Островодужная, окраинно-континентальная	2807,7±1,4 (2) 2801,3±3,6 (1)	Лобашский массив, гранодиориты. Шобинский, Кочкомской, Тунгудский к-сы: диориты, гранодиориты, габбро (?). Авнереченский к-с: дациты, риодациты (2801), их туфы, углеродсодержащие сланцы, карбонатсодержащие осадки	Мо, полиметаллическое, Au-S Вкрапленное колчеданное
3	L_1^1 (2850–2900)	Островодужная, окраинно-континентальная		Комплекс гипербазитов. Идельская свита: базальты, андезибазальты, андезиты, дациты, риодациты, туфогенно-осадочная толща	Колчеданы, рассеянная Au-S минерализация
2	L_1^1 (2900–3000)			Коматиты, базальты района Парандово	
1	Нижний архей (>3000)				

Примечание. 1 – Левченко и др., 2001; 2 – Беляцкий и др., 2002; 3 – Матреничев и др., 2000; 4 – Ларин, 1990; 5 – Чекулаев и др., 1997.

Продолжение табл. 1

№	Стратиграфическая шкала, рубеж	Геодинамическая обстановка, режим	Возраст, млн лет (ссылка)	Литология и магматический комплекс	Металлогеническая специализация
5. Западно-Карельская зона. Костомукшско-Гимольский зеленокаменный пояс					
6	Верхний архей, L_2^2 (2650–2700)	Континентальная коллизия	2645±39 2675±8,5 (8); 2700 (7); 2720±20 (6)	Вокнаволоцкий блок: гранулиты Лейкограниты, пегматиты. Шурловаарский к-с: К-граниты и анатектиты, метасоматиты. Метасоматиты зон сдвиговых деформаций	Мо Au-кварцевая, Au-сульфидная
5	L_2^1 (2700–2800)		2707±31 (2) 2720±15 (5) ? 2749±5 (4)	Раутаойский к-с: риодациты (геллефлинты). Таловейский к-с: диориты-гранит-порфиры, габбро. Костомукшский к-с гипербазитов. Гимольская серия, терригенно-осадочный к-с: конгломераты, железисто-кремнистая толща, биотит-амфиболовые сланцы, порфириты (2749)	Au-сульфидная Au-S, Au-S-кварцевая Магнетитовые руды
4	L_1^2 (2800–2850)	Аккреционно-коллизийный. Островодужная	2795±29 и ±10 (1, 2), 2801±7 (3)	Плагинграниты, тоналиты обрамления. Шурловаарская свита (2801, 2795): Na-K-дациты, риодациты, туфы	Магнетитовые и колчеданные руды, рассеянная Au-S минерализация
3	L_1^1 (2850–2900)	Океаническое плато (1). Континентальный рифт (2)	2808±95 (2) 2843–2888 (1, 2)	Ниемиярвинская свита (2808, 2798): толеитовые базальты Рувинварская свита (2843, 2880, 2888): базальты, коматиты, коматитовые и вариолитовые базальты, Na-дациты	
2	L_1^1 (2900–3000)		(?)	Нюкозерская толща (?)	
1	Нижний архей (>3000)			Войницкий комплекс: диориты, тоналиты. Вокнаволоцкий к-с: кристаллические сланцы	

Примечание. 1 – Puchtel et al., 1997b; 2, 6 – Лобач-Жученко и др., 2000а, б; 3 – Сергеев и др., 1990; 4 – Левченко, 2002; 5 – Samsonov et al., 1995; 7 – Бибикина, Крылов, 1983; 8 – Чекулаев и др., 1997.

Окончание табл. 1

№	Стратиграфическая шкала, рубеж	Геодинамическая обстановка, режим	Возраст, млн лет (ссылка)	Литология и магматический комплекс	Металлогеническая специализация
Юго-западное обрамление Карельского кратона. Зеленокаменный пояс Ялонвара-Хатту-Тулос					
6	Верхний архей, лопийский надгоризонт: L ₂ ² (2650–2700)	Коллизия (дуга – континент)	2700 (2)	Лейкограниты. Калиевые граниты и анатектиты. Метасоматиты зон сдвиговых деформаций.	Au-S, Au-S-кварцевые руды зон сдвиговых деформаций пояса Хатту (2700)
5	L ₂ ¹ (2700–2800)	Островодужная окраинно-континентальная	2725 2745–2757 (2) 2700 (3) 2754–2761 (2) 2770±50 (1)	Гранодиориты к-са Погоста (2725). К-с гранитов Куйтила (2745). Гранодиориты Силвеваара (2757). Ялонварский к-с: диориты, гранит-порфиры. Ялонварская свита и к-с пород пояса Хатту (2754, 2761): андезиты, дациты, вулканогенно-осадочная толща. Суоярвский массив гранодиоритов	Au-S-кварцевое и Мо-оруденение (м-я пояса Хатту, Ялонвара). Колчеданно-полиметаллические руды, Au-S минерализация
4–1	L ₁ -AR (>2800–3000)				

Примечание. 1 – Макеев и др., 2000; 2 – Geological development..., 1993; 3 – Лобач-Жученко и др., 2000б.

Зеленокаменные пояса в обрамлении Водлозерского геоблока. Верхнеархейские зеленокаменные пояса (Сумозерско-Кенозерский, Южно-Выгозерский, Сегозерско-Ведлозерский), наиболее древние в Карелии, обрамляют Восточно-Карельский геоблок (рис.) или находятся в его пределах (Маткалахтинский пояс). Его центральное, наиболее древнее ядро (>3,0 млрд лет) образовалось в результате глубинного приращения континентальной коры (Лобач-Жученко и др., 1999) и за счет гранитизации в до- и раннелопийское время. Сумозерско-Кенозерский, Южно-Выгозерский зеленокаменные пояса Восточно-Карельской подвижной области развиты по северному обрамлению рассматриваемой территории, Сегозерско-Ведлозерский – в западной ее части. Для них характерен широкий спектр коматиит-базальтовых и сменяющих их известково-щелочных формаций, сформированных в субдукционном режиме в различных геодинамических обстановках – рифтогенной, островодужной, задугового бассейна и более молодой наложенной дуги (Светов, 2004; Puchtel et al., 1999б).

В Сумозерско-Кенозерском и Южно-Выгозерском зеленокаменных поясах основные перспективы появления рассеянных концентраций золота связываются с каменноозерской и вожемозерской свитами кислых – средних вулканогенно-осадочных пород, углерод- и карбонатсодержащими сланцами и кварцитами с горизонтами мышьяково-сульфидной минерализации и колчеданных руд. Эти толщи представляют собой возможный источник его сингенетичного накопления. Более высокие концентрации установлены в плагиогранитах Шилосского массива (2859 млн лет) и на контактах даек кварц-плагиопорфиров (2807 млн лет) в метабазах и различных по составу породах (проявления Заломаевского рудного поля) (Кулешевич, Костин, 2003). Подобные же проявления известны в ореоле Салмозерского и Вождо-

реченского массивов в южной части Каменноозерской структуры. С позднеархейской коллизией связано формирование главных СЗ и сопряженных ССВ зон разломов и сдвиговых деформаций, сопровождающихся низкотемпературными метасоматитами по породам различного состава, переотложением сульфидов и образованием золото-сульфидного или золото-сульфидно-кварцевого оруденения (Рыбозеро, Половинино, Золотые Пороги). В Каменноозерской структуре основными рудоконтролирующими структурами являются разломы СЗ и СВ простираций – Кумбуксинский, Каменноозерский, Вождореченский, Центральный, в Южно-Выгозерском зеленокаменном поясе – Выгский разлом и оперяющие его структуры более низкого порядка.

Формирование Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Хаутоваарская, Сайозерская, Койкарская, Корбозерская, Семченская, Эльмусская, Гармозерская, Остерская и другие структуры) носит длительный характер в режиме островодужном (двух генераций) и задугового бассейна. На аккреционной стадии благоприятными вулканогенно-осадочными толщами для накопления рассеянного золота являются виетукколампинская свита на нижних уровнях разреза и бергаульская, калаярвинская и кивилампинская – на более высоких уровнях, в их состав входят кислые и средние вулканиты, их туфы, полосчатая железистая формация и колчеданы. С ними установлена вкрапленная золото-сульфидная (в том числе арсенопиритовая) и полисульфидная минерализация в восточном борту Хаутоваарской структуры и на Эльмусской площади.

На коллизионной стадии в Ведлозерско-Сегозерском зеленокаменном поясе происходят последовательные внедрения син- и позднеорогенных интрузивов габбро-диоритов и гранитоидов: в Хаутоваарской структуре шуйского комплекса гранодиоритов (2850 млн лет), Чалкинского массива

гранитов (2744 млн лет) и Хаутоваарского монцонитов–граносиенитов (2670 млн лет), в северной части зеленокаменного пояса – габбро-диоритов Семченского массива (2840–2849 млн лет), гранодиоритов Орехозерского, Остерского, гранитов Гармозерского массивов, Сяргозерского и Паданского комплексов габбро–пироксенитов–сиенитов. К потенциальным рудопроизводящим интрузиям на разных этапах эволюции магматизма относятся шуйский комплекс (по аналогии с Шилосско-Рыбозерским массивом), Гармозерский и Хаутоваарский массивы. Формирование Хаутоваарского и Гармозерского массивов сопровождается микроклинизацией, кварц-серицитовыми метасоматитами, грейзенами с молибденит-кварцевыми и золото-сульфидно-кварцевыми жилами (проявление Центральное, Бергаул).

На коллизионном этапе развития особое значение для отложения золота приобретают субмеридиональные зоны расланцевания и метасоматического преобразования в восточном борту зеленокаменного пояса. Зоны выделены по интенсивно проявленной в различных по составу породах серицитизации, березитизации или лиственитизации (Горошко, 1993). С ними связаны основные золото-сульфидные проявления Хаутоваарской структуры. Более сложную позднеархейскую и свекофеннскую историю имеет месторождение Педролампи в Эльмусской структуре, приуроченное к узлу пересечения субмеридиональной и СЗ ширзон. Оруднение локализуется в измененных базальтах и конгломератах семчереченской свиты и милонитах по ним вне какой-либо связи с гранитоидами.

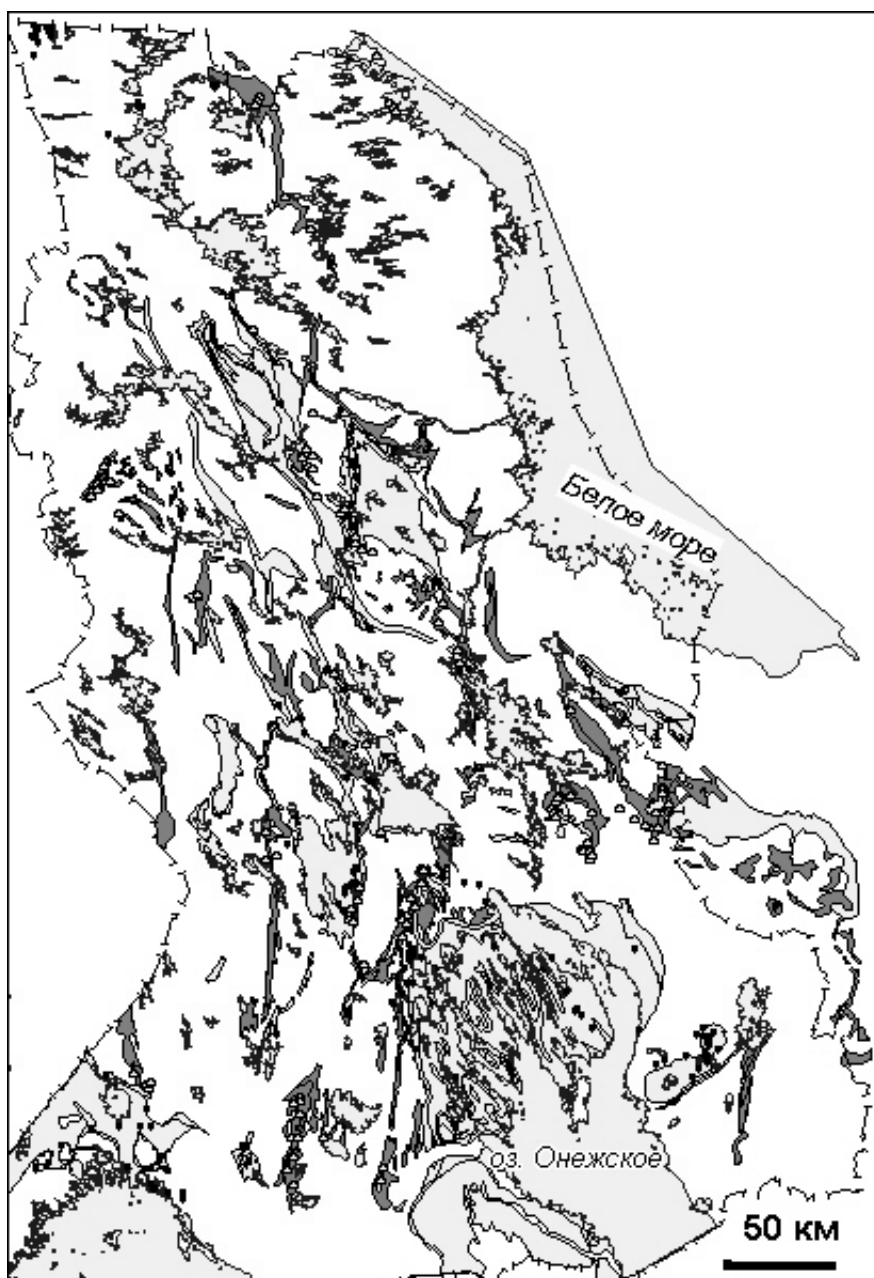


Схема размещения золоторудных месторождений и проявлений Карелии

Черные кружки – протерозойские проявления, серые – лопийские проявления. Светло-серые поля – протерозойские образования, темно-серые – лопийские, белые поля – гранито-гнейсовые и нерасчлененные области. Использован кадастр месторождений и проявлений золота Карелии (Леонтьев и др., 1997)

Беломорский складчатый пояс (БСП) сложен многократно деформированными и метаморфизованными породами, выделяемыми ранее как саамский комплекс или беломорская серия наиболее древних пород, гранито-гнейсов и мигматитов. В состав беломорской серии традиционно включаются керетская гранито-гнейсовая свита, хетоламбинская свита, представленная амфиболитами, амфиболовыми гнейсами, и чупинская свита, сложенная биотит-гранатовыми гнейсами, сланцами и мигматитами по ним. Современные исследования (Бибикова и др., 1995, 1999; Лобач-Жученко и др., 1995, 1998; Миллер и др., 1997; Глебовицкий, 2002; Слабунов и др., 2002; Глебовицкий и др., 2003;) позволяют представить складчатые образования Беломорья как область, развивавшуюся в режиме субдукции и объединившую различные обстановки: океанического плато (мафические толщи хетоламбинской свиты); аккреционной призм (осадочные породы, граувакки чупинской свиты); островной дуги ранней генерации с возрастом 2,82–2,88 млрд лет (керетская и хаттомозерская свиты); островной дуги и задугового бассейна поздней генерации с возрастом 2,7–2,8 млрд лет, сформировавшиеся на континентальной окраине (толщи Хизоваарской структуры). Комплекс пород верхнехизоваарской части разреза, где выделяются андезиты, риодациты, базальты, коматиты, бониниты, арениты, углеродсодержащие сланцы, колчеданы (Кожевников, 2000; Самсонов, 2000; Щипанский и др., 2001), отложился в интервале 2803–2705 млн лет.

Современный геологический срез БСП отвечает глубинным уровням амфиболитовой и гранулитовой фаций. Гранулитовый метаморфизм в геологических разрезах пояса связывается со стадией формирования зрелой островной дуги и моментом внедрения чарнокитов (2,72–2,71 млрд лет) и имеет возраст около 2,72–2,73 млрд лет, на севере – до 2,69 млрд лет (Глебовицкий и др., 2003). Основным этап гранитообразования (I-типа) приходится на 2740–2720 млн лет (Бибикова и др., 1995; Лобач-Жученко и др., 1998). Комплекс ТТГ прорывает и мигматизирует гнейсы и амфиболиты чупинской и хетоламбинской свит. Более поздние процессы (высокобарический метаморфизм, мигматизация и формирование коровых магматических очагов) связаны с этапом коллизии островной дуги и края древнего континента и датированы возрастом мелких тел гранитоидов в 2,68 млрд лет. В целом заключительный гранитный магматизм в БСП происходил в интервале 2,75–2,65 млрд лет с участием более древнего корового материала. Общая продолжительность беломорского цикла была около 200 млн лет (Глебовицкий и др., 2003). С деформациями коллизионного этапа в БСП связывается образование пегматитов и разнообразных метасоматитов.

Формирование вулканогенно-осадочных толщ, полосчатых железистых комплексов и углероди-

стых сланцев островодужных систем Керетской и Хизоваарской структур сопровождалось отложением небогатых колчеданных руд двух уровней (табл. 1). Сложная структурно-тектоническая и метаморфическая эволюция Беломорского пояса в позднем архее и палеопротерозое вызвала метасоматические изменения пород в условиях высоких T и P . Колчеданное оруденение в этих условиях претерпевает неоднократное переотложение и встречается уже как метаморфогенное вкрапленно-прожилковое в метасоматитах, в ореоле пегматитов и зонах деформаций (Кулешевич, 2005). Подобную природу имеет сульфидная минерализация в гнейсах чупинской свиты и в ореолах пегматитов, секущих их (Крупеник и др., 2000; Ахметов и др., 2001; Ручьев, 2002). С переотложенной сульфидной минерализацией, представленной в кислых, углеродистых и полосчатых железистых толщах пирротинном, халькопиритом, арсенопиритом, связаны повышенные концентрации полиметаллов и золота в проявлениях Северной Карелии. К значительному концентрированию золота этот процесс не привел (Кулешевич и др., 1990; Слюсарев и др., 1991).

Зеленокаменные пояса Западно-Карельского геоблока. Для Западно-Карельского геоблока характерно более позднее заложение зеленокаменных структур, выполненных коматитами и базальтами (2,8–2,88 млрд лет), когда на восточной окраине КГЗО наиболее интенсивно протекал андезит-дацит-риолитовый вулканизм (2,8 млрд лет) и формировались вулканоплутонические гранитоидные системы. Сложная геодинамика развития Костомукшской структуры обсуждается в работах В. Н. Кожевникова (2000), С. Б. Лобач-Жученко (Лобач-Жученко и др., 2000а), И. С. Пухтеля и А. С. Самсонова (Пухтель и др., 1996; Samsonov et al., 1995, 1999; Puchtel et al., 1997b). По модели В. Н. Кожевникова, в западной части Костомукшской структуры существовало океаническое мафическое плато, в восточной надсубдукционной зоне сформировались окраинно-континентальная дуга и задуговый бассейн. Океаническое плато было частично обдуцировано на край континента. В результате последующих коллизионных процессов западный разрез структуры был совмещен с восточной областью, толщи деформированы, внедрились геллефлинты. С накоплением кислой вулканогенно-осадочной толщи шурловаарской свиты на аккреционной стадии развития связано отложение гидротермальной сульфидной минерализации, незначительно обогащенной золотом, типа проявления Рувинваара. Складчатые деформации и метаморфизм коллизионной стадии (ранней и поздней) сопровождался последовательным внедрением гранитоидов: ТТГ в обрамлении структуры, таловейским комплексом (2,72 млрд лет) и затем К-гранитами (~2,7–2,68 млрд лет).

Основные перспективы обнаружения золотого оруденения в Костомукшской структуре связаны

с небольшими внутрискрутурными штоками и дайками таловейского комплекса, представленными диоритами – гранит-порфирами (санукитоидами). Золотосульфидная вкрапленная и штокерская минерализация локализуется в зонах березитизации в их апикальной части, а золото-кварцевые жилы – в зонах ССВ линейных деформаций. Микропорфировые тела раутаойского комплекса (2707 млн лет) прорывают гимольскую серию. Зоны расщепления в них и во вмещающих биотит-полевошпатовых сланцах и железистых кварцитах на их контакте сопровождаются турмалин-кварц-слюдистыми метасоматитами и золото-арсенидно-сульфидной минерализацией. Формирование К-гранитов вызвало наиболее интенсивные изменения пород (микроклинизацию, биотитизацию). Метасоматиты субмеридиональных зон деформаций сопровождаются поздним золото-кварцевым жильным и золото-сульфидным вкрапленным оруденением, а также переотложением всех типов рудной минерализации (Кулешевич, 2002, 2004).

Авнеозерско-Парандовский зеленокаменный пояс. Особый геологический разрез, характер магматизма и металлогении и, соответственно, стиль развития установлен в Авнеозерско-Парандовском зеленокаменном поясе. Для этого пояса следует отметить слабую датированность вулканогенно-осадочных и магматических комплексов и отсутствие геохронологических данных по основным реперным интрузивным формациям. Реликты более древних частей разреза известны в Парандовской структуре в юго-восточной части зеленокаменного пояса, где развиты коматититы, базальты, вулканогенно-осадочные породы кислого-среднего состава идельской свиты, полосчатые сульфидно-углеродсодержащие толщи и колчеданные руды, незначительно обогащенные золотом. В районе Авнеозера нижняя часть разреза представлена амфиболитами по базальтам, в верхней части доминируют вулканогенно-осадочные толщи, кислые вулканы (2801,3 млн лет), полосчатые карбонатсодержащие и железисто-кремнистые осадки, углеродистые сланцы с сульфидной минерализацией. Для западной части зеленокаменного пояса характерно формирование более молодых островодужных ассоциаций (2,8–2,7 млрд лет), возникших на континентальной окраине, и несогласно перекрывающих их толщ вулканитов, осадков и конгломератов, накапливающихся в бассейне сдвиговой природы (типа пулл-апарта). Он заложился в позднем архее и продолжал развиваться в протерозое. Отложения пулл-апарта представлены кварцитами окуневской свиты, туфами, известково-щелочными базальтами и андезибазальтами тунгудской свиты (2720 млн лет), ранее относимыми к сумию, а затем – кварцевых порфиров сумия и конгломератов сариолия. В Тунгудско-Воингозерской структуре разрез представлен базальтами,

андезитами, их туфами, туффитами, кислыми средними вулканытами.

С коллизионным этапом развития Авнеозерско-Парандовского зеленокаменного пояса сопряжено внедрение разнообразных гранитоидов и порфировых даек. Возраст Идельского гранитного массива – около 2,7 млрд лет, несколько моложе К-граниты и метасоматиты. Возраст Охтомозерского комплекса 2,68 млрд лет. Граниты, гранит-порфиры, лейкограниты сопровождаются прожилково-вкрапленным молибденитовым оруденением. В зонах расщепления в ореоле Кочкомского массива фиксируются повышенные концентрации золота в ассоциации с вкрапленной полисульфидной минерализацией. В Панозерском и Тунгудском блоке доминирует ТТГ комплекс. В Тунгудско-Воингозерской структуре широко развиты разнообразные дайки (габбро, плагиопорфиров, гранодиоритов) и тела гранитов. Лобашский массив гранодиоритов, гранитов-лейкогранитов (2807,7 и 2600 млн лет, Ларин, 1900; Левченков и др., 2001) сопровождается медно-молибденовым оруденением. В зональности с ним сформировались золото-полисульфидные (с Bi, Te) руды, локализованные на контактах даек плагиопорфиров. Окончательное формирование оруденения завершилось на свекофенском этапе (возраст руд по галениту 1870–1800 млн лет).

С коллизионными этапами развития зеленокаменного пояса в позднем архее и раннем протерозое связано формирование субмеридиональных зон расщепления позднеархейского, а затем в протерозое – СЗ зон свекофенского возраста. Эти деформации сопряжены с коллизией Карельского кратона и БСП. Металлогеническая специализация Авнеозерско-Парандовского зеленокаменного пояса отличается от зеленокаменных поясов обрамления Водлозерского блока появлением руд Mo, Cu, Pb, Zn, Bi, Te, Au, Ag, что дополнительно указывает на образование вулканической дуги на окраине континента (т. е. уже на сиалической коре).

Зеленокаменные пояса на юго-западной границе Карельского кратона имеют более молодой возраст, и развивались они как островодужные и задуговые системы над зоной субдукции СВ направления в сравнительно короткий промежуток времени (2,76–2,7 млрд лет). На территории Карелии и Финляндии к ним относится Ялонвара-Хатту-Тулосский зеленокаменный пояс и Кухмо-Суомуссалми. В составе ялонварской свиты преобладают вулканыты среднего – кислого состава (островодужные ассоциации), флишоподобные осадки, конгломераты, развито колчеданно-полиметаллическое оруденение. Возраст пород пояса Хатту – 2761–2754 млн лет, источник вещества несколько древнее. На коллизионной стадии (островная дуга – континент) они деформируются и прорываются комплексом ТТГ (Geological..., 1993): на тер-

ритории Карелии – Ялонварским массивом, в Финляндии – Силвеваара (2757 млн лет), Куйттила, Хасанваара (2745–2748 млн лет) и Погоста (2725 млн лет). В состав пояса Кухмо-Суомуссалми (Luukkanen, Lukkarinen, 1986) входят две группы пород (древнее 2,75 и 2,75–2,5 млрд лет), они секутся ТТГ комплексом и порфировидными К-гранитами (2678 и 2596 млн лет). Возраст гранулитового метаморфизма около 2,65 млрд лет.

Благоприятными для первичного накопления рассеянного золота на территории Карелии являются породы ялонварской свиты с колчеданно-полиметаллическими рудами, тогда как для последующей локализации на коллизионной стадии наибольшее значение приобретает ялонварский комплекс и метасоматиты в СЗ и субмеридиональных сдвиговых зонах и оперяющих их смещениях. На территории Финляндии золоторудные месторождения связаны с комплексами Куйттила и Силвеваара (2,76–2,72 млрд лет) и приурочены к зонам расланцевания вблизи их контактов. Месторождения

пояса Хатту имеют позднеархейский возраст ~2,7 млрд лет (по галенитам и другим сульфидам, Geological..., 1993), хотя встречаются и более молодые датировки – 1,8 млрд лет, связанные со свекофенскими процессами.

Геодинамические обстановки магматизма и формирования вещественного состава рудовмещающих комплексов в протерозое

Исследования протерозойских рифтогенных, орогенических и платформенных образований Карелии позволяют проследить эволюцию протерозойского магматизма и осадкообразования (Хейсканен и др., 1977; Хейсканен, 1980, 2001; Светов и др., 1990; Голубев и др., 1999; Рыбаков и др., 2000; Голубев, 2001), выделить наиболее благоприятные для отложения золота рудовмещающие комплексы и систематизировать возможные обстановки его накопления в этот период (Голубев, Кулешевич, 2001; табл. 2, рис.).

Таблица 2
Основные геологические и металлогенические события на Карельском кратоне и в его обрамлении в палеопротерозое

№	Стратиграфическая шкала, рубеж	Геодинамическая обстановка, режим	Возраст, млн лет (ссылка)	Литология и магматический комплекс	Металлогеническая специализация
Куола-Выгозерская рифтогенная зона. Лехтинская и Гайкольская структуры					
4	Людиковский надгоризонт Суйсарский горизонт 1960–1920	Рифтогенный режим		Гайкольский к-с перидотитов, пироксенитов, габбро. Гайкольская и черноваракская свиты, к-с пикрито-базальтово-сланцевый	МПГ минерализация
	Заонежский горизонт 2100–1960			К-с габбро-долеритовых даек	Титаномагнетитовая и Cu минерализация
3	Ятулийский надгоризонт 2100–2300	Внутриконтинентальный бассейн		Вильямлампинская свита, терригенно-карбонатный к-с: осадки, карбонаты. Летнеозерская серия, базальт-терригенный к-с: базальты, кварциты, песчаники. Шуюзерская свита, базальт-терригенный к-с: базальты, кварциты, песчаники, кварцевые конгломераты	Cu Au в конгломератах
2	Сариолийский надгоризонт 2300–2400	Пулл-апарт		Пайозерская, косоозерская, ватулминская свиты, терригенно-андезибазальтовый к-с: андезибазальты, туфоконгломераты, карбонатсодержащие туфы. Железно-воротинская свита: кварцевые конгломераты	Cu минерализация, Au-S в наложенных шир-зонах. Au в кварцевых конгломератах
1	Сумийский надгоризонт 2400–2550	Орогенный режим, островная дуга на окраине континента	2443–2448, 2420±45 (1, 2, 3)	Ожиярвинская свита, дацит-риодатитовый к-с (2443, 2448): дациты, риолиты, туфы	Au-S минерализация в березитах, Au-S-кварцевое оруденение в шир-зонах

П р и м е ч а н и е . Жирным шрифтом выделены рудовмещающие комплексы, базовые и золоторудные формации. № – порядок общих в продолжениях таблицы. Ссылка: 1 – Тугаринов, Бибилова, 1980; 2 – Кратц и др., 1976; 3 – Левченков и др., 1994.

Продолжение табл. 2

№	Стратиграфическая шкала, рубеж	Геодинамическая обстановка, режим	Возраст, млн лет (ссылка)	Литология и магматический комплекс	Металлогеническая специализация
Онежская эпикратонная впадина и Прионежский прогиб					
7	Вепсийский надгоризонт 1760–1800	Континентальный рифт. Осадочный бассейн	1770	Ропучейский к-с: габбро-долериты	Титаномагнетитовые руды с МПП Au-содержащие U-V руды с МПП и Au
6	1800–1850			Терригенный к-с, шокшинская и петрозаводские свиты	
5	Калевийский надгоризонт 1850–1920	Континентальный рифт		Виданский к-с: пикриты, базальты	
	1920–1950	Внутриконтинентальная впадина		Сланцево-терригенный флишевый к-с: падоская и кондопожская свиты	
4	Людиковийский надгоризонт. Суйсарский горизонт 1950–2000	Рифтогенный. Наложённые внутриконтинентальные впадины	1975±24 1974–2013 (3, 4)	Кончезерский силл Суйсарский к-с: пикрито-базальты, габбро-перидотиты Заонежская свита: карбонатно-сланцево-базальтовый к-с	Cu, Cu-песчаники Au-содержащие
3	Ятулийский надгоризонт 2100–2300	Внутриконтинентальный бассейн	2186±68 (3)	Пудожгорский и Койкарский к-сы долеритов. Туломозерская свита, терригенно-карбонатный к-с: осадки, карбонаты. Терригенно-базальтовый к-с: кварциты, песчаники , базальты. Базальтово-терригенный к-с: базальты, осадки	
2	Сариолийский надгоризонт 2300–2400	Пулл-апарт		Селецкая и пальеозерская свиты: терригенно-осадочная толща	
1	Сумийский надгоризонт 2400–2550	Мантыйный плюм, континентальный рифтогенез, трансформные разломы	2449±0,1 (1) 2372±22; 2433±28 (2)	Рагнозерский к-с: монцодиориты, граниты. Кумсинский, сондальский к-сы: андезибазальты, конгломераты Бураковско-Аганозерский к-с: перидотиты, пироксениты, габбро-нориты (2372, 2433, 2449)	

Примечание. 1 – Amelin et al., 1995; 2 – Chistyakov et al., 1999; 3 – Беляцкий и др., 2002; 4 – Пухтель и др., 1995.

Продолжение табл. 2

№	Стратиграфическая шкала, рубеж	Геодинамическая обстановка, режим	Возраст, млн лет (ссылка)	Литология и магматический комплекс	Металлогеническая специализация
Куола-Выгозерская рифтогенная зона. Структура Ветреного Пояса					
4	Заонежский горизонт 2100–2000	Рифтогенный		К-с даек габбро-долеритов	Cu
3	Ятулийский надгоризонт 2100–2300	Внутриконтинентальный бассейн		Кожозерская свита: базальты, осадки, карбонаты. Токшинская свита: базальты, кварциты, песчаники	
2	Сариолийский надгоризонт 2300–2400	Внутриконтинентальная впадина		Калгачинская свита: терригенно-осадочная толща	
1	Сумийский надгоризонт 2400–2550	Мантыйный плюм, континентальный рифтогенез, трансформные разломы	2437 2387–2432 (1–3)	Киричская свита: андезибазальты. К-с Ветреного Пояса: пикриты, перидотиты, оливиниты, пироксениты, габбро. Виленгская свита: терригенно-сланцевые толщи, углеродистые сланцы	

Примечание. 1 – Puchtel et al., 1997a; Пухтель и др., 1999; Куликов и др., 2002.

Продолжение табл. 2

№	Стратиграфическая шкала, рубеж	Геодинамическая обстановка, режим	Возраст, млн лет (ссылка)	Литология и магматический комплекс	Металлогеническая специализация
Куола-Выгозерская рифтогенная зона. Пана-Куолаярвинская и Кукасозерская структуры, р-н Тикшезера					
7	1760–1800			Ниваярвинский к-сы: лейкограниты, пегматиты	
6	1800–1850			Граниты на территории Финляндии	
5	1850–1950	Континентальный рифт	1850; 1881 1750–1770 (4)	Тикшезерский к-с щелочно-ультраосновных пород. Карбонатиты	Карбонатиты, апатит, РЗЭ, МПГ
4	Людиковский надгоризонт 2100–1950. Суйсарский горизонт 1950–2000. Заонежский горизонт 2000–2100	Рифтогенный		Куолаярвинский к-с: габбро-перидотиты. Ханкусъярвинский и Кукасозерский к-сы: перидотиты. К-с габбро-долеритов. Куолаярвинская, кайлорская, хоси-ярвинская, хирвинаволокская свиты, карбонатно-сланцево-базальтовый к-с	U, Cu, Au-S-кварцевое в шир-зонах
3	Ятулийский надгоризонт 2100–2300	Внутриконтинентальный бассейны		Юрхмяярвинская свита, терригенно-карбонатный к-с: осадки, карбонаты. Ниллугиярвинская и кукасозерская свиты, терригенно-базальтовый к-с: кварциты, песчаники, базальты. Ниваярвинская и кукасозерская свиты, базальто-терригенный к-с: базальты, осадки	Cu минерализация
2	Сариюльский надгоризонт 2300–2400	Эпиконтинентальная впадина, рифтогенный		Апаярвинская и соткойвинская свиты, пикрит-андезибазальтовый к-с	Au-S-кварцевое и Au-кварцевое в наложенных шир-зонах
1	Сумийский надгоризонт 2400–2550	Островная дуга на окраине континента. Мантийный плюм. Континентальный рифтогенез, трансформные разломы	2432 (3) 2449 (3) 2440–2446 (1, 2)	Миноваракская свита, дацит-риолитовый к-с. Койгерско-Нуоруненский к-с монцодиоритов-гранитов. Олангский к-с перидотитов, пироксенитов, габбро-норитов	Ni, титаномагнетитовые руды, МПГ, Au-содержащие

Примечание. 1 – Барков и др., 1991; 2 – Amelin et al., 1995; 3 – Левченков и др., 1994; 4 – Беляцкий и др., 2000.

Продолжение табл. 2

№	Стратиграфическая шкала, рубеж	Геодинамическая обстановка, режим	Возраст, млн лет (ссылка)	Литология и магматический комплекс	Металлогеническая специализация
Свекофенская орогеническая область (Раахе-Ладожская зона). Юго-западная Ладожская островодужная, Северо-Ладожская окраинно-континентальная и Вяртсельско-Туломозерская структуры					
7	Вепсийский надгоризонт 1790	Посторогенные	1790 1775±65 1808±47 (7)	Маткасальский к-с лейкогранитов и пегматитов. Сиениты (Элисенваара). Вуоксинский массив (монзониты)	
6	1800–1850	Орогенный, коллизия	1856 (6)	Мигматит-граниты. Тервусский к-с (граниты)	
5	Калевийский надгоризонт 1850–1950	Орогенный, коллизия	1864–1878 1870±25 1881±6,7 (1, 5, 6); 1885 (1, 3) 1888,3±5,2 1891,7±5,2 (2)	Лауватсарский к-с (1864, 1878) К-с Импиини (1870, 1871): тоналиты, гранодиориты. Куркиекский к-с: нориты, эндербиты Суйстамский к-с: габбро (1885, 2850±90), тоналиты-гранит-порфиры. Кааламский и Велимякский к-сы (1888, 1891; 1888–1891,7): пироксениты, габбро, диориты. Ханукский к-с: трахиты, андези-базальты, андезиты, дациты и их туфы Хитольско-лахденпохский к-с, Ладожская серия (турбидиты): слюдястые и черные сланцы наатсельской и пялкярвинской свит	Au-S минерализация штокверковая, Au-S-кварцевая в шир-зонах МПГ Вкрапленная сульфидная минерализация Вкрапленная сульфидная минерализация

№	Стратиграфическая шкала, рубеж	Геодинамическая обстановка, режим	Возраст, млн лет (ссылка)	Литология и магматический комплекс	Металлогеническая специализация
4	Людиковский надгоризонт 1920–1950 Суйсарский горизонт 1950–2000	Рифтогенный	1963±19 (1)	Офиолитовый к-с (Финляндия): базальты, габбро К-с пикрито-базальтов (вуоринская свита) Габбро (Сортавала)	Ni, Cu, Co
	Заонежский горизонт 2000–2100	Окраинно-континентальный прогиб		Питкярантская свита: карбонаты, базальты Соанлахтинская свита: карбонаты, базальты	
3	Ятулийский надгоризонт 2100–2300	Внутриконтинентальный бассейн		Тулумозерская свита, терригенно-карбонатный к-с: осадки, карбонаты. Терригенно-базальтовый комплекс: базальты, кварциты	
1–2	2300–2550				

Примечание. 1 – Балтыбаев и др., 2000; 2 – Беляцкий и др., 2002; 3 – Конопелько и др., 1999; 4 – Богачев и др., 1999; 5 – Левченков и др., 1997; 6 – Глебовицкий и др., 2001; 7 – Конопелько и др., 1996.

Окончание табл. 2

№	Стратиграфическая шкала, рубеж	Геодинамическая обстановка, режим	Возраст, млн лет (ссылка)	Литология и магматический комплекс	Металлогеническая специализация
Беломорская складчатая область					
7	1760–1800	Постороженный	1780–1860	Чупинский к-с: пегматиты	
6	1800–1850	Позднеорогенный, коллизионный		Граниты, метаморфические комплексы	Керамическое сырье, слюда, гранат, кианит, Рассеянная метаморфогенная Au-S мин-я
5	1850–1950	Коллизионный			
4	1950–2100	Рифтогенный		Дайки ультрабазитов	
3	Ятулийский надгоризонт 2100–2300	Рифтогенный	2115±25 (4)	Дайковый к-с: коронитовые габбро	
2	Сариолийский надгоризонт 2300–2400				
1	Сумийский надгоризонт 2400–2550	Орогенный. Континентальный рифтогенез	2415–2450 (2, 3) 2420–2460 (1)	Вичанский к-с: граниты-чарнокиты (2415, 2432, 2438, 2425–2450). Куземский к-с и др.: лерцолит-габбро-нориты (2420, 2433, 2435, 2460)	Ni, титаномагнетитовые руды, МПГ (Au-содержание)

Примечание. 1 – Слабунов и др., 2000; 2 – Шемякин, 1976; 3 – Злобин и др., 2005; 4 – Степанова, 2004.

Протерозойские структуры на Карельском кратоне. Сумийско-сариолийский этап развития. Для этого этапа характерно заложение крупной СЗ рифтогенной Куола-Выгозерской зоны вдоль СВ окраины Карельского кратона, включающей Ветреный Пояс, Лехтинскую и Пана-Куолаярвинскую структуры. На территории Финляндии и севере Норвегии продолжением этого рифта является Лапландский зеленокаменный пояс. Сопреженно формируются рифтогенные впадины в центральной части Карельского кратона – Онежская, Елмозерская и другие и зоны трансформных разломов СВ простирания (Щеглов и др., 1993; Металлогения Карелии, 1999). Трансформные разломы определили внедрение Бураковско-Аганозерского и Олангского расслоенных интрузивов перидотитов-габбро-норитов (2449–2450 и 2442–2446 млн лет) и лерцолит-габбро-норитового комплекса (2433–2460 млн лет) в Беломорской складчатой области.

На севере Карелии на границе БСП и Карельского кратона в пределах Лехтинской и Куолаярвинской площадей сохраняется орогенный режим (Хейсканен и др., 1977). В сумийское время происходит излияние кислых лав и внедрение субвулканических порфиров (риодацитов K-Na-серии) ожиярвинской и минаваракской свит (2432–2448 млн лет), накопление игнимбритов, туфов и туффитов. В СЗ Карелии формируются интрузии монцодиоритов-гранитов Койгерско-Нуоруненского комплекса (2449 млн лет). В западной части БСП на глубинных уровнях происходит внедрение чарнокитов Вичанского комплекса (2415–2432 млн лет). В северо-восточной части Карельского кратона в Лехтинской структуре, заложившейся как пулл-апарт еще на коллизионном этапе в позднем архее, накапливаются известково-щелочные базальты, андезибазальты, агломераты, миндалекаменные и пузыристые лавы, туфы и туффиты, косо-

слоистые осадки, кварцевые и полимиктовые конгломераты (молассовая формация сариолия).

Металлогенические перспективы сумийских расчлененных перидотит-пироксенит-габбро-норитовых интрузий определяются генетически связанными с ними хромитовыми, титаномагнетитовыми, сульфидно-медно-никелевыми рудами и МПГ. Золото в них является сопутствующим платинометалльному оруденению. С сумийскими субвулканическими телами кварц-плагипорфиров Лехтинской структуры и зонами гидротермальных изменений в них и вблизи их контактов связано формирование небольших золоторудных проявлений.

В связи с протерозойской (1,9–1,8 млрд лет) коллизией Карельского кратона и БСП в Лехтинской структуре особое значение приобретают СЗ зоны деформаций, метасоматического преобразования и развития кварцевых жил как в кварцевых порфирах, так и в других породах верхних стратиграфических уровней.

Формирующийся на сариолийском этапе терригенный комплекс объединяет полимиктовые и кварцевые конгломераты, вулканогенный – андезибазальты селецкой, палеозерской, калгачинской, косозерской, ватулминской, пайозерской и других свит. Золоторудная минерализация в этих породах установлена в связи с накоплением сульфидсодержащих кварцевых конгломератов железнорудной свиты, которые отлагались на границе области развития кварцевых порфиров в Лехтинской структуре. Сариолийские андезибазальты имеют медную геохимическую специализацию. И только в связи с наложением СЗ сдвиговых зон деформаций и метасоматоза в них и их туфах появляются золоторудные проявления (такие, например, как Колгевара).

Ятулийский этап развития. Накопление терригенно-базальтовых комплексов ятулия продолжается во внутрикратонных троговых прогибах. Несмотря на то что ятулийский бассейн охватывал почти всю территорию Карелии, центры эндогенной активности (вулканизма) были сосредоточены в пределах СЗ зон разломов, совпадающих с направлением заложения более ранней тектонической системы лопия и сумия. Породы ятулийского надгоризонта представлены чередованием кварцевых конгломератов, кварцитов, песчаников, сланцев, базальтов и их туфов. В верхних частях разрезов отлагаются карбонатные горизонты туломозерской свиты. Архейское и раннекарельское основание служило источником для ятулийских осадков. Наиболее благоприятными для совместного накопления тонкодисперсного россыпного золота и урана в этот период оказываются русловые и придельтовые фации кварцевых галечников, метаморфизованные в последующих процессах (Негруца, 1990). При совмещении первичных литологических обстановок отложения и участков структурно-стратиграфических несогласий с зонами сдвиговых деформаций свекофеннского возраста, благоприятных для поступления гидротермальных растворов и развития метасоматических преобразований, создаются

узлы, благоприятные для переотложения и привноса полезных компонентов – золота, урана, меди, кобальта. Формируются Au-U и Cu-Au-U залежи (проявления Маймъярви, Ятулий-1, Риговарака, Кичу-Лампи, Светлое, Пальеозерское, Черный Наволок и др.). Зоны сдвиговых деформаций, связанные с блоковой неоднородностью кристаллического фундамента, обеспечивали поступление глубинных флюидов.

Для базальтового магматизма ятулийского надгоризонта характерна медная металлогеническая специализация. В осадках на участках, приближенных к вулканическим центрам, формируются медистые песчаники (проявление Воронов Бор и др.). Оруденение в них имеет гидротермальный вулканогенно-осадочный генезис. Халькопиритовым и борнит-халькозинным рудам присущи низкие фоновые содержания золота. Тем не менее в медистых песчаниках фиксируются его повышенные концентрации, что может быть благоприятным фактором при переотложении золота в более поздних процессах. В связи с этим медистые песчаники представляют интерес как золотосодержащие породы.

С зонами складчато-разрывных деформаций свекофеннского возраста связано формирование собственно золоторудных жильных месторождений – золото-кварцевых и золото-сульфидно-кварцевых. Жилы развиваются в различных породах – осадочных и базальтовых толщах, дайках габбро-диабазов и альбититах (месторождение Майское, Воицкое, Шуезерское, Колос и др.). Для этих проявлений связь с гранитоидами не устанавливается либо предполагается (Майское).

Людиковийский и калевийский этапы развития. На людиковийском этапе развития области эндогенной активности и осадкообразования Карельского кратона ограничиваются юго-западной, северо-западной и северо-восточной окраинами – территориями Приладожья, Ветреного Пояса, Онежской, Пана-Куоляярвинской и Кукаозерской структурами. В Онежской внутриконтинентальной структуре в людиковии устанавливается рифтогенный режим: накапливаются породы заонежской свиты (углеродистые сланцы, карбонаты), которые прорываются габбро-долеритами с возрастом 2160–2060 млн лет, и суйсарский комплекс, представленный пикрито-базальтами и интрузиями габбро-перидотитов (1974–2013 млн лет). Разрез завершается отложениями сланцево-терригенно-флишевых комплексов падоской и кондопожской свит и пикрито-базальтами виданского комплекса калевия. В Северо-Ладжской морской окраинно-континентальной области отложения питкьярантской и соанлахтинской свит ятулийского надгоризонта сменяются пикрито-базальтами вуоринской свиты и прорываются интрузиями габбро.

Образования собственно золоторудных проявлений на этом этапе не происходит, однако с углеродистыми сланцами отлагается сульфидная минерализация с высоким геохимическим фоном различных элементов: Co, Cu, Ti, V, Ag, Au. Эта минерализация

представляет интерес как источник рассеянного золота. На свекофенском этапе в результате блоковых перемещений в кратоне по зонам СЗ складчато-разрывных дислокаций в Онежской структуре происходят интенсивные метасоматические изменения, дополнительный привнос Au, U, Cu, Pd, Pt, Se, Te, Mo и формируются залежи благороднометаллических уран-ванадиевых руд Падминской группы (золотосодержащих).

В *вепсии* в Онежской структуре накапливаются осадки шокшинской и петрозаводской свит, внедряется ропручейский силл габбро-долеритов. Комплексы этих пород не являются продуктивными на золото.

Ладожско-Ботническая зона. Свекофенский этап развития. Юго-западная часть территории Карелии (Приладожье) является составной частью свекофенского складчатого пояса, сформировавшегося на границе Карельского кратона и протерозойской океанической области, выделяемой как Ладожско-Ботническая (или Раахе-Ладожская) зона. В геодинамическом плане эта региональная структура прошла полное развитие от рифтогенной до орогенной стадии и была причленена в конце раннего протерозоя к Карельскому кратону (Raaheladoga zone, 1999). Наиболее ранним в Раахе-Ладожской зоне является океанический комплекс офиолитов Юрмуа и Оуткумпу (1950–1960 млн лет), с которыми связано накопление Ni, Cu, Co. В результате общего перемещения протерозойской океанической плиты, а затем и новообразованных аккреционных комплексов свекофенид на северо-восток субдукция океанической коры под Карельский кратон завершается образованием островодужных, окраинно-континентальных и коллизионных комплексов пород (Gaal, 1990). При этом происходит частичная обдукция офиолитов на Карельский кратон.

На ранней островодужной стадии (1920–1900 млн лет) образуются ассоциации кислых – средних вулканитов, вулканогенно-осадочных пород, слюдястых сланцев, основных вулканитов, имеющие некоторые специфические черты в каждой из выделяемых последовательностей пород (Helovuori, 1979; Kuosa et al., 1994). На аккреционной стадии образовались медно-свинцово-цинковые руды (золотосодержащие) провинций Виханти – Пюхасалми в Финляндии и района Шеллефте (Швеция) и такие крупные месторождения, как Виханти, Пюхасалми, Мулликорама, Кангасъярви, Хяллимьяки, Шеллефте. Рифтинг окраинных зон привел к мантийному мафическому магматизму с характерной никелевой специализацией в провинции Коталахти (1880–1890 млн лет). Последующие за вулканизмом коллизионные процессы сопровождались складчатостью, деформациями, внедрением син- и позднекинематических интрузий. Ранние тоналиты – гранодиориты имеют возраст 1930–1900 млн лет. Далее в интервале 1890–1850 млн лет следует широкий спектр интрузий габброидов, гранодиоритов, эндербитов, монцонитов – сиенитов. К интрузивам, наиболее близким по времени

образования золоторудной минерализации, в Раахе-Ладожской зоне относится комплекс Осиконмяки (диоритов, тоналитов, гранодиоритов, плагиопорфиров Осиконмяки, Кяковеси, Тиенпа, Куопса, Сало-саари, Савонлинна; Nurmi, 1984), имеющий возраст 1890–1840 млн лет. С ними связан как порфировый тип месторождений (Mo, Cu, Au), так и структурно-контролируемых золото-сульфо-арсенидных в зонах рассланцевания. Завершает формирование Раахе-Ладожской зоны внедрение К-гранитов, лейкогранитов, пегматитов (1840–1800 млн лет) и посторогенных монцонитов – граносиенитов (1820–1800 млн лет). Формирование этой СЗ региональной сутуры на коллизионном этапе сопровождалось сдвиговыми деформациями более низкого порядка, наиболее благоприятными для отложения золота.

На территории России в Ланденпохско-Выборгской и Западно-Ладожской областях Карелии в калевийский период формируется хитольско-лахденпохский островодужный комплекс осадочно-вулканогенных пород (1,92–1,9 млрд лет). На коллизионной стадии внедряются лауватсарский комплекс диоритов – тоналитов (1864 млн лет), куркиекский – норитов и эндербитов (1871 млн лет), позднее – граниты Тервусского массива (1856 млн лет), сиениты и мигматит-граниты, на посторогенной стадии – Вуоксинский массив (1808±47 млн лет; Конопелько и др., 1996). Этой глубоко эродированной территории присущ высокий метаморфизм и отсутствие значительных скоплений рудного вещества. Северо-Ладожская зона, в отличие от западной, развивалась на континентальном склоне Карельского кратона. В южной ее части в обрамлении гранитных куполов (выступов архейского основания) отлагались породы питкьярантской и соанлахтинской свит, параллелизуемые с заонежской свитой людиковийского надгоризонта. В северной окраинно-континентальной ее части накапливались турбидитовые осадки ладожской серии (около 1,92–1,9 млрд лет), в юго-западной – породы островодужных ассоциаций ханукского комплекса (трахиандеэбазальты, андезиты, дациты). На ранней фазе свекофенского орогенеза здесь внедрились массивы габбро-диоритов (Кааламский, Мякисало, Велимяки), имеющие возраст 1888,3±5,2 млн лет (Кааламо), 1891,7±4,9 млн лет (Велимяки), диориты, тоналиты, плагиогранит-порфиры (Теньярви, Импииниemi, Пиенсуонсаари), гранодиориты (Сурри-Рюттю), тоналиты и гранит-порфиры суйстамского комплекса (Богачев и др., 1999; Конопелько и др., 1999; Беляцкий и др., 2002).

Образование вулканогенно-осадочных толщ, углеродистых сланцев ладожской серии и силлов кислого-среднего состава сопровождалось накоплением вкрапленной сульфидной минерализации. С внедрением малоглубинных интрузивов тоналитов и гранит-порфиров суйстамского комплекса связана золото-сульфо-арсенидная и золото-сульфидно-кварцевожильная минерализация (проявления Алатту, Пякюля; Артамонова и др., 1989; Иващенко и др., 2001, 2004). Оруденение локализуется в зонах дефор-

маций СЗ, субмеридионального и СВ направлений в гранитоидах и вблизи их контактов.

На позднеорогенной стадии (1850–1800 млн лет) на территории Северного Приладожья формируются купольные структуры, мигматит-граниты, внедряются граниты, посторогенные лейкограниты и пегматиты. С гранитообразованием этого периода связано образование скарнов с комплексными (магнетитовыми, оловянными, полиметаллическими, флюорит-бериллиевыми и вольфрам-полиметаллическими) рудами с повышенным содержанием золота.

Вепсийский этап развития. В вепсии в Северо-Ладожской Лахденпохско-Выборгской зоне внедрились анорогенные Выборгские граниты, монцодиориты-сиениты-гранодиориты, с которыми не установлены золоторудные проявления.

Северо-западное обрамление Карельского кратона, территория Лапландии. Формирование отложений в палеопротерозойских зеленокаменных структурах Центральной Лапландии связывается с рифтообразованием в интервале времени 2,5–2,0 млрд лет и с интракратонным накоплением вулканогенно-осадочных толщ с возрастом 2,0–1,9 млрд лет. Результаты сейсмического траверса «Polar» указывают, что рифт заложился на архейском основании, устанавливаемом на глубине 5–7 км. Он связан с СЗ глубинным разломом, проникающим в нижнюю кору и литосферу, и с ним сопряжены трансформные разломы (Ward et al., 1989).

Наиболее ранними образованиями Центральной Лапландии являются коматииты и базальтоиды нижнего лаппония (>2435 млн лет), коррелирующиеся с сумием на нашей территории (Geological map., 1988; Lehtonen et al., 1992; Vaasjoki, 2001). Осадочные образования среднего лаппония, коррелируемые с ятулием, включают кварциты, кварц-серицитовые сланцы, базальты. Верхний лаппоний (2050–1930 млн лет) сопоставим с людиковием. Он представлен коматиитами, базальтами, в меньшей мере вулканогенно-осадочными образованиями и углеродистыми сланцами. Более молодые образования (моложе 1950 млн лет) групп Лайнио (кварциты, кислые и средние вулканогенно-осадочные породы, конгломераты) и Кумпу (кварциты, конгломераты) сформировались в результате более поздних ограниченно развитых аккреционно-коллизийных процессов.

Орогенция, начавшаяся на этой территории около 1,9 млрд лет назад, была связана с надвигом аллохтона Лапландских гранулитов, перемещенных на расстояние до 125 км. В связи с этим возникли складчатые структуры в пределах пород Лапландского зеленокаменного пояса и сдвиговые деформации по направлениям разломов более раннего заложения. К зонам складчатых деформаций приурочены небольшие тела тоналитов, в южной части сформировался Центрально-Лапландский массив (с возрастом основной фазы около 1843–1885 млн лет). Переориентировка ранних элементов залегания пород устанавливается также после внедрения гранитов комплекса Хапаранда – 1,89 млрд лет (Ward et al., 1989) и в связи с формированием анорогенных грани-

тов (1770 млн лет). В бассейнах, возникших в результате сдвиговых деформаций, отлагаются поздние кластические осадки и конгломераты района Мантоваары, Сайнайваары, Сиркка.

Месторождения золота северной Финляндии, Норвегии и Швеции являются преимущественно эпигенетическими, мезотермальными. Они связаны с зонами сдвиговых деформаций и метасоматозом. По результатам изучения изотопов свинца их формирование связывается с орогеническими событиями с возрастом 1,86–1,81 млрд лет либо с посторогенными – 1,8–1,77 млрд лет (Manttari, 1995). На некоторых месторождениях установлено влияние более молодых процессов (1,75 млрд лет). Наиболее широко распространенными являются комплексные месторождения золота, урана и кобальта в измененных породах сланцевого пояса Куусамо и Перяпохья, приуроченные к кварцитам, кварц-серицитовым сланцам, альбитизированным габбро, соответствующим по возрасту ятулию Карелии. Вторая группа месторождений размещается в базальтах и измененных коматиитах и в меньшей степени в углеродсодержащих сланцах и вулканогенно-осадочных образованиях, связанных с кислым магматизмом верхнего лаппония и более молодых групп (возрастная позиция людиковия). Это собственно золоторудные месторождения золото-сульфидного рудно-формационного типа района Соданкейля – Киттиля в Лапландии. На месторождении Пахтоваара (Korkiakoski, 1992) золотое оруденение ассоциирует с карбонат- или барит-кварцевыми прожилками и приурочено к СЗ и СВ зонам рассланцевания и метасоматического изменения – альбитизации, серицитизации либо лиственизации в ультраосновных породах.

В Северо-Карельской части пояса в Пана-Куоляярвинской и Кукаозерской структурах на раннем рифтогенном этапе происходит внедрение интрузивов перидотитов и габбро куоляярвинского, ханкусского и кукаозерского комплексов. Более молодые гранитоидные тела, секущие протерозойские образования, известны в районе оз. Ниваярви и предполагаются по гравитационным аномалиям в центре Куоляярвинской структуры. Пегматитовые тела секут уже деформированные комплексы протерозойских пород Ханкусской, Кукаозерской и Кичанской структур. К зоне деформаций северо-западного простираения по окраине Карельского кратона в восточном борту Куоляярвинской структуры приурочен кварцевый жильный пояс, куст золото-кварцевых жильных и полиметаллических проявлений этой структуры и месторождение Майское. С зонами изменений и сульфидной минерализации в кварцито-песчаниках, сланцах и на контактах габброидов в Панаярвинской структуре связана Au-Cu-U-минерализация.

Беломорский складчатый пояс. На коллизийной стадии в период времени ~1,9–1,8 млрд лет БСП испытывает интенсивное сжатие, формируется область высоких давлений и температур (метаморфизм кианит-силлиманитовой фации). На регрессивном этапе возникают шир-зоны более низких порядков, метасоматиты, сульфидная минерализация и неболь-

шие проявления меди, кобальта и золота. Формируются пегматиты чупинского комплекса (1780–1860 млн лет) и фальбандовый тип переотложенных колчеданных руд. Учитывая то, что БСО испытывала неоднократный метаморфизм в условиях гранулитовой–амфиболитовой фаций высоких давлений и в настоящий момент на поверхность выведен наиболее глубокий уровень коры, ожидать перспектив на золото в этих условиях не приходится (Кулешевич, 2005). Бедная золото-сульфидная минерализация не представляет собой практического интереса.

На Южно-Тикшезерской площади в позднем палеопротерозое внедряются щелочно-габброидный Елетьозерский и щелочно-ультрабазитовый с карбонатами Тикшезерский массивы (1881 млн лет) и лагярвинский комплекс ультрабазитов. С этими породами связаны редкоземельно-редкометалльные, апатитовые, титаномагнетитовые руды с сопутствующими МПГ и лишь повышенным фоном золота.

На границе Карельского кратона и БСП в восточном борту Лехтинской структуры, как уже отмечалось, фиксируются надвиговые структуры ЮЗ направления и интенсивные субвертикальные сдвиговые СЗ деформации в протерозойских толщах, дайки габбро-диабазов, альбититы с медной минерализацией, иногда с полиметаллами и золотом, зоны метасоматического преобразования с сульфидной вкрапленностью, золотом и ураном, локализующиеся в зонах СРД и вблизи стратиграфических контактов лопийских и карельских толщ.

Геодинамические режимы развития Карельского кратона и его обрамления в рифее и венде

В раннем рифее по северной окраине Восточно-Европейской плиты, на границе с Фенноскандинавской, объединившей Карельский кратон и более молодые складчатые области, формируется крупная рифтогенная структура СВ простирания, накапливаются базальты салминской свиты и осадки. В Приладожье внедряется анортозит-рапакиви-гранитный комплекс. С оперяющими тектоническими зонами связано заложение глубоких разломов СЗ и субмеридионального простирания. А на границе Карельского кратона с аккретированными к нему Беломорской складчатой областью и Мурманским кратоном происходит заложение Кандалакшского рифейского рифта СЗ простирания и серии сопряженных и оперяющих его разломов СВ простирания. В пределах Карельского кратона в Костомукшской структуре возникает система ССЗ и субширотных расколов, фиксируемых дайками лампроитов (1230–1234 млн лет). В Беломорской и Северо-Карельской областях внедряется рой даек лампроитов СВ простирания. В этих условиях как перспективные на золото интерес вызывают лишь зоны изменений в ореолах гранитов-рапакиви, где отмечаются его повышенные концентрации в ассоциации с сульфидно-полиметаллическим оруденением, наложенным на скарны.

Венд. В северо-восточной части Ветреного Пояса на территории Карелии и Архангельской области на окраине Фенноскандинавского щита накапливаются отложения венда. В основании этих образований и в более молодых, перекрывающих их аллювиально-делювиальных четвертичных отложениях известны захороненные россыпные проявления золота и металлов платиновой группы.

Таким образом, анализ геологического строения и золотоносности Карелии позволяет считать наиболее благоприятными обстановками накопления золота островодужные, активные континентальные окраины и шир-зоны аккреционно-коллизийной стадии развития. Парагенетический ансамбль, характеризующий эти геологические обстановки: широкое развитие базитов-гипербазитов (ассоциации задуговых бассейнов), кислый – средний вулканизм, неоднократное его повторение в поясах длительного развития, наличие даек и вулканогенно-осадочных образований, наличие сульфидсодержащих фаций среди вулканогенно-осадочных толщ, субвулканические интрузивы и дайки порфирирового типа, метасоматические преобразования в шир-зонах, связанные либо не имеющие прямой связи с формированием гранитоидов, средне- и низкотемпературные гидротермальные изменения типа березитов–лиственитов, кварц-серicitsовых метасоматитов или пропилитов (независимо от зоны метаморфизма), золото-сульфидная или золото-кварцевая минерализация. К первичным факторам, контролирующим рудную минерализацию, могут быть отнесены литологические горизонты колчеданных руд, сульфидсодержащие углеродистые толщи, кварциты, туфогенно-осадочные породы, обогащенные карбонатом и сульфидной вкрапленностью. К вторичным факторам, обеспечивающим локализацию золота, относятся зоны расщепления на контактах даек и гранитных тел и непосредственно в них, а также зоны упруго-пластических деформаций, сопровождающиеся низко-, среднетемпературными метасоматитами и жилами, как в участках с первичным сингенетичным его накоплением, так и в различных породах. В связи с этим большое значение имеет понимание условий формирования сдвиговых зон, отражающих геодинамический режим коллизийного этапа и условия метаморфогенно-метасоматических преобразований как в архее, так и в протерозое, влияние синорогенных и позднеорогенных гранитоидов.

Золотое оруденение в зеленокаменных поясах Карелии сформировалось в позднеархейскую (2,7–2,6 млрд лет) и протерозойскую (1,86–1,8 млрд лет) – в две наиболее значительные орогенические эпохи эндогенного рудообразования, сопоставимые с мировыми орогеническими событиями образования наиболее крупных месторождений золота в докембрийских щитах Земли, а также в период менее значительных орогенических событий с возрастом 2,86–2,8, 2,76–2,72 и ~2,45 млрд лет и в период платформенного развития территории в раннем протерозое.

ЛИТЕРАТУРА

- Ахмедов А. М., Воинова О. А., Калабацкий 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.
- Артамонова Н. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточного Приладожья // Отчет по Импилахтинскому объекту ПГО «Севзапгеология» и объекту № 13 ВСЕГЕИ за 1984–89 г.г. Фонды КГЭ. Инв. № 1716. 1989.
- Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб., 2000. 198 с.
- Барков А. Ю. и др. Датирование цирконов из расслоенного массива Кивакка, Северная Карелия // Методы изотопной геологии: Тез. докл. Всесоюз. школы-семинара. СПб., 1991. С. 21–23.
- 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 // Материалы III Всерос. совещ. «Общие вопросы расчленения докембрия». Апатиты, 2002. С. 42–44.
- Беляцкий Б. В., Тихомирова М., Савва Е. В. Возраст и генезис протерозойского щелочно-ультраосновного Тикшеозерского массива (Северная Карелия): Результаты Pb-Sr-Nd изотопных исследований // Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии «Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты». М., 2000. С. 63–65.
- Бибилова Е. В., Крылов И. Н. Изотопный возраст кислых вулканитов архея Карелии // ДАН. 1983. Т. 268, № 5. С. 1231–1234.
- Бибилова Е. В., Слабунов А. И. и др. U-Pb возраст цирконов из пород Керетской гранит-зеленокаменной системы в зоне сочленения Карельской и Беломорской структур Балтийского щита // ДАН. 1995. Т. 243, № 4. С. 517–521.
- Бибилова Е. В., Слабунов А. И., Богданова С. В. и др. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Т. 7, № 2. С. 115–140.
- Бибилова Е. В., Класон С., Глебовицкий В. А. и др. Изотопное датирование свекофеннского этапа преобразования Беломорского пояса Балтийского щита // Геохимия. 2001. № 10. С. 1116–1119.
- Богачев В. А., Иваников В. В. и др. U/Pb цирконовое датирование синорогенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий Северного Приладожья // Вестник СПбГУ, сер. 7. 1999. Вып. 3. С. 23–33.
- Глебовицкий В. А. Рост и преобразование раннедокембрийской коры Балтийского щита: структурно-геологические, петрологические и изотопные геохимические критерии // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Т. 1. 2002. С. 34–36.
- Глебовицкий В. А., Балтыбаев Ш. К. и др. Главная стадия плутоно-метаморфической активности в Приладожье: результаты определения изотопного возраста // Докл. РАН. 2001. № 5.
- Глебовицкий В. А., Козаков И. К., Котов А. Б. Длительность процессов по изотопно-геохронологическим данным // Тез. докл. конф. «Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза». СПб., 2003. С. 128–132.
- Голубев А. И. Вулканизм и рудогенез раннего протерозоя на примере Карелии // Палеовулканология, вулканогенно-осадочный литогенез, гидротермальный метаморфизм и рудообразование докембрия. Петрозаводск, 2001. С. 100–102.
- 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., Иваников В. В., Филиппов Н. Б. и др. Новые данные по геохимии и Sm-Nd изотопии раннепротерозойских платформенных вулканитов Центральной Карелии // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии: Материалы междунар. конф. Петрозаводск, 1999. С. 37–38.
- Горошко А. Ф. Вопросы геологии и металлогении южной части Карельского геоблока (на примере Хаутоваарской гранит-зеленокаменной структуры) // Геология Северо-Запада Российской Федерации. СПб., 1993. С. 171–192.
- Злобин В. Л., Богина М. М., Минц М. В. Палеопротерозойские доятулийские вулканиты Восточно-Карельского осадочно-вулканогенного пояса: новые данные // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минералогия. Петрозаводск, 2005. С. 166–169.
- Иващенко В. И., Ручьев А. М., Лавров О. Б., Кондрашова Н. И. Рудопроявление Пякюля – новый перспективный благороднометалльный объект в Приладожье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. С. 40–53.
- Иващенко В. И., Ручьев А. М., Лавров О. Б. и др. Эндогенная золоторудная система Суйтамского плутонического комплекса (Северное Приладожье) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск, 2004. С. 127–146.
- Кожеевников В. Н. Геохимия и геология архейских Северо-Карельских зеленокаменных структур. Петрозаводск, 1992. 199 с.
- Кожеевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000. 223 с.
- Кожеевников В. Н., Голубев А. И., Рыбаков С. И. Факторы контроля золотометалльного оруденения в архейских зеленокаменных поясах: сравнительный анализ Сьюперior и Карельского кратонов // Отечественная геология. 1998. № 3. С. 55–64.
- Конопелько Д. Л., Левченков О. А. Возраст Вуоксинского массива, Приладожье // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. СПб., 1996. С. 33.
- Конопелько Д. Л., Степанов К. И., Петров С. В., Пупков О. М. Гипабиссальный габбро-плагиогранитный комплекс Северного Приладожья // Вестник СПбГУ, сер. 7. 1999. № 28. С. 21–31.
- Кратц К. О., Левченков О. А., Шулешико И. К. и др. Возрастные границы ятулийского комплекса Карелии // ДАН СССР. 1976. Т. 231, № 5. С. 1191–1194.
- Крупеник В. А., Ахмедов А. М., Кнауф В. В. Золотая минерализация в массивных колчеданных рудах пегматитовых жил Чупино-Лоухского района (Северная Карелия) // ДАН. 2000. Т. 375, № 6. С. 799–802.
- Кулешевич Л. В. Кислый магматизм и золотое оруденение Костомукшской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск, 2002. С. 59–72.
- Кулешевич Л. В. Эволюция эндогенных режимов и стадийность золотого рудообразования в Костомукшской структуре // ДАН. 2004. Т. 396, № 6. С. 808–812.
- Кулешевич Л. В. Металлогения Беломорского складчатого пояса и Северо-Карельских зеленокаменных структур // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика и минералогия. Петрозаводск, 2005. С. 207–211.
- Кулешевич Л. В., Костин В. А. Кислый магматизм и золоторудная минерализация Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск, 2003. С. 54–57.

- Кулешевич Л. В., Слюсарев В. Д., Гришин А. С., Земцов В. А. Новые данные по минералогии и геохимии сурьмяно-мышьякового оруденения Северной Карелии // Новое в минералогии Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1990. С. 141–161.
- Куликов В. С., Пухтель И. С., Куликова В. В. Коматиитовые лавовые озера докембрия юго-востока Фенноскандии // Карелия и РФФИ: Тез. докл. науч. конф., посвящ. 10-летию РФФИ (1–3 окт. 2002 г.). Петрозаводск, 2002. С. 65.
- 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.
- Левченко О. А., Богданов Ю. Б., Саватенков В. М. и др. О положении границы архея и протерозоя в Карелии // ДАН. 2001. Т. 377, № 3. С. 363–365.
- Левченко О. А., Лобач-Жученко С. Б., Сергеев С. А. Геохронология Карельской гранит-зеленокаменной области // Изотопная геохронология докембрия. Л., 1989. С. 63–72.
- Левченко О. А., Лобач-Жученко С. Б., Сергеев С. А., Робонен В. И. Современное состояние геохронологической шкалы раннего докембрия Карелии // Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л., 1990. С. 72–80.
- Левченко О. А., Николаев А. А., Богомолов Е. С., Яковлева С. З. Уран-свинцовый возраст кислых магматитов сумия Северной Карелии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. Т. 2, № 1. С. 3–9.
- Левченко О. А., Шульдинер В. И., Гайдомако и др. Новые данные изотопного датирования свекофенских событий в Северном Приладожье // Докембрий Северной Евразии. СПб., 1997. С. 54.
- Леонтьев А. Г. и др. Отчет: Составление регистрационной карты золотоносности масштаба 1 : 500 000 с кадастрами месторождений, рудопоявлений и пунктов минерализации и площадей геохимических аномалий (участков), перспективных на золото // Фонды ТФГИ. Петрозаводск. 1997. Инв. № 469.
- Лобач-Жученко С. Б., Бибилова Е. В., Другова Г. М. и др. Архейский магматизм района оз. Нотозера северо-западного Беломорья: изотопная геохронология и петрология // Петрология. 1995. Т. 3, № 6. С. 593–621.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П. и др. Беломорский пояс – позднеархейская аккреционно-коллизийная зона Балтийского щита // ДАН. 1998. Т. 358, № 2. С. 226–229.
- Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Чекулаев В. П. и др. Эволюция Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса Карелии // Петрология. 1999. Т. 7, № 2. С. 156–173.
- Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Милькевич Р. И. и др. Стратиграфический разрез Костомукшской структуры Карелии (верхний архей), реконструированный на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000а. Т. 8, № 4. С. 3–10.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Арестова Н. А. и др. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000б. № 6. С. 26–42.
- Лобиков А. Ф., Лобач-Жученко С. Б. Изотопный возраст гранитов Палаламбинского зеленокаменного пояса. Карелия // Докл. АН СССР. 1980. Т. 250, № 3. С. 729–733.
- Макеев А. Ф., Масленников В. А., Левченко О. А., Левский Л. К. Радиационный возраст цирконов Балтийского щита // Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии «Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты». М., 2000. С. 242–245.
- Матреничев В. А., Пинькова Л. О., Левченко О. А. и др. Выделение второй генерации архейских зеленокаменных поясов Карелии. Геология и геохронология // Там же. 2000. С. 245–247.
- Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1999. 340 с.
- Миллер Ю. В., Глебовицкий В. А., Бибилова Е. В. Беломорский аллохтон: проблемы полистадийного развития // Беломорский подвижный пояс (геология, геодинамика, геохронология): Тез. междунар. конф. Петрозаводск, 1997. С. 40–41.
- Негрусца В. З. Докембрийская формация кварцевых конгломератов Балтийского щита. Апатиты, 1990. 149 с.
- Овчинникова Г. В., Матреничев В. А., Левченко О. А. и др. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутоваарской зеленокаменной структуры. Центральная Карелия // Петрология. 1994. № 3. С. 266–281.
- Пухтель И. С., Богатилов О. А., Куликов В. С. и др. Роль коровых и мантийных источников в петрогенезисе континентального магматизма: изотопно-геохимические данные по раннепротерозойским пикритам Онежского плато (Балтийский щит) // Петрология. 1995. Т. 3, № 4. С. 397–419.
- Пухтель И. С., Журавлев Д. З., Куликова В. В. и др. Коматииты Водлозерского блока // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317, № 1. С. 197–202.
- Пухтель И. С., Самсонов А. В., Щипанский А. А., Фурман В. Н. Аккреционная тектоника в Карельской гранит-зеленокаменной области. Костомукшский зеленокаменный пояс как пример террейновой структуры // Тез. докл. 1-й междунар. конф. «Корреляция геологических комплексов Фенноскандии». СПб., 1996. С. 65–67.
- 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.
- Рыбаков С. И., Голубев А. И., Слюсарев В. Д. и др. Протерозойский рифтогенез и его роль в формировании Беломорской подвижной зоны // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск, 2000. С. 4–11.
- Самсонов А. В., Бибилова Е. В., Пухтель И. С. и др. Изотопные и геохимические различия кислых вулканических пород зеленокаменных поясов Карелии и их геотектоническое значение // Тез. докл. 1-й междунар. конф. «Корреляция геологических комплексов Фенноскандии». СПб., 1996. С. 74–75.
- Светов А. П., Свириденко Л. П., Иващенко В. И. Вулкано-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск, 1990. 196 с.
- Светов С. А. Эволюция магматических систем в зоне перехода океан – континент в архее в восточной части Фенноскандинавского щита: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. СПб., 2004.
- Светов С. А., Хухмя Х. Архейские коматиит-толеитовые ассоциации Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии – Sm-Nd систематика // Тез. докл. междунар. конф. «Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород». СПб., 1998. С. 132–133.
- Сергеев С. А., Бережная Н. Г. Изотопно-минералогические исследования цирконов из гранито-гнейсового комплекса пород района среднего течения р. Водла (Юго-Восточная Карелия) // Современные данные изотопной геохимии и космохимии. Л., 1985. С. 118–124.
- Сергеев С. А., Левченко О. А., Арестова Н. А. и др. Возрастные границы формирования железорудных толщ Костомукшской структуры (Карелия) // Тез. совещ. «Изотопное датирование эндогенных рудных формаций». Киев, 1990. С. 72–73.
- Слабунов А. И., Шелд Т. и др. Геология и геохронология друзитов раннепротерозойского (2,4–2,45 млрд. лет) комплекса лерцолитов-габбро-норитов Беломорского подвижного

пояса // Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии «Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты». М., 2000. С. 344–345.

Слабунов А. И., Бибилова Е. В. и др. Геодинамические реконструкции позднего архея восточной части Балтийского щита // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Т. 1. 2002. С. 90–92.

Слюсарев В. Д., Кулешевич Л. В., Гришин А. С. Металлогенетические особенности района озер Кереть – Верхнее Кумозеро // Опер.-информ. материалы. Петрозаводск, 1991. С. 33–38.

Сочеванов Н. Н., Арестова Н. А., Матреневич В. А. и др. Первые данные о Sm-Nd возрасте архейских базальтов Карельской гранит-зеленокаменной области // ДАН СССР. 1991. Т. 318, № 1. С. 175–180.

Степанова А. В. Петрология высокожелезистых толеитовых дайковых комплексов раннего протерозоя Северной Карелии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. 2004. 25 с.

Тугаринов А. И., Бибилова Е. В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М., 1980. 131 с.

Хейсканен К. И. Карельская геосинклиналь. Л., 1980. 166 с.

Хейсканен К. И. Раннепротерозойские осадочные бассейны и вулканизм // 1-й всерос. Палеовулканологический симпозиум. Петрозаводск, 2001. С. 88–89.

Хейсканен К. И., Голубев А. И., Бондарь Л. Ф. Орогенный вулканизм Карелии. Л., 1977. 216 с.

Чекулаев В. П., Лобач-Жученко С. Б., Левский Л. К. Архейские граниты Карелии как показатели состава и возраста континентальной коры // Геохимия. 1997. № 8. С. 805–816.

Чекулаев В. П., Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А. и др. Эволюция магматизма Карелии как основа для выделения архейских террейнов // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии: Материалы междунар. конф. Петрозаводск, 1999. С. 176–177.

Щеглов и др. Магматизм и металлогения рифтогенных систем Восточной части Балтийского щита. СПб., 1993. 244 с.

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

Щипанский А. А., Бабарина И. И., Крылов К. А. Древнейшие офиолиты на Земле: позднеархейский супрасубдукционный комплекс Ирингорской структуры Северокарельского зеленокаменного пояса // Докл. РАН. 2001. Т. 377, № 3. С. 376–380.

Щипанский А. А., Самсонов А. В., Богина М. М. и др. Высокомагнезиальные, низкотитанистые кварцевые амфиболиты Хизоваарского зеленокаменного пояса Северной Карелии – архейские метаморфизованные аналоги бонинитов? // Докл. РАН. 1999. Т. 365, № 6. С. 817–820.

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

Chistyakov A. V., Sharkov E. V., Belyatsky B. V. The largest European early Palaeoproterozoic layered complex Burakovsky (Southern Karelia, Russia) as a combination of two intrusions of different ages: evidence from petrological and isotopic data // Svekalapko WS. Lammi, Finland. 1999. P. 17.

Gaal G. Tectonic styles of Early Proterozoic ore deposition in Fennoscandian Shield // Precambrian Research. 1990. Vol. 46. P. 83–114.

Geological development, gold mineralization and exploration methods in the Cate Archean Hattu Shist belt, Ilomantsi, eastern Finland. Ed. by Pekka A. Nurmi and P. Sorjonen-Ward // Geological Survey of Finland. Sp. paper 17. Espoo, 1993. 386 p.

Geological map; Metamorphic, structural and isotopic age

map // Geological Survey of Finland, Norway and Sweden. Helsinki, 1988. 2 p.

Helovuori O. Geology of Pyhasalmi ore deposit, Finland // Economic Geology. 1979. Vol. 74. P. 1084–1101.

Korkiakoski E. A. Geology and geochemistry of the metakomatiite-hosted Pahtavaara gold deposit in Sodankylä, northern Finland, with emphasis on hydrothermal alteration // Geological Survey of Finland. Bul. 360. Espoo, 1992. 96 p.

Kuosa J., Martilla E., Vaasjoki M. Petrology, geochemistry and timing of early Proterozoic metavolcanic rocks in the Pyhajarvi region, central Finland // Geol. Surv. Finland. Spec. Pap. Vol. 19. 1994. P. 7–28.

Lobach-Zhuchenko S. B., Cherkulaev V. P. et al. Archean rocks from Southeastern Karelia (Karelian granite-greenstone terrain) // Precambrian Research. 1993. Vol. 62. P. 375–397.

Lehtonen M., Mammien T. et al. On the early Proterozoic metavolcanic rocks in Finnish Central Lapland // Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland. Apatity: Kola SC RAS. 1992. P. 65–85.

Luukkanen E. J., Lukkarinen H. Explanation to the stratigraphic map of Middle Finland // Geol. Surv. Finland. Rep. Invest. 1986. Vol. 74. 47 p.

Manttari I. Lead isotope characteristics of epigenetic gold mineralization in the Paleoproterozoic Lapland greenstone belt, northern Finland // Geological Survey of Finland. Bul. 381. Espoo, 1995. 70 p.

Raahel-Ladoga zone. Map 1 : 1 000 000. Helsinki, 1999. 3 p.

Nurmi P. Applications of lithogeochemistry in the search for Proterozoic porphyry-type molybdenum, copper and gold deposits, southern Finland // Geological survey of Finland. Espoo. 1984. Bul. 329. 42 p.

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

Puchtel I. S., Hofman A. W., Yochum K. P. et al. The Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield: remnant of a late Archean oceanic plateau // Terra Nova. 1997b. N 9. P. 87–90.

Puchtel I. S., Hofmann A. W., Amelin Yu. V. et al. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: Isotope and trace element constraints // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. Vol. 63, N 21. P. 3579–3595.

Samsonov A. V., Puchtel I. S., Bibikova E. V., Zhuravlev D. Z. Petrology and geochronology of felsic volcanic and plutonic rocks of the Kostomuksha greenstone belt, W. Karelia // Precambrian of Europe. Abstracts. St-Petersburg: IPPGG RAS, 1995. P. 95.

Samsonov A. V., Puchtel I. S., Shchipansky A. A. et al. 2.88 Ga island-arc magmatism of the Kamennozero greenstone belt, eastern Karelia, Russia // Svekalapko. WS. Oulu, Finland. 1998. P. 150–152.

Samsonov A. V., Puchtel I. S., Shchipansky A. A., Bibikova E. V. 2.72 Ga sanukitoids of the Kostomuksha greenstone belt: Petrology and tectonic application // Svekalapko WS. Lammi, Finland. 1999. P. 58.

Vaasjoki M. (ed.) Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences // Geological survey of Finland. Sp. paper 33. Espoo, 2001. 272 p.

Ward P., Harkonen I., Nurmi P., Pankka H. Structural studies in the Lapland greenstone belt, Northern Finland and their application to gold mineralization // Geological Survey of Finland Current research 1988. Geol. Surv. of Finland. Sp. paper 10. Ed. Autio S. Espoo, 1989. P. 71–79.

М. Ю. Нилов, С. Н. Юдин, Л. В. Кулешевич

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СЕВЕРНОЙ ПРИГРАНИЧНОЙ ПЛОЩАДИ ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА ЯЛОНВАРА – ХАТТУ – ТУЛОС

Геологические работы в северной части зеленокаменного пояса Ялонвара – Хатту – Тулос (участок Приграничный Северный) проводились Карельской ГЭ с 1999 по 2005 г. под руководством С. Н. Юдина и Г. В. Власова (Юдин, 2004), геофизические исследования осуществлялись под руководством В. П. Сазонова при непосредственном участии М. Ю. Нилова. Петрографическая характеристика пород была выполнена Л. В. Кулешевич.

Геологическое строение участка Приграничный Северный и корреляция с финской территорией

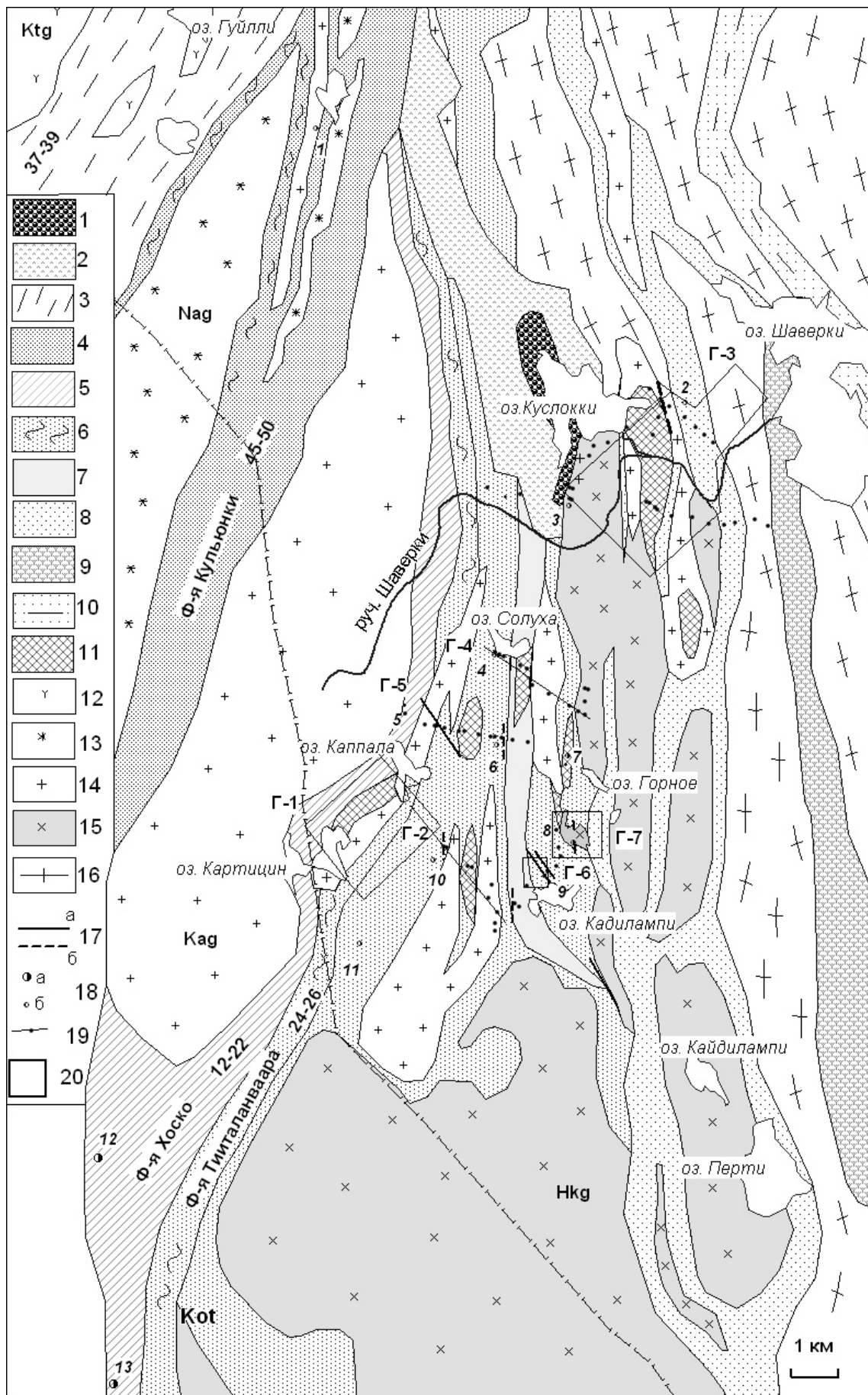
Исследования геологического строения южной части зеленокаменного пояса (Ялонварской структуры), магматизма и оруденения проводились геологами КГЭ, ПГО «Севзапгеология», ВСЕГЕИ и ИГ КарНЦ – Л. Н. Потрубович, О. Н. Анищенко-вой, В. Е. Поповым, В. И. Робоненом, С. И. Рыбаковым, В. И. Иващенко и др. Северная приграничная территория оказалась практически не изученной. Эта площадь была охвачена наземной гравиметрической съемкой масштаба 1 : 200 000 (Беда и др., 1973) и аэрогеофизическими (магнитной и аэрогамма-спектрометрической) съемками масштаба 1 : 50 000 (Баранов, 1997). В результате этих съемок были созданы гравиметрическая и магнитная цифровые основы, обеспечивающие последую-

щие геолого-геофизические исследования.

Ялонварский зеленокаменный пояс простирается от оз. Янисъярви в СЗ направлении на финскую территорию и соединяется с поясом Хатту (Geological development..., 1993). В северной части на широте оз. Севаярви зеленокаменные толщи пояса Хатту вновь прослеживаются на территорию Карелии и тянутся до оз. Куслокки, где имеют близкое к субмеридиональному простирание (рис. 1). Карельской ГЭ на северной приграничной площади выполнялись картировочные (ГДП-200) и прогнозно-поисковые работы на золото. Комплекс выполненных здесь работ включал геологические маршруты, геофизические исследования (магнито-разведка, электроразведка ВП и ВЭЗ), геохимическое опробование моренных и коренных отложений, донное и шлиховое опробование, проходку шурфов, канав, скважин. В результате геолого-геофизических работ были откартированы фрагменты зеленокаменной структуры, на основе которых построена геологическая карта (рис. 1). На основании наблюдений по обнажениям и скважинам в геологическом строении верхнелопийских толщ в зеленокаменном поясе (в том числе в его северной части) в объеме ялонварской свиты были выделены в средней части разреза метаморфизованные андезибазальты, вулканогенно-осадочные кислая и средняя толщи, нижняя и верхняя базальтовая

Рис. 1. Схема геологического строения участка Приграничный Северный (составлена на основе карты С. Н. Юдина, КГЭ):

вмещающие комплексы: 1 – кварциты, кварцевые конгломераты (PR₁, jt); 2 – андезибазальты (PR₁, sr); 3 – нерасчлененные сланцы по осадкам (AR₂, lp) (коррелируется с формацией 37–39, Geological development..., 1993; здесь и далее), 4 – полевошпат-сланцевые сланцы с прослоями магнетит-гранат-грюнеритовых (формация Кульюнки, 40–50), 5 – метабазальты и слюдисто-полевошпатовые сланцы по вулканогенно-осадочным породам (формация Хоско, 12–22); 6 – гранат-магнетит-грюнеритовые сланцы, полимиктовые конгломераты, слюдистые сланцы (формация Тиитталанваара, 24–26), 7 – базит-ультрабазитовая толща, 8 – слюдисто-полевошпатовые и биотит-амфиболовые сланцы, конгломераты, 9 – нерасчлененная сланцево-амфиболитовая толща, 10 – гранатсодержащие гнейсы. 11 – щелочные метасоматиты с магнетитом. Интрузивные комплексы: 12 – субщелочные гранодиориты и монцодиориты (Ktg – комплекс Койтери); 13 – лейкограниты, пегматиты (Nag – комплекс Наарва); 14 – К-граниты (граниты Картица); 15 – тоналиты и гранодиориты (Kot – биотитовые тоналиты, Hkg – гранодиориты Хойкан Килкайнен); 16 – нерасчлененные граниты и мигматит-граниты, гранито-гнейсы; 17 – дайки: а – габбро-долериты (PR₁); б – ультрабазиты (AR₂); в – метагаббро, габбро-пироксениты (AR₂). 18 – месторождения (а) и проявления (б) золота (1 – Киви, 2 – Шаверки, 3 – Куслокки, 4 – Солуха, 5 – С-65, 6 – С-52, 7 – Горное, 8 – Кадиламп-2, 9 – Кадиламп-1, 10 – Каппала, 11 – Нартычваара, 12 – Валкеасуо). 19 – скважины и профили; 20 – участки детальных геофизических работ (Г-1 – Каппала, Г-2 – Каппала – Кадиламп, Г-3 – Шаверки, Г-4 – Солуха, Г-5 – Каппала – Горное, Г-6, Кадиламп-2, Г-7 – Кадиламп-1)



и вышезалегающая туфогенно-осадочная (сланцевая) толщи. Лопийский комплекс участка Приграничный Северный перекрывается сариолийскими и ятулийскими отложениями небольшой протерозойской структуры у оз. Куслокки. Протерозойские отложения представлены вариолитовыми базальтами, андезибазальтами, конгломератами, кварцитами и сланцами. В пределах этой площади лопийские толщи имеют СВ и субмеридиональное простирание, крутое падение к востоку или западу и слагают узкие вытянутые ветви структуры, прорванные гранитоидами. Породы мигматизированы, деформированы, рассланцованы, первичная их природа не всегда бывает ясна.

Исследования финских геологов позволяют нам провести корреляцию северной приграничной площади с лопийскими образованиями более хорошо изученной территории зеленокаменного пояса Хатту в Финляндии по доменам Кульюнки и Хоско в северной части пояса и домена Пампало – в северо-восточной (табл. 1). Следует отметить также и то, что корреляция между литологическими группами пород северной и южной частей самого пояса Хатту не всегда выдержана. Возраст вмещающих толщ, представленных литотипами формаций Тииталанваара и Сиваккоеки, установлен для южной части пояса и равен 2761 и 2754–2744 млн лет (Geological development..., 1993).

Северная ветвь зеленокаменного пояса включает формации Сиваккоеки, Хоско, Тииталанваара и Кульюнки, которые переходят на территорию Карелии в пределах участка Приграничный Северный. Формация Сиваккоеки слагает антиклиналь в обрамлении массива тоналитов Тасанваара, она представлена последовательностью (1–11): пелитовыми и песчаниковыми полевошпатовыми осадками, в том числе с обломочными компонентами, увеличивающимися по размерности к северу, аренитами, конгломератами, метаандезитами, агломератами и массивными дацитами, сланцами по слоистым и кристаллокластическим туфам, шаровыми и брекчиевидными лавами, полевошпатовыми пелитами и углерод- и сульфидсодержащими сланцами, выделяющимися в магнитных и электромагнитных полях. Слоистые и шаровые текстуры осадков и лав предполагают их накопление в морском мелководном близконтинентальном бассейне. Лапилли и кристаллокластические туфы подчеркивают взрывной характер кислого – среднего вулканизма.

Формация Хоско обрамляет с юга массив гранитов Картица и представлена последовательностью (12–23), в которой развиты сильно измененные, мелкозернистые, ритмичнослоистые, пирогенные и эпикластические полевошпатовые осадки (серицитизированные арениты), выделяемые как турбидиты. В средних частях (14–19) разреза развиты более зернистые осадки и в незначительном количестве фельзитовые лавы с измененным стеклом. Верхняя пачка (21–23) сложена рассланцованными основными шаровыми лавами и актинолит-тальк-хлоритовыми сланцами по ультраосновным породам.

Формация Тииталанваара протягивается до оз. Кадилампи. Она представлена последовательностью (24–26), обрамляет тоналиты Корпиваара и домен Пампало и включает гранат-грюнерит-кварц-магнетитовые полосчатые толщи (BIF), граувакки, метабаазальты, полимиктовые несортированные конгломераты (26).

Формация Пампало представлена последовательностью (27–33), которая включает метабаазальты, граувакки, кластические осадки, конгломераты с обломками среднего и кислого состава, туфы, тальк-тремолит-хлоритовые сланцы по коматиитам, габбро. В СВ части пояса толща, вероятно, может проследиваться до оз. Кадилампи.

Формация Кульюнки (41–50) образует синклинальную структуру между лейкогранитами Наарва и массивом Картица и представлена пелитами, граувакками, турбидитами, отчасти вулканокластическими осадками, брекчиями, лахарами (с обломками пород кислого и среднего состава размером до 30 см), полимиктовыми конгломератами, переотложенными эпикластическими осадками. Часто в сланцах развиты порфириобласты микроклина. Для верхних частей последовательности (47, 49–50) характерна повышенная магнитность за счет присутствия сульфидсодержащих сланцев и железистой формации с порфириобластами граната либо актинолита.

Лопийские толщи на территории западной Карелии прорываются разнообразными гранитоидами и дайками основного состава и разного возраста. Среди основных-ультраосновных магматических пород здесь были выявлены интрузивные тела архейских габбро, протерозойских габбро-долеритов, пироксенитов и шпинелевых ультрабазитов. Интрузивные тела кислого-среднего состава образуют большой спектр пород: диоритов, тоналитов, гранит-порфиров К-Na-серии, субщелочных диоритов – кварцевых диоритов, Na-K гранодиоритов, гранитов, гранито-гнейсов и К-лейкогранитов. Реже встречаются отдельные небольшие тела кварц-плагиогранит-порфиров и дайки плагиопорфиров. Широко распространены щелочные метасоматиты, тяготеющие к площадям развития К-гранитоидов.

Вмещающие толщи в северной части пояса Хатту прорываются субщелочными гранодиоритами Койте-ри, гранодиоритами Хойкан Килкейнен, тоналитами Корпиваара (комплекс Куйттила), гранитами Картица, лейкогранитами Наарва и протерозойскими дайками габбро СЗ простирания. В пределах структур северной части пояса выделяется главная субмеридиональная ССВ шир-зона Росвахоту и восточнее шир-зона Кивийоки, обычно разделяющие разновые уровневые стратиграфические последовательности. С тоналитами и порфириовыми дайками комплекса Куйттила и субмеридиональными сдвиговыми зонами в них и во вмещающих толщах связаны месторождения и коренные проявления золота (Geological development..., 1993). В северной части пояса Хатту – это месторождения Валкеасуо и Корпилампи, южнее в домене Пампало – месторождение Вард.

Таблица 1

**Корреляция вмещающих и интрузивных комплексов зеленокаменного пояса Хатту
и участка Приграничный Северный**

Геологический элемент сопоставления	З/к пояс Хатту, СВ часть пояса, домены Кульюнки, Хоско, Пампало	З/к пояс Ялонварский, участок Приграничный Северный
Лопийские вмещающие толщи	Формации Сиваккоеки (1–11), Хоско (12–23), Кульюнки (41–50), Тииталанваара (24–26) представлены пелитами, аренитами, граувакками, конгломератами, вулканокластическими осадками, реже лавами и туфами среднего и кислого состава, в меньшем объеме полосчатыми гранат-грюнерит-кварц-магнетитовыми сланцами, основными, реже ультраосновными породами, сульфид- и углеродсодержащими сланцами; Пампало (27–33) – метабазальтами, граувакками, конгломератами, сланцами по коматиитам	Метаморфизованные осадки, конгломераты, андезиты, базальты, реже коматииты, черные и сульфидсодержащие сланцы, сланцы по туфогенно-осадочной толще кислого – среднего состава
Протерозойские толщи	Нет	Конгломераты, вариолитовые андезибазальты, туфы, осадки
Возраст лопийских литотипов	Ср. – 2,75 млрд лет (по циркону: 2761, 2754–2744 млн лет. Sm/Nd метод: смещение с материалом более древнего источника, но не древнее 3,0 млрд лет)	Нет данных
Сингенетичное оруденение	Сульфидная минерализация в углеродистых сланцах и осадках. Магнетитовые кварциты, сланцы (BIF) (1–11) накопление в мелководном бассейне вблизи окраины континента, взрывной андезидацитовый вулканизм. (12–23, 24–26) – турбидиты и частично вулканогенно-осадочные отложения. (41–45) – турбидиты, осадки, конгломераты, лахары вблизи окраины континента. (24–33) – морской бассейн	Вкрапленные колчеданы (в небольшом объеме), магнетитовые кварциты, сланцы
Условия и геодинамическая обстановка формирования осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов		Четко не проанализированы
Базит-гипербазитовый магматизм	AR комплекс: габбро, габбро-пироксениты PR комплекс: габбро-долериты	AR комплекс: габбро. PR комплекс: габбро-долериты, габбро-пироксениты, шпинель-оливиновые пироксениты
Порфировые дайки	Плагипорфиры, к-с Пампалонуро	Плагипорфиры
Интрузивные диорит-гранодиорит-гранитные комплексы	Тоналиты к-са Куйттила, гранодиориты, гранитпорфиры, К-граниты, монцодиориты, (К-метасоматиты)	Тоналиты, плагитогранит-порфиры, гранодиориты, Na-K-гранит-порфиры, субщелочные К-граниты, субщелочные диориты и кварцевые диориты, (К-метасоматиты)
Возраст гранитоидных интрузий	По южной части пояса: к-с Куйттила – 2,745 млрд лет, Тасанваара – 2,748 млрд лет. К-с Силвеваара – 2,757 млрд лет, к-с Вилуваара – 2,75 млрд лет, к-с Погоста – 2,724 млрд лет	Нет данных
Сдвиговые зоны	1. AR: субмеридиональные и ССВ, СЗ и реже СВ (на месторождении Вард); 2. PR: СЗ	1. AR: субмеридиональные и ССВ; 2. PR: СЗ
Метаморфизм	Амфиболитовая фация (And-Ky тип)	Лопийские толщи: амфиболитовая фация; протерозойские: зеленосланцевая
Околорудные изменения и метасоматоз в шир-зонах (зонах хрупко-пластичных деформаций)	В тоналитах, гранодиоритах, средних и кислых толщах и на контактах даек в ассоциации с золото-сульфидно-кварцевыми (иногда с карбонатом) прожилками развиты серицит, биотит, альбит, К-полевой шпат, эпидот, иногда гранат, турмалин, шеелит, карбонат, хлорит	1. В гранитоидах и вмещающих толщах: ранние изменения – щелочные калишпатовые, грейзенизация, поздние – кварц-серицитовые (до гумбеитов). 2. В основных толщах и габбро развиты эпидот и биотит. 3. В субщелочных гранитоидных комплексах и как наложенные на вмещающие породы – альбит-микроклиновые метасоматиты
Эпигенетическое оруденение	1. Молибденит, шеелит, сульфиды полиметаллов, турмалин-кварцевое прожилковое. 2. Сфалерит-халькопирит-пирротинное в сланцах. 3. Золото-сульфидное (с пиритом и теллуридами) в шир-зонах измененных тоналитов и на их контактах во вмещающих толщах (реже с арсенопиритом)	1. Молибденит. 2. Золото-сульфидное вкрапленное в гранитоидах и метасоматитах шир-зон. 3. МПГ в дайках габбро-долеритов. 4. Редкоземельное с Р, Ti, магнетитом в щелочных метасоматитах
Рудоконтролирующие факторы	1. Тоналиты и гранодиориты к-са Куйттила и Вилуваара, дайки (AR). 2. Сдвиговые зоны (рассланцевание и метасоматоз, AR)	1. Тоналиты и гранодиориты, дайки (AR). 2. Сдвиговые зоны (рассланцевание и метасоматоз, AR). 3. Габбро-долериты (PR)
Рудные объекты	Р-я Валкеасуо и Корпилампи	Р-е Кадилампи, п. м. Каппала, Куслонки и др.
Геохимические ореолы	Au, Mo, Bi, Te, W, B, As, Ag, Cu, Se, Pb, Zn	Au, Ag, Cu, Te, Se, As, Mo, Bi, Zn, Pb
Содержание золота: 1 – в ореолах; 2 – в рудных телах	1. 0,1–0,25 г/т; 2. 1–48 г/т	1. 0,01–0,1 г/т; 2. 1–5,3 г/т

Примечание. Сравнение приводится по «Geological development...» (1993) и материалам Карельской ГЭ.

Так как диориты, тоналиты, гранодиориты, граниты и связанные с ними дайки представляют непосредственный интерес при поисках золота, им и некоторым основным магматическим комплексам северной приграничной площади дадим более детальную петрографо-петрохимическую характеристику. На этой территории С. Н. Юдиным было выделено несколько зон рассланцевания (шир-зон) и метасоматического преобразования, приуроченных к субмеридиональным сдвиговым деформациям. В связи с тем что золоторудная минерализация тяготеет преимущественно к метасоматически измененным породам по гранодиоритам и вмещающим толщам на их контактах, одновременно приведем их описание.

Петрографо-петрофизическая характеристика горных пород

Петрографическая и петрофизическая характеристика вмещающих и интрузивных пород в статье приводится по результатам изучения шлифов и данным измерения магнитной восприимчивости пород, полученным при документации скважин по северной приграничной площади геологами КГЭ (табл. 2).

Петрофизическая характеристика вмещающих и интрузивных пород детальных участков

Участок Куслочки расположен южнее оз. Куслочки, разбурен С-13–23 (рис. 1). На участке вскрыты лопийские вмещающие толщи – гнейсы и амфиболиты по основным вулканитам (С-21). Они прорываются разнообразными гранитоидами, среди которых можно выделить серые гранодиориты, тоналиты, плагиогранит-порфиры (С-17, 18, 22), гнейсы (С-14, 15, 23), розовые К-граниты и лейкограниты (С-12, 13, 16, 19–20, 24).

Особый интерес представляют серые огнейсованные, иногда милонизированные известково-щелочные гранитоиды (тоналиты, плагиограниты, плагиогранит-порфиры). Для них характерен биотит-кварц-плагиоклазовый состав (биотита до 5%), часто отчетливая сохранность крупных вкрапленников плагиоклаза. Иногда в них развивается микроклин в интерстициях по сланцеватости или в виде порфиробласт (до 5%). Вторичные минералы в ассоциации с биотитом представлены эпидотом, хлоритом, к этим же скоплениям приурочен округлый апатит, циркон, сфен.

Более поздние изменения представлены серицитом, развивающимся по сланцеватости в ассоциации с кварцем, или альбитом в зальбандах прожилков. Поздний гранулированный и зернистый кварц выделяется по сланцеватости или в прожилках совместно с микроклином, иногда с ним ассоциирует карбонат (небольшое количество). Поздние низкотемпературные преобразования относятся к кварц-серицитовому – гумбеитовому типу. К известково-щелочным

гранитоидам и особенно зонам рассланцевания и метасоматического преобразования в них приурочена бедная вкрапленность сульфидов (пирит, пирротин в количестве до 2%).

К-граниты, лейкограниты, а также гранито-гнейсы с метасоматическим развитием микроклина имеют розовый цвет, разную зернистость в зависимости от субстрата и характеризуются высоким содержанием микроклина. В них присутствуют биотит, мусковит, эвтектические сростания кварца и альбита, из вторичных минералов – эпидот, реже хлорит, акцессорные представлены сфеном, апатитом, цирконом.

Гранитоиды характеризуются магнитной восприимчивостью со значениями от $n \times 10^{-5}$ (гранодиориты, тоналиты) до $n \times 10^{-3} - 10^{-4}$ (К-граниты) (табл. 2).

Участок Шаверки расположен между озерами Куслочки и Шаверки, разбурен по северному (С-1–12) и южному берегам р. Шаверки (С-24–36). Скважинами подсечены тела габбро-пироксенитов и широко развитые здесь розово-серые плагиомикроклиновые граниты, гранито-гнейсы, субщелочные граниты и мелкозернистые розовые неравномерно окрашенные с включениями темноцветных минералов щелочные альбит-микроклиновые метасоматиты.

Из вмещающих толщ в южной части участка выявлены амфиболиты по базальтам (С-33) и сланцы по осадкам или туфогенно-осадочной толще среднего состава с округлыми выделениями (гальки?) кварца и плагиоклаза (С-25). Туфогенно-осадочная толща представлена сланцами амфибол-биотит-эпидот-кварц-плагиоклазового состава, незначительно микроклинизирована. Среди акцессорных и рудных минералов сланцы содержат единичные выделения рутила, сфена, реже сульфидов и имеют $\chi = (1 \div 7) \times 10^{-5}$. Амфиболиты по базальтовым плагиопорфирам (С-33) содержат мелкие вкрапленники плагиоклаза и их гломеропорфировые сростания. Они характеризуются более высокой магнитной восприимчивостью – $(3 \div 5) \times 10^{-4}$, чем породы вулканогенно-осадочной толщи.

Амфиболитизированные габбро-пироксениты установлены на северном берегу р. Шаверки в С-1, 2, 4, их биотитизированные разности – в С-8. Породы состоят преимущественно из темно-зеленого амфибола, в меньшем количестве – плагиоклаза (5%), биотита (1–5%), содержат кварц в незначительном количестве и представляют, по-видимому, единую интрузию. Количество биотита иногда достигает 10–15%. Роговая обманка и биотит замещаются хлоритом, карбонатом. Из акцессорных и рудных минералов присутствует ильменит, в пироксенитах – сфен, их $\chi = (2 \div 6) \times 10^{-4}$.

Серые, розовато-серые биотитовые гранитоиды (К-Na серия) были вскрыты в С-32, 34–36 они характеризуются магнитной восприимчивостью $n \times 10^{-4} \div 10^{-5}$. Розовые микроклиновые граниты (С-16, 3, 9, 24) содержат до 40% микроклина, имеют χ от $(1 \div 6) \times 10^{-4}$ до $n \times 10^{-5}$. Субщелочные гранодиориты и граниты широко развиты как на северном берегу, так и на южном, они имеют χ от $(2 \div 6) \times 10^{-3}$ до $(1 \div 7,2) \times 10^{-4}$.

Таблица 2

Магнитная восприимчивость пород участка Приграничный Северный (в ед. СИ)

№	Группа	Петрографическая характеристика пород	Скважина	Магнитная восприимчивость
Участок Куслочки (С-13–23)				
1	8	Серые тоналиты, гранодиориты, кварц-плагиопорфиры	C-17, 18	$(1\div 9)\times 10^{-5}$
2	1	Гнейсы	14, 15, 23	$(1,4\div 5)\times 10^{-3}-(1,1\div 4)\times 10^{-4}$
3	3	Микроклинизированные гранодиориты и гнейсы	C-22	$(1,6\div 6,6)\times 10^{-3}$
4	10	Розовые К-граниты, лейкограниты, гранито-гнейсы	C-13, 16, 19–20	$(1\div 6,3)\times 10^{-4}-(1,2\div 7,5)\times 10^{-3}$
5	2	Амфиболиты по основным вулканитам	C-21	$(3,8\div 6,2)\times 10^{-3}-(4,5\div 5,4)\times 10^{-4}$
Участок Шаверки (север С-1–12 и юг С-24–36)				
1	1	Сланцы по туфогенно-осадочной породе с плагиоклазовыми вкраплениями	C-25	$(1\div 7)\times 10^{-5}$
2	2	Метабазальты	C-33	$(3\div 5)\times 10^{-4}$
3	5	Габбро-пироксениты, в том числе биотитизированные	C-1, 2, 4, 8	$(2\div 6)\times 10^{-4}$
4	11	Щелочные Na-K-метасоматиты с пироксеном, роговой обманкой, магнетитом, сфеном, апатитом	C-6, 10, 11, 12, 26, 27, 28, 29, 31	$(1\div 7)\times 10^{-2}-2\times 10^{-1}$
5	10	Субщелочные гранодиориты, монцодиориты, граниты	C-12, 6	$(2\div 6)\times 10^{-3}-1\times 10^{-4}$
6	10	Розовые микроклиновые граниты	C-16, 3, 9	$(1\div 6)\times 10^{-4}-(4\div 7)\times 10^{-5}$
7	14	Кварц-микроклиновые прожилки в гранитах, калишпатовых метасоматитах с эпидотом, карбонатом, иногда сульфидами	C-10, 28, 29, 30	$(2\div 5)\times 10^{-3}-(2\div 5)\times 10^{-4}$
8	8	Серые гнейсы по гранодиоритам	C-32, 35	$(1\div 4)\times 10^{-4}-5\times 10^{-5}$
Участок Солуха (С-37–48)				
1	1	Метаандезиты	C-48	$(2\div 8)\times 10^{-3}$
2	8	Тоналиты, гранодиориты, диориты, гнейсы	C-37, 40–41	$(1\div 7)\times 10^{-4}-7\times 10^{-5}$
3	12	Гранодиориты огнейсованные, прокварцованные, отчасти микроклинизированные с гранатом, с сульфидами (1–2%)	C-37, 41	$(1\div 3)\times 10^{-4}-1\times 10^{-2}$
4	9	Серые микроклинизированные гранодиориты, гнейсы, иногда с гранатом	C-48-49	$(3\div 5)\times 10^{-5}-(2\div 5)\times 10^{-4}$
5	10	Розовые К-граниты	C-43-44	$(2\div 3)\times 10^{-4}-(5\div 9)\times 10^{-5}$
6	11	Щелочные метасоматиты с магнетитом и темноцветными минералами	C-45, 50, 41	$(1\div 8)\times 10^{-2}-5\times 10^{-3}$
Ручей Каппала – оз. Горное (С-51–66)				
1	4	Габбро-амфиболиты (AR)	C-55, 57	$(4,3\div 9)\times 10^{-4}$
2	6	Габбро-долериты (PR)	C-61, 62	$(2\div 8)\times 10^{-2}-7\times 10^{-3}$
3	2	Амфиболиты (метабаазальты)	C-66	$(3\div 7)\times 10^{-4}$
4	13	Биотит-хлоритовые сланцы	C-54	$(2,3\div 4,6)\times 10^{-4}$
5	1	Гнейсы по породе среднего состава с ед. сульфидами и полосчатые гнейсы и сланцы	C-52, 53, 56	$(1,2\div 6,4)\times 10^{-4}-(1\div 8)\times 10^{-5}$
6	8	Серые диориты, кварцевые диориты	C-65	и $5\times 10^{-4}-2\times 10^{-3}$
7	10	Розовые микроклиновые граниты, гранодиориты и пегматиты	C-63	$6\times 10^{-5}-1\times 10^{-4}$
8	11	Щелочные Na-K-метасоматиты	C-64-65, 58-60	$(1\div 6)\times 10^{-4}-(4\div 6)\times 10^{-5}$
			C-51, 58	$(1\div 3,1)\times 10^{-2}-(1\div 7)\times 10^{-3}$
Каппала – Кадилампи (С-67–78, 79)				
1	3	Сerpentin-хлорит-талек-карбонат-тремолитовые сланцы	C-67	$(1\div 3)\times 10^{-2}-(1\div 7)\times 10^{-3}$
2	7	Шпинель-оливинсодержащие пироксениты	C-71, 75	$1\times 10^{-2}-(2\div 8)\times 10^{-3}$
3	4	Биотитизированное метагаббро (AR)	C-73	$(2\div 9)\times 10^{-4}$
4	2	Биотитизированные амфиболиты (метабаазальты)	C-79	$(2\div 6)\times 10^{-4}$
5	10	Розовые лейкограниты с интенсивной серицитизацией	C-75, 76	$1\times 10^{-4}-(2\div 5)\times 10^{-5}$
6	12	Серицитизированные гранодиориты с сульфидами (1–2%)	C-76-78	$(1\div 4)\times 10^{-4}-(3\div 7)\times 10^{-5}$
Кадилампи 1, 2 (С-80–88)				
1	6	Габбро-долериты (PR)	C-80, 83,	$(2\div 8)\times 10^{-2}$
2	2	Амфиболиты по базальтам (плагиопорфириты), биотитизированные	C-84, 88	$(1\div 4)\times 10^{-4}$
3	12	Тоналиты, гранодиориты, рассланцованные с прожилками кварца, мусковита, турмалина, сульфидов до 1–2%	C-81-82	$(1\div 4)\times 10^{-4}-6\times 10^{-5}$
4	1	Гнейсы с редкими прожилками кварца, мусковита, турмалина и бедной вкрапленностью сульфидов до 1–2%	C-85–87	$(1\div 3)\times 10^{-4}-6\times 10^{-5}$

Примечание. Группы объединяют следующие породы: 1 – метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи кислого – среднего состава, метаандезиты, гнейсы и сланцы по ним; 2 – метабаазальты, амфиболиты; 3 – серпентин-талек-тремолитовые сланцы по метаконтам; 4 – метагаббро (AR); 5 – габбро-пироксениты; 6 – габбро-долериты (PR); 7 – шпинелевые оливиновые пироксениты; 8 – тоналиты, диориты, кварц-плагиогранит-порфиры, гнейсы по ним; 9 – микроклинизированные гранитоиды группы 8; 10 – К-граниты, лейкограниты, монцодиориты, гранито-гнейсы; 11 – щелочные Na-K-метасоматиты с магнетитом, сфеном, апатитом; 12 – окварцованные породы, гранитоиды с микроклин-кварцевыми и кварцевыми прожилками с мусковитом и сульфидами; 13 – биотит-хлоритовые сланцы (измененные основные породы); 14 – К-граниты, щелочные метасоматиты с микроклин-кварцевыми прожилками.

На участке Шаверки особо следует выделить щелочные альбит-микроклиновые метасоматиты (С-5–6, 10–12, 26–27, 31), вероятно связанные со субщелочной серией гранитоидов. Породы имеют розовый

цвет, среднюю или крупную зернистость, содержат гнезда, сложенные сине-зеленой роговой обманкой, эпидотом, иногда реликты пироксена. Пироксен замещается мелкозернистой массой амфибола, эпидо-

та, биотита, кварца. К ним приурочены акцессорные и рудные минералы, представленные ортитом, цирконом, апатитом (1–3%), сфеном (1–5%), магнетитом (3–20%). Сфен и вытянутые бочонковидные зерна апатита достигают размера 1 см. Магнитная восприимчивость этих пород $(1\div7)\times10^{-2}$ – $(1\div5)\times10^{-1}$. Она снижается в случае развития по метасоматитам кварцсодержащих прожилков: до $(2\div8)\times10^{-3}$ и $(2\div5)\times10^{-4}$.

Участок Солуха расположен южнее оз. Солуха, разбурен С-37–48. На юго-западном берегу озера (С-48) подсечена толща среднего состава, представленная биотит-амфибол-кварц-плагиоклазовыми сланцами с редкими кварц-плагиоклазовыми вкрапленниками. Магнитная восприимчивость пород $(2\div8)\times10^{-3}$. Рудная минерализация представлена единичными зернами ильменита и сульфидов. Гранат-биотитовые гнейсы развиты более широко (С-48–49), для них характерна χ от $(3\div5)\times10^{-5}$ до $(2\div5)\times10^{-4}$. Их слабая микроклинизация сопровождается несущественными изменениями магнитной восприимчивости (С-43–44). В С-45, 50 вскрыты щелочные (альбит-микроклиновые) метасоматиты, количество темноцветных минералов в них достигает 15–20% и представлены они сине-зеленой роговой обманкой, эпидотом, в ассоциации со сфеном, апатитом, титаномagnetитом. Для метасоматитов характерна χ от $(1\div8)\times10^{-2}$ до 5×10^{-3} .

Диориты – гранодиориты (и гнейсы по ним) подсечены в С-37–41. Они прорывают более мелкозернистые гранат-биотитовые гнейсы. Породы массива имеют биотит-плагиоклазовый состав, содержание кварца в них достигает 3–5%, реже до 10%. Они иногда секутся кварц-микроклиновыми прожилками или пропитываются микроклином. Количество биотита достигает 10–35%. Из акцессорных и рудных минералов присутствуют апатит, сфен, единичный ильменит, циркон, эпидот. В контактовой зоне рассланцевания и брекчирования в гранитоидах (С-39) развиты прожилки кварца и микроклина, отмечаются кварц-альбитовые эвтектические срастания, мусковит, перекристаллизованный более крупный биотит, ильменит, иногда сульфиды (до 1–2%) и гранат. В зоне прожилкования увеличивается количество мусковита и незначительно развиты более поздние минералы – эпидот, карбонат. Тип метасоматических изменений пород отвечает условиям грейзенизации – серицитизации. Сульфиды представлены пиритом, пирротинном, халькопиритом, иногда молибденитом. Гнейсы по серым диоритам без наложенных изменений характеризуются магнитной восприимчивостью $(2\div8)\times10^{-5}$ – $(1\div7)\times10^{-4}$. В прожилковой зоне магнитная восприимчивость пород сильно колеблется от 1×10^{-2} до $(1\div6)\times10^{-4}$ (табл. 2).

Профиль Каппала – Горное (С-51–66) пересекает структуру от СВ окончания оз. Каппала до оз. Горного. Из вмещающих толщ он пересекает биотит-кварц-плагиоклазовые гнейсы и сланцы, образовавшиеся по вулканогенно-осадочной толще среднего состава (С-52, 53, 56) и иногда содержащие гранат,

мусковит. В них встречаются прожилки кварца, сопровождаемые мусковитом, иногда хлоритом, с сульфидами до 1–1,5% и единичными выделениями ильменита. Магнитная восприимчивость этих пород, в том числе с прожилками, – $(1\div8)\times10^{-5}$ – $(1,2\div6,4)\times10^{-4}$.

Скважиной С-66 подсечены амфиболиты по мелкозернистым базальтам – это существенно роговообманковые породы с плагиоклазом, эпидотом, биотитом и незначительным количеством титаномagnetита (1–1,5%), полностью замещенного ильменитом и сфеном. Их магнитная восприимчивость $(3\div7)\times10^{-4}$ близка к значениям в габбро-амфиболитах, вскрытых в скважинах С-55–57, – $(4,3\div9)\times10^{-4}$. Габбро-амфиболиты содержат темно-зеленую роговую обманку, плагиоклаз, незначительное количество кварца, акцессорный игольчатый апатит, незначительное количество сфена и ильменита. Они прорывают амфиболиты. В С-54 подбурена биотит-хлоритовая порода, имеющая $\chi = (2,3\div4,6)\times10^{-4}$ (интенсивно измененные, биотитизированные амфиболиты). Основная толща прослеживается к югу до оз. Кадилаппи и к северу до оз. Куслокки.

Кроме архейских даек габбро-амфиболитов отчетливо выделяются практически не метаморфизованные протерозойские габбро-долериты (С-61, 62). Для пород характерно присутствие пироксена, основного плагиоклаза, титаномagnetита с решеткой распада ильменита (10–20%), кварц-альбитовых гранофиров, акцессорного апатита. Из вторичных минералов типично развитие ассоциации сине-зеленого амфибола, биотита и эпидота, образующих коронарную кайму вокруг пироксена и биотита и ильменита вокруг титаномagnetита. Изменения габбро-долеритов отвечают условиям зеленосланцевой фации, в отличие от метаморфических преобразований вмещающих пород. Габбро-долериты обладают наиболее высокой магнитной восприимчивостью, установленной в основных породах в этом районе, – $(2\div8)\times10^{-2}$ (иногда до 7×10^{-3}). В западной Карелии в районе озер Тулос и Вуоттоярви известны и широко развиты подобные дайки габбро-долеритов, имеющие СЗ простираение (по данным М. М. Лаврова и А. С. Еина).

Среди интрузивных гранитоидов в западной части профиля выделяются серые диориты с $\chi = 2\times10^{-4}$ – 6×10^{-5} (С-63, 65), розовые крупнозернистые и пегматоидные микроклиновые граниты с $\chi = (1\div6)\times10^{-4}$ – $(4\div5)\times10^{-5}$ (С-64, 58–60) и полосчатые гнейсы с $\chi = (2\div5)\times10^{-3}$ – 5×10^{-4} (С-65), образовавшиеся по вмещающей толще.

На профиле также подсечены щелочные полевошпатовые метасоматиты (С-51, 58), подобные участку Шаверки. Они представлены микроклином, альбитом, пироксеном, реже биотитом. Пироксен нацело замещен сине-зеленым амфиболом, кварцем и сфеном в центре и эпидотом – в кайме. Метасоматиты сопровождаются крупными кристаллами апатита и титаномagnetитом. Микроклин содержит пертиты распада альбита. Данные метасоматиты развиты среди субщелочных грани-

тоидов с $\chi = (1\div 6)\times 10^{-4} - 4\times 10^{-5}$ (С-58–60), восточнее дайки габбро-долеритов. Их магнитная восприимчивость $(1\div 3,1)\times 10^{-2} - (1\div 7)\times 10^{-3}$ (С-51, 58).

Профиль Каппала – Кадилампи (С-67–78, С-79) имеет СЗ направление и дает представление о геологическом строении участка Кадилампи между озерами Каппала и Кадилампи. На этом участке появляются ультраосновные толщи, подобно домену Пампало. К западу от оз. Кадилампи С-67 вскрыла толщу серпентин-хлорит-талк-карбонат-тремолитовых сланцев по оливиновым пироксенсодержащим породам, выделяемых как метаморфизованные ультрабазиты (коматииты). Их магнитная восприимчивость высокая – $(1\div 3)\times 10^{-2} - (1\div 7)\times 10^{-3}$. В С-79 подсечены биотитизированные амфиболиты по базальтам с $\chi = (2\div 6)\times 10^{-4}$. Толща амфиболитов прослеживается к северу до озер Горное (С-66) и Куслокки (С-21).

Среди интрузивных тел базит-ультрабазитового состава на участке были выявлены также два типа даек (архейские габбро-амфиболиты и пироксениты). Габбро-амфиболиты (С-73) – плагиоклаз-роговообманковые породы, иногда содержат кварц и наложенный биотит (до 10%), которые появляются в большем количестве в зоне воздействия гранитов. Среди аксессуаров и рудных минералов в породе присутствует апатит, титаномагнетит и ильменит (1–2%), их $\chi = (2\div 9)\times 10^{-4}$ (как в метабазах). Дайка габбро-амфиболитов, выявленная в С-73, подобна телам, подсеченным С-55, 57 профиля ручей Каппала – оз. Горное. Архейские дайки, по-видимому, имеют субмеридиональное простирание.

Второй тип даек имеет СЗ простирание, представлены они необычными, шпинелевыми оливинсодержащими пироксенитами с $\chi = 1\times 10^{-2} - (2\div 8)\times 10^{-3}$, подсечены С-71, 75. Породы представлены преимущественно пироксеном, бесцветным амфиболом, в меньшем количестве оливином, биотитом (иногда до 10%), незначительно тальком по оливину, аксессуарными – сфеном, апатитом, зеленой шпинелью, магнетитом.

Участок Каппала. Слабо обнаженный участок Каппала, расположенный южнее одноименного озера, находится на продолжении СВ ветви пояса Хатту (формации Хоско и Тииталанваара). В редких обнажениях здесь зафиксированы амфиболиты, сланцы, К-граниты и гранито-гнейсы.

Участок Кадилампи-2 располагается на северном берегу оз. Кадилампи. Коренные породы здесь вскрыты одиночными канавами и скважинами (С-80–86) под четвертичными отложениями мощностью 1–7 м. Участок сложен метаморфизованными основными вулканитами и сланцами по вулканогенно-осадочной толще. В С-84 вскрыты базальтовые плагиопорфириты с мелкими вкрапленниками плагиоклаза с $\chi = (2\div 4)\times 10^{-4}$. Вмещающие толщи прорываются интрузивным телом гранодиоритов архейского возраста и дайкой протерозойских габбро-долеритов. Западнее участка скважиной С-79 подсечена толща амфиболитов, которая в пределах участка прорывается дайкой протерозойских габбро-долеритов (С-80, 83). Для

габбро-долеритов характерен пироксен-плагиоклазовый состав, наличие гранофировых сростков, содержание титаномагнетита достигает 10–20%. Присутствуют единичные сульфиды. Магнитная восприимчивость пород близка к значениям по дайкам протерозойских базитов профиля р. Каппала – оз. Горное – $(2\div 8)\times 10^{-2}$. Дайки имеют СЗ простирание, что устанавливается по геофизическим данным (см. ниже).

В С-81–82 подсечены биотитовые плагиогранито-гнейсы, для которых характерна магнитная восприимчивость $(1\div 3)\times 10^{-4} - 6\times 10^{-5}$. Близкие значения имеют гнейсы по вмещающей толще с редкими кварцевыми прожилками и бедной сульфидной минерализацией в северной части участка (С-85–87), переходящие к разрезу участка Кадилампи-1.

Участок Кадилампи-1 расположен СВ участка 2 и приурочен к небольшому (300×700 м) выходу гранитоидного массива Кадилампи, прорывающему вулканогенно-осадочную толщу и дайку габбро. Массив сложен розово-серыми микроклиновыми гранит-порфирами, вскрытыми в скважинах и канавах детального участка. Породы содержат вкрапленники микроклина, плагиоклаз, кварц, биотит. В северном экзоконтакте вскрытая дайка габброидов превращена в порфиробластические амфиболиты. Во вмещающих сланцах развиваются зонки с повышенным содержанием эпидота, серицита, биотита. В центральной части массива к участку брекчирования и расщеливания субмеридионального простирания приурочена штокверковая зона. Штокверк содержит кварцевые прожилки и жилы мощностью от 1–2 см до 0,5 м с доминирующим субмеридиональным простиранием. В зальбандах прожилков развиты эпидот, серицит, турмалин, реже хлорит, актинолит, биотит. Рудная минерализация представлена молибденитом, халькопиритом, пиритом, реже пирротинном, сульфидами полиметаллов, шеелитом, золотом. Молибденит выделяется в виде мелких и средних по размеру чешуек.

В С-113–115 и обнажениях СЗ от массива развиты магнетитсодержащие кластические осадки и раннещелочные метасоматиты. ЮЗ массива в С-87 вскрыты прокварцованные гнейсы, в С-88 – биотитизированные амфиболиты по базальтам. Они прослеживаются в субмеридиональном направлении и имеют $\chi = (1\div 3)\times 10^{-4}$.

В северо-западной части площади в районе озер **Веркояри и Киви** более широко развиты мелкозернистые гнейсы и полосчатые сланцы по кластическим осадкам биотит-кварц-плагиоклазового состава, иногда с микроклином, мусковитом или гранатом, подобные разрезу формации Хоски, Кульюнки. Они прорываются К-гранитами.

Петрографо-петрохимическая характеристика магматических пород и их изменения

Химические анализы магматических пород северной приграничной площади приведены в табл. 3.

Таблица 3

Химические составы интрузивных пород участка Приграничный Северный

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12 *	13 *	14 *	15 *
SiO ₂	48,55	48,77	48,2	56,2	62,42	61,3	74,6	71,57	73	74,33	71,96	69,28	70,06	58,74	64,18
TiO ₂	1,55	2,97	0,8	0,94	0,49	1,04	0,25	0,13	0,12	0,05	0,11	0,34	0,20	0,50	0,54
Al ₂ O ₃	13,53	11,83	14,7	17,3	15,85	15,2	13,2	14,97	14,1	13,67	14,54	15,75	15,32	18,27	14,06
Fe ₂ O ₃	5,75	4,31	2,49	2,26	1,86	2,27	1,57	0,68	0,94	0,43	0,91	0,12	0,10	4,21	6,51
FeO	9,46	13,33	9,63	5,35	2,9	3,92	0,71	1,17	0,93	0,62	0,67	2,44	1,36	2,75	3,23
MnO	0,24	0,23	0,17	0,16	0,08	0,08	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,043	0,027	0,022	0,036
MgO	6,39	4,75	9,17	3,65	3,13	2,5	0,84	0,86	0,5	0,29	0,51	1,43	0,97	0,26	0,26
CaO	8,97	8,85	9,96	6,1	3,89	2,75	1,31	1,24	0,75	1,07	0,44	1,99	1,21	1,56	1,56
Na ₂ O	2,25	2,73	1,83	5,63	5,48	4,53	5,9	4,83	3,91	4,8	4,08	6,97	5,44	3,21	4,72
K ₂ O	0,39	0,46	0,07	1,01	2,22	4,31	0,72	3,53	4,93	3,95	5,69	0,19	4,39	9,80	3,95
P ₂ O ₅	0,17	0,31	0,06	0,27	0,21	0,45	0,03	0,08	0,08	0,03	0,04	0,07	0,13	0,43	0,20
H ₂ O												0,10	0,12	0,07	0,07
ппп	1,62	0,45	1,72	0,57	0,93	0,87	0,64	0,65	0,55	0,46	0,65	0,81	0,67	0,32	0,51
Сумма	99,85	100,07	99,8	100,1	99,78	99,7	99,8	99,87	100	99,8	99,68	99,53	100	100,14	99,64
Ba	0,02	0,02	0,02	0,03	0,08	0,1	0,07	0,07	0,05	0,06	0,08				
S	0,03	0,03	0,03	0,07	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,05				
V	0,039	0,061	0,032												
n	4	3	1	1	6	1	1	6	1	3	5	1	1	1	1
Na ₂ O+K ₂ O	2,64	3,19	1,9	6,64	7,7	8,84	6,62	8,36	8,84	8,75	9,77	7,16	9,83	13,01	8,67
Na ₂ O/K ₂ O	5,77	5,93	26,1	5,57	2,47	1,05	8,19	1,37	0,79	1,22	0,72	36,7	1,24	0,33	1,19
al	0,63	0,53	0,69	1,54	2,01	1,75	4,23	5,52	5,95	10,2	6,96	3,95	6,30	2,53	1,41
Ka	0,73	0,65	0,73	1,75	2,19	2,05	5,13	6,35	7,44	12,62	8,53	4,34	6,77	3,68	2,08
mg	0,44	0,33	0,58	0,47	0,55	0,43	0,42	0,46	0,34	0,34	0,38	0,50	0,55	0,07	0,05
A/CNK				1,09	1,06	1,04	1,13	1,16	1,13	1,04	1,09	1,17	1,03	1,05	1,04
№ проб	1604 1640 1924 4014-1	1600 1843 1770	2504	1046	245 247 1709 1917 1920 1722	1738	1834	1230 1592 1652 1661 1686 1943	1611	1754-1 1755 1757-0	343 343-1 1074 1075 1309-3	НК- 1/5	НК-1/4	НК- 551/5	НК- 1333/ 1

Примечание. Использованы химические анализы КГЭ и ИГ КарНЦ (*). 1 – габбро-амфиболиты, метагаббро (AR); 2 – габбро-долериты (PR); 3 – метапироксениты; 4 – субщелочной диорит (без кварца и микроклина); 5 – монцодиориты и субщелочные кварцевые диориты; 6 – мигматизированный диорит; 7 – плагиогранит-порфир; 8 – плагио-микроклиновые граниты, гранито-гнейсы; 9 – субщелочной порфировидный микроклиновый гранит-порфир; 10 – жильный лейкогранит; 11 – субщелочные К-граниты, гранито-гнейсы. Уч. Кадиламп-1: 12 – тоналит, 13 – порфировидный микроклиновый гранит, 14 – калишпатовый метасоматит и 15 – альбит-микроклиновый метасоматит с магнетитом.

Для петрохимических диаграмм (рис. 2) использовались только данные химических анализов образцов горных пород, которые имели шлифы, тогда как обобщенное петрографическое описание дается по всем шлифам скважин и обнажений. Для простоты корреляции интрузивных комплексов западной Карелии с породами финской территории приведем краткую характеристику гранитоидов северной части пояса Хатту (средние значения химсоставов этих пород вынесены только на рис. 2).

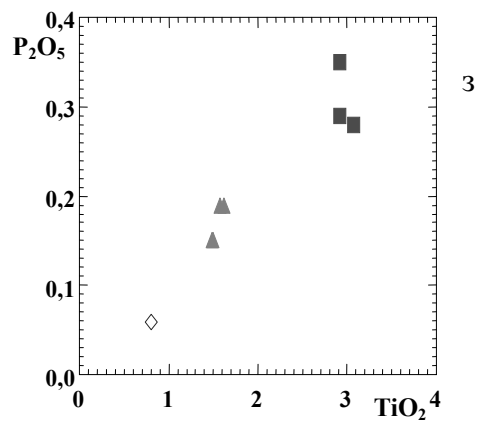
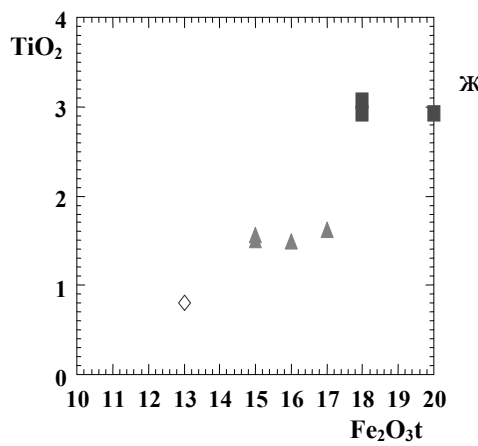
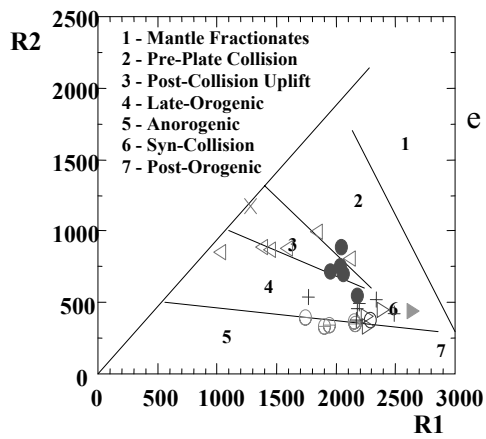
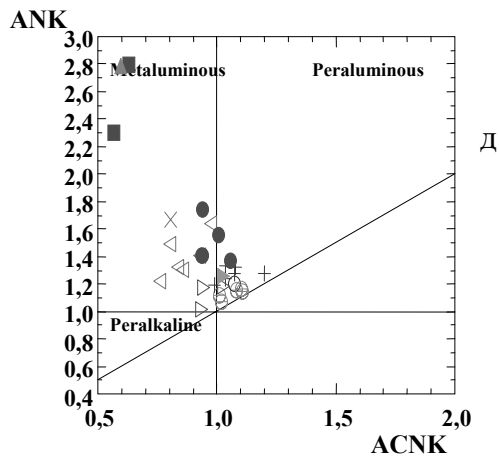
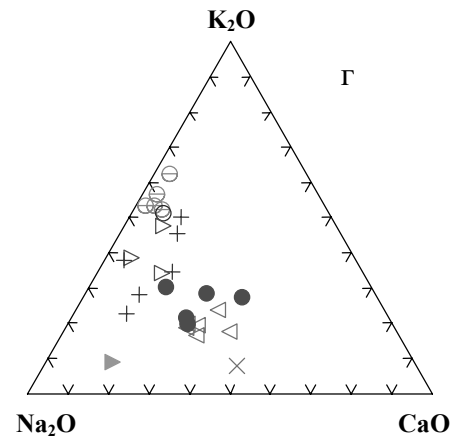
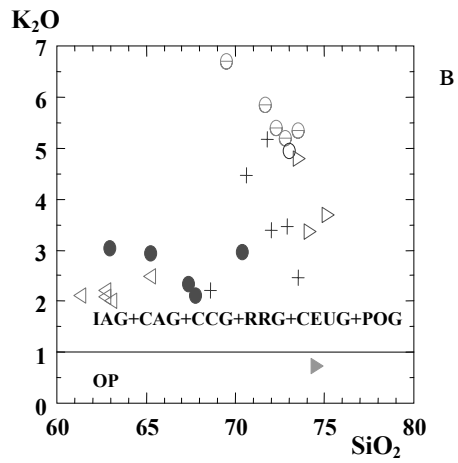
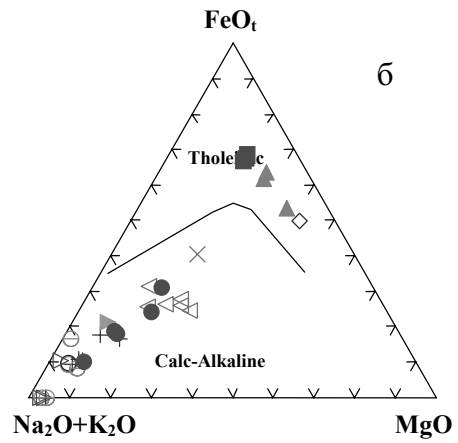
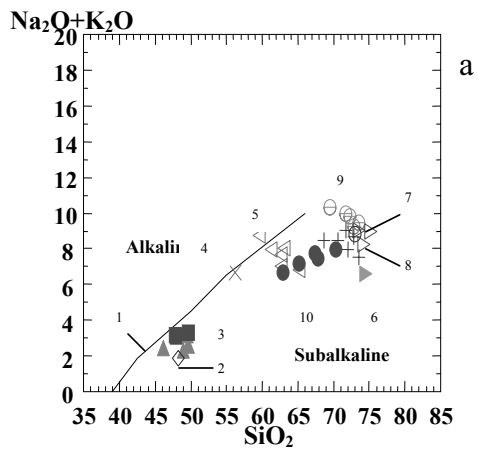
На финской территории в северной части пояса Хатту непосредственно к российской границе примыкает массив гранодиоритов Хойкан Килкейнен, близкий по составу и времени образования комплексу Вилуваара (2750±200 млн. лет). Он представлен серыми лейкократовыми гранодиоритами с вкрапленниками калиевого полевого шпата размером до 3–4 см. Порода содержит плагиоклаз, биотит, рого-

вую обманку, цоизит, хлорит. Массив иногда сопровождается дайками плагиопорфиров.

Тоналиты Корпиваара образуют небольшой плутон в юго-восточной части площадей Хоско и Кульюнки, они относятся к комплексу Куйттила (2745±11÷2748±6 млн лет). Это обычно серые, среднезернистые, рассланцованные биотитовые тоналиты, равномернозернистые, либо порфировые с вкрапленниками плагиоклаза размером до 1 см. Массивы сопровождаются дайками. Комплекс Пампалонуро, расположенный несколько южнее рассматриваемой площади, включает крупное тело плагиопорфиров и серию сближенных даек. Породы характеризуются тонкозернистой основной массой с вкрапленниками плагиоклаза до 8 мм (плагиопорфиры, гранит-порфиры). Они сопоставляются с массивом Корпиваара, также относимым к комплексу Куйттила.

Рис. 2. Петрохимические диаграммы интрузивных пород северной приграничной площади:

a – SiO₂ – (Na₂O + K₂O); б – (Na₂O + K₂O) – FeO – MgO; в – K₂O – SiO₂; г – Na₂O – K₂O – CaO; д – A/NK – A/CNK (A = Al₂O₃, C = CaO, N = Na₂O, K = K₂O); е – R2 – R1 (R1 = 4Si – 11(Na + K) – 2(Fe + Ti), R2 = 6Ca + 2Mg + Al); ж – TiO₂ – Fe₂O₃; з – P₂O₅ – TiO₂. 1 – габбро-амфиболит (AR), 2 – габбро-долерит (PR), 3 – пироксенит, 4 – диорит, 5 – кварцевые диориты – тоналиты, 6 – плагиомикроклиновые граниты, 7 – порфировидный микроклиновый гранит, 8 – жильные лейкограниты, 9 – К-граниты, гранито-гнейсы, 10 – тоналиты, гранодиориты и граниты зеленокаменного пояса Хатту (Geological development..., 1993)



К-граниты Картица тянутся вдоль СВ границы провинции Иломанси. Породы розовато-серые, мелкозернистые, рассланцованы и содержат К-полевой шпат, кварц, плагиоклаз, мусковит, биотит. Для них характерно разделение крупнозернистых микроклиновых прослоев мелкозернистой сланцеватой мусковитовой массой. Это иногда не позволяет четко сказать, содержат ли породы первичные фенокристы К-полевого шпата или являются мелкозернистыми вмещающими кислыми толщами, подвергнутыми интенсивному К-метасоматозу. Подобные явления К-порфиробластеза наблюдаются также и во вмещающих граувакках и пирокластах.

Лейкограниты Наарва – двуслюдяные турмалин-содержащие граниты, образующие вытянутый син-кинематический плутон в несколько километров шириной, переходящий в районе р. Хаапайоки на российскую территорию. Для гранитов характерна разная зернистость от аплитовидных до пегматоидных и собственно пегматитов, присутствие вкраплений турмалина и его розеток размером до 20 см. Граниты сложены плагиоклазом, кварцем, К-полевым шпатом, мусковитом и биотитом, вторичными минералами, иногда содержат гранат, турмалин, а также включения рассланцованных ксенолитов вмещающих пород. Возраст по монациту близких им лейкогранитов Луканваара равен 2696 млн лет.

Субщелочные гранодиориты Койтери образуют крупный плутон, расположенный в СЗ части площади и секущий вмещающие толщи и мигматиты. Породы представлены рассланцованными монцонитами и К-гранодиоритами. Они крупнозернистые, серого цвета с крупными, до 5–6 см, вкрапленниками К-полевого шпата, с роговой обманкой, биотитом и клинопироксеном, с акцессорными и вторичными минералами, содержат магнетит. Для монцонитов характерна повышенная магнитность. В пределах площади их развития выделяются трещинные зоны, выполненные магнетит-пироксеносодержащими породами, отчетливо фиксируемыми на аэромагнитных снимках (Geological development..., 1993). Пироксен замещается роговой обманкой, биотитом, хлоритом. Судя по описанию, вероятно, это щелочные метасоматиты, подобные встречающимся на нашей территории. В гранодоритах отмечается перекристаллизация кварца и плагиоклаза и их полигональные срастания, что вызывает у авторов предположения о позднеархейском либо протерозойском возрасте этих преобразований.

На участке Приграничный Северный среди вмещающих вулканогенных образований выделены следующие группы лопийских пород: 1 – серпентин-тальк-тремолитовые сланцы по коматиитам; 2 – метабазальты, амфиболиты; 3 – метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи кислого и среднего состава, метаандезиты, гнейсы и сланцы по ним и их туфам. Они перекрываются сариолийскими базальтами – андезибазальтами и выше – ятулийскими кварцито-песчаниками.

В толще западнее оз. Кадилампи, сопоставляемой с формацией Пампало, основными членами лопийского разреза являются сланцы по коматиитам, имеющие серпентин-хлорит-тальк-карбонат-тремолитовый состав. В них установлены реликты оливины, замещенного серпентином, и пироксен (5%), сыпь магнетита, хромит, единичные сульфиды, незначительно развит наложенный биотит. Тальк в сланцах выделяется в виде мелко- и среднечешуйчатого в количестве до 10–20%.

Метабазальты и метаандезиты представлены амфиболитами с разным количеством плагиоклаза и роговой обманки. Метабазальты состоят из роговой обманки, плагиоклаза в разных соотношениях в зависимости от состава породы, в незначительном количестве кварца, эпидота, биотита, хлорита. Рудные и акцессорные минералы представлены ильменитом и сфеном (1–1,5%). Эпидозиты по базальтам сложены эпидотом с примесью актинолита и хлорита. Амфиболиты по базальтовым плагиопорфирам содержат вкрапленники и гломеропорфировые срастания плагиоклаза в амфиболовой массе и относятся к известково-щелочной серии. Метаандезиты имеют более плагиоклазовый состав, часто с порфиробластическим развитием роговой обманки. В метаморфизованных породах среднего состава и их туфах (гнейсах и сланцах) среднее содержание SiO_2 составляет 59,37%, сумма щелочей 5,12%, $\text{Na}_2\text{O} \gg \text{K}_2\text{O}$. Для них характерна более низкая магнезиальность и более высокая глиноземистость (Al_2O_3 15,13%), чем в известково-щелочных базальтах, и глиноземистость ниже, чем в сариолийских андезибазальтах.

Вышезалегающие *метаандезито-базальты* протерозойского возраста (PR sr) отличаются вариолитовыми и гломеропорфировыми выделениями плагиоклаза (альбит-олигоклаза), неравномерностью распределения минералов, насыщенностью кварцевыми или карбонат-эпидотовыми минералами и более низкой степенью метаморфизма (зеленосланцевая фация). Породы содержат плагиоклаз, эпидот, хлорит, актинолит, биотит, кварц, карбонат, акцессорный ильменит. Для них характерно содержание SiO_2 53,17–55,45%, в миндалекаменных разностях – до 64,6%, сумма щелочей колеблется в зависимости от количества плагиоклаза и биотита и составляет 4,8–7,37%, $\text{Na}_2\text{O} \gg \text{K}_2\text{O}$. Для пород характерна высокая глиноземистость (Al_2O_3 – 16,65%).

Базитовые дайки архейского и протерозойского возрастов представлены: 1 – габбро-амфиболитами (AR), 2 – пироксенитами, 3 – шпинелевыми оливиновыми пироксенитами, 4 – габбро-долеритами (PR).

Среди лопийских базитовых даек чаще встречаются темно-зеленые мелко-среднезернистые *габбро-амфиболиты* с габбро-диабазовыми структурами, сланцеватыми или порфиробластическими текстурами. Минеральный состав пород представлен роговой обманкой, плагиоклазом, незначительным количеством кварца и вторичных минералов – эпидота, биотита, хлорита, акцессорным игольчатым апатитом,

незначительным количеством сфена, ильменита и титаномагнетита (1,5–2%, иногда до 5%). Количество биотита и хлорита, развивающегося по нему в зоне влияния гранитоидов, сильно увеличивается (до 10%). Метаморфизованы дайки, как и вмещающие породы, в условиях амфиболитовой фации. Для них характерно среднее содержание SiO_2 48,55%, TiO_2 1,55%, P_2O_5 0,17%, $K_f = 56\%$ (табл. 3). Сумма щелочей колеблется и в наименее измененных разностях составляет в среднем 2,64%.

Метатироксениты сложены амфиболом, замещающим пироксен. Количество биотита в них иногда достигает 15%, содержание TiO_2 – 0,8%. Роговая обманка и биотит замещаются хлоритом, карбонатом. Из аксессуарных и рудных минералов присутствует ильменит и сфен. *Шпинелевые оливинсодержащие пироксениты* содержат ромбический и моноклинный пироксен, оливин (5%). Из вторичных минералов по оливину развивается в незначительном количестве тальк, по пироксену – бесцветный амфибол (тремолит). Наложенный характер развития имеет биотит (2–3%, иногда до 10%), аксессуарные представлены сфеном, апатитом, зеленой шпинелью (герценитом), магнетитом.

Черные *габбро-долериты* (PR) отличаются средне-, крупнозернистым строением, массивной текстурой. Породы содержат моноклинный пироксен, иногда сдвойникованный (авгит), основной плагиоклаз (№ 60), титаномагнетит с решеткой распада ильменита (10–20%), кварц-альбитовые гранофировые сростки, аксессуарный игольчатый апатит, бедную сульфидную вкрапленность. Вторичные минералы представлены сине-зеленым амфиболом, биотитом и эпидотом, образующими коронарную кайму вокруг пироксена и биотита с ильменитом вокруг титаномагнетита. Слабые изменения габбро-долеритов отвечают условиям зеленосланцевой фации, в отличие от интенсивных метаморфических преобразований вмещающих пород и архейских габброидов, достигающих амфиболитовой фации. Для габбро-долеритов характерно среднее содержание SiO_2 48,47%, сумма щелочей 3,19%, сумма окисленного железа 18,67%, TiO_2 2,97%, P_2O_5 0,31%, V 0,061%, $K_f = 67\%$. Данный дайковый комплекс габбро-долеритов западной Карелии, по-видимому, может быть сопоставлен с высокотитанистым койкарско-пудожгорским комплексом.

Интрузивные комплексы средних и кислых пород нормальной и субщелочной серий представлены: 1 – диоритами, кварцевыми диоритами, тоналитами, гнейсами по ним, реже кварц-плагиогранит-порфирами; 2 – плагио-микроклиновыми порфировидными и равномернозернистыми гранодиоритами, гранитами и гранито-гнейсами; 3 – жильными лейкогранитами, 4 – К-гранитами, гранито-гнейсами.

Комплекс плагиогранитоидов (1-я подгруппа). Серые часто огнейсованные, иногда милонизированные известково-щелочные гранитоиды (диориты, кварцевые диориты, тоналиты, реже плагиогранит-порфи-

ры) представляют интерес как комплекс, с которым может быть связана золоторудная минерализация. Диориты и кварцевые роговообманковые диориты имеют существенно плагиоклазовый состав. В диоритах (обн. 6547, 6548, 6556, 1046) количество кварца не превышает 5%, из темноцветных минералов преобладает роговая обманка либо биотит, присутствуют эпидот, апатит, сфен, единичные сульфиды, апатит. Для кварцевых диоритов и тоналитов характерен биотит-кварц-плагиоклазовый состав, количество биотита колеблется от 3–5 до 25–30%, кварца – от 5–10% в диоритах и до 20–30% в тоналитах. В этой группе из вторичных, наложенных и аксессуарных минералов иногда отмечается микроклин, серицит, встречается эпидот, ортит, сфен, апатит, циркон. Для биотита характерен коричневато-болотно-зеленый цвет, эпидот обычно зональный, иногда обрастает ортитом или сростается со сфеном. Микроклин встречается лишь как наложенный по зонам рассланцевания и вблизи кварцевых прожилков в ассоциации с серицитом, иногда гранатом, ильменитом. Серицит из участков рассланцевания ассоциирует с хлоритом и реже с карбонатом. Для комплекса характерна несколько повышенная щелочность в связи с развитием микроклина, некоторые измененные разности попадают даже в область субщелочных кварцевых диоритов (табл. 3, рис. 2).

Для пород характерно содержание SiO_2 от 56,2 до 62,42%, сумма щелочей от 6,64 до 7,7% (что более присуще породам с повышенной щелочностью), $mg = 0,47$ – $0,55$, $A/CNK = 1,09$ – $1,06$.

В порфировидных плагиогранитах в разностях с более массивной текстурой отчетливо выделяются вкрапленники плагиоклаза и кварца (С-17, 18, обн. 6529, 1834). Гранит-порфиры (обр. 1834) содержат SiO_2 74,6% (породы несколько окварцованы), Na_2O 5,9%, K_2O 0,72%, сумма щелочей равна 6,62%, $mg = 0,42$, $A/CNK = 1,13$. Порфировые дайки содержат вкрапленники плагиоклаза или кварца и плагиоклаза в мелкозернистой массе, представленной плагиоклазом, кварцем, биотитом, с незначительным количеством эпидота, роговой обманки, микроклина, сфена, апатита (обн. 6283/2, 6403).

Комплекс К-На гранитоидов объединяет порфировидные и равномернозернистые плагиомикроклиновые граниты и гранодиориты. Породы отличаются серо-розовым цветом и присутствием более крупных порфировых вкрапленников плагиоклаза и микроклина (до 1,5–2,5 см) в среднезернистой массе. Основная масса содержит плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит, эвтектические сростания кварца с альбитом, в незначительном количестве сфен, апатит, циркон. Количество биотита составляет 5–15%. Среди вторичных минералов в них встречается эпидот, по плагиоклазу образуется серицит, по биотиту хлорит, а также в породе иногда развивается наложенный микроклин. В группе особо выделяются порфировидные граниты с вкрапленниками микроклина.

Для комплекса характерны содержания SiO_2 71,57–73%, сумма щелочей 8,36–8,86%, при колебании отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,37\text{--}0,79$. В порфировидных гранитах $\text{Na}_2\text{O} < \text{K}_2\text{O}$, $\text{A/CNK} = 1,13\text{--}1,16$, $\text{mg} = 0,34\text{--}0,46$.

Мелкозернистые жильные лейкограниты (1754-1, 1755, 1757-1) имеют кварц-микроклин-плагиоклазовый состав, содержат незначительное количество темноцветных (биотит, хлорит до 5%), сфен и мусковит. Количество SiO_2 в них составляет 74,33%, Na_2O 4,8%, K_2O 3,95%, сумма щелочей – 8,75%, $\text{A/CNK} = 1,04$, $\text{mg} = 0,34$.

Комплекс розовых субщелочных К-гранитов и гранито-гнейсов отличается разной зернистостью и содержанием микроклина в количестве 40–60%. Породы имеют разную зернистость в зависимости от субстрата, отличаются развитием микроклина по прослоям. Сопровождаются микроклиновыми пегматоидными разностями (в них количество микроклина достигает 80%). Граниты содержат микроклин, плагиоклаз, кварц, биотит, мусковит, среди вторичных, аксессуарных и рудных минералов обычны эпидот, сфен, апатит, ортит, единичные сульфиды. Для пород характерно среднее содержание SiO_2 около 72%, сумма щелочей 9,77%, $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$, наиболее высокое содержание Ba до 0,08%, низкая магнезиальность ($\text{mg} = 0,38$), $\text{A/CNK} = 1,09$.

На петрохимических диаграммах (рис. 2) дайки архейских и протерозойских габброидов, выделенные в северной приграничной площади, отличаются содержанием суммарного железа, TiO_2 , V, P_2O_5 . Гранитоидные комплексы по петрохимическим характеристикам сопоставимы с плутонами пояса Хатту, однако среди них доминируют К-гранитоиды и микроклинизированные разновидности пород. В целом породы отличаются повышенной щелочностью и характеризуются $\text{A/CNK} = 1,06\text{--}1,16$. На геодинамической диаграмме гранитоиды попадают в область орогенных пост- и синколлизионных пород, кварцевые диориты и тоналиты – в область, близкую тоналитам и гранодиоритам комплексов Куйттила, Вилуваара, Силвеваара пояса Хатту.

Ведущие типы метасоматических изменений и рудная минерализация, сопровождающая их

Раннещелочные изменения. Формирование К-гранитов сопровождается микроклинизацией, развитой по-слоyno (по сланцеватости), иногда в виде порфирообласт и в зальбандах кварцевых прожилков. Эти изменения накладываются на различные типы осадочных, вулканогенно-осадочных пород, плагиограниты и гнейсы.

К наиболее специфичным раннещелочным преобразованиям пород, широко распространенным на площади и наиболее на участке Шаверки, относятся калишпатовые и альбит-микроклиновые метасоматиты, сопровождающие субщелочной гранитоидный ком-

плекс и развитые самостоятельно (табл. 3/14–15). Для них характерен существенно полевошпатовый состав, высокое содержание микроклина, альбита, присутствие щелочного пироксена, роговой обманки, кварца, эпидота, реже биотита. Микроклин содержит пертиты распада альбита. Пироксен часто полностью замещается сине-зеленым субщелочным амфиболом, кварцем и сфеном в центре и эпидотом в кайме. Метасоматиты сопровождаются крупными кристаллами апатита, сфена, магнетита (до 20%), аксессуарным цирконом.

Грейзенизация и кварц-серицитовые изменения. Кислотные изменения наиболее широко развиты в зонах брекчирования и рассланцевания в гранитоидах Ca-Na и Na-K серий. Ранние более высокотемпературные изменения (грейзенизация) сопровождают формирование кварцевого штокверка на участке Кадилампи-1 (восточная зона). Для них характерно образование микроклина, мусковита, кварца, а также эпидота и более крупнопластинчатого биотита (в зависимости от состава пород) в зальбандах кварцевых прожилков. Рудные минералы прожилков представлены вкрапленностью молибденита, халькопирита, пирита. Во внешнем ореоле штокверковой зоны, но иногда и совмещенно с ним развиты более поздние низкотемпературные кварц-серицитовые изменения, сопровождаемые вкрапленностью сульфидов, шеелитом, турмалином.

Кварц-серицитовые изменения фиксируются по зонам рассланцевания либо в зальбандах кварцевых прожилков в известково-щелочных гранитоидах и вмещающих их толщах и представлены ассоциациями серицита, кварца, альбита или же серицита, эпидота, микроклина, альбита, турмалина. Кварц выделяется как гранулированный, зернистый, белый матовый или сливной полупрозрачный, часто с многочисленными включениями в зонах рассланцевания и брекчирования, либо как мелкозернистый полупрозрачный в прожилках, с ним ассоциирует микроклин, иногда карбонат (в небольшом количестве). Поэтому данный тип изменений может быть отнесен к кварц-серицитовым – гумбеитовым. К зонам низкотемпературных изменений приурочена сульфидная вкрапленность (1–3%), представленная пиритом, пирротинном, халькопиритом, реже более редкая минерализация, пока не изученная детально. Она фиксируется появлением в анализах Se, Te, Bi, Zn. Подобные зоны рассланцевания и метасоматического преобразования являются перспективными на золото.

Геофизические исследования

Наземные геофизические работы (магниторазведка, электроразведка ВП и ВЭЗ) выполнялись по топографически разбитой сети на детальных участках Шаверки, Каппала, Кадилампи и по отдельным профилям. Магниторазведка проведена с использованием магнитометров «Минимаг», электроразведка в варианте ВПФ-СГ (фазовая модификация метода ВП установкой срединного градиента) комплексом производства «Казгеофизприбор». Аппаратура ВПФ по-

звоняет регистрировать dU пропускания и сдвиг фаз между током в питающей линии и напряжением в приемной. Угол сдвига фазы ВП (как правило, отрицательный) имеет линейную связь с коэффициентом поляризуемости (Комаров, 1972). Длина питающей линии установки срединного градиента составила не менее 1500 м, приемной – 40 м.

Данные магниторазведки использовались, в том числе, для геологического картирования и в комплексе с электроразведкой ВП позволили уточнить положение зон гидротермально-метасоматических изменений, перспективных на золото. Электроразведка методом ВЭЗ использовалась КГЭ для уточнения мощности и расчленения разреза четвертичных отложений. Результаты геофизического изучения территории представлены в виде графиков dTa и ВП и приведены на рисунках (рис. 3–6) для отдельных участков.

Участок Шаверки. Геофизические работы на участках Шаверки-1 (западнее оз. Шаверки) и Шаверки-2 (южнее оз. Куслоки) были проведены в районе аномалии интенсивностью до 5000 нТл, выделенной по аэромагнитным данным. Развитие речной системы Шаверки не позволило разбить сеть профилей строго вкрест предполагаемого простирания пород. В результате 14 профилей участка Шаверки-1 и 7 профилей участка Шаверки-2, имеющих СЗ простирание, пересекают основные структуры под острым углом, что существенно затрудняет интерпретацию геофизических данных.

Развитые в СВ части участка пироксениты, подсеченные С-2 и 8, обусловили область отрицательного магнитного поля интенсивностью порядка -150 нТл без существенных градиентов сопротивления и поляризуемости. Изолированные симметричные магнитные аномалии интенсивностью до 400 нТл вызваны дайковыми телами габбро, одно из которых подсечено С-2. Аэромагнитная аномалия, по всей видимости, отражает область развития щелочных метасоматитов, обогащенных магнетитом. По результатам наземной магнитной съемки она распадается на ряд интенсивных (до 4000–7000 нТл) аномалий сложной формы с резкими градиентами. Телам гранитов и гранодиоритов, зафиксированным в скважинах и обнажениях, соответствуют участки спокойного отрицательного приведенного магнитного поля с амплитудой от -50 до -100 нТл.

Участок Кадилампи-1. Геофизические наблюдения на участке Кадилампи-1 выполнены по сети 50×20 м для электроразведочных работ и 50×10 м для магниторазведки (рис. 3).

Характер магнитного поля (рис. 3, а) в восточной и центральной частях участка спокойный, без существенных градиентов. Интенсивность приведенных значений составляет от -150 до -200 нТл, что характерно для зафиксированного в обнажениях гранитного тела. Оси положительных магнитных аномалий в западной части с интенсивностью до 300–500 нТл можно сопоставить с зонами повышенного (до 9500 Ом $\times$ м) кажущегося удельного сопротивления (ано-

малии № 1 и № 2) и существенного отклонения сдвига фазы ВП порядка $-1,2^\circ$. Вероятно, это связано с развитием в краевой части гранитного интрузива метасоматитов по вмещающим породам с повышенным содержанием магнетита и сульфидов. Подобные образования выявлены в обнажениях севернее детального участка (рис. 2).

В центральной части участка Кадилампи-1 зафиксированы две линейные системы зон повышенного (до 10 000–12 000 Ом $\times$ м) кажущегося удельного сопротивления, не находящие отражения в магнитном поле. Оси аномалий № 4–7 имеют ССВ (субмеридиональное) простирание, а № 2 – аз. 340° . Зоны № 4, 5 и 6 прослежены на 50–150 м и имеют мощность от 50 до 100 м. Наиболее протяженной является зона № 7, по всей видимости выходящая за область проведения геофизических работ, а ее мощность на некоторых профилях превышает 100 м. Четкого сопоставления со значениями угла сдвига фазы ВП также не выявлено, лишь на ПР 5 ПК 280 зафиксировано существенное отклонение $-1,26^\circ$, попадающее в область зоны № 4. Опираясь на результаты геологического изучения обнажений, канав и скважин на площади детального участка, можно сделать предположение о штокерковом окварцевании гранитного интрузива и развитии кварцевых прожилков по системе ослабленных зон с доминирующим субмеридиональным и менее выраженным СЗ направлением. Области наибольшего скопления кварцевых прожилков и интенсивного прокварцевания пород обусловили повышение удельного сопротивления. Присутствующие в кварцевых жилах рудные включения вкрапленно-прожилковой минерализации молибденита и других сульфидов, отмеченные в скважинах и канавах, не нашли отражения в геофизических полях по причине малой концентрации и вкрапленного характера распределения по непроводящей массе. Увеличение поляризуемости на ПР 5 ПК 280, по-видимому, приурочено к локальному повышению концентрации рудных минералов.

Наличие инженерных сооружений не позволило продлить сеть наблюдений в широтном направлении на запад и четко зафиксировать границы гранитного интрузива по геофизическим данным.

Участок Кадилампи-2. Геофизические исследования на детальном участке проводились по сети 10×50 м для магниторазведки и 20×50 м для электроразведки (рис. 4). Породы, слагающие участок Кадилампи-2, контрастно выделяются в физических полях. Условно его площадь можно разделить на две части – области относительно спокойных и аномальных полей (рис. 4, а).

В западной части участка аномальное магнитное поле имеет спокойный характер с интенсивностью от -800 до -200 нТл (относительно приведенного уровня 53 000 нТл). По данным электропрофилирования здесь можно выделить породы с кажущимся удельным сопротивлением порядка 4000 Ом $\times$ м ПР 3, ПК 0–ПК 100 м, и 5500 – 6000 Ом $\times$ м ПР 3, ПК 100–ПК 250 м (рис. 4, б).

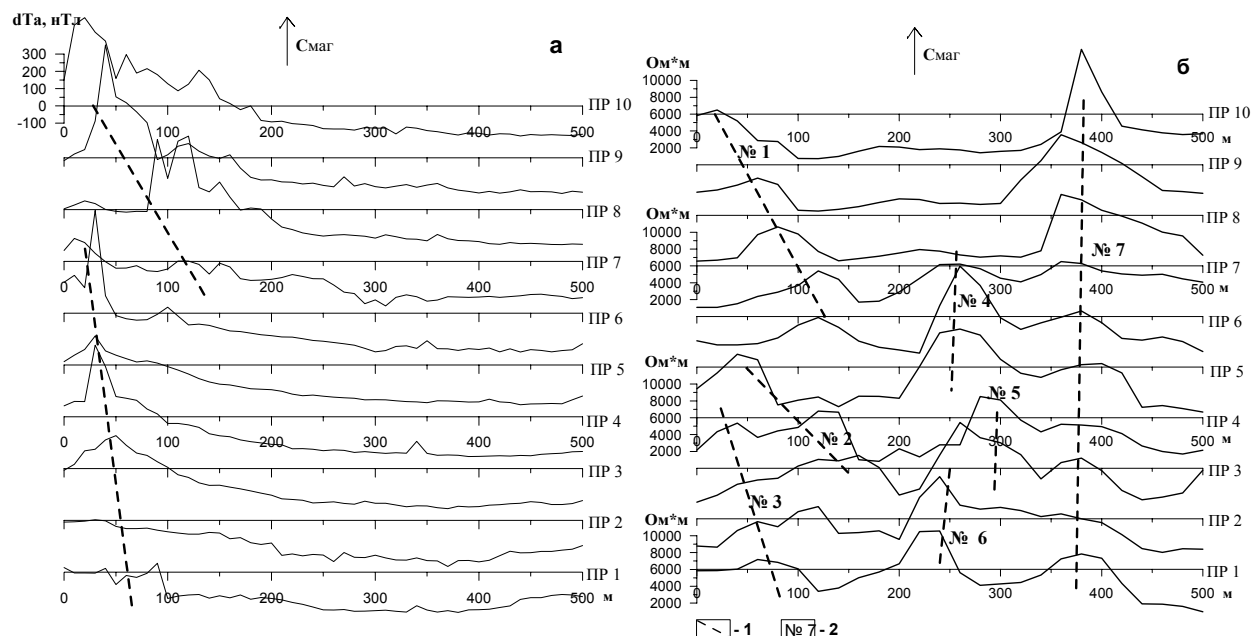


Рис. 3. План графиков аномального магнитного поля (а) и кажущегося удельного сопротивления (б) на участке Кадилампи-1:

1 – оси аномалий; 2 – номера аномальных зон. Здесь и на рис. 4–6: сплошная линия – dT_a , пунктирная линия – график фВП, точка – график ρ_k ; $T_{норм} = 53\,000$ нТл

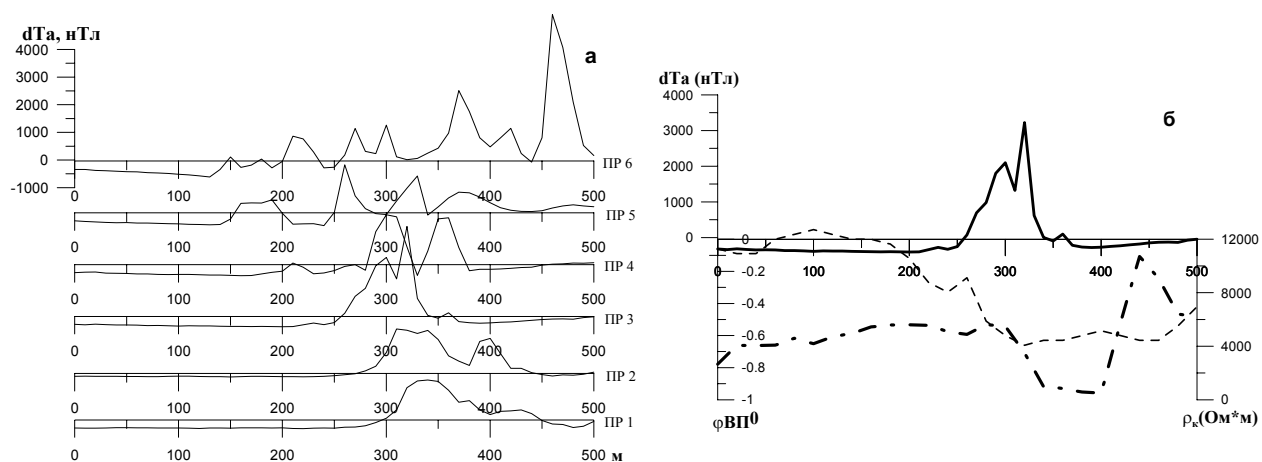


Рис. 4. План графиков аномального магнитного поля (а) и графиков наблюдаемых геофизических параметров по ПР 3 (б) детального участка Кадилампи-2

Основная аномальная зона в центральной части участка со значениями dT_a до 3000 нТл четко прослеживается по данным магнитной съемки от ПР 1 ПК 320–380 до ПР 6 ПК 200–ПК 250, азимут простираения оси аномалий $320\text{--}330^\circ$. По всем профилям наблюдается смещение центров аномалий сдвига фаз ВП и кажущегося удельного сопротивления на 50 м в восточном направлении относительно магнитных аномалий. Максимальное отклонение фазового сдвига в аномальной зоне составляет от $-0,9^\circ$ до $-1,71^\circ$, а минимальные значения ρ_k 1500–3000 Ом·м. СВ часть участка характеризуется наличием ряда магнитных аномалий, также связанных со смещенными относительно их максимума аномалиями фВП, ρ_k .

По результатам графической интерпретации магнитных аномалий, выделенных в центральной части участка, аномалеобразующий объект можно аппроксимировать субвертикальным пластоподобным телом (с предполагаемым западным падением), выходящим на уровень эрозионного среза под четвертичными отложениями. Мощность этого тела около 20–50 м. Сопоставляя результаты геофизических работ с имеющимися геологическими данными, можно сказать, что источником интенсивных магнитных аномалий служит развитый на данной территории дайковый комплекс габбро-долеритов с k порядка 10^{-2} ед. СИ. Смещение аномалий параметров фВП, ρ_k , ве-

роятно, связано с наличием вкрапленной сульфидной минерализации в восточном контакте интрузива. Лишь одно дайковое тело пересекает весь детальный участок с ЮВ на СЗ (азимут его простирания 320–330°). В СВ части участка подсечены краевые зоны аналогичных даек. Со спокойными участками кривых магнитных аномалий, соответствующих базальтам и гранитам, сопряжены участки кривой с ρ_k до 4000 Ом×м и ρ_k 5500–6000 Ом×м, соответственно.

Профиль Каппала – Горное. От оз. Горного до северной оконечности оз. Каппала геофизические работы проведены по отдельному профилю с аз. 280°. Магниторазведка выполнена по всей его длине (3500 м) с шагом 10 м, а электроразведка до ПК 2900 шагом 20 м (рис. 5).

Западная часть профиля характеризуется спокойным приведенным магнитным полем со значениями от 50 до 100 нТл в области ПК 3500–ПК 3200 и от –100 до –150 нТл в области ПК 3200–ПК 2650. Они приурочены к зонам развития полосчатых гнейсов по вмещающей толще среднего состава и К-гранитов, соответственно. Более детальное деление описанной области невозможно из-за отсутствия параметров ρ_k и $\phi_{ВП}$.

По результатам интерпретации интенсивной изолированной аномалии (3500 нТл, ПК 2525) возмущающим объектом служит субвертикальная дайка протерозойских габбро-долеритов, подсеченная на ПК 2525 скважиной С-62 и обогащенная титаномagnetитом. Ее мощность, устанавливаемая по геофизическим данным, порядка 50 м, падение субвертикальное с возможным западным отклонением. Понижения ρ_k до 5000 Ом×м совпадают с обоим экзоконтактами. Увеличение угла сдвига фазы ВП до –1,1° на ПК 2500 приурочено к предполагаемому лежащему эндоконтакту дайки. Это, вероятно, связано, как на участке Кадилампи-2, с сульфидной вкрапленностью.

Сходный геологический объект, вскрытый С-53, в зоне ПК 1125–ПК 1150. В месте пересечения профиля его расчетная мощность не превышает 25 м. Тело отражается в приведенном магнитном поле аномалией интенсивностью 300 нТл. Повышение поляризуемости на ПК 1200 –1,2° и ПК 1025 –1,14° и падение сопротивления на ПК 1225 и ПК 1050 наблюдаются на обоих экзоконтактах зафиксированного интрузивного тела, относимого по данным скважины к архейским габбро-амфиболитам.

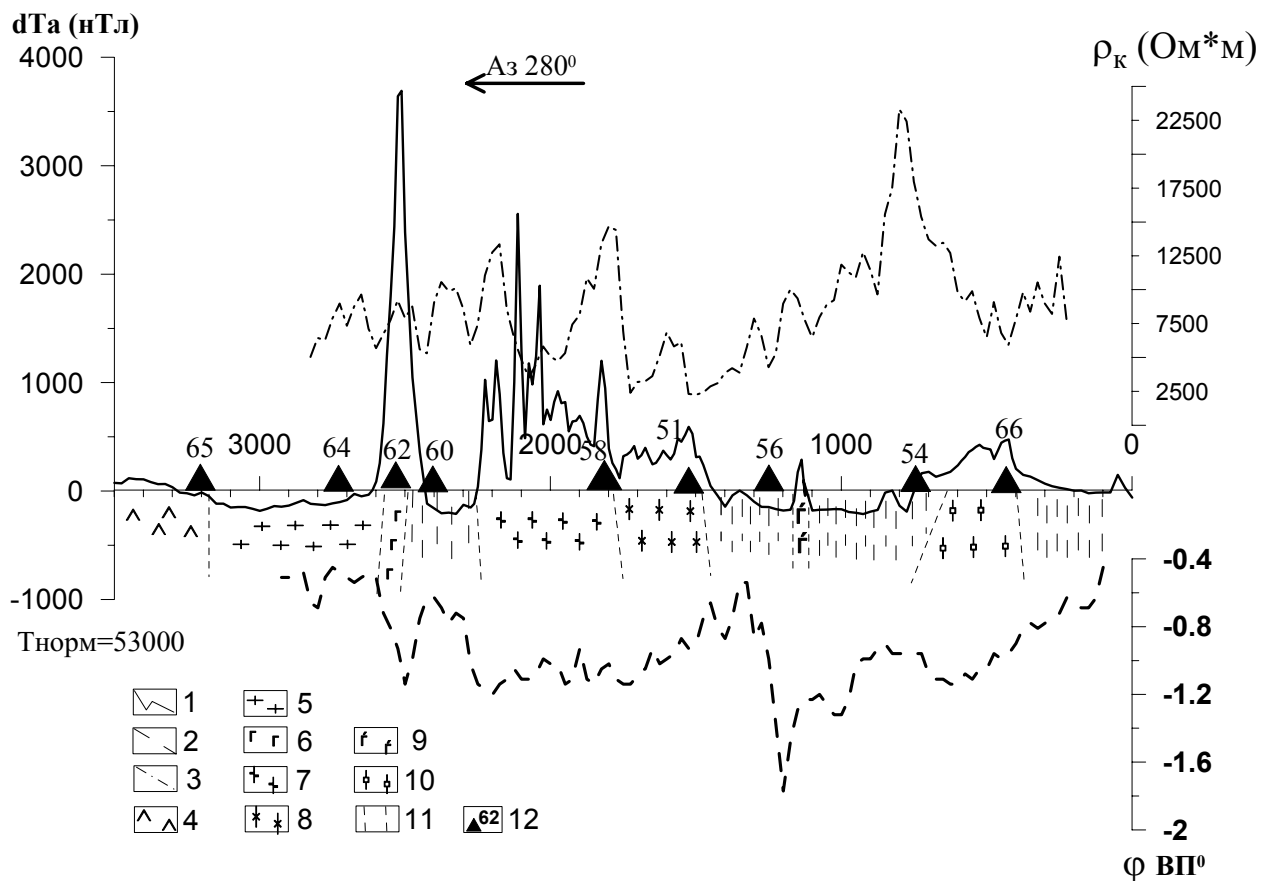


Рис. 5. Результаты геофизических наблюдений по профилю Каппала – Горное:

1 – $T_{норм} = 53\,000$ нТл; 2 – график параметра $\phi_{ВП}$; 3 – график кажущегося удельного сопротивления; 4 – полосчатые гнейсы; 5 – К-граниты; 6 – габбро-долериты (PR); 7 – метасоматиты; 8 – К-метасоматиты; 9 – габбро-амфиболиты (AR); 10 – амфиболиты по базальтам; 11 – сланцы среднего – основного состава; 12 – скважины и их номера

На профиле Каппала – Горное в интервале от ПК 1450 до ПК 2250 выделены два типа высокомагнитных пород. Первый тип (ПК 1450–ПК 750) отражается в повышении интенсивности полного вектора магнитной индукции до 400–500 нТл и ρ_k порядка 4000–6000 Ом·м. Область развития пород второго типа характеризуется более значительными градиентами магнитного поля (до 1200 нТл), увеличением в краевых зонах кажущегося удельного сопротивления до 14 000 Ом·м и слабым повышением ϕ ВП до $-1,2^\circ$ относительно 6000 Ом·м и $-1,05^\circ$ в ее центральной части. Данные магниторазведки позволяют сказать, что оба типа в разной степени обогащены магнетитом. По скважинам 58–59 установлено, что наиболее высокие градиенты магнитного поля характерны для 2-го типа пород биотит-амфибол-магнетитовых сланцев и К-метасоматитов с магнетитом. В С-51 вскрыты лишь К-метасоматиты.

В восточной области профиля выделены сланцы и амфиболиты по базальтам (ПК 400–ПК 750). Неравномерное распределение геофизических параметров в указанной зоне, скорее всего, вызвано расчлененностью и неоднородным строением аномалеобразующего объекта.

Участок Каппала по данным аэрогеофизической съемки прослеживается на продолжении рудоперспективной зоны домена Хоско. Участок полностью перекрыт водно-ледниковыми и болотными отложениями повышенной мощности и требует заверки бурением. Схема наблюдений на участке Каппала (рис. 6) включала 16 профилей СВ направления, расстояние между которыми было 250 м. Первые 7 профилей ограничены по длине (1500 м) береговой линией оз. Картициан. Остальные 9 (с 8-го по 16-й) имеют длину 2500 м за исключением 14–16-го профилей, разрыв которых вызван оз. Каппала.

Большинство выделенных на участке аномалий прослеживаются в СВ направлении. СЗ часть участка характеризуется наличием интенсивных положительных аномалий полного вектора магнитной индукции, имеющих сложную пилообразную форму (рис. 6, а). ЮВ часть участка отличает спокойное отрицательное магнитное поле интенсивностью от -300 до -400 нТл с локальными положительными аномалиями изометричной формы до 800 нТл (ПР 3, ПК 535). Разделяющая область границы проходит от ПР 3 до ПР 14 в районе пикетов 1000 м.

Ряд узких положительных магнитных аномалий прослеживается от ПР 1 ПК 300 до ПР 10 ПК 490. Несмотря на то что на ПР 2 ПК 375 и ПР 5 ПК 380 они имеют по два максимума, а на ПР 3 ПК 310 и 535 и ПР 4 ПК 300 и 470 образуют по две изолированные аномалии, форма, пространственное положение и результаты интерпретации дают возможность отнести их к одному субвертикальному аномалеобразующему объекту с горизонтальной мощностью до 30 м и азимутом простирания порядка $40\text{--}47^\circ$. Описанные магнитные аномалии можно соотнести с повышениями параметра ρ_k и аномалиями ϕ ВП (ПР 3 от ПК 300 до ПК 600). Смещение максимумов аномальных значений магнитного и элек-

трического поля по профилю до 50 м вызвано тем, что направление намагничения объекта, возможно, отличается от вертикального и центр магнитной аномалии смещен относительно центра тела. Данные по скважинам указывают на то, что аномалеобразующим объектом является дайковое тело габбро-амфиболитов.

Слабые повышения (до -50 нТл) в отрицательном магнитном поле, фиксируемые на ПР 9–12 в районе ПК 150, могут быть сопоставлены с повышением ρ_k до 30 000–34 000 Ом·м и отклонением ϕ ВП на $0,2\text{--}0,3^\circ$ (ПР 9 ПК 100–150, рис. 6, б). Аномалеобразующий объект в данном случае аппроксимируется субвертикальным пластовым телом с горизонтальной мощностью до 60 м.

На всех профилях от ПК 1000 до 2500 магнитное и электрическое поля имеют сложный характер. Значения dTa достигают 1700–2000 нТл, а параметр ρ_k варьирует от 5000 до 30 000 Ом·м. Зонам с пониженным, а часто и отрицательным магнитным полем соответствуют участки кривой ρ_k с максимальными значениями (от ПР 9 ПК 2350–2500 до ПР 15 ПК 2050–2500, от ПР 1 ПК 1000–1500 до ПР 2 ПК 1250–1500; от ПР 4 ПК 1450–1500 до ПР 13 ПК 1650–1800), тогда как в зонах с максимальными значениями и градиентами dTa кажущееся удельное сопротивление не превышает 20 000 Ом·м. Изрезанная форма положительных аномалий dTa в этих зонах свидетельствует о неравномерном распределении магнитных минералов по породе, ее расчлененности и наличии различного рода нарушений, что предполагает развитие магнетитсодержащих пород или щелочных метасоматитов с неравномерным распределением магнетита.

Область спокойных геофизических полей, в ЮВ части участка, характеризует вмещающую толщу вулканогенно-осадочных пород, уверенное разделение которой по геофизическим параметрам не представляется возможным.

Южная часть площади. Участки Кайдолампи, Перти, Ниж. Айттоярви выделены по геофизическим и геохимическим данным и представляют интерес в связи с обнаруженными здесь геохимическими аномалиями. Участок Ниж. Айттоярви в южной части площади сложен базальтами и прорывается габбро-долеритами, которые выделяются по аномальным полям dTa и ВП.

Таким образом, благодаря детальным геофизическим работам было уточнено на местности положение магнитных аномалий, предварительно выделенных по данным аэромагнитной съемки. По результатам магниторазведки по интенсивным аномалиям dTa откартированы тела габбро-долеритов с титано-магнетитовым оруденением (участки Кадилампи-2 и Каппала – Горное), магнетитсодержащие щелочные метасоматиты и магнетитсодержащие вмещающие породы (Шаверки-1, Каппала). Аномалиями dTa слабой интенсивности в комплексе с аномалиями ВП выделены зоны метасоматитов с пирротитовой минерализацией на контакте с телом габбро-долеритов на участке Кадилампи-2, Каппала – Горное.

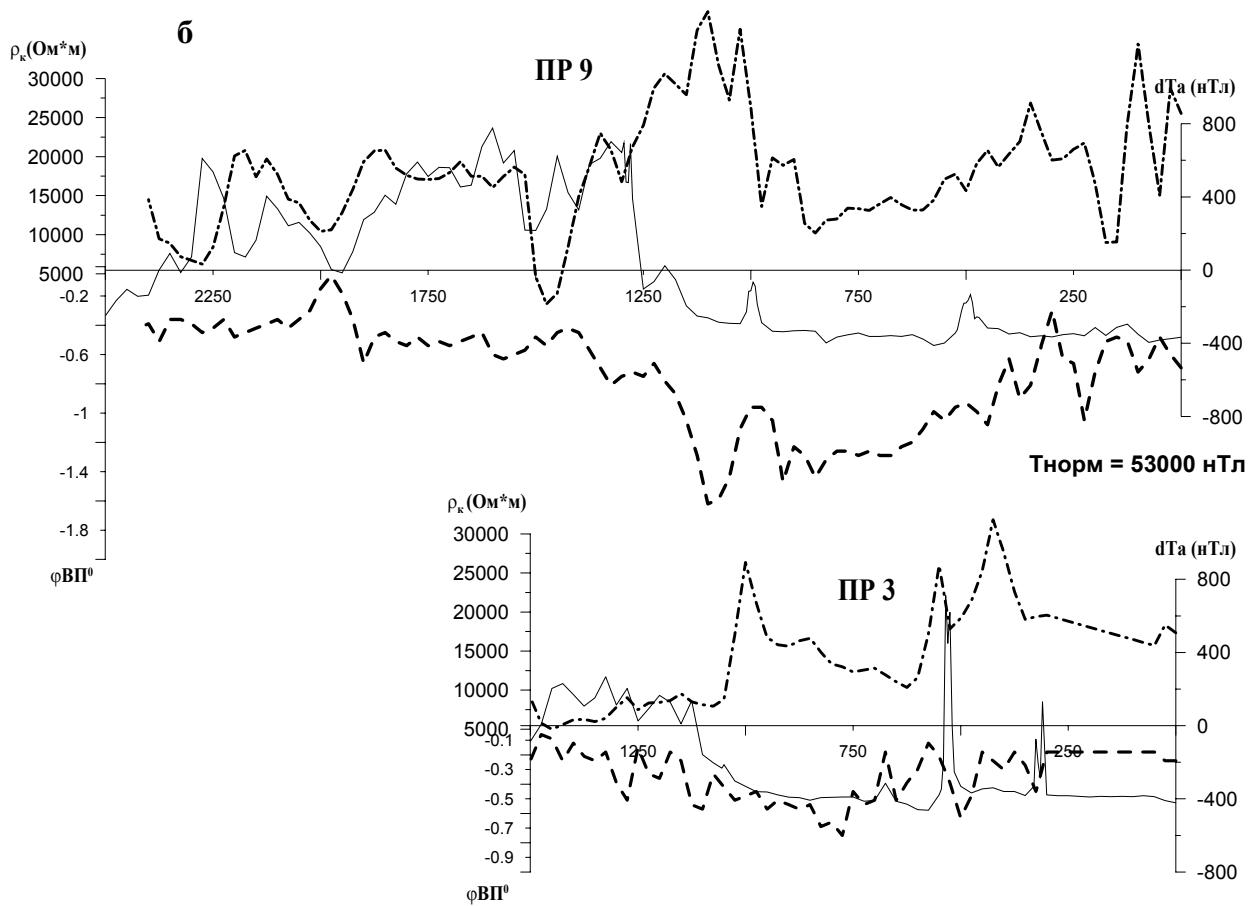
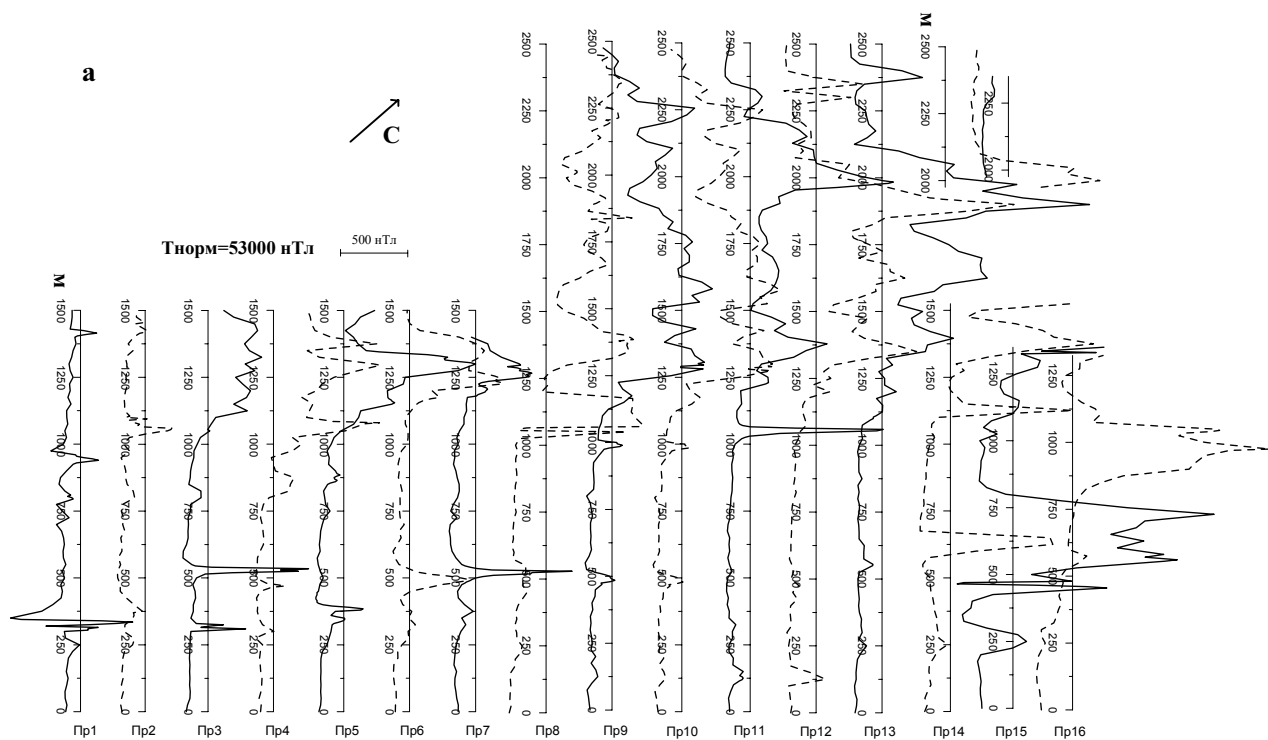


Рис. 6. План графиков аномального магнитного поля (а) и результаты геофизических наблюдений по профилям 9 и 3 (б) участка Каппала

Для рудопродуцирующего комплекса гранитоидов (тип Кадиламп) характерны значения dTa -150 – -200 нТл. Данные массивы контрастно выделяются среди вмещающей толщи среднего состава и особенно отличаются от магнетитсодержащих пачек. От других выделяемых на площади комплексов гранитов по данным магниторазведки плагиомикроклиновые граниты Кадиламп не отличаются. При поисках сульфидно-кварцевой минерализации (молибденитовой и золото-кварцевой), ассоциирующей с гранитами, следует учитывать данные, полученные по участку Кадиламп-1: повышенное удельное сопротивление соответствует области наибольшего скопления кварцевых прожилков и зонам интенсивного прокварцевания. Присутствующие в кварцевых жилах включения рудной минерализации (молибденита и других сульфидов), отмеченные в скважинах и канавах, не нашли отражения в геофизических полях по причине их малой концентрации и вкрапленного характера распределения по непроводящей массе. Однако при более высокой концентрации сульфидов можно ожидать увеличение поляризуемости.

Перспективы рудоносности площади работ

Геохимические исследования. Исследования отобранных КГЭ коренных проб и морены выполнялись методом ICP в лаборатории Геологической Службы Финляндии. По геохимическим данным, полученным КГЭ, для Северной Приграничной площади были выделены аномальные потоки рассеяния Au, Ag, As, Sb, Cu. Они тяготеют к северо-западному (район озер Веркоярви, Гуйлли, Корби, Киви) и северо-восточному бортам зеленокаменного пояса (СЗ оз. Шаверки) и его южной части (оз. Перти).

Данные геохимического опробования морены, отобранной из шурфов, показали низкие концентрации Au и элементов-спутников в верхних частях этих отложений. Даже в тяжелой фракции шлиховых проб уровень содержания этих элементов повышался незначительно. Более высокие концентрации Au (от 0,1 г/т и выше) и элементов-спутников были установлены при донном опробовании приплотиковой части морены в буровых скважинах. Здесь выявлена слабая корреляция Au с Bi, Te, а аномалии Au, Te, Se, Sb в морене района озер Корби, Киви в целом совпали с аномалиями элементов-спутников золота по донному опробованию.

Более устойчивая положительная корреляция Au с Cu, Se, Bi, Te, а также с Ag, Ba, Co, Mo, S, Zn (а иногда с Ti, V) была установлена в коренных породах. Такие аномалии развиты у озер Куслотки, Шаверки, Солуха, Кадиламп – Горное.

Отбор шлихов проводился из шурфов и скважин преимущественно в тех же точках, где отбирались геохимические моренные пробы. Минералогический анализ шлихов выполнялся в КГЭ. По ее данным выявлены ореолы золота в количестве до 1–5 знаков размером 0,1–0,2 мм в пределах выделенных участ-

ков. Основные аномалии оказались расположенными в пределах наиболее перспективного участка Кадиламп.

Перспективы рудоносности площади. По результатам проведенных геохимических работ КГЭ были намечены перспективные на Au, МПГ, Мо участки – Каппала, Кадиламп, Шаверки, Куслотки и др. (Юдин, 2004). Некоторые из них выделены по вторичным ореолам – Киви, Ниж. Айттоярви (Cu, Zn), Кайдоламп (Au и Zn, Se), Перти (Cu, Zn, Ag до 112 г/т, Mo, Sb, As).

Южнее оз. Куслотки в скважинах С-15–17 были выявлены первичные ореолы рассеяния золота (до 0,2 г/т), сопровождаемые ореолами золота и его спутников в моренных отложениях, и вскрыта зона окварцевания в лопийских гранитах вблизи контакта с протерозойскими образованиями. В С-17–20 в измененных тоналитах методом ICP установлено: Ba 27,9–106 г/т (в измененных гранитах С-19 с прожилками микроклина, карбоната, серицита и сульфидами – до 228 г/т Ba), Li до 23,8, La до 57,8, Sr до 105, Co до 13,2, Ni до 7,63, Mn до 709, Cr до 115, Cu 4,9–435, Zn до 89,9 г/т; Bi до 46,6 мг/т, Se 104–399, Te 72, 7–463, Sb до 11,6, Au 6,89–225 мг/т; S до 0,145–0,732%.

Так как для северного участка Шаверки-1 характерно широкое развитие щелочных метасоматитов, содержащих апатит, сфен, титаномagnetит, ильменит, циркон, перспективы его связаны с редкоземельными элементами: Y 9,35–28,8 г/т, La 19,8–74,1, Zr 8,66–22,9, Sr 32,8–311, Ba 41,7–140, P до 2650, Ti до 3290, а также Mn 125–561 в г/т, иногда S, Cu (метод ICP, данные по С-5, 11, 28, 45, 51). Для ЮВ фланга участка Шаверки, южнее одноименной реки, в зонах изменения в гранитоидах, характерно появление элементов-спутников золота (Se, Te, Bi) на уровне, соответствующем околорудным ореолам.

На участке Солуха на восточном окончании профиля (С-37–41) в измененных К-Na-гранитах в зонах расланцевания и метасоматического преобразования выявлена вкрапленная сульфидная минерализация и установлены следующие содержания элементов, характеризующие эту зону: Ba 95,2–371 г/т, Li до 66,1, La до 158, Mo до 9,67, Bi 2,5–43,4, As 15, Co 5,44–36,8, Ni до 67,3, Mn 45,2–1420, Cr до 109, Cu 3,35–411 г/т, Se 18,2–224, Te 12–82, Sb до 28,7, Au до 9,56 мг/т; S до 1,61%.

Западнее оз. Кадиламп на профиле Каппала – Кадиламп геохимическая аномалия приурочена к зоне изменений вблизи контакта гранитов с толщей вулканитов ультраосновного-основного состава. Рудная минерализация в коренных породах представлена сульфидной вкрапленностью (до 1%). Аномалия характеризуется повышенными содержаниями (по С-73, 76–77): Cu 13,8–289 г/т, Zn 49,3–86,3 г/т, Te 13,9–85,2 мг/т, Se от 31,3–85,2 до 300 мг/т в измененных габброидах на контакте с гранитами.

Перспективы участка Кадиламп-2 связаны с дайками протерозойских габбро-долеритов, которые сопровождаются вкрапленным титаномagnetитовым

оруденением с содержанием оксидов 10–25%, суммарного окисленного железа до 18,5–18,9%, TiO_2 до 3,66%, V до 0,52–0,6%, P_2O_5 до 0,25–0,36%, Cu до 0,09%, МПГ и сопутствующим Au до 0,1–0,48 г/т. Южнее описываемой территории к югу от оз. Вуотоярви, по данным А. С. Еина, в дайках габбро-долеритов установлены содержания МПГ до 0,4 г/т и Au до 1 г/т.

На участках Кайдолампи, Кадиламп-1, Горный, Солуха, Куслочки большинство геохимических аномалий сосредоточено в субмеридиональной зоне, которую можно выделить как наиболее перспективную шир-зону Кадиламп – Куслочки – полосу протяженностью около 12 км и мощностью до 300 м. В пределах этой зоны по вмещающим толщам и в центральной части участка Кадиламп-1 по гранитоидам развиваются рассланцованные и метасоматически измененные породы. Для участка Горного более характерно развитие калишпатовых метасоматитов, для Кадиламп-1 – грейзенизация и серицитизация. Зона щелочных изменений и грейзенизации прослеживается от участка Горного к северу и подсекается в скважинах восточной части бурового профиля участка Солуха.

Участок Горный разбурен скважинами С-111–115, 234–235, здесь пройдены каналы К-563, 550–552, которые вскрыли щелочные метасоматиты, содержащие магнетит, сфен, апатит, с наложенными сульфидно-кварцевыми прожилками. Эти метасоматиты хорошо выделяются по данным магниторазведки аномалиями dTa и геохимическим аномалиям Mo, Au, Cu, Se, Te, Zn, Sb и в том числе Р. В С-111 к зоне сульфидной минерализации в амфиболитах приурочена комплексная аномалия Au, Cu, Se. В С-113 в метасоматитах с сульфидно-кварцевой минерализацией содержание Au достигает 0,34 г/т, Cu – 0,65%. В С-115 установлены концентрации Р до 3%, Cu 0,17%, Se 1,48 г/т. В К-563 в интервале мощностью 2,8 м в щелочных метасоматитах с халькопирит-молибденит-кварцевой вкрапленно-прожилковой минерализацией выявлены содержания Mo 0,017%, Cu 0,1%, Au 0,13 г/т. Следует отметить, что геохимические аномалии участка Горного совмещают химические элементы разных генетических типов рудной минерализации.

На участке Кадиламп-1 к центральной части небольшого гранитного массива приурочена штокервовая зона прокварцевания и вкрапленная сульфидная минерализация. В зоне изменения гранитов развиты кварцевые прожилки и многостадийные кислотные преобразования типа грейзенизации, окварцевания, турмалинизации, серицитизации. Рудная минерализация представлена молибденитом, халькопиритом, пиритом, реже пирротинном, сульфидами полиметаллов, шеелитом, золотом. Молибденит выделяется в виде мелких и средних по размеру чешуек. Метасоматически измененные гранитоиды на всю мощность штокервовой зоны (около 100 м) характеризуются аномальными содержаниями Au, его спутников и Mo. При опробовании четвертичных отложе-

ний в пределах участка Кадиламп-1 были выявлены геохимические аномалии Au, Mo, Cu, Se, Te, Sb, Pb, в приплотиковой морене зафиксированы аномалии Au и Te, в коренных породах установлен первичный ореол Au с содержаниями до 0,3 г/т.

В центральной части массива более детально был обследован детальный участок площадью 100×200 м в грейзенизированных гранитах с прожилками кварца, турмалином и сульфидами. На этом участке прожилки развиваются по нескольким доминирующим системам трещин – СЗ и ССВ. Наиболее богатое молибденовое оруденение (1–1,53%) установлено в восточной части зоны и в К-564. К западу вкост простирания зоны молибденитовая минерализация сменяется золото-халькопирит-пиритовой, а содержания Au возрастают до 5,3 г/т. Au сопровождается аномалиями Cu, Se, Te. В К-564 в интервале мощностью 3,8 м установлены содержания Cu 0,16%, Mo 0,146%, Au 1,16 г/т, Bi 0,745 г/т, Sb 0,01 г/т, Se 0,784 г/т, Te 1,134 г/т. В целом оруденение относится к комплексному золото-сульфидному – медно-молибденовому (или же золото-редкометалльному).

Заключение

Таким образом, благодаря геологическим и геофизическим исследованиям, проведенным КГЭ на участке Приграничный Северный, прослежено продолжение свит северной части зеленокаменного пояса Хатту на российской территории, оконтурены гранитоидные массивы, выявлены высокомагнитные породы – толщи коматитов, магнетитсодержащие сланцы, дайки протерозойских габбро-долеритов и щелочные метасоматиты с магнетитовой и редкоземельной минерализацией. Выявлены диорит-тоналитовый и гранодиорит-гранитный комплексы, по своим петрохимическим свойствам близкие комплексам Куйттила и Вилуваара, сопровождающиеся золото-рудной минерализацией. К штокервовой зоне центральной части массива Кадиламп приурочена молибденитовая и золото-сульфидная минерализация. В его СВ контактовой зоне и на участке Горном обнаружено совмещение двух типов метасоматической зональности (щелочной и кислотной). Щелочные метасоматиты более развиты на участке Горном, к ним также приурочена сульфидно-кварцевая прожилковая минерализация. Благодаря геохимическим поискам, проведенным КГЭ, в пределах площади установлены проявления и пункты минерализации золота Куслочки, Шаверки, Солуха, Кадиламп, Горное, Каппала. С габбро-долеритами связано титаномagnetитовое оруденение с сопутствующими МПГ и Au. Основные перспективы обнаружения золота связаны с массивами типа Кадиламп и шир-зонами в них и их ореолах, выделяемых в гранитах по аномалиям повышенного сопротивления. Наиболее четко выделялась перспективная на поиски золоторудной минерализации субмеридиональная шир-зона Кадиламп – Куслочки.

ЛИТЕРАТУРА

Баранов В. Н. Отчет о результатах опережающей комплексной АГСМЭ съемки м-ба 1 : 50 000 в пределах приграничной площади Западно-Карельского блока в 1994–96 годах. Петрозаводск. ТГФ. 1997.

Беда В. А., Пахтель И. А., Хорев Н. А. и др. Отчет Южно-Карельской партии о результатах гравиметрической съемки м-ба 1: 200 000 в Центральной Карелии и м-ба 1 : 50 000 в Лоухском районе КАССР (Сосновецкий участок) за 1971–72 гг. ЗГТ. 1973. Фонды СЗТГУ.

Комаров В. А. Электроразведка методом вызванной поляризации. Л., 1972. 344 с.

Юдин С.Н. Информационный отчет о результатах поисков месторождений золота и МПГ на участке Приграничный Северный в пределах гранит-зеленокаменной области Ялонвара – Иломанси за 2004 г. Петрозаводск. ТГФ. 2004.

Geological development, gold mineralization and exploration methos in the Cate Archean Hattu Shist belt, Ilomantsi, eastern Finland. Ed. by Pekka A. Nurmi and P. Sorjonen-Ward // Geological Survey of Finland. Sp. paper 17. Espoo. 1993. 386 p.

Н. Н. Трофимов, В. Н. Сафронов, Г. П. Греченкова

НАХОДКА ФРАГМЕНТА ДРЕВНЕЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ОНЕЖСКО-ЛАДОЖСКОМ ПЕРЕШЕЙКЕ

Введение

Фрагмент коры выветривания обнаружен в песчаном карьере № 1 в районе бывшей д. Маркелица (рис. 1) и пос. Вилла Гора в 40 км к западу от г. Петро-заводска. Флювиогляциальные пески в нем разрабатывались на площади 0,05 км² на глубину в среднем 5–7 м. Около 30 лет назад в подошве его юго-западной части на площади около 200 м² были вскрыты породы, напоминающие известняк и мергель. Возобновившиеся в этом году эксплуатационные работы по выемке крупнозернистых песков привели к углублению карьера на этом участке на 3–4 м и вскрытию их на полную мощность (рис. 2). Крупные (1–2 м) разрозненные обломки породы прослеживаются на север (вверх по течению) еще на расстоянии 40 м.

Геоморфологическая позиция

Рассматриваемый район расположен на южном склоне крупной Вохтозерской аккумулятивной возвышенности, входящей в состав ледораздельной зоны между Онежским и Ладожским ледниковыми потоками последнего скандинавского оледенения (Экман, 1987).

Вскрытая карьером порода, имеющая кремнисто-карбонатный химический состав, была погребена в толще флювиогляциальных осадков последнего оледенения, которые представляют собой дельтовые отложения водного потока в леднике. Его русловой фацией является озовая гряда северо-восточного простирания, расположенная поперек движения ледника (рис. 1). Длина оза около 6 км, ширина основания – 150–200 м, гребня – 10–30 м. В карьере № 2 гряда вскрыта на 10–15 м в глубину и разрабатывалась на песчано-гравийную смесь. В составе оза преобладают гравелистые пески – 90%, содержащие около 10% галечника и мелких валунов. Крупнообломочный материал на 95% имеет гранитоидный состав. Оставшиеся 5% представлены преимущественно долеритами и зелеными сланцами, но около 0,5% приходится на ятулийские кварциты, алевриты и песчаники с карбонатным цементом и шунгиты III разновидности. Галек карбонатного состава не установлено. Вы-

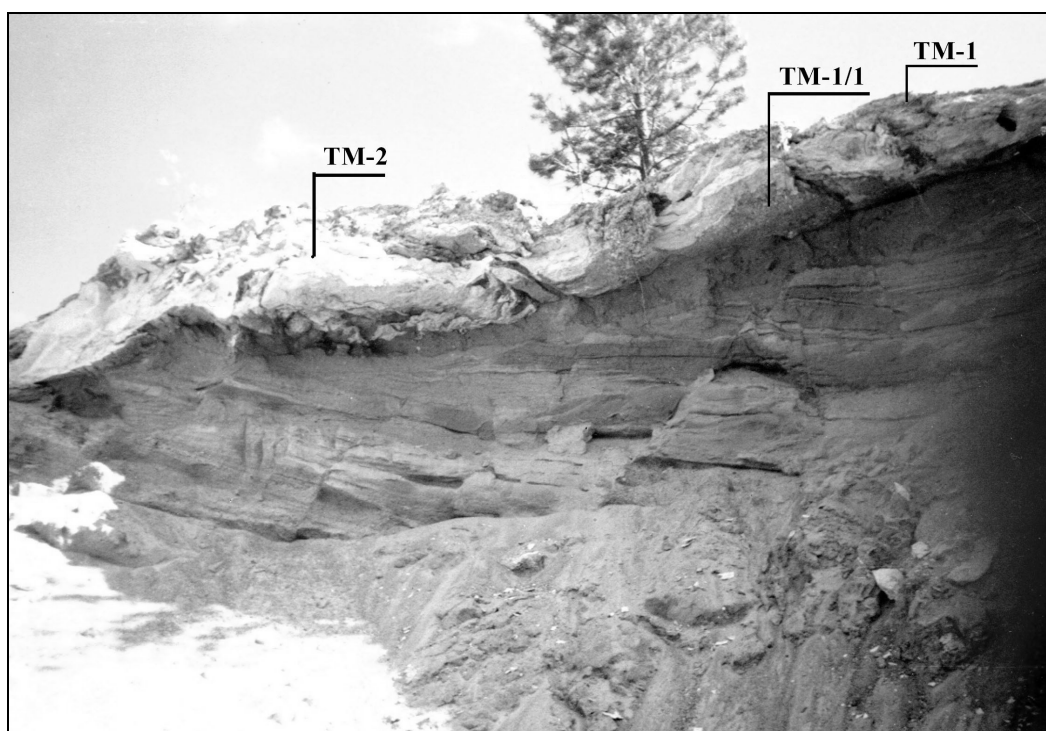
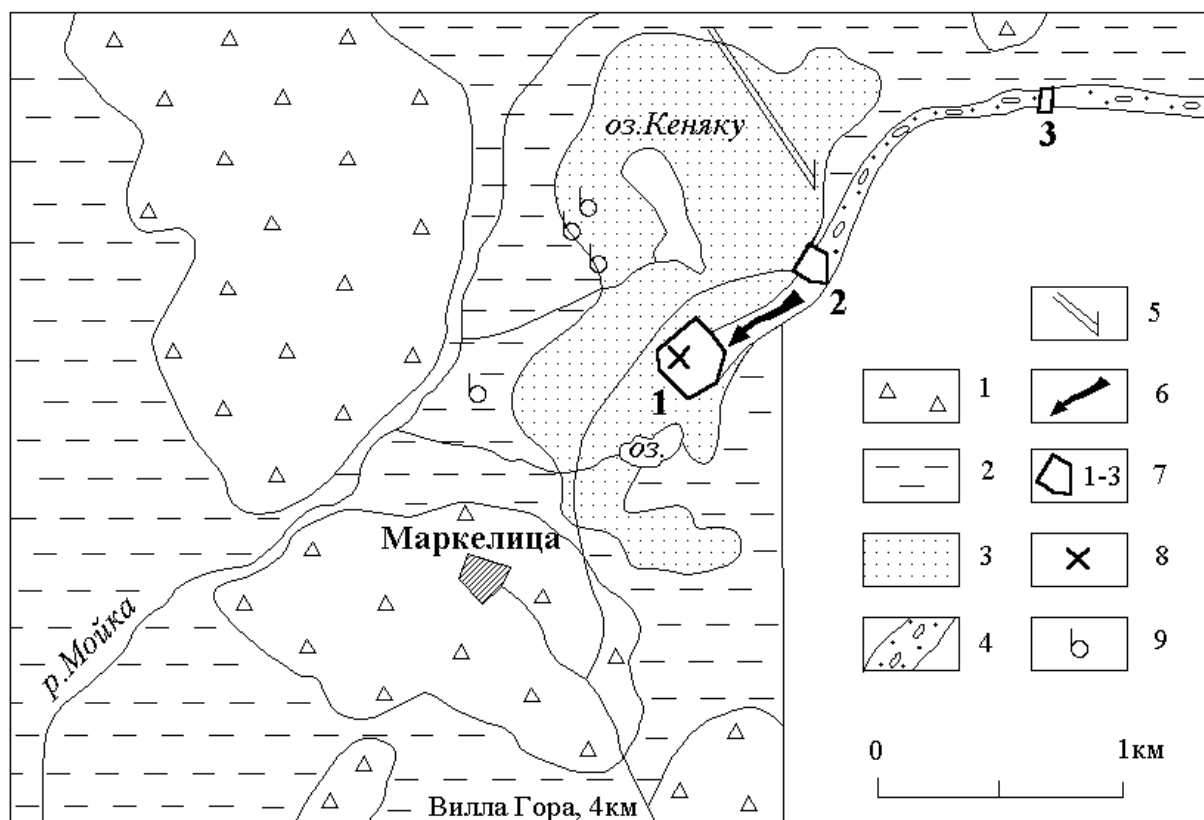
ше по течению потока (точка 3) в составе оза доля валунно-галечного материала увеличивается до 20–25%. В промежутке между точками 2–3 на его гребне наблюдаются участки со скоплением крупных (0,5–1,0 м) валунов.

Дельтовая фация этого водного потока имеет широкое развитие, но разрабатывалась непосредственно на продолжении оза – карьером № 1, где она представлена хорошо сортированными песками различной зернистости – от тонких – пылеватых разностей, с маломощными линзочками легкого суглинка, до крупнозернистых преимущественно. Угол падения слоев по направлению водного потока (с севера на юг) – 10–15°. Наблюдается ритмичное чередование слоев и система продольных сбросов и взбросов с амплитудой до первых десятков сантиметров (рис. 3). Пласт пород кремнисто-карбонатного состава лежит на слоистых крупнозернистых и гравелистых песках с угловым несогласием (рис. 2, 3). Таким образом, эти породы являлись ледниковым отторженцем, который был освобожден из толщи льда и погребен среди водно-ледниковых отложений. В погребенном состоянии он изначально имел в плане изометричную плащеобразную форму размером примерно 20×5–15 м, а в разрезе – линзовидную с максимальной мощностью до 1,2 м. Эксплуатационными работами оказалась незатронутой только его часть (рис. 3).

В пределах площади развития водно-ледниковых отложений дельты имеются водоупорные горизонты, являющиеся или слоями суглинков, или фрагментами погребенных моренных отложений. На это указывает различный гипсометрический уровень разгрузки подземных вод в абсолютных отметках от 130 до 145 м, проявляющийся в виде многочисленных родников (рис. 1).

Особенности строения и состав

Вскрытый карьером отторженец имеет в плане плащеобразную, а в поперечном срезе линзовидную форму с волнистой нижней поверхностью, срезающей флювиогляциальные слои (рис. 2, 3).



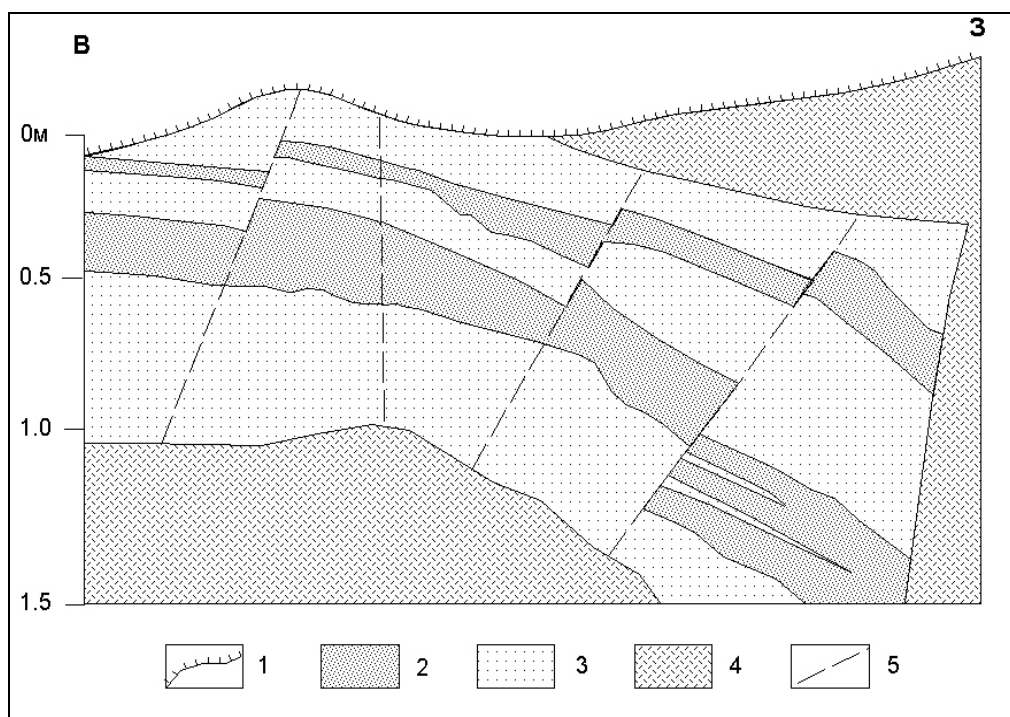


Рис. 3. Ритмичное строение флювиогляциальных песков ниже пласта древней коры выветривания:

1 – подошва пласта; 2 – гравелистые пески; 3 – крупнозернистые пески; 4 – песчаная осыпь (нарушенное залегание); 5 – сингенетичные микросбросы

В части разреза (свежая врезка карьером) линза сложена двумя разновидностями пород: внизу (обр. ТМ-2) – более светлыми, почти белыми;верху (обр. ТМ-1) – светло-серыми, приобретающими в сырую погоду серый с синеватым оттенком (цементный) цвет (рис. 2). Светлая разновидность имеет кремово-белый цвет, однородное массивное сложение без признаков сланцеватости и слоистости. Порода плотная, но легко раскалывается молотком с образованием неровных и полураковистых изломов, при полевом описании определена как мергель, плотность ее – 1,65 г/см³.

Вышележащий слой длительное время находился в условиях активного физического выветривания, чем, возможно, обусловлена его другая окраска. Порода в нем превращена в пластинчатую дресву (кровля пласта в подошве старого карьера) и приобрела сланцеватое сложение. Но в менее выветрелых участках можно найти массивные нерассланцованные образцы (ТМ-1/1), их плотность – 1,55 г/см³. Макроскопической особенностью слоя является содержание около 5, а иногда до 10%

включений кварца, реже полевого шпата, размером до 2 мм, рассредоточенных по породе или группирующихся в непротяженные слойки в 1–3 зерна по мощности. Встречаются также редкие включения гравия размером 5–7 мм.

Химическим анализом установлен существенно кремнисто-карбонатный состав породы с заметной примесью сульфатной серы – 4,16–4,52%, окиси Mg – 3,46–5,06%, трехокси Al – 4,02–4,36% и значительным количеством воды – до 12,47% (табл. 1). При этом за основу состава следует принять содержание кремнезема и воды, определенное в обр. ТМ-2 как не содержащем механических примесей и не затронутым выветриванием.

Рентгенофазовый анализ обоих образцов показал, что порода имеет сложный и необычный минеральный состав – является смесью гипса, кальцита, фатерита и таумасита (табл. 2, 3). В образце ТМ-1, взятом с поверхности и пролежавшем в помещении три года, дополнительно выявлена дегидратированная разновидность гипса – бассанит. Его плотность резко уменьшилась по сравнению с обр. ТМ-1/1 и составила 0,92 г/см³.

Таблица 1

Результаты химического анализа образцов коры выветривания, масс. %

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	ппп	P ₂ O ₅	CoO	NiO	CuO	SO ₃	Σ	S
ТМ-1	22,86	0,25	4,36	2,23	0,21	0,035	3,46	30,71	0,39	0,59	3,83	26,27	0,30	0,001	0,004	0,002	4,16	99,75	1,64
ТМ-2	17,22	0,27	4,02	2,72	0,14	0,051	5,06	33,41	0,06	1,17	12,47	18,41	0,14	0,002	0,004	0,002	4,52	99,66	1,81

Примечание. Анализы выполнены в аналитической лаборатории ИГ КарНЦ РАН. Аналитики: А. И. Полищук, Н. В. Питке.

Т а б л и ц а 2

**Набор межплоскостных расстояний $d(\text{\AA})$ и относительная интенсивность
для образца ТМ-1 и составляющих его фаз**

ТМ-1	Гипс	Кальцит	Бассанит	Фатерит	Таумасит	Кварц
9,51 (20)					9,59(100)	
7,69 (12)	7,59 (77)					
5,99 (12)			6,01 (80)			
5,57 (5)					5,53 (22)	
4,23 (16)	4,28 (100)		4,28 (5)	4,26 (13)		4,26 (16)
3,83 (15)	3,80 (13)	3,86 (9)	3,83 (5)		3,79 (75)	
3,56 (6)			3,61 (5)	3,56 (63)	3,53 (6)	
3,45 (11)			3,47 (50)		3,42 (30)	
3,34 (58)						3,34 (100)
3,26 (39)				3,29 (75)		
3,19 (6)	3,17 (4)		3,22 (5)		3,19 (15)	
3,03 (100)	3,06 (55)	3,02 (100)	3,04 (10)			
2,87 (12)	2,88 (42)					
2,80 (22)	2,79 (8)		2,80 (90)			
2,71 (26)	2,68 (31)		2,72 (10)	2,73 (100)	2,72 (45)	
2,59 (11)	2,60 (3)		2,62 (5)		2,60 (20)	
2,49 (12)	2,50 (98)	2,50 (15)			2,51 (50)	
2,46 (7)	2,48 (2)					2,46 (9)
2,28 (23)		2,29 (20)	2,27 (5)			2,28 (8)
2,13 (6)			2,12 (10)		2,16 (20)	2,13 (6)
2,09 (18)	2,09 (11)	2,09 (16)			2,11 (25)	
2,06 (11)	2,08 (12)			2,06 (63)		
1,98 (7)	1,99 (2)					1,98 (4)
1,91 (26)	1,90 (9)	1,91 (22)	1,91 (10)			
1,87 (20)	1,88 (8)	1,88 (23)		1,87 (15)		
1,84 (26)			1,85(40)	1,83(63)		
1,81 (27)	1,81 (8)		1,81 (5)		1,82 (5)	1,82 (13)
1,78 (5)	1,78 (6)		1,79 (5)			
1,73 (5)			1,74 (15)			
1,69 (5)			1,69 (20)			
1,67 (10)	1,67 (3)		1,67 (20)			1,67 (4)
1,65 (8)				1,65 (31)	1,64 (4)	1,66 (2)
1,60 (9)	1,62 (5)	1,60 (12)	1,61 (5)		1,60 (2)	1,61 (1)
1,54 (10)		1,53 (7)	1,55 (5)			1,54 (9)
1,52 (10)		1,52 (7)	1,52 (5)			
1,47 (6)		1,47 (3)	1,47 (12)	1,48 (8)		
1,43 (10)		1,44 (9)	1,44 (7)			
1,38 (8)						1,38 (7)

П р и м е ч а н и е . Исследования на аппарате ДРОН-3М, Си-излучение.

Т а б л и ц а 3

Минеральный состав образцов ТМ-1 и ТМ-2

ТМ-1	ТМ-2
Гипс – $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Гипс
Кальцит – CaCO_3	Кальцит
Фатерит – CaCO_3 (гекс.)	Фатерит
Таумасит – $\text{Ca}_3\text{Si}(\text{OH})_6(\text{CO}_3)(\text{SO}_4) \cdot 13\text{H}_2\text{O}$	Таумасит
Бассанит – $\text{CaSO}_4 \cdot 0,5 \text{H}_2\text{O}$	
Кварц – SiO_2	

Установленные в результате рентгеновского исследования минеральные фазы объясняют высокое содержание воды в породе (обр. ТМ-2), но не позволяют объяснить результаты химического анализа по соотношению CaO и SiO_2 , наличию $>4\% \text{Al}_2\text{O}_3$ и MgO . В образцах возможно присутствие еще нескольких компонентов, диагностика которых затруд-

нена вследствие их малого количества и взаимного наложения дифракционных линий всех фаз. Такими минералами могут быть эттрингит ($\text{Ca}_6\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3(\text{OH})_{12} \cdot 26\text{H}_2\text{O}$) и, возможно, мервинит ($\text{Ca}_3\text{Mg}(\text{SiO}_4)_2$), все основные линии которых совпадают с дифракционными максимумами экспериментального спектра образца ТМ-1 (рис. 4). Весьма вероятно также наличие аморфных фаз, не фиксируемых рентгенофазовым анализом. В шлифе просматриваются участки с микроглобулярной структурой. В частности, изъятая из целика песчаной толщи обособленная мелкая линзочка кремнисто-карбонатной породы типа ТМ-2 с поверхности была покрыта системой полигональных трещин, которые можно трактовать как трещины усыхания (дегидратация гипса и таумасита) или как кристаллизация геля (рис. 5).

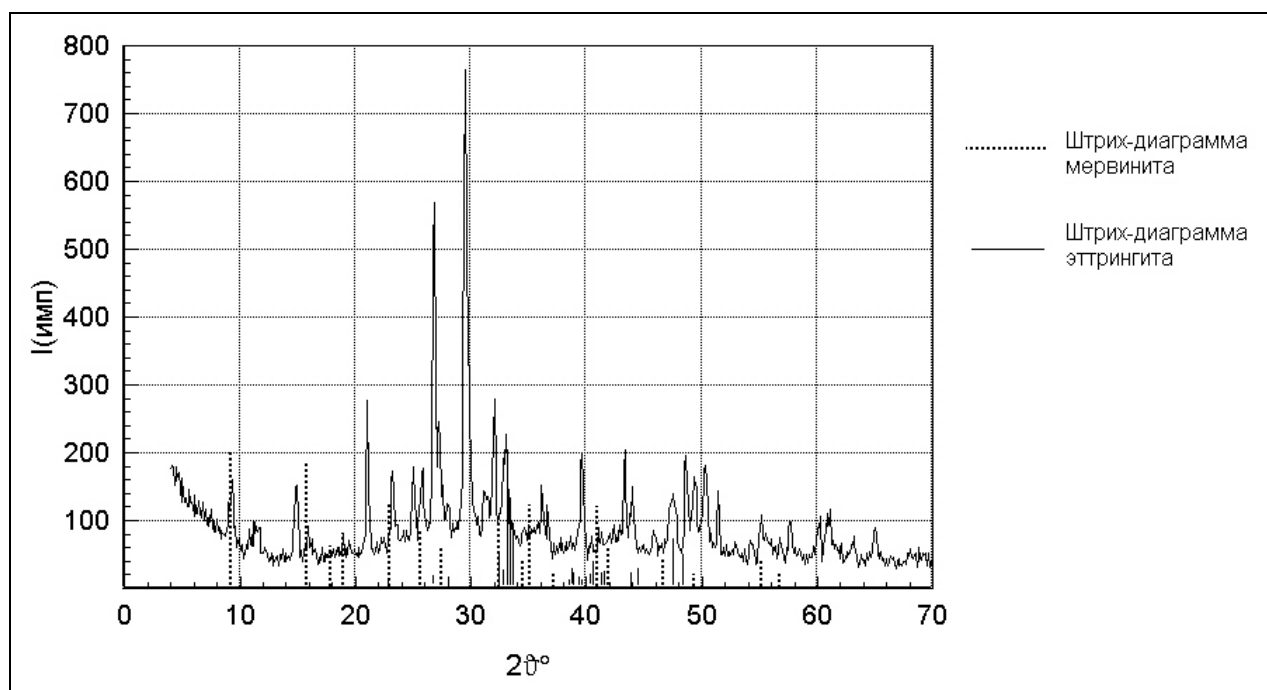


Рис. 4. Дифракционный спектр образца ТМ-1 и штрих-диаграммы мервинита и этtringита. ДРОН-3М, Си-излучение

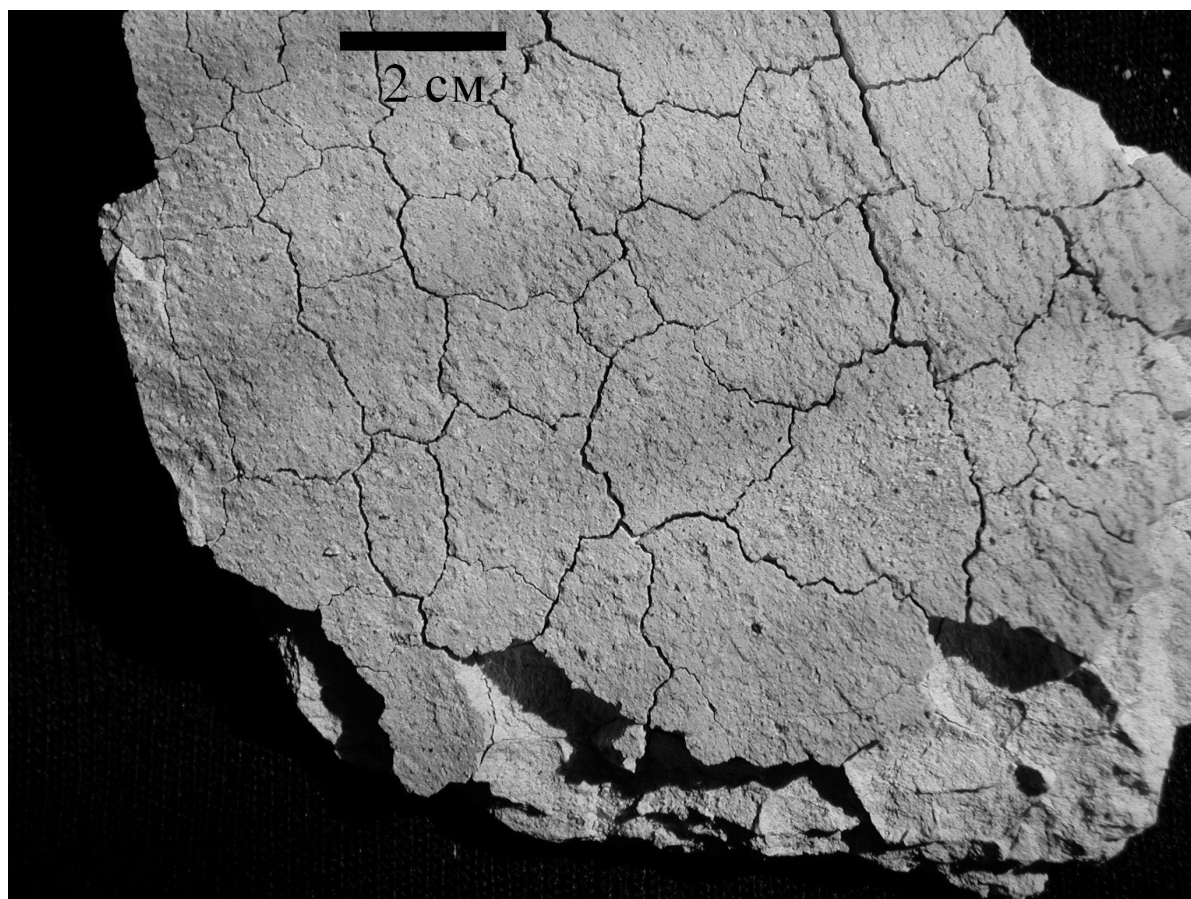


Рис. 5. Полигональная система трещин на поверхности обособленной линзы, отвечающей по составу обр. ТМ-2

Таким образом, минеральный состав породы представлен тремя классами: сульфаты (Са и Са-Al) – гипс, эттрингит; силикаты (Са и Са-Mg) – таумасит, мервинит; карбонаты – кальцит, фатерит. В их числе два водных сульфата и один водный силикат. В классе карбонатов возможно еще присутствие группы кислых карбонатов, содержащих К и Na (табл. 1).

Необычность состава породы состоит в сочетании ассоциаций осадочной или экзогенной низкотемпературной – гипс, кальцит и высокотемпературной контактово-метаморфической – мервинит, эттрингит, таумасит (Костов, 1971). Эттрингит также образуется в качестве продукта изменения Са-алюмосиликатов (Дэн и др., 1953). Таким образом, данная порода является древней корой химического выветривания, образовавшейся на карбонатных породах вблизи контакта с интрузивом габбродолеритов.

Выводы

Погребенный в четвертичных водно-ледниковых отложениях крупный отторженец сульфат-карбонат-силикатной породы является фрагментом древней сульфатсодержащей коры химического выветривания существенно кремнисто-карбонатного состава. Присутствие в ее составе целой группы контактово-метаморфических минералов – таумасита, мервинита и эттрингита, образующихся в экзоконтактной зоне интрузива габбродолеритов и карбонатных пород (Костов, 1971), позволяет предположить, что это кора линейного типа. Ее верхний слой был частично эродирован, испытал незначительное перемещение и переотложение, так как содержит олигомиктовый песчано-гравийный материал. Порода частично диагенезирована, на дневной поверхности не разрушается в течение нескольких лет, превращаясь со временем в дресву. Будучи достаточно мягкой, она не может выдержать длительной транспортировки.

В результате экзарационной деятельности поздневалдайского ледника был отторгнут крупный плащеобразный фрагмент коры выветривания. С учетом значительных размеров отторженца, его формы, небольшой плотности и прочности слагающих его пород, расстояние перемещения его ледником не должно превышать первых километров. Из толщи льда отторженец был освобожден

водно-ледниковым потоком, сформировавшим озовую гряду и дельту (рис. 1). Высокая парусность (большая площадь и малая мощность) и низкая плотность допускают перенос отторженца потоком талых вод на первые сотни метров. Таким образом, коренное залегание этих пород находится поблизости – ориентировочно в 1 км к северу от оз. Кеняку (рис. 1).

Заключение

Для Карело-Кольского региона отмечено значительное количество находок кор выветривания (Сидоренко, 1958; Ладожское озеро, 1978; Афанасьев, 1980; Евзеров, 1983). Особенно много их на Кольском п-ове, имеющем более расчлененный рельеф и лучшую обнаженность, где А. П. Афанасьев (1980) выделяет среди сохранившихся фрагментов коры выветривания каолинового типа мезозой-палеогеновые и гидрослюдистого типа – на границе рифея и венда. На склонах Балтийского щита и Воронежском кристаллическом массиве он выделяет также красноцветные коры выветривания – латеритный тип.

Регион, начиная с верхнего протерозоя является областью устойчивого поднятия, пенепленизации, деформаций и денудации. Поэтому были условия как для формирования кор выветривания, так и для их уничтожения. На Кольском п-ове в четвертичное время в ходе неоднократного оледенения через возвышенности Хибин и Кейв проходила зона главного ледораздела, в пределах которой ледниковая экзарация была значительно ослаблена, что, вероятно, и способствовало сохранению фрагментов дочетвертичных кор выветривания (Евзеров, 1983). Территория Карелии была областью интенсивного ледникового выпихивания, но, как показывает данная находка и исследования последних лет, фрагменты дочетвертичных кор выветривания сохранились в понижениях рельефа коренных пород, а также в крупных водораздельных зонах. Возраст данной находки древней коры выветривания в районе д. Маркелица – оз. Кеняку можно оценить как венд или ранний палеозой. Одним из значимых моментов ее является присутствие гипса, которое позволяет предположить развитие в конце неопротерозоя – начале фанерозоя эвапоритовой формации.

ЛИТЕРАТУРА

Афанасьев А. П. История формирования кор выветривания и гипергенных полезных ископаемых на Кольском полуострове // Геология и полезные ископаемые мезокайнозойских образований Кольского полуострова. Апатиты, 1980. С. 5–36.

Евзеров В. Я. Состав морен скандинавских ледниковых покровов (источники первичного материала и механизм образования) // Кору выветривания и гипергенные полезные ископаемые восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1983. С. 84–103.

Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Пэлач Ч. и др. Система минералогии. Т. II, полутом 1. М., 1953. 773 с.

Костов Н. Минералогия. М., 1971. 584 с.

Ладожское озеро (развитие рельефа и условия формирования четвертичного покрова котловины). Петрозаводск, 1978. 208 с.

Сидоренко А. В. Доледниковые коры выветривания Кольского полуострова. М., 1958. 108 с.

Экман И. М. Четвертичная система // Геология Карелии. Л., 1987. С. 79–83.

Б. Н. Клабуков

ВОЗМОЖНОСТИ ПЕТРОЭЛЕКТРИКИ В ИЗУЧЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАРЕЛИИ

Введение

Электропроводность весьма чувствительна к объёмному содержанию флюидов и электропроводящих минералов в земной коре. Распределение тех и других связано с особенностями геологического строения. Изучение характеристик вещества земной коры расширяет наши представления о ее строении. Основная масса электрических данных получена в виде кажущихся сопротивлений (ρ_k). В связи с этим они являются интегральной характеристикой корового вещества и не могут быть прямо использованы для анализа. Значительная часть материалов касается сопротивления минерального скелета (ρ_m) и никак не освещает фазовое состояние вещества горных пород. Цель настоящей работы – получить истинные удельные электрические характеристики вещества земной коры (ρ) и с помощью совокупности данных уточнить связи электропроводности с особенностями геологических структур.

В статье проводится анализ накопленных в процессе многолетних исследований собственных и опубликованных материалов по изучению электрического сопротивления разновозрастных комплексов кристаллических пород, выведенных на поверхность современного эрозионного среза. Анализируемые данные получены с помощью традиционных методов электроразведки ВЭЗ, ДЭЗ и электропрофилирования, а также аэрометодов (БДК и МВП) и параметрических измерений на обнажениях пород. Аэроэлектроразведка даёт весьма разнородный и несопоставимый материал о сопротивлении пород, однако на некоторых участках работы проведены различными методами, в том числе и наземными. Это позволяет сравнить материалы. Сравнивались электрические и магнитные аномалии тех структур региона, где породы несут одновременно графитовую (шунгитовую) и пирротинтовую минерализацию. Корреляции использовались для расчета ρ . Обработка электрических зондирований проводилась с использованием программы статистической интерпретации по алгоритму Л. Н. Пороховой (1981). В основе программы лежит метод подбора. Для оценки влияния естественных условий на величину ρ привлечены лабораторные измерения сопротивления пород при температурах $20 \div 1000$ °С, а также при различной

влажности. Обработка кажущихся сопротивлений позволила получить истинные электрические характеристики вещества земной коры, сравнимые с параметрическими измерениями на обнажениях геологических структур.

В работе принято последовательное рассмотрение электрических характеристик пород от древних к молодым для трех геоструктур I-го порядка: Карельского кратона, Беломорского складчатого пояса и Свеккофенской складчатой области. Существует ряд работ, где сделаны обобщения материалов исследований по электрическим свойствам (Строение..., 1983; Клабуков, 1990; Клабуков, Гришин, 1993; Golod, Klabukov, 1988). Их основной недостаток – отсутствие конкретной геологической привязки измерений. Отметим, что анализируемый материал приведен к одинаковым стандартам, с тем чтобы можно было сопоставлять данные, полученные разными методами.

Породы гранит-гранодиоритовой группы

Для геологических образований, слагающих надбазальтовую часть земной коры, характерно значительное содержание высокоомных порообразующих минералов – плагиоклаза, кварца и микроклина. Наиболее высокоомным является микроклин, наименее – плагиоклаз. В связи с этим микроклиновые граниты должны иметь более высокое сопротивление в сравнении с плагиогранитами. Другим минералом, значимо воздействующим на сопротивление пород, является магнетит, образующийся в результате метасоматоза. При наличии в породе удлиненных кристаллов магнетита возможно образование сквозных каналов проводимости, определяющих величину ρ . Колебания электрического сопротивления зависят также от пористости и трещиноватости пород при условии их заполнения влагой. Заметная зависимость ρ от разуплотнения возникает при высокоомном минеральном скелете ($>3 \cdot 10^5$ Ом·м). Этому условию удовлетворяют почти все породы гранит-гранодиоритовой группы. По лабораторным измерениям электрического сопротивления, приведенного к естественным условиям, сопротивление гранитов должно варьировать вокруг величины 10^4 Ом·м.

Беломорский складчатый пояс

В качестве пород гранит-гранодиоритовой группы представлены гнейсы различного состава. Минеральный состав гнейсов простой, их породообразующими высокоомными минералами являются: кварц, плагиоклаз и биотит. Среди гранитных тел встречаются диориты, энтербиты, чарнокиты, гранодиориты и плагиомикроклиновые граниты (Геология Карелии, 1987).

В пределах структуры исследовано семь участков: Нильмозеро, Мурашово, Кузема, Юлозеро, Пуатараваара, Колежда и Соловки. По результатам интерпретации (табл. 1) наблюдается значительное снижение ρ у измененных разностей. Использование данных минералогического анализа позволило установить повышенное содержание тяжелой фракции в составе пород. По данным электропрофилирования в субширотных зонах Чупино-Лоухского района (Меламед, 1968) фиксируется снижение ρ гнейсов до 2000 Ом·м на фоне 10 тыс. Ом·м вмещающих эти зоны пород. Пониженное сопротивление гнейсов здесь связано, скорее всего, с их трещиноватостью. Пористость таких пород по данным лабораторных исследований достигает 4% на фоне 1–2 неизмененных разностей.

Карельский кратон

В качестве пород гранит-гранодиоритовой группы в нижнем структурном этаже следует отметить

многократно деформированные различные по составу и возрасту архейские тоналиты, гранодиориты и диориты (табл. 2). В верхнем структурном этаже породы данной группы представлены гранитами рапакиви Салминского и Улягского массивов.

Породы нижнего этажа составляют естественный высокоомный фон земной коры. Вариации ρ этих пород связаны с повсеместной гранитизацией и диафторезом. В северной части кратона в пределах Пяозерского блока широко развиты плагиомикроклиновые и существенно микроклиновые граниты.

Свекофеннская складчатая область (в пределах региона – Ладожский геоблок)

Наиболее представительны в этой структуре гранито-гнейсы на контакте с Карельским кратоном в гранито-гнейсовых куполах северного Приладожья. В качестве примера приводятся данные о Коккосельском куполе. Подобно другим куполам он имеет сложное строение. Преобладающими породами являются архейские гнейсо-граниты, мигматиты. Присутствуют реликты разнообразных гнейсов. По данным параметрических измерений архейские гранитоиды обладают достаточно высоким сопротивлением (8–18) тыс. Ом·м при среднем 16 тыс. Ом·м. По результатам ВЭЗ, поставленных на гранитах вблизи контакта с породами сортавальской серии, сопротивление достигает величины 26 тыс. Ом·м.

Таблица 1

Удельное электрическое сопротивление измененных и неизмененных пород ρ , тыс. Ом·м

Участок	Породы	Количество измерений	Измененные	Неизмененные
Мурашово	Биотитовые гнейсы	22	19–21	20–30
Нильмозеро	Амфиболсодержащие гнейсы	17	5–9	12–30
Юлозеро	Гранат-биотитовые гнейсы	56	5–7	9–16
	Дистен-гранат-биотитовые гнейсы	34	3–4	8–10
Кузема	Граниты	30	8–10	30–40

Таблица 2

Электрическое сопротивление пород Карельского кратона

Участок работ	Геологическая характеристика	ρ , тыс. Ом·м		
		от	до	среднее
Лексозеро – оз. Тулос	Энтербиты и двупироксен-амфиболовые сланцы	14	22	18
		10	12	11
		19	26	22
Вокнаволоок	Вокнаволоцкий комплекс	8	12	10
Ровкульский	Гранитоиды и гранито-гнейсы	10	18	14
Пяозерский	Тавоярвинский комплекс гранитов	2	10	6
Яглярви	Гнейсо-граниты и мигматиты	16	30	23
	Микроклиновые граниты	19	25	22
Вохтозеро	Гранит-мигматиты	5	–	–
	Диорито-гнейсы	7	70	38
	Тоналито-гнейсы	27	–	–
Нелгомозеро	Гнейсо-граниты	20	30	25
Панозеро	Микроклиновые и микроклин-плагиоклазовые граниты	4	–	–
		10	–	–
Водлозерский блок	Гранитизированные породы	9	–	–
		17	20	18
		10	20	15
Салми	Рапакиви	0,8	17	9
		10	26	18
		2	–	–
Сыссойла	Рапакиви	10	35	22

В пределах Ладожского геоблока в северо-восточном Приладожье магнетизм рифейской эпохи выразился в формировании Салминского и Улягского массивов гранитов рапакиви. Согласно представлениям Л. П. Свириденко (1968), Салминский массив образовался при пятикратном внедрении магм рапакиви. Соответственно она выделяет пять фаз. Выделяемые фазы несколько различаются по физическим свойствам, таким как плотность и магнитная восприимчивость. Величина ρ меняется от 0,8 до 17 тыс. Ом·м.

Для гранитов рапакиви характерна тенденция увеличения ρ с уменьшением плотности и магнитной восприимчивости. Установлен также рост сопротивления ρ с глубиной. Рапакиви Улягского массива имеют несколько пониженное сопротивление (10 тыс. Ом·м). Заметна тенденция: в высокоомных блоках сопротивление с глубиной растет быстрее, чем в низкоомных.

Породы осадочно-вулканогенной группы

Эти образования развиты на двух структурных этажах – Лопийском и Карельском.

Лопийские образования

Осадочно-вулканогенный комплекс изучался в основном в пределах Карельского кратона. Среди пород этого комплекса особо выделяют формации черных сланцев (Галдобина и др., 1983), с которыми связано первое в эволюции земной коры сколько-нибудь значительное накопление электропроводящих минералов – графита и сульфидов. Для осадочно-вулканогенных пород характерны три типа разреза, отличающихся по соотношению осадков и вулканитов. Электрическое сопротивление пород этой группы связано, главным образом,

с присутствием в породах рудных минералов (железа и сульфидов), а также со структурно-текстурными особенностями (рассланцеванием). Как правило, эти образования пространственно совпадают со специфическими структурами Балтийского щита, называемыми мобильно-проницаемыми зонами (МПЗ), где за счет особого геодинамического режима в лопии создались благоприятные условия для связи кора – мантия (Гришин, 1990). Вследствие концентрации углерода в таких зонах они являются проводящими. Колебания ρ пород этой группы приведены в табл. 3.

Карельский структурный этаж

Геологические образования этого этажа представляют собой чехол Карельского кратона. В составе стратифицированных образований этого чехла выделяются шесть надгоризонтов от сумия до вепсия (Геология Карелии, 1987).

В нижнем протерозое усиливается активизация эндогенных процессов в земной коре, которые приводят к более резкой дифференциации вещества и к формированию Карельского структурного этажа. Продукты вулканизма и осадконакопления занимают в нем ведущее место. Геологические образования нижнего протерозоя расчленены на ряд ярусов, которые неравномерно развиты в различных частях Карельского кратона. Характерным для нижнепротерозойского времени является дальнейшее развитие черносланцевых формаций и накопление в их составе углерода в значительно больших количествах, чем в лопии (Галдобина и др., 1983). Интенсивность вариаций ρ слагающих этаж горных пород настолько значительна, что составляет несколько порядков, отражая сложность строения земной коры Карельского структурного этажа (табл. 4).

Таблица 3

Электрическое сопротивление осадочно-вулканогенных пород, слагающих лопийский структурный этаж

Участок работ	Геологическая характеристика	ρ , тыс. Ом·м		
		от	до	среднее
Мегриярви	Кварц-биотитовые сланцы	25	53	39
	Кислые вулканы	9	11	10
	Порфириды	3	9	6
	Серицит-кварц-полевошпатовые сланцы	22	—	—
	Биотит-амфиболовые сланцы	8	—	—
Киндасово	Амфиболиты	—	—	—
	Графитистые сланцы	3	—	—
Корпанга	Магнетитовые руды	0,05	2	1
	Вмещающие руды породы	300	4000	2000
Хаутаваара	Графитистые сланцы	1,3	1,5	1,4
	Базальты	3,4	7,5	—
	Колчеданные руды	0,001 и меньше	—	—
Чалка	Габбро-диабазы	1	—	—
	Кремнистые туффы	24	—	—
	Порфириды	5	—	—
	Туфы андезитовых порфиритов	2,0	32	17
	Лавы порфиритов	0,4	5	2,7
Карбозеро	Андезиты	6	30	18
	Габбро-диориты	5	8	6
	Гипербазиты	1,3	2,0	1,6
Койкары	Графитистые сланцы	0,8	4	2,4

Таблица 4

Электрическое сопротивление осадочно-вулканогенных пород, слагающих Карельский структурный этаж

Участок работ	Геологическая характеристика	ρ, тыс. Ом·м		
		от	до	среднее
Михайловское	Ятулийские эффузивы	3,5	9,4	7,5
	Осадочные образования	3,6	12	8,8
Гумарино	Габбро-диабазы	—	—	5
	Вулканы основного состава	5	—	—
Волозеро	Шунгитовые сланцы	0,13	—	—
	Породы, не содержащие шунгит	0,5	10	5,2
Онежская структура	Шунгитсодержащие сланцы	0,001	300	100
	Графитсодержащие сланцы	0,001	0,01	0,05
пр. Вяртсиля – Кааламо	Кварциты	5	10	7
	Сланцы, не содержащие графит	—	—	—
оз. Вахвяярви	Порфиры	1	5	3
	Кварц-биотитовые сланцы	14	—	—
п. Салми	Песчаники	3	8	5,5
	Вулканы	7	9	8
	Кварциты	15	20	17
	Порфиры	1,4	—	—

Наиболее проводящей частью Карельского структурного этажа является шунгитоносный комплекс пород людиковия. Именно с ним связано масштабное накопление шунгитового вещества (ШВ), характеризующегося высокой электропроводностью. Наиболее полный разрез людиковия установлен в Онежской структуре, где он представлен заонежской и суйсарской свитами. В зависимости от содержания ШВ в шунгитоносных породах (ШНП) величина ρ меняется на 8 порядков. Наиболее высокоомными из ШНП являются образования суйсарской свиты при содержании ШВ в породах не более 5%.

Образования салминской свиты завершают в основном разрез осадочно-вулканогенных пород на территории Карелии. Распространение верхнепротерозойских и палеозойских пород носит спорадический характер, поэтому их электрические характеристики здесь не приводятся.

Интрузивные комплексы основного и ультраосновного состава

Образования, которые можно сопоставить с веществом «базальтового» и подкорового слоев, на поверхности земной коры формируют массивы основных, ультраосновных и щелочных пород. Сложность оценки электрических параметров «базальтового» слоя по данным породам связана с необходимостью учета термодинамических условий, в которых находится вещество на этих глубинах.

Предполагается, что главную массу «базальтового» слоя вместе с интрузиями основного состава слагают породы гранулитовой фации метаморфизма, такие как гранулиты и эклогиты. Автор допускает, что в составе «базальтового» слоя могут находиться серпентинизированные разности ультраосновных пород (Резанов и др., 1984). Данные показаны в табл. 5.

Таблица 5

Электрическое сопротивление основных и ультраосновных пород

Участок работ	Породы	ρ, тыс. Ом·м		
		от	до	среднее
Бураковский массив	Плаггиофироксениты	4	10	7
	Дуниты	0,1	2	1,0
	Габбро-нориты	0,1	0,2	0,5
Кааламо	Габбро-диориты	2,5	9	5,5

Четвертичные отложения

Как первый от поверхности слой, отложения четвертичного возраста интересуют геоэлектрику с точки зрения экранирования электрического поля. Однако электрическая характеристика рыхлых отложений важна также для изучения геологического строения этой части земной коры. Для оценки экранирования строят карты продольной проводимости (S). Существующая карта продольной проводимости осадочного чехла территории бывшего СССР масштаба 1 : 8 000 000 не отражает деталей. Так, например, вся территория Карелии на этой карте отмечена как зона пониженных S.

Впервые попытка детализировать карельскую часть карты была предпринята М. И. Голодом и А. Д. Лукашовым (1978). Ими на основе анализа геолого-геофизического материала была построена схема S четвертичных отложений Карелии в масштабе 1 : 2 500 000. В качестве экспериментальных данных использовалась информация, полученная при проведении работ методами ВЭЗ, электрического профилирования, в том числе индукционного, параметрические измерения на конкретных объектах. Подтвердились данные о малой величине продольной проводимости первого слоя. В среднем она составляет сотые доли сименса. Однако появились и детали. Увеличение проводимости отмечено для зоны сочленения Балтийского щита и платформы, в прибрежной части больших озер, где наряду с увеличением мощности отложений

увеличивается в разрезе мощность их глинистых разностей. Накопление данных по электрическому изучению рыхлых отложений (работы ПГО Севзапгеология и Карельского научного центра) за последнее время реализовано Б. Н. Клабуковым в уточненной схеме S (Строение литосферы..., 1993). В ней значительно детализированы южная и юго-восточная части Карелии по границе с Архангельской и Ленинградской областями. Продольная проводимость осадков здесь достигает 1 сименса.

Для четвертичных отложений в регионе характерны два типа электрических разрезов – двухслойный и трехслойный. В каждом из разрезов в качестве маркирующего горизонта используется поверхность коренных пород, которые в Карелии имеют, как правило, очень высокое электрическое сопротивление. Таким образом, мощность четвертичных отложений по экспериментальным данным определяется или по мощности первого горизонта в двухслойном, или по суммарной мощности двух первых горизонтов в трехслойном разрезе. По данным анализа параметрических измерений ρ , мощность четвертичных отложений оказывается завышенной в сравнении с истинными значениями. Суммарная мощность двух верхних горизонтов по данным ВЭЗ в Северной и Центральной Карелии колеблется от 13 до 120 м при средней величине в 50 м, тогда как по геоморфологическим данным (Лукашов, 1976) мощность рыхлых отложений в районе исследований не превышает 20 м. Статистический анализ результатов интерпретации ВЭЗ указывает на связь сопротивления коренных пород фундамента с величиной суммарной мощности двух верхних горизонтов (табл. 6). Логично следующее объяснение этой связи. При снятии ледниковой нагрузки за счет дилатансии и процессов физического выветривания происходит значительное разуплотнение верхней части фундамента. Образующие послеледниковые коры выветривания заполняются влагой, что резко увеличивает их проводимость. Проникновение воды в трещины коренных пород также увеличивает мощность второго обводненного горизонта. Интенсивность и глубина расстрескивания, исходя из положений физики твердого тела, должны увеличиваться для более жестких и прочных массивов горных пород, имеющих, как правило, в обезвоженном состоянии высокое сопротивление.

Таблица 6

Связь сопротивления коренных пород Карелии с величиной суммарной мощности двух верхних горизонтов

ρ коренных пород, тыс. Ом·м	H_{1+2} , м
>40	74
30÷40	52
20÷30	43
10÷20	34
1–10	19
<1	13

Следовательно, между сопротивлением коренных пород и суммарной мощностью двух верхних горизонтов должна существовать положительная корреляционная связь. Для групп, представленных в табл. 6, связь надежна ($r = 0,97$).

Таким образом, проводимость первого от поверхности коренных пород слоя определяется суммой проводимостей горизонтов, сложенных мореными отложениями и корой выветривания коренных пород.

Схематическая модель проводимости земной коры

На основании геолого-геофизических данных о строении земной коры и результатов петроэлектрического анализа можно построить схематическую модель продольной проводимости земной коры, которая представляет определенный интерес. Модель складывается из проводимостей отдельных слоев.

$$S_{з.к.}^* = S_a + S_{гр.} + S_{ос.-вул.} + S_{баз.},$$

где $S_{з.к.}$, S_a , $S_{гр.}$, $S_{ос.-вул.}$, $S_{баз.}$ – соответственно проводимости земной коры, четвертичных отложений, «гранитного»** слоя, осадочно-вулканогенного и «базальтового» слоев.

Примем, что точность расчетов проводимости земной коры в каждой точке равна ± 1 См. Тогда величина S_a , равная на большей части региона сотым или десятым долям сименса, оказывается в пределах погрешности и ее можно не учитывать.

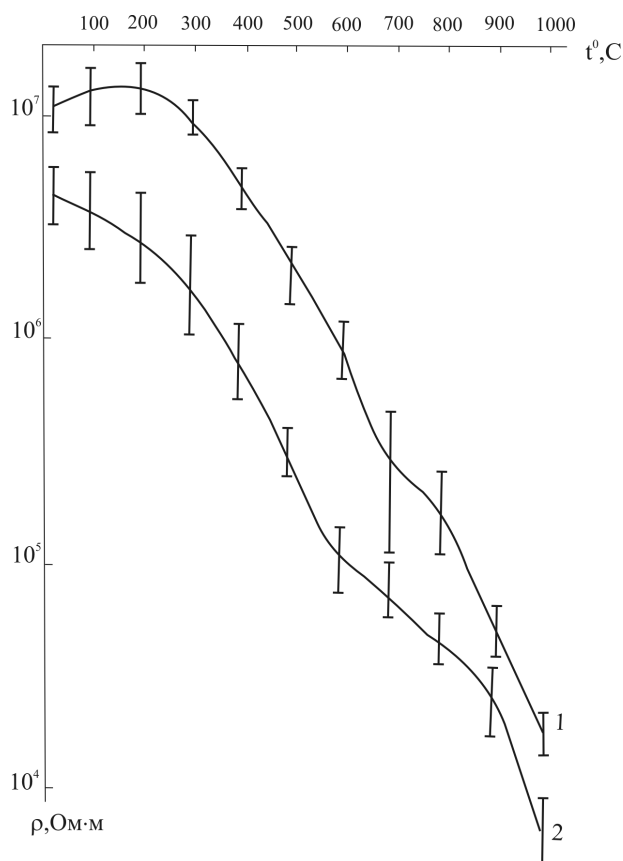
Для оценки проводимости нижележащих слоев предварительно рассмотрим температурные зависимости ρ слагающих пород. Исследования проводились на карельском материале (Голод, Клабуков, 1976; Клабуков, Голод, 1979; Строение..., 1983). Получены зависимости $\rho = f(t^\circ C)$ для большинства наиболее распространенных пород. По распределению ρ в поле температур изученные породы можно объединить в две группы. Первая группа пород представлена гранитами, гнейсами, гранодиоритами и осадочно-вулканогенными образованиями – гипотетически наполнителями верхней части земной коры. Вторая – основными и ультраосновными породами – более вероятными образованиями, слагающими низы коры и подкоровый слой верхней мантии.

Обобщенные кривые $\rho = f(t^\circ)$ (рис.) 1 и 2 характеризуют распределение сопротивления соответственно первой и второй групп пород. Они четко дифференцированы и постепенно сближаются в высокотемпературной области. Максимальное различие по средним величинам ρ наблюдается при температуре, близкой к $600^\circ C$, и составляет приблизительно один порядок. Характерным для обобщенных кривых является температурный интервал $25 \div 250^\circ$. В пределах

* $S' = H/\rho$, где H – мощность слоя, а ρ – удельная проводимость.

** «Гранитный» слой – условное наименование «гранито-ультраметаморфического» и «диоритового» слоев.

этого интервала с увеличением температуры наблюдается или некоторое увеличение сопротивления (породы первой группы), или очень слабое уменьшение ρ (породы основного и ультраосновного состава).



Обобщенные кривые зависимости удельного электрического сопротивления от температуры в 65% доверительных интервалах:

1 — для верхней части коры, 2 — для нижней части коры и верхней мантии

Исследованиями показано, что для водонасыщенных образцов электропроводность до температур 200–250 °С уменьшается (Строение..., 1983). Так как в естественном залегании породы кристаллического фундамента увлажнены, можно предполагать, что электрическое сопротивление вещества земной коры увеличивается до глубин, соответствующих этим температурам. Согласно геотермическим кривым (Клабуков, 1990), увеличение ρ происходит до 15–20 км, где, вероятно, должен быть его максимум. Аномальное поведение кривых $\rho = f(t^\circ)$ наблюдается также в интервале 500–600 °С, что соответствует низкам земной коры.

Использование температурных зависимостей сопротивления горных пород (рис.) совместно с геотермическим разрезом позволяет учесть влияние температуры на электропроводность слоев земной коры.

Определим $S_{\text{гр.}}$, используя следующие исходные данные и допущения. Величина ρ пород гранитного состава на поверхности меняется от 2 до 10 тыс.

Ом·м. Допуская, что по объему количество проводящих и высокоомных пород одинаково, $\rho_{\text{ср.}} = 6$ тыс. Ом·м. Оценки ρ древнего фундамента на глубинах в несколько километров, приведенные выше, составляет 30 тыс. Ом·м. Считая их максимальными и учитывая рост сопротивления с глубиной, по температурной кривой (1 на рис.) определим $\rho_{\text{ср.}}$ в слое, которое равно 18 тыс. Ом·м. Тогда $S_{\text{гр.}} = 1,1$ См. Допустим, что под существенно «диоритовыми» блоками сопротивление пород с глубиной нарастает быстрее и уже на небольших глубинах достигает максимальной величины. В этом случае $S_{\text{гр.}} = 0,7$ См.

Вычислим $S_{\text{баз.}}$, для чего принимаем мощность «базальтового» слоя постоянной и равной 20 км. Средняя величина электрического сопротивления малоизмененных пород основного состава по оценкам на поверхности равна 4 тыс. Ом·м. При температуре 300–400 °С ρ пород основного состава уменьшается примерно в 2 раза и будет равно 2 тыс. Ом·м. Допустим в составе «базальтового» слоя наличие серпентинизированных разностей с сопротивлением 200 Ом·м и объемом хотя бы в 5% и будем считать, что эти породы составляют прослойку в слое. С учетом этих допущений $S_{\text{баз.}} = 14,5$ См.

Итак, фоновая проводимость земной коры с учетом погрешности составляет 15 См. Для нее возможны некоторые колебания, связанные с мощностью коры. Так, в Беломорье, где $h_{\text{м}} = 47$ км, проводимость земной коры составляет 16 См. Как видим, вариации фоновой проводимости невелики и не превышают 3 См.

Таким образом, можно утверждать, что наибольшее влияние на проводимость коры будут оказывать $S_{\text{ос.-вул.}}$ в связи с резкими вариациями электрического сопротивления слагающих осадочно-вулканогенный слой пород (от 10 Ом·м до 15 тыс. Ом·м) и переменной мощностью слоя (от 0 до 7 км). Для расчетов $S_{\text{ос.-вул.}}$ в плане использована схема сопротивления коренных пород, выполненная на геолого-геофизической основе (Клабуков, 1990). Учет изменения ρ на глубину в конкретной точке схемы проводился с использованием данных петрозлектрического анализа наиболее типичных структур и конкретных разрезов.

Коровые зоны проводимости

Заонежская аномалия. Впервые аномалия описана М. И. Голодом (1984) и позднее уточнена Б. Н. Клабуковым (Органическое вещество..., 1994). Она является одной из крупнейших электрических аномалий восточной части Балтийского щита и пространственно совпадает с Онежской структурой, размеры которой 130×120 км. Мощность слагающих ее геологических образований оценивается в 1,5–2 км. Аномальная проводимость связывается с содержанием в породах людикийского надгоризонта минерала шунгита, обладающего электронной проводимостью.

При мощности наиболее проводящих шунгитовых пород порядка 600 м и их среднем удельном сопротивлении 0,5 Ом·м продольная проводимость в

восточной части Заонежского полуострова может достигнуть 1000–1200 См.

Ладожская аномалия. В тектоническом отношении Ладожская аномалия приурочена к Ладожскому геоблоку. В верхах коры она связывается с присутствием в породах сортавальской и ладожской серий этого района графита и рудных минералов – пирита и пирротина. Графитоносные сланцы образуют субширотную полосу протяженностью свыше 70 км в юго-западном обрамлении Карельского массива. При среднем сопротивлении проводящих пород 100 Ом·м и средней мощности 200 м продольная проводимость этих образований составит 20 См. При фоновой проводимости коры в Ладожском геоблоке 16 См суммарная проводимость коры в северном Приладожье составит 36 См.

Электрическими зондированиями (Вагин и др., 1982) установлено существование глубинной части аномалии значительно большей проводимости. Ось ее направлена на северо-запад через Ладожское озеро. Скрытая часть аномалии детально изучена АМТ-зондированиями (Попов, 1988). Показано, что она имеет несколько горизонтов разной проводимости. Предполагается, что аномалия внутри коры, так же как и на поверхности, связана с концентрациями графита и сульфидов.

Бураковская аномалия. Пространственно аномалия совпадает с Бураковским массивом основных и ультраосновных пород. Все породы массива характеризуются пониженным электрическим сопротивлением. Наименьшие ρ (единицы-доли Ом·м) имеют серпентинизированные породы. При среднем сопротивлении таких пород 1 Ом·м и их мощности 400 м проводимость толщи измененных гипербазитов в пределах Аганозерского блока составит 400 См. Средняя проводимость Бураковской аномалии при среднем сопротивлении массива 600 Ом·м и мощности 6 км равна 10 См.

Хаутаваарская аномалия. Геологические образования, слагающие названную проводящую зону, представлены осадочно-вулканогенными породами лопийского возраста, вмещающими месторождения и рудопроявления серного колчедана. В составе этих пород присутствуют графитистые сланцы, с которыми также связано образование проводящей зоны. Общая мощность разреза 4,5–5 км. Наиболее низкими ρ характеризуются серно-колчеданные руды Хаутаваарского месторождения (доли и единицы Ом·м). При мощности рудных тел 400 м величина S достигает значений 300–400 См. Примерно те же величины S получены по результатам аэроэлектроразведочных работ. Вмещающие породы за счет графита и рассеянных сульфидов имеют пониженную проводимость ($S = 70\text{--}80$ См).

Кукасозерская аномалия. Пространственно эта аномалия связана с Кукасозерской синклиалью (Демидов, Кратц, 1974). Размеры структуры 15×80 км. Проводящими породами являются графитистые образования нижнепротерозойского возраста. Они четко фиксируются аэроэлектроразведкой в виде интенсивной зоны полосовых аномалий. Графитистые сланцы почти целиком состоят из графитистого или сероглинистого вещества с сопротивлением 1÷2 Ом·м. Видимая мощность пачки графитистых пород до 10 м. Продольная проводимость зон с графитистыми образованиями достигает 7–8 См. Суммарная проводимость толщи пород, слагающих Кукасозерскую структуру, мощностью до 2 км, может достигать 1000 См за счет понижения сопротивления карбонатной и вулканогенной толщ, пронизанных тонко распыленным графитом.

Парандовская аномалия. Аномалия связана с Парандовским месторождением серного колчедана, расположенного в пределах Парандовско-Тикшозерского зеленокаменного пояса (Рыбаков, 1987). Мощность горизонтов, к которым приурочены пирит-пирротиновые залежи, достигает 60 м. Сопротивление рудных объектов по оценкам Ю. Д. Бородулина (Гришин и др., 1983) – 20 Ом·м, а проводимость – 3 См. При мощности терригенно-осадочной толщи 1,5 км и толщи графитистых сланцев 1 км суммарная проводимость обеих толщ при среднем сопротивлении пород 100 Ом·м составит 25 См. Общая проводимость земной коры в районе аномалии – 37 См.

Заключение

Фоновая проводимость земной коры определяется в основном электрическими свойствами пород гранодиоритовой группы и характерна для блоковых структур. Высокоомный фон на уровне эрозионного среза земной коры Карелии лежит в пределах (10÷30) тыс. Ом·м. Колебания этого фона связаны больше с возрастом коры, чем с составом. Аномалии электропроводности могут быть как в блоковых, так и в линейных структурах, но природа их разная. Линейные аномалии больше связаны с углеродом. Архейская кора кажется более высокоомной, чем нижнепротерозойская. С другой стороны, петроэлектрический анализ докембрийских образований показывает, что наиболее высокоомными являются породы, которые в значительной степени сохранили свою первоначальную структуру, текстуру и состав, т. е. претерпели минимум химико-физических и механических преобразований независимо от возраста.

ЛИТЕРАТУРА

Вагин С. А., Добровольская М. А., Ковтун А. А. и др. Ладожская аномалия электропроводности коры // Вопросы геофизики. Вып. 29. Л., 1982. С. 15–19.

Галдобина Л. П. и др. Комплексное изучение черносланцевых формаций Карелии // Фонды Карельского НЦ РАН. Петрозаводск, 1983. 438 с.

- Геология Карелии*. Л., 1987. 231 с.
- Голод М. И.* Заонежская аномалия проводимости // Коровые аномалии электропроводности. Л., 1984. С. 75–79.
- Голод М. И., Клабуков Б. Н.* О влиянии температуры на электрические свойства гнейсов // Информационные материалы за 1974 г. Петрозаводск, 1976. С. 42–46.
- Голод М. И., Лукашов А. Д.* Электропроводность четвертичных отложений Карелии // Геофизические и петрофизические исследования в Карелии. Петрозаводск, 1978. С. 4–9.
- Гришин А. С.* Геоблоки Балтийского щита. Петрозаводск, 1990. 112 с.
- Гришин А. С., Голод М. И., Бородулин Ю. Д. и др.* К методике поисков зон протоактивизации // Магматизм и металлогения докембрийских образований Карелии. Петрозаводск, 1983. С. 51–55.
- Демидов Н. Ф., Кратц К. О.* Стратиграфия и тектоника Кукаозерско-Тикшозерской зоны карелид Северной Карелии // Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1974. С. 95–116.
- Клабуков Б. Н.* Результаты проведения магнито-теллурических зондирований в Карельском регионе Балтийского щита // Проблемы изучения докембрийских образований геофизическими методами. Петрозаводск, 1990. С. 18–40.
- Клабуков Б. Н., Голод М. И.* Исследования электрических свойств горных пород Северной Карелии при высоких температурах // Петрофизические исследования Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1979. С. 147–156.
- Клабуков Б. Н., Гришин А. С.* Связь электропроводности с элементами глубинного строения литосферы юго-восточной части Балтийского щита // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск, 1993. С. 107–117.
- Лукашов А. Д.* Новейшая тектоника Карелии. Л., 1976. 109 с.
- Меламед Г. Ш.* Применение электроразведки при крупномасштабном картировании дизъюнктивных нарушений на слюдяных месторождениях Северной Карелии // Геофизические исследования докембрийских образований Карелии. Петрозаводск, 1968. С. 31–37.
- Органическое вещество* шунгитонесных пород Карелии. Петрозаводск, 1994. 207 с.
- Попов М. К.* Геоэлектрическая модель земной коры в районе Ладожской аномалии электропроводности по данным АМТ-зондирований: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л., 1988. 14 с.
- Порохова Л. Н.* Статистическая интерпретация при решении обратной задачи // Статистическая интерпретация геофизических данных. Л., 1981. С. 18–26.
- Резанов И. А., Файтельсон А. Ш., Краснопевцева Г. В.* Природа границы Мохоровичича. М., 1984. 219 с.
- Рыбаков С. И.* Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л., 1987. 269 с.
- Свириденко Л. П.* Петрология гранитов рапакиви Салминского массива. Петрозаводск, 1968. 116 с.
- Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным*. Л., 1983. 180 с.
- Строение литосферы Балтийского щита*. М., 1993. 166 с.
- Golod M. I., Klabukov B. N.* Review of bedrock and overburned resistivity // Geoelectrical model of the Baltic shield. University of Oulu (Finland), 1988. P. 30–32.

ВЛИЯНИЕ СТРУКТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ ШУНГИТОВЫХ ПОРОД НА ИХ ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА*

Введение

Фундаментальная проблема поиска взаимосвязи между генезисом углерода, геохимией, структурой его различных форм и свойствами разрабатывается достаточно давно вследствие исключительного места свободного и связанного углерода в эволюции литосферы, его широкого разнообразия и большого значения в промышленности как минеральных (аллотропных) разновидностей, так и углеродсодержащих пород, включающих его минералоидные (некристаллические) формы (Юшкин, 1995). Среди последних наиболее интересными как по геологическим условиям образования, так по минеральному составу и проявлениям углеродистого вещества являются шунгитовые породы Карелии (Шунгиты Карелии., 1975; Buseck et al., 1997), содержащие свободное углеродистое вещество (шунгит). Несмотря на большое разнообразие углерода шунгитовых пород, его структура имеет общие особенности и характеризуется наличием фрагментов трехмерных оболочек, состоящих из изогнутых пакетов графитоподобных, азимутально разориентированных слоев, охватывающих наноразмерные поры, что сходно с такими фуллереноподобными структурами, как нанотрубки и полые сферы (Ковалевский, 1994; Kovalevski et al., 2001). В этом плане показательно изменение магнитной восприимчивости ряда шунгитов при пониженных температурах, определяемое существенным повышением диамагнетизма, качественное изменение которого совпадает с соответствующими значениями для сверхпроводящих соединений фуллеренов (Kovalevski et al., 2005). Наличие у шунгита структурных особенностей и физических свойств, характерных для искусственно синтезированных фуллереноподобных структур, позволяет сделать предположение о том, что в природе существует группа минералоидных фуллереноподобных веществ, обладающих уникальными свойствами, которые могут найти применение в принципиально новых наукоемких технологиях.

Наиболее представительным свойством шунгитовых пород является электрическая проводимость, широко используемая в геофизике, непосредственно связанная с составом и строением пород и чрезвычайно важная в технологическом аспекте. Ранее в процессе исследования влияния текстурно-структурного строения шунгитовых пород на их электрическую проводимость проведены как геофизические измерения на выходах шунгитовых пород различного генезиса, так и лабораторные исследования электрической проводимости и структурных параметров отобранных образцов (Зайцев и др., 2005). При этом было изучено микротектурное распределение углерода и минералов, а также брекчированность и текстура, которые оказывают определяющее влияние на электрические свойства пород (Зайцев, 2004). В ходе полевых работ проводился модельный эксперимент по искусственному увлажнению выходов шунгитовых пород электролитом (кислый дождь, $\text{pH} = 4$), в результате которого было показано влияние текстурно-структурного строения на кажущееся сопротивление пород. Целью данной работы явилось лабораторное исследование взаимного влияния микротектурных особенностей и контролируемого увлажнения образцов на их электрические свойства.

Методика эксперимента

Измерение проводимости имеет свои проблемы и подходы как при геофизических, так и при электрофизических исследованиях. При проведении геофизических электроразведочных работ методом сопротивлений нормальное поле учитывают введением эффективного параметра ρ_k – кажущегося сопротивления. Кажущееся электрическое сопротивление не следует понимать как параметр, усредняющий истинные значения удельного сопротивления пород, слагающих геоэлектрический разрез. Эта величина является сложной функцией удельных сопротивлений, мощностей, глубин залегания слоев и размеров различных включений и зависит от расположения питающих и приемных электродов, а также от характера геоэлектрического разреза (Хмелевской, 1970). Проведение лабораторных

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и Республики Карелия (грант № 05-05-97520С).

электрофизических измерений, в свою очередь, сопряжено с определенными трудностями, связанными с широким диапазоном изменения ρ и σ , высокими переходными сопротивлениями, а также с необходимостью учета структуры, пористости и влажности образцов (Якубовский, 1980). В общем случае, ошибки измерения электрической проводимости можно подразделить на два типа: случайные и систематические. *Случайные ошибки* представляют собой флуктуации в измерениях, определяемые достоверным расстоянием между электродами. В частности, при геофизических работах земные (теллурические) шумы и ограниченная точность оборудования являются главными источниками случайных ошибок (Basokur, 1999). Для исключения этих ошибок измерения повторяют несколько раз, и вычисляется величина флуктуации, например стандартное отклонение с помощью статистического анализа, которая используется для определения относительной ошибки. Каждому измерению приписывается весовой коэффициент, обратно пропорциональный стандартному отклонению, что позволяет учесть случайные шумы в интерпретации измеренных данных. *Систематические ошибки* могут быть обусловлены неправильной калибровкой измерительной системы, неточным расположением электродов, плохим контактом между электродами и измеряемой породой, неправильным выбором и подсоединением соединительных проводов и ошибкой в считывании показаний оператором (Basokur, 1999). В этих случаях статистический анализ не способен помочь в установлении относительной ошибки, поскольку измерения при небольшом стандартном отклонении не будут близки к истинным значениям. По этой причине в полевых условиях, в первую очередь, необходимо исключить ошибки, связанные с токами утечки, неправильным расположением электродов и плохими контактами с измеряемым объектом (Basokur, 1999). Более того, электрическая проводимость одних и тех же выходов пород при геофизических измерениях может существенно изменяться с изменением влажности почвы, уровня грунтовых вод, температуры и концентрации ионов в воде (Rein et al., 2004).

При исследовании электрической проводимости шунгитовых пород, как нам представляется, можно выделить три основных уровня, в основе которых лежат:

1. *Кажущаяся проводимость выходов шунгитовых пород, определяемая:*

- геологической структурой месторождения и конкретного выхода;
- макротекстурой и блочностью пород;
- влажностью (концентрацией ионов) по поверхности и в объеме залежи пород;
- температурой;
- собственной проводимостью пород.

2. *Собственная проводимость пород, определяемая:*

- микротекстурой породы, характеризующейся взаимным распределением непроводящих минеральных фаз и шунгитового углерода;

- влажностью (концентрацией ионов) по поверхности и в объеме измеряемого образца;

- температурой;

- собственной проводимостью углерода.

3. *Собственная проводимость шунгитового углерода, определяемая:*

- концентрацией свободных носителей заряда, обусловленной структурой углерода, размерами областей когерентного рассеяния, расстоянием между графеновыми слоями, их дефектностью;

- влажностью (концентрацией ионов) по поверхности и в объеме углерода;

- температурой.

Таким образом, задачей данной работы является определение корреляционных зависимостей второго уровня. Для исследования были отобраны ориентированные монолитные образцы из различающихся по текстурно-структурным признакам выходов шунгитовых пород Максовской залежи, для которых предварительно были проведены геофизические измерения кажущейся электрической проводимости. Измерение электрической проводимости в лабораторных условиях осуществлялось с помощью прямолинейной симметричной установки АМНВ с расстоянием между приемными электродами – $r_{MN} = 1/3 r_{AB} = 0,01$ м. Измерения проводились при постоянном значении напряжения $U_{нод} = 10V$, определяющем небольшие токи, исключающие возможность нагрева образца, который приводит к искажению результата измерений. Для определения экспериментальной ошибки измерения электрической проводимости были проведены статистические измерения для образцов с различными текстурно-структурными особенностями. Для каждого измеряемого участка было получено не менее 30 значений удельного сопротивления, рассчитано стандартное отклонение и определена погрешность измерения. Установлено, что погрешность измерения составляет 2% для полированного образца, имеющего однородную морфоструктуру и содержание углерода 37%. При наличии текстурно-структурных неоднородностей ошибка возрастает до 11%, что вызвано преобладающим влиянием неоднородности образца. Ошибка возрастает еще в большей степени при измерениях на поверхности шунгитовых пород, не подвергнутой полировке, однако в нашем случае не превышает 25%.

Изучение зависимости электрической проводимости от влагонасыщения образца в лабораторных условиях осуществлялось путем выдержки образца в атмосфере со 100% влажностью (эксикатор, заполненный на 1/3 дистиллированной водой). Контрольные измерения веса образца и его электрической проводимости проводились через сутки, двое суток, а также через неделю для каждого из образцов. Конечный этап насыщения осуществлялся путем полного погружения образца в воду и выдержки в течение недели. Тонкие морфоструктурные особенности породы исследовались с помощью сканирующей (РЭМ-200) и просвечивающей (ЭМ-125) электронной микроскопии на шлифах, подвергнутых ионному травлению.

Результаты и обсуждение

Исследование исходных образцов позволило установить изменение электрической проводимости на различных участках и по различным направлениям в определенных пределах, характерных для каждого образца (см. табл.). Для первого образца шунгитовой породы проводимость изменяется от 265 до 665 См/м при изменении направления измерения на первом участке, от 525 до 1030 См/м – на втором и от 350 до 1050 См/м – на третьем. Для второго отобранного образца при изменении направления измерения проводимость изменяется от 510 до 1665 См/м на первом, от 1111 до 1430 См/м – на втором и от 1430 до 3570 См/м – на третьем участке, соответственно.

При этом минимальные значения связаны с микробрекчированностью породы, а максимальные обусловлены микрораспределением углерода и его собственной проводимостью. Изменение электрической проводимости количественно отражает текстурно-структурную анизотропию образцов и может быть использовано для ее характеристики путем введения «коэффициента анизотропии проводимости» для шунгитовых пород, равного отношению максимальной проводимости к минимальной. Для изучаемых образцов он составляет соответственно 4,0 и 7,0 и непосредственно отражает их текстурно-структурное строение.

Результаты зависимости электропроводящих свойств шунгитовых пород от контролируемого увлажнения представлены на рис. 1. Установлено, что для каждого образца можно условно выделить три типа областей (А, Б и В), для которых изменение проводимости существенно различается при увлажнении. Микроскопические исследования позволили выявить, что эти различия связаны с текстурно-структурными особенностями измеряемых областей. Первый тип областей имеет небольшую исходную проводимость, которая существенно возрастает при увлажнении (рис. 1, Б), что определяется макроскопически видимой текстурно-структурной неоднородностью и наличием протяженных трещинок и непроводящих минеральных прожилков (рис. 2, А). Для второго типа областей характерна увеличенная исходная проводимость, которая в меньшей степени изменяется при увлажнении образцов (рис. 1). Для данных участков наблюдается наличие чередующихся ориентированных прожилков (каналов) шунгитового углерода, обеспечивающих хорошую исходную проводимость, и минеральных прожилков длиной

до 5 мм, обеспечивающих основной прирост проводимости при увлажнении (рис. 2, Б). Изменения проводимости для третьего типа областей (рис. 2, В) не выходят за пределы экспериментальной ошибки и обусловлены однородным распределением углерода и наличием микропрожилков минеральных компонент (длиной менее 1 мм), не влияющих существенно на проводимость породы. Отметим, что для некоторых участков (рис. 1, Б, точки 10–14) проводимость увеличивается при выдержке образца во влажной атмосфере, но уменьшается после недельной выдержки в воде, что может быть связано с уменьшением локальной концентрации ионов вследствие неравномерного растворения и вымывания минеральных компонент из объема шунгитовой породы.

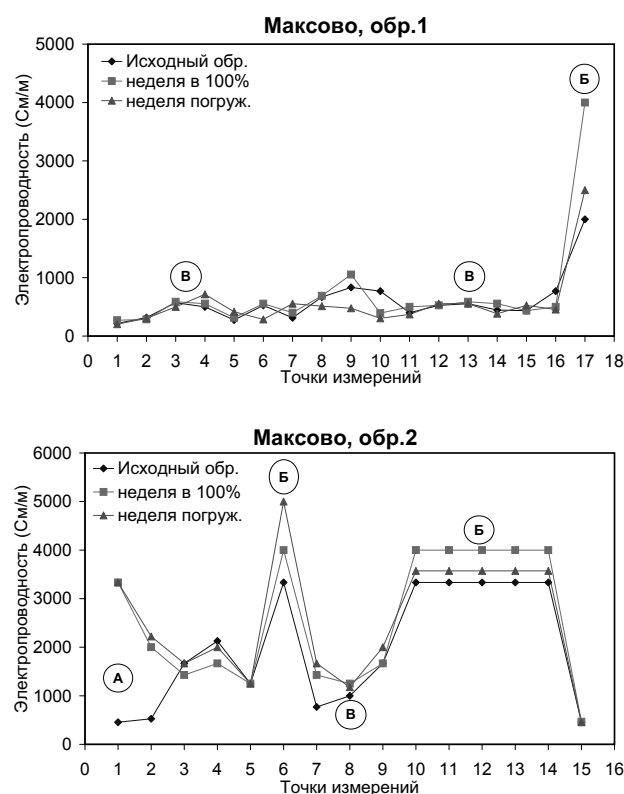
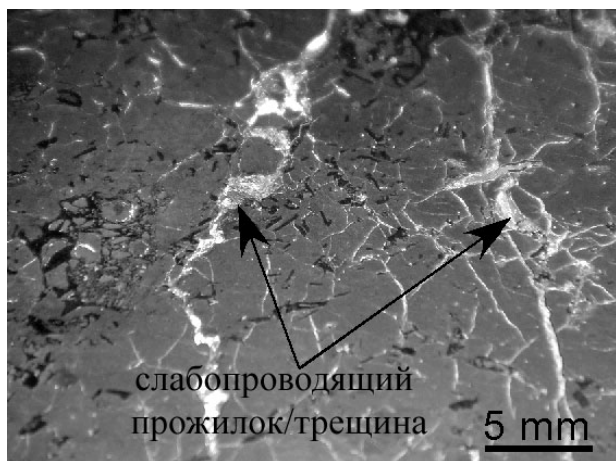


Рис. 1. Зависимость электрической проводимости шунгитовых пород от контролируемого влагонасыщения

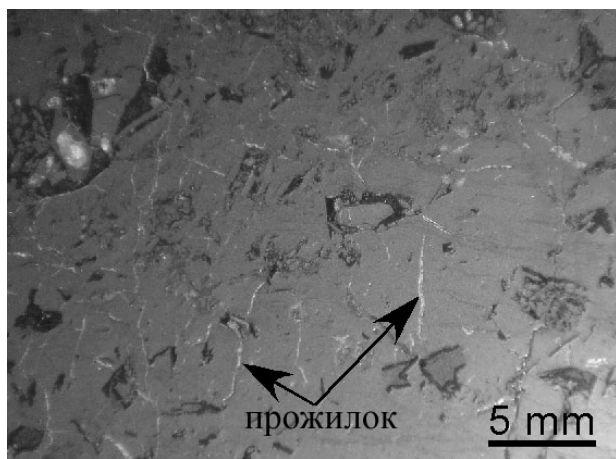
Участки шунгитовых пород А, Б и В по-разному изменяют свою электрическую проводимость. Для большей читаемости графиков опущены промежуточные значения (сутки и двое суток)

Электрическая проводимость на различных участках и по различным направлениям для исходных шунгитовых пород

№ образца	№ участка	С%	Электрическая проводимость – Е (См/м)					
			Азимут измерения			E _{max}	E _{min}	$\varepsilon = E_{\max}/E_{\min}$
			0°	45°	90°			
1	1	32	665	295	265	1050	265	4,0
	2		555	525	1030			
	3		770	1050	350			
2	1	37	1665	510	1250	3570	510	7,0
	2		1250	1110	1430			
	3		3570	2500	1430			



А



Б

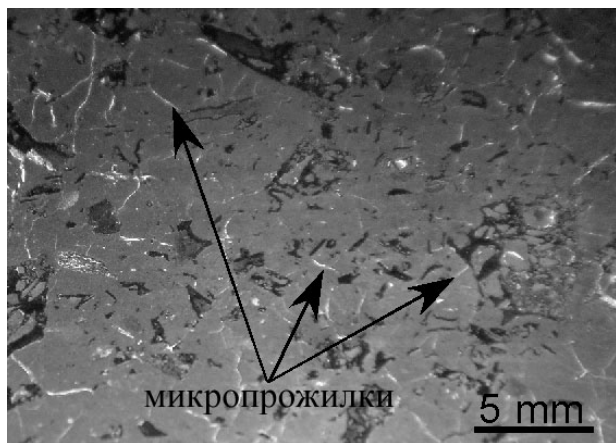
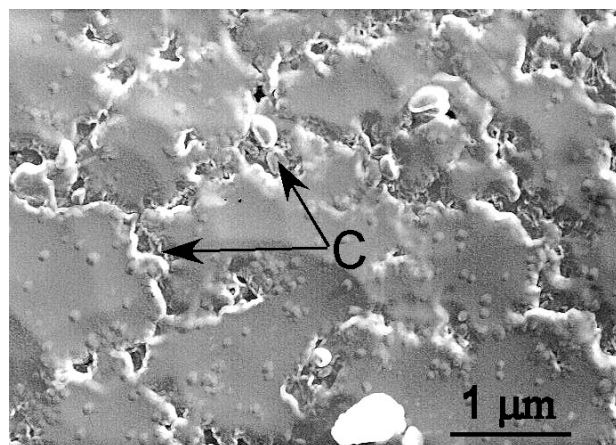
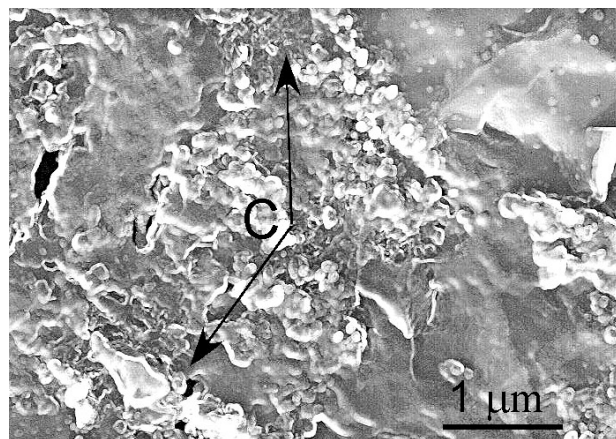


Рис. 2. Микрофотографии трех типов областей (А, Б и В, соответствующих рис. 1), для которых изменение проводимости существенно различается при увлажнении

Электронно-микроскопическое исследование поверхности шунгитовых пород, подвергнутое ионному травлению, выявляет два вида распределения углерода в объеме породы: в виде цепочек по граням кристаллов (рис. 3, а) и в виде прожилков (проводящих каналов) среди скоплений кристаллов минеральной фазы (рис. 3, б). Первый тип распределения углерода не вызывает анизотропии электрической про-



а



б

Рис. 3. Электронно-микроскопические снимки шунгитовых пород, демонстрирующие различное распределение углерода и минеральных компонент:

а – углерод распределяется по граням кристаллов; б – углерод образует прожилок среди скопления кристаллов

водимости образца, в то время как для второго типа может быть характерна существенная анизотропия при наличии преимущественной ориентации проводящих каналов углерода.

Таким образом, в результате проведенного исследования получены следующие выводы:

- При электрофизических (лабораторных) измерениях электрическая проводимость определяется микроструктурными особенностями: минимальные значения связаны с брекчированностью породы, а максимальные – соответствуют наиболее однородным областям и обусловлены распределением и проводимостью углерода.

- Контролируемое увлажнение по-разному воздействует на электрическую проводимость различных участков шунгитовых пород, в силу их структурной гетерогенности. Установлено, что для каждого образца можно условно выделить три типа областей, для которых изменение проводимости существенно различается при увлажнении, и эти различия связаны с их текстурно-структурными особенностями. Первый тип областей характеризуется наиболь-

шими изменениями проводимости и макроскопически видимыми неоднородностями. Для второго типа изменения проводимости при увлажнении менее существенны и определяются анизотропией во взаимном распределении углерода и минеральных компонентов, выявляемой при электронно-микроскопическом исследовании. Изменения проводимости для третьего типа областей не выходят за пределы экспериментальной ошибки и обусловлены однородным распределением углерода.

– Углерод в объеме исследованных пород распределен как в виде цепочек по граням кристаллов, так и в виде прожилков (проводящих каналов) среди скопленных кристаллов минеральной фазы, что существенно влияет на электрические свойства породы. Первый тип распределения углерода не вызывает анизотропии электрической проводимости образца, в то время как для второго типа характерна существенная анизотропия при наличии преимущественной ориентации прожилков углерода.

ЛИТЕРАТУРА

Зайцев Г. Н. Зависимость электропроводности выходов шунгитовых пород от их структурно-текстурных особенностей // Материалы XV молодежной науч. конф., посвящ. памяти К. О. Кратца. СПб., 2004. С. 79–81.

Зайцев Г. Н., Ковалевский В. В., Соколов С. Я. Зависимость электропроводности от структурно-текстурных особенностей шунгитовых пород, по данным геофизических и петрофизических исследований // Материалы II Рос. совещ. по органической минералогии. Петрозаводск, 2005. С. 150–151.

Ковалевский В. В. Структурное состояние шунгитового углерода // Журн. неорг. химии. 1994. 39 (1). С. 31–35.

Хмелевской В. К. Основы курса электроразведки. Ч. I: Электроразведка постоянным током. М., 1970. 245 с.

Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования / Под ред. В. А. Соколова и Ю. К. Калинина. Петрозаводск, 1975. 240 с.

Юшкин Н. П. Конденсированное некристаллическое состояние вещества литосферы // Конденсированное некристаллическое состояние вещества земной коры. СПб., 1995. С. 4.

Якубовский Ю. В. Электроразведка: Учебник для вузов. 2-е изд., перераб. М., 1980. 384 с.

Basokur A. T. Automated 1D interpretation of resistivity soundings by simultaneous use of the direct and iterative methods // Geophysical Prospecting. 1999. 47. P. 149–177.

Buseck P. R., Galdobina L. P., Kovalevski V. V. et al. Shungites: the C-rich Rocks of Karelia, Russia // Canadian Mineralogist. 1997. Vol. 35, N 6. P. 1363.

Kovalevski V. V., Buseck P. R., Cowley J. M. Comparison of carbon in shungite rocks to other natural carbons: An X-ray and TEM study // Carbon. 2001. 39 (2). P. 243–256.

Kovalevski V. V., Prikhodko A. V., Buseck P. R. Diamagnetism of natural fullerene-like carbon // Carbon. 2005. 43 (2). P. 401–405.

Rein A., Hoffmann R., Dietrich P. Influence of natural time-dependent variations of electrical conductivity on DC resistivity measurements // Journal of Hydrology. 2004. 285. P. 215–232.

Г. И. Емельянова*, Л. Е. Горленко*, В. В. Лунин*, Н. Н. Рожкова**, А. Янковска***

НЕТРАДИЦИОННЫЕ МЕТОДЫ МОДИФИЦИРОВАНИЯ СВОЙСТВ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ МАТЕРИАЛОВ

Введение

Практически все используемые в промышленности в качестве адсорбентов, катализаторов и наполнителей природные угли и синтезированные углеродсодержащие материалы (УМ) подвергаются предварительной активации путем высокотемпературной обработки в окислительной либо восстановительной среде. При этом достигается увеличение пористости, площади удельной поверхности, изменяется состав поверхностных функциональных групп. Отрицательными моментами такой активации являются потери, вследствие эффекта выгорания, значительной части исходного углерода и, что весьма существенно, отсутствие возможности управлять процессом, т. е. созданием заранее прогнозируемых свойств УМ. Применение нетрадиционных методов модифицирования, таких как низкотемпературное озонирование, действие кислородной и инертной плазмы тлеющего разряда, ВЧ- и СВЧ-разрядов и ультразвука позволяют избежать этих недостатков.

Изучены синтетические УМ, в том числе карбонизованные (КУВ) и активированные углеродные волокна (АУВ), ленты углеродные (ЛУ и ЛУП) на основе полиакрилонитрила (ПАН), активированные угли из сахарозы (АУ), бурые угли, коксы и карельские шунгиты. Для выяснения основных закономерностей и интерпретации экспериментальных результатов были использованы методы: кинетический, адсорбционный, химического анализа кислотных групп на поверхности, методы ИК- и ЭПР-спектроскопии, просвечивающей электронной микроскопии (ПЭМ).

Удельная поверхность и пористость

Как показали проведенные исследования (Атякшева и др., 1987; Емельянова и др., 2004; Горленко и др., 2005), озонирование оказывает наиболее существенное влияние на величину удельной поверхности и по-

ристость УМ по сравнению с другими методами. В зависимости от природы УМ, температуры, концентрации и времени озонирования (рис. 1, 2) наблюдается значительный рост площади удельной поверхности (табл. 1). Уменьшение было отмечено только для АУ, полученного на основе сахарозы, и АУВ ($S = 1900 \text{ м}^2/\text{г}$), что связано, вероятно, с закупоркой пор продуктами деструкции в первом случае и выгоранием аморфной фазы – во втором (Атякшева и др., 1982).

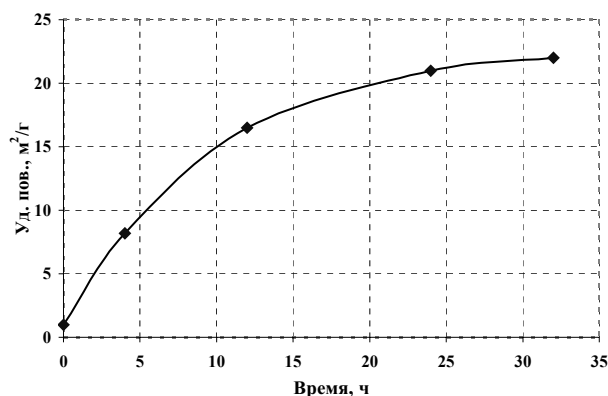


Рис. 1. Зависимость удельной поверхности ЛУП-2 от времени озонирования при температуре 80 °С. Концентрация озона 5% об.

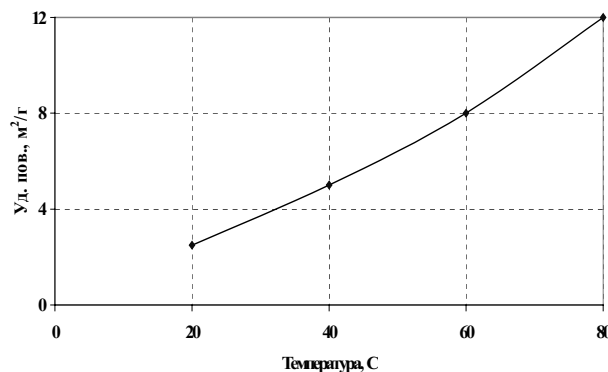


Рис. 2. Зависимость удельной поверхности ЛУП-2 от температуры озонирования. Концентрация озона 5% об. Время озонирования 5 ч

* МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва.

** Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск.

*** Вроцлавский Политехнический университет, Вроцлав, Польша.

Таблица 1

Влияние озонирования на величину удельной поверхности углеродных материалов

Образец	Температура, К	$S_{исх}/S_{озон}$, м ² /г	Условия озонирования
АУ из сахарозы	153–473	380/80	160 °С, 6 ч
КУВ (ПАН)	273–353	2,7/5,8	80 °С, 0,5 ч
АУВ (ПАН)	193–353	1900/1283	80 °С, 2 ч
ЛУ-3 (ПАН)	353–523	0,9/11,5	80 °С, 5 ч
ЛУП-2 (ПАН)	293–523	1,0/22,9	80 °С, 32 ч
Шунгит Ш-ШШ (96–98% С)	293–333	14,9/19,6	20 °С, 22 ч
Шунгит Ш-ІМ (90% С)	293–333	307/368	20 °С, 8 ч
Шунгит Ш-ІІ (60% С)	293–333	0,4/5,8	20 °С, 2 ч
Шунгит 3-ІІІ (28–32% С)	293–333	30,3/35,5	20 °С, 2 ч, 8 ч
Бурый уголь	293	2,1/5,7	20 °С, 2 ч
Кокс, 500 °С	293	2,6/14,4	20 °С, 2 ч
Кокс, 800 °С	293	13,8/9,3	20 °С, 2 ч

П р и м е ч а н и е . АУ – активированный уголь; УВ – углеродное волокно; активированное (АУВ), карбонизованное (КУВ), ЛУ – ленты углеродные; Шунгит Ш-ШШ – шунгит І (м. Шуньга), Шунгит Ш-ІМ – шунгит І (м. Максово); Шунгит Ш-ІІ – шунгит ІІ (м. Шуньга); Шунгит 3-ІІІ – шунгит ІІІ (м. Зажогово). $S_{исх}/S_{озон}$ – удельная поверхность до и после озонирования (метод БЭТ).

В процессе озонирования происходят изменения в распределении пор по размерам (Gorlenko et al., 2002, 2004): озонирование бурых углей и коксов приводит к многократному увеличению общего объема пор (по C_6H_6 и CO_2), причем этот эффект более значителен для угля, чем для кокса. Суммарный объем пор после озонирования – 0,15 см³/г и 0,25 см³/г, соответственно. Рост объема пор происходит за счет увеличения количества микро- и мезопор. Озонирование незначительно влияет на количество субмикропор в буром угле, однако почти вдвое сокращает содержание их в коксе.

Исходные УВ содержат в основном микро- и макропоры. Например, содержание мезопор в исходном ЛУП-2 – 12%, после озонирования количество их возрастает до 14%. Увеличивается количество макропор с размером 5000 нм, а уменьшаются поры больше 10 000 нм. Суммарный объем пор до озонирования – 0,7 см³/г, после озонирования – 0,96 см³/г.

Для исходного шунгитового углерода (ШУ) характерна мезопористая структура с преобладанием пор размером 10–50 нм. После озонирования наряду с ростом общего количества мезопор наблюдается значительный рост микропор, в том числе с диаметром менее 0,4 нм. Суммарный объем микро- и мезопор увеличивается более чем в 2 раза и достигает 0,07 см³/г. Количество микропор, рассчитанное по адсорбции воды для ШУ, после озонирования в 3–4 раза превышает исходную величину, по адсорбции CO_2 – в 6 раз. Наряду с ростом полярных свойств поверхности, по-видимому, имеет место хемосорбция CO_2 . Количество адсорбированного бензола увеличивается в два раза. Поскольку для бензола характерен специфический тип адсорбции при участии π -связей, то очевидно, что число таких связей возрастает. Это подтверждают и данные ИК-спектроскопии, согласно которым степень ароматичности ШУ после озонирования увеличивается.

На рис. 3, 4 приведены электронномикроскопические изображения и типичные электронограммы шунгитового углерода до и после озонирования. Исходный порошок характеризуется наличием частиц с размерами от 20 нм до 2 мкм и параметрами электро-

нограмм, типичными для углерода Шуньги (табл. 2). После озонирования размеры частиц фактически не изменяются (рис. 4, а), однако наблюдается неоднородный контраст в пределах одной частицы, связанный с появлением пор размером 20–50 нм. Помимо этого, увеличиваются значения полуширины дифракционного пика (002), что свидетельствует об относительном уменьшении размеров областей когерентного рассеяния в направлении, перпендикулярном графеновым слоям, и, соответственно, об увеличении размеров структурной нанопористости.

Таблица 2

Межплоскостные расстояния и полуширина дифракционных максимумов углерода шунгитовых порошков

Исходный шунгит		Озонированный шунгит	
d (нм)	Полуширина пика	d (нм)	Полуширина пика
0,351	7,2	0,350	8,7
0,208	6,0	0,207	5,2
0,121	–	0,121	–

Плазмохимическое модифицирование в зоне послесвечения кислородной плазмы ВЧ- и СВЧ-разрядов слабо сказывается на величине удельной поверхности. При обработке в плазме тлеющего разряда с поверхности углерода практически исчезают все функциональные группы, что подтверждают данные ИК-спектроскопии (Емельянова и др., 2004).

Состав и содержание кислородных комплексов на поверхности углеродных материалов

Окисление углерода озono-кислородными смесями позволяет существенно изменить количество и состав кислородсодержащих групп на поверхности (Атякшева, Емельянова, 1982; Атякшева и др., 1987; Емельянова и др., 2004). Образование этих групп наиболее интенсивно происходит в интервале температур 0–20 °С. В зависимости от типа УМ количество групп после озонирования может возрасти в 10 и более раз в расчете на единицу веса. Эффект проявляется тем сильнее, чем меньше

удельная поверхность исходного волокна (табл. 3). Для АУВ с поверхностью более $1900 \text{ м}^2/\text{г}$ рост кислородсодержащих групп незначителен. Количество данного вида групп на единице поверхности для большинства изученных УМ составляет приблизительно $1\text{--}5 \cdot 10^{-3} \text{ ммоль}/\text{м}^2$. Среднее суммарное содержание групп, по

данным химического анализа, составляет $\sim 1 \cdot 10^{-2} \text{ ммоль}/\text{м}^2$ и практически не изменяется после озонирования. Исключение составили АУВ и сажи, для которых содержание групп на единице поверхности до озонирования ниже на 1–2 порядка, однако эта величина возрастает, приближаясь к средней, после озонирования.

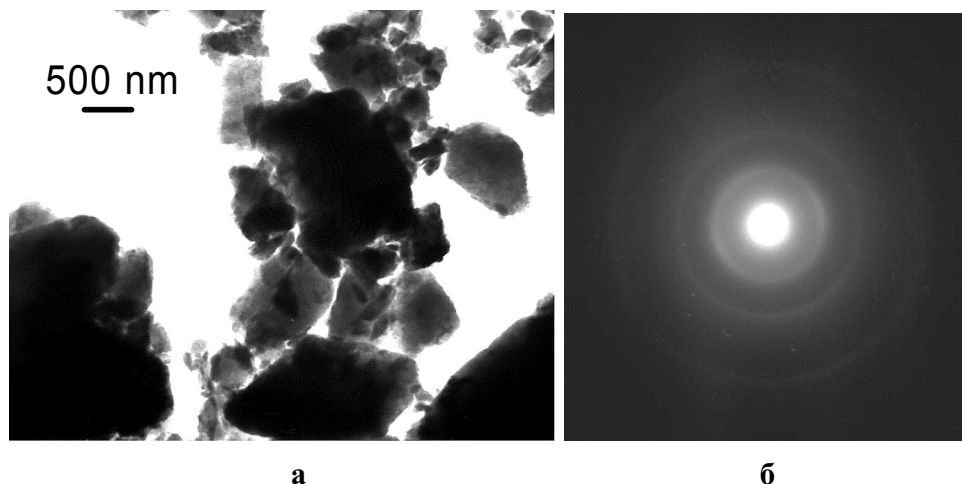


Рис. 3. Электронномикроскопическое изображение исходного порошка (а) шунгита (Ш-Ш) и типичная электронограмма ШУ (б)

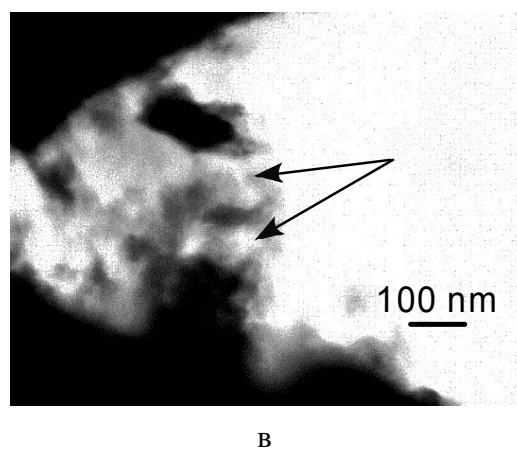
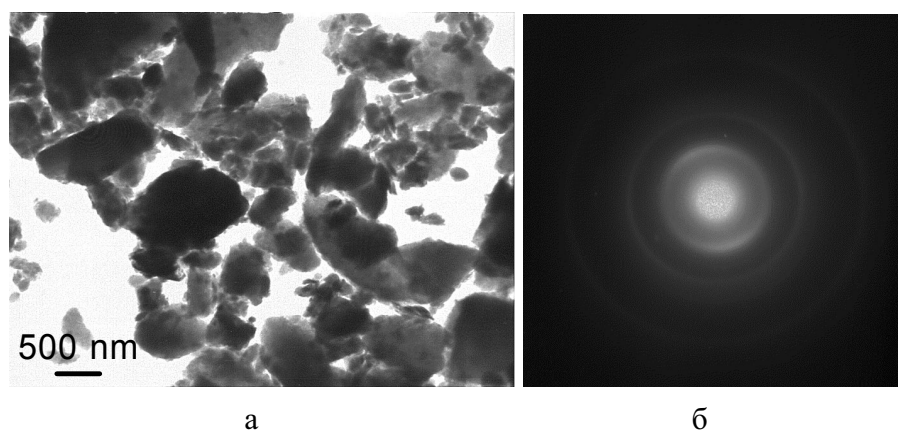


Рис. 4. Электронномикроскопические изображения озонированного порошка шунгита (а, в) и типичная электронограмма шунгитового углерода (б)

Стрелками отмечены поры размерами от 20 до 50 нм

Таблица 3

Содержание функциональных групп на поверхности углеродных материалов, ммоль/г

Углеродные материалы	–COOH		–C=O		Сумма	
	исх.	озон.	исх.	озон.	исх.	озон.
АУ (сахароза)	1,6	5,1	0,9	1,8	2,5	6,9
АУ СКТ	0,8	1,7	0,3	0,9	1,1	2,6
АГ-3	1,0	2,3	0,6	1,6	1,6	3,9
АУВ ПАН	0,05	0,75	0,04	0,05	0,3	2,4
КУВ ПАН	0,002	0,05	0,008	0,04	0,011	0,09
УВ ПАН	0,006	0,02	0,007	0,03	0,013	0,046
ЛУ-3	0,002	0,03	0,003	0,004	0,005	0,034

Таблица 4

Содержание кислородсодержащих групп на поверхности шунгита

Ш-ШШ, ммоль/	NaHCO ₃ карбокс. группы, ×10 ²		Na ₂ CO ₃ – NaHCO ₃ лактон., ×10 ²		NaOH – Na ₂ CO ₃ фенольн., ×10 ²		Σ кисл. групп, ×10 ²	
	Г	М ²	Г	М ²	Г	М ²	Г	М ²
Исходн. S = 14,9 м ² /г	2,2	0,15	2,3	0,15	4,3	0,29	8,8	0,53
Озон. 2 ч. S = 19,6 м ² /г	0,5	0,03	3,5	0,18	6,7	0,34	10,2	0,52

В результате озонирования наблюдается существенный рост фенильных гидроксидов, карбоксильных, карбонильных и лактонных групп (табл. 4). По данным ИК-спектроскопии отмечено образование на поверхности большого количества «нефункционального кислорода», включая нестабильные соединения пероксидного типа (Рожкова и др., 2004).

Действие кислородной плазмы высокочастотного и тлеющего разрядов во многом аналогично действию озона, однако все эффекты выражены значительно слабее. Степень выгорания увеличивается, рост поверхности значительно ниже, количество функциональных групп заметно уменьшается.

Адгезионные свойства углеродных материалов

Озонирование и плазмохимическая обработка значительно улучшают адгезионные свойства УМ, используемых для приготовления углепластиков (Емельянова и др., 1976; Атякшева и др., 1988). Проведенные исследования позволили выявить оптимальные условия (время, температура, концентрация озона), при которых адгезионные свойства волокна заметно возрастают. Модифицирование озоном увеличивает механическую прочность углепластиков, изготовленных на основе таких УВ, в 3–4 раза (рис. 5, 6).

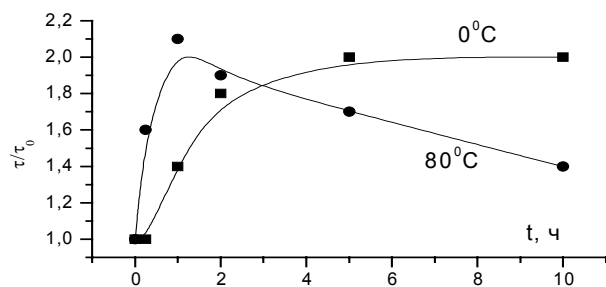


Рис. 5. Зависимость относительного увеличения прочности углепластика на сдвиг от времени озонирования углеродного волокна при 0 и 80 °C

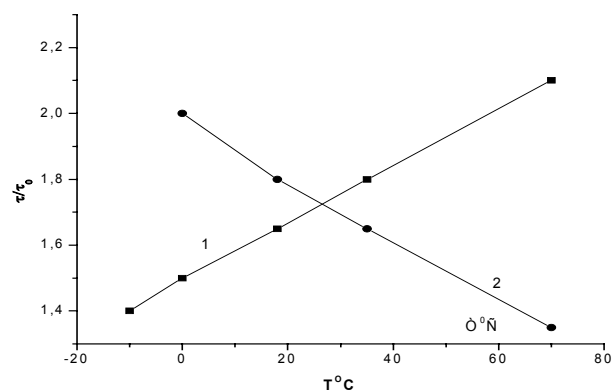


Рис. 6. Зависимость относительного увеличения прочности углепластика на сдвиг от температуры озонирования УВ в течение 0,5 (1) и 5 (2) ч

Влияние ультразвука

Ультразвуковая обработка водных растворов, содержащих диспергированные шунгиты, позволяет выделить и сконцентрировать наноструктуры ШУ. Размеры наночастиц и их агрегатов (10–400 нм) зависят от условий концентрирования (Rozhkova, 2005).

Каталитическая активность

Как было показано (Барышников и др., 1997; Патраков и др., 2002), после озонирования на 30–40% повышается степень деструкции органической массы угля с образованием дополнительного количества растворимых кислородсодержащих веществ. Инициаторами радикального процесса в массе угля, по всей видимости, являются перекисные группы, образующиеся при озонировании. Скорость процесса при этом возрастает на порядок.

Предварительное озонирование бурого угля позволяет в 1,5–2 раза увеличить степень его конверсии в процессе каталитической гидрогенизации в присутствии железного катализатора и повысить примерно в три раза выход дистиллятивных продуктов.

Ультразвуковая обработка приводит к увеличению каталитической активности ШУ в реакциях термолитического разложения органических соединений (Rozhkova, 2002).

Заключение

Использование нетрадиционных методов модифицирования позволяет создавать углеродные материалы с заранее прогнозируемыми свойствами благодаря возможности варьировать пористость, площадь удельной поверхности, состав и содержание

кислородсодержащих групп, что значительно улучшает их адсорбционные, каталитические и адгезионные свойства. Самым простым, эффективным и экологически чистым методом модифицирования природных углеродсодержащих материалов является озонирование.

Авторы выражают благодарность В. В. Ковалевскому (Институт геологии Карельского НЦ РАН) за проведение экспериментов по ПЭМ озонированных образцов шунгита.

ЛИТЕРАТУРА

Атякишева Л. Ф., Горленко Л. Е., Лазарева Т. С. и др. Закономерности изменения содержания функциональных групп на поверхности углеродного волокна при взаимодействии с озоном // Вестн. МГУ, сер. 2, химия. 1987. Т. 28, № 2. С. 122–126.

Атякишева Л. Ф., Емельянова Г. И. Изменение структурных характеристик углеродных материалов под воздействием озона // Журн. физ. химии. 1982. Т. 56, № 10. С. 2627.

Атякишева Л. Ф., Лазарева Т. С., Емельянова Г. И. и др. Влияние низкотемпературной обработки углеродного озона на межслоевую прочность углеродных волокон // МХМ. 1988. № 1. С. 166–169.

Барышников С. В., Шарыпов В. И., Емельянова Г. И. и др. Влияние низкотемпературного окисления и озонирования на реакционную способность бурого угля // 3-й междунар. симпозиум «Катализ в превращениях угля». Ч. 1. Новосибирск, 1997. С. 202–208.

Горленко Л. Е., Емельянова Г. И., Тихонов Н. А. и др. Влияние низкотемпературного газозольного окисления шунгитов на их структуру и каталитическую активность // Журн. физ. химии. 2005. Т. 79, № 8. С. 1400–1405.

Емельянова Г. И., Атякишева Л. Ф., Горбачева В. О., Федоркина С. Г. Влияние озона на физико-химические свойства углеродных волокон // Химические волокна. 1976. № 3. С. 48–50.

Емельянова Г. И., Горленко Л. Е., Тихонов Н. А. и др. Окислительное модифицирование шунгитов // Журн. физ. химии. 2004. Т. 78, № 7. С. 1232–1239.

Патраков Ю. Ф., Семенова С. А., Камьянов В. Ф. Окислительная модификация озон и низкотемпературной кислородной плазмой витринитов углей различных стадий метаморфизма // Химия твердого топлива. 2002. № 1. С. 32.

Рожкова Н. Н., Емельянова Г. И., Горленко Л. Е., Лунин В. Шунгитовый углерод и его модифицирование // Рос. хим. журн. 2004. Т. XLVIII, № 5. С. 107–115.

Gorlenko L. E., Emel'yanova G. I., Lunin V. V. et al. Action of brown coal and its humic acids in some coal Technologies // IV International Conference «Catalysis and Adsorption in Fuel Processing and Environmental Protection», Kudowa Zdroj, Poland, 2002, № 57. September 18–21. P. 235.

Gorlenko L. E., Emel'yanova G. I., Lunin V. V. et al. Effect of ozonation on the structure and adsorption properties of brown coals // 3rd International Conference «New Carbon and Composite materials 2004», Poland, Ustron-Zawodzie, 9–12 May, 2004. P. 11.

Rozhkova N. N. Complex Study of Carbon Nanoparticles in Aqueous Dispersions // The First International Nanocarbon Workshop, July 30–31, 2005, Hayama, Japan. P. 23–25.

Rozhkova N. N. Activation of Fullerene-like Structures in Shungite Carbon. Carbon'02. An International conference Beijing China, September 15–19, 2002, Program and Short abstr. P. 81, Ext. abstr. (CD).

В. А. Тимофеева, А. Б. Соловьева*, Н. А. Ерина**, С. С. Рожков*,
Н. Ф. Кедрина*, Т. С. Зархина*, Л. В. Нецадина*, Н. Н. Рожкова****

ВЛИЯНИЕ ШУНГИТОВОГО НАПОЛНИТЕЛЯ НА СТРУКТУРУ И СВОЙСТВА ПОЛИПРОПИЛЕНА

Введение

Интерес к использованию шунгитового наполнителя (ШН) вызван следующими обстоятельствами:

– наличием в составе ШН некристаллического углерода и диоксида кремния – двух компонентов, по химической природе близких к наиболее используемым наполнителям – техническому углероду (ТУ) и диоксиду кремния (белая сажа). Следует заметить, что хотя минеральная и углеродная части ШН химически не связаны друг с другом, они не разделяются даже при диспергировании ШН до размеров ~1 мкм (Шунгиты..., 1984; Solovieva et al., 1996);

– способностью вводиться практически во все полярные и неполярные полимеры, что связано с присутствием в составе ШН компонентов с гидрофильными и гидрофобными свойствами и метастабильностью структуры шунгитового углерода; а также возможностью изменения поверхностных свойств и структуры ШН при химической модификации (Рожкова, 1992; Rozhkova, 2000);

– распространенностью и неглубоким залеганием шунгитовых пород и высоким содержанием в них углерода (разведанные запасы оцениваются в сотни млн тонн, при этом на долю углерода приходится более 250 млн тонн) (Buseck et al., 1997).

Шунгитовый наполнитель получают измельчением шунгитовых пород Карелии. Механические характеристики ШН определяются соотношением и структурой шунгитового углерода и силикатной компоненты. Особенности структуры и физико-химических свойств шунгитового углерода детально описаны (Голубев, 2000; Kovalevski et al., 1994).

Измельчение шунгитовых пород проводят обычно в три стадии с применением щековой дробилки, шаровой или струйной мельницы и керамического истирателя или виброистирателя с сепарацией порошка. После третьей стадии получается порошок (средний размер частиц 2–20 мкм), который используется в качестве наполнителя.

Для исследования влияния содержания углерода на свойства композиций выбрали три типа шунгитовых пород с содержанием углерода 98 в.% (шунгит I – Шуньга), 28–32 в.% (шунгит III разновидности, Жагогино) и 2–3 в.% (лидит, Тютюгино), из которых после измельчения были получены три типа наполнителя: ШН-98, ШН-30 и ШН-2,5, соответственно. Состав и основные характеристики ШН приведены в табл. 1 и 2.

Т а б л и ц а 1
Состав шунгитовых наполнителей

	Показатели	ШН-98	ШН-30	ШН-2,5
1	Содержание углерода, %	98	30	2,5
2	Минеральные составляющие, %			
	SiO ₂	0,78	61,6	95,35
	Al ₂ O ₃	–	3,85	0,45
	TiO ₂	–	0,25	0,02
	Fe ₂ O ₃ + FeO	–	1,65	0,5
	MgO	–	0,6	0,47
	CaO	–	0,19	–
	K ₂ O	–	1,2	0,25
	Na ₂ O	–	0,24	0,1
	MnO	–	0,02	0,01
	NiO	–	–	–
	CoO	0,02	–	–
	Cr ₂ O ₃	0,07	–	–
	V ₂ O ₅	0,5	–	–
	CuO	0,03	–	–
3	Содержание серы, %	0,6	0,4	0,35
4	Содержание воды, %	0,7	0,35	0,2
5	Содержание кислотных групп, мг-экв/г	0,073	0,124	0,054
6	Содержание растворимых органических веществ, мас.%	0,042	0,126	0,025

Т а б л и ц а 2
Основные физико-химические параметры шунгитовых наполнителей

	Показатели	ШН-98	ШН-30	ШН-2,5
1	Диаметр частиц, мкм*	1–90	0,5–10	1–20
2	pH водной суспензии	6,0	4,95	6,35
3	Плотность, г/см ³	1,9	2,4	2,7
4	Удельная поверхность, м ² /г**	9,3	19	1,6

П р и м е ч а н и е . * – размер частиц определен на лазерном дифракционном микроанализаторе “Analysette 22” ф. Fritsch; ** – дисперсный состав наполнителей и форма частиц проанализированы методом электронной микроскопии на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-35C.

* Институт химической физики им. Н. Н. Семенова РАН, Москва.

** Digital Instruments/Veeco Metrology Group, Santa Barbara, USA.

*** Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск.

По данным электронно-микроскопического анализа, частицы измельченных шунгитов характеризуются широким распределением по размерам и преимущественно изодиаметричной формой, за исключением ШН-2,5, а также некоторой доли анизометричных частиц ШН-98 (Дубникова и др., 1999). Размер основной фракции частиц во всех типах шунгитов составляет 2–8 мкм. Частицы шунгитового наполнителя характеризуются мозаичной структурой поверхности с чередующимися минеральными и углеродными участками, что позволяет рассматривать ШН как комбинированный наполнитель (Рожкова, 1992; Дубникова и др., 1999). Если поверхность углеродных и минеральных участков имеет различную адгезию к полимерной матрице, изменение типа ШН может оказать существенное влияние как на механические, так и на электрические свойства композита.

Композиционные системы на основе полипропилена

Объекты и методы исследования

Для получения композиций использовали изотактический полипропилен (ПП) с показателем текучести расплава ПТР = 2,2 г/10 мин (нагрузка 2,1 кг, температура 190 °С). Плотность ПП составляла 0,92 г/см³, электропроводность 10⁻¹⁶ (Ом·см)⁻¹, температурный коэффициент линейного расширения 1,1·10⁻⁴ 1/°С.

Использовали три типа шунгитовых наполнителей: ШН-98, ШН-30 и ШН-2,5.

Исследовали влияние шунгитового наполнителя на морфологию, физико-механические, адгезионные и электрические свойства композиций в зависимости от типа ШН и его содержания.

Композиции получали смешением в расплаве на лабораторном двухроторном смесителе в присутствии стабилизаторов термоокислительной деструкции – топанола и дилаурилдитиопропионата (1 и 0,6 мас.%, соответственно) – при 190 °С, скорости вращения роторов – 60 об/мин, времени смешения – 10 мин. Содержание ШН в композициях варьировалось от 1 до 50 об.%. Для физико-механических испытаний образцы получали прессованием между полиимидными пленками при температуре 190 °С под давлением 10 МПа с последующим охлаждением водой со скоростью охлаждения 20 °С в мин.

1. Атомно-силовая микроскопия

Для получения АСМ-изображений использовали сканирующий зондовый микроскоп MultiMode™ Nanoscope IIIa™ (Digital Instruments/Veeco Metrology Group, 112 Robin Hill Road, Santa Barbara, CA 93117, USA). АСМ-исследование проводили в полуконтактной моде (tapping mode) кремниевыми зондами с жесткостью 40 Н/м и радиусом кривизны иглы 10 нм. Образцы для получения АСМ-изображений получали кристаллизацией из расплава полимера, помещаемого между поверхностями пластинок слюды (кристаллизация на слюде).

2. Дифференциальная сканирующая калориметрия

Степень кристалличности и температуру кристаллизации ПП в композициях с ШН определяли методом ДСК с использованием сканирующих калориметров DuPont 910 и Perkin-Elmer DSC7. Для расчета степени α кристалличности ПП использовали соотношение $\alpha = \Delta h / \Delta h_o$, где Δh – теплота плавления, рассчитанная из площади пика плавления образца, ограниченной базовой линией, отнесенная к навеске полимера; $\Delta h_o = 165$ Дж/г – удельная теплота плавления полностью кристаллического ПП (Вундерлих, 1979).

3. Механические испытания образцов проводили на универсальной испытательной машине «Инстрон 1122» фирмы «Instron Ltd.» методом одноосного растяжения. Из полученных диаграмм растяжения рассчитывали модуль упругости E , предел текучести σ_T и предельное удлинение при разрыве ε_p .

Для определения ударной вязкости a по Изоду на образцах с надрезом использовали маятниковый копер (ГОСТ 19109-84). Ударную вязкость рассчитывали по формуле $a = A/bS_k$, кДж/м², где A – энергия удара, затраченная на разрушение образца, b – ширина образца, S_k – толщина образца под надрезом.

4. Испытания на адгезионную прочность проводили на многогнездовом адгезиометре при комнатной температуре методом «выдергивания» (pull-out) стальной проволоки диаметром 150 мкм, предварительно вводимой в расплав композиций. Детальное описание метода приведено в работе Ю. А. Горбаткиной (1987).

5. Измерение электропроводности композиций* на постоянном токе σ_{dc} проводили потенциометрическим (четырёхэлектродным) методом (ГОСТ 20214-74). Изменяя напряжение на выходе источника питания, измеряли ток в цепи I и падение напряжения на участке между электродами U . Расчет значения электропроводности – σ_{dc} проводился по формуле: $\sigma_{dc} = tg\alpha / lS$, где l – расстояние между электродами, S – площадь поперечного сечения образца, $tg\alpha$ – тангенс угла наклона зависимости $I(U)$. Значения порога протекания Φ^* определяли на основе аппроксимации экспериментальной зависимости $\sigma_{dc}(\Phi)$ с использованием соотношения $\sigma_{dc} \sim (\Phi - \Phi^*)^{1,9}$ (Φ – объемная концентрация ШНП).

Электропроводность σ_{ac} и диэлектрическую проницаемость ε_{ac} в переменных полях определяли в направлении, перпендикулярном плоскости прессования образца, с использованием мостов переменного тока GenRad RLC Digibridge GR 1693 в диапазоне частот 12–2×10⁵ Гц и температур 25–120 °С, а также Broadband Dielectric Spectrometer (Novocontrol) в интервале частот 10⁻³ – 10⁷ Гц при комнатной температуре.

Действительную ε' и мнимую ε'' части комплексной диэлектрической проницаемости в СВЧ области определяли резонаторным методом (Лушейкин,

* Измерения проводили в Институте синтетических полимерных материалов РАН и в Институте радиотехники и электроники (Фрязинское отделение) РАН.

1988) на измерителях КСВН серии Р2. Измерения проводили в направлениях как вдоль, так и перпендикулярно плоскости прессования на частотах 4,8, 6,6, 11,1 и 20,3 ГГц. Из величины ϵ'' по формуле $\sigma = 2\pi f \epsilon_0 \epsilon''$, где ϵ_0 – диэлектрическая проницаемость свободного пространства, находили значение электропроводности в СВЧ-области.

Результаты и их обсуждение

Влияние шунгитового наполнителя на процесс кристаллизации и структуру полипропилена

Как правило, введение наполнителя меняет морфологию полимера, в частности, степень кристалличности. Введение углеродных наполнителей в полиолефины оказывает влияние на скорость и температурные параметры кристаллизации, а также на степень кристалличности композиций (Tan et al., 1990; Mucha et al., 2000).

Особенности структурной организации наполненных полимерных систем наиболее отчетливо выявляются при исследовании композиций, полученных при свободной кристаллизации из расплава между пластинами слюды (рис. 1, 2).

На рис. 1 приведено изображение участка поверхности исходного ПП при кристаллизации на слюде. Всю видимую площадь занимает сферолит, размеры которого составляют ~80 мкм (рис. 1, а). При этом отчетливо фиксируется ламеллярная структура сферолита (рис. 1, б).

При введении всех типов ШН структура поверхности ПП существенно изменяется (см. рис. 2, табл. 3). На рис. 2, где представлены изображения участков поверхности шунгитонаполненного ПП, полученные в режиме топографии, размеры сферолитов (выделены пунктиром) существенно уменьшаются при увеличении содержания ШН. При этом фиксируемые изменения зависят от типа ШН (Тимофеева, 2005).

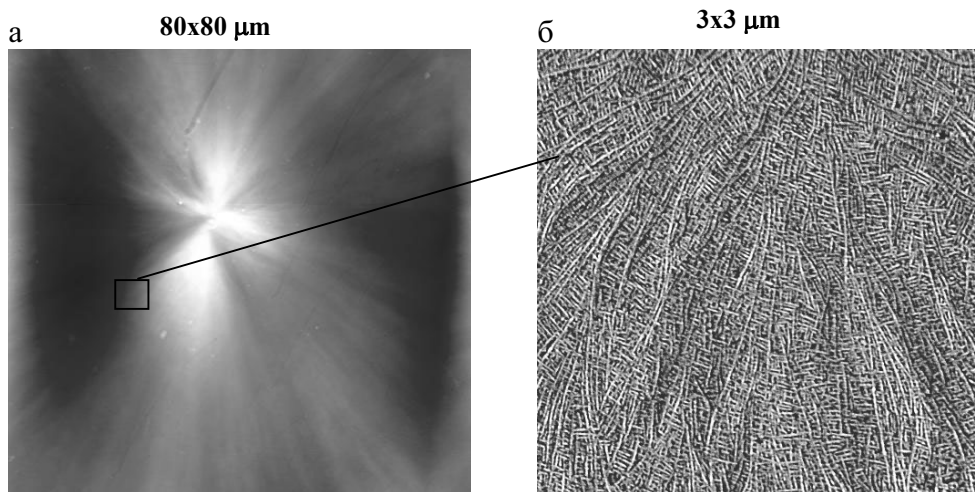


Рис. 1. АСМ-изображения топографии участков поверхности исходного ПП (кристаллизация на слюде)

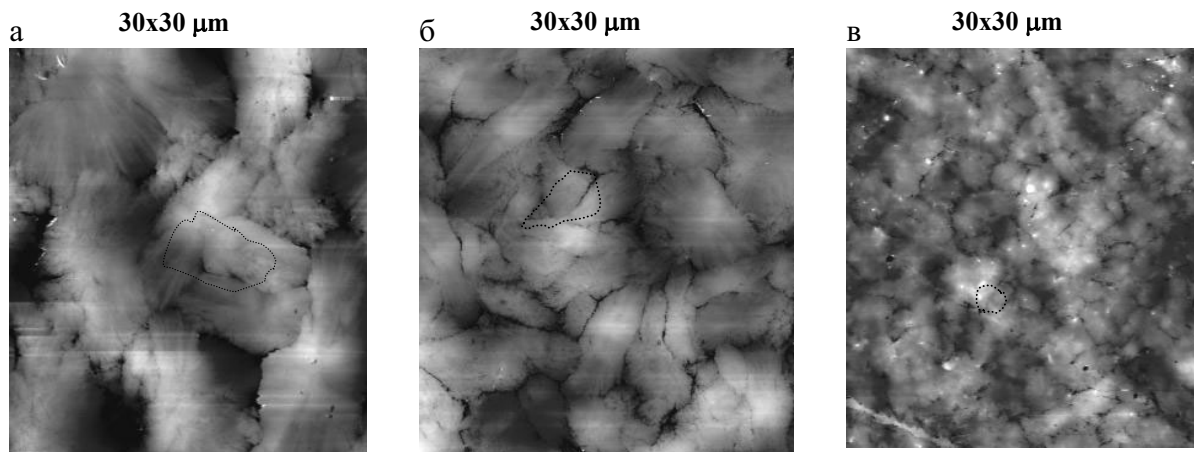


Рис. 2. АСМ-изображения топографии участков поверхности шунгитонаполненного ПП (кристаллизация на слюде) с разным содержанием ШН-30:

а – 5, б – 15, в – 45 об.%

Таблица 3

Размеры сферолитов полипропилена в композициях ПП – ШН, мкм

Объемное содержание ШН в ПП, %	ШН-98	ШН-30	ШН-2,5	Исходный ПП
5	20,3±5,0	12,8±4,1	27,3±3,8	80
15	6,3±2,5	5,2±2,8	19,8±5,5	
45	9,5±4,7	1,6±0,5	8,8±2,5	

В наибольшей степени эффект уменьшения размеров сферолитов ПП с ростом содержания ШН проявляется для ШН-30. В этом случае характерные размеры сферолитов ПП составляют ~2 мкм при $\Phi \approx 45$ об. %.

Введение всех типов ШН в количестве $\Phi \geq 10$ об. % в ПП приводит к существенному росту температуры кристаллизации и степени кристалличности ПП (Дубникова и др., 2003).

На рис. 3 представлены зависимости температуры кристаллизации $T_{кр}$ полипропилена от объемного содержания ШН. Максимальное увеличение $T_{кр}$ наблюдалось в присутствии ШН-30 (кривая 2) и составило ~15 °С, что позволяет полагать его более высокую способность к зародышеобразованию по сравнению с ШН-98 и ШН-2,5.

Активность частиц наполнителя как зародышеобразователя может быть связана как с физическими параметрами частиц (размер, форма), так и с их химической структурой. Поскольку частицы всех измельченных шунгитов имеют преимущественно форму, близкую к сферической, следовательно, различие в зародышеобразующей активности шунгитовых наполнителей в процессе кристаллизации ПП не связано с формой частиц и может быть обусловлено влиянием химической структуры частиц на интенсивность их взаимодействия с макромолекулами ПП. В частности, проявление активности ШН как зародышеобразователей при взаимодействии с ПП можно связать с наличием в составе шунгитов экстрагируемых органических соединений (алифатические насыщенные кетоны и сложные эфиры, имеющие разветвленное строение, с незначительной примесью ароматических соединений), обеспечивающих высокое адгезионное взаимодействие наполнителя с полимерной матрицей. Наибольшее содержание экстрагируемых веществ наблюдалось у ШН-30 (табл. 1) (Соловьева и др., 1999).

Кроме того, как видно из данных табл. 2, особенностью измельченного ШН-30 является малый размер частиц и наибольшая среди измельченных шунгитов удельная поверхность. Частицы ШН-30 характеризуются также самой высокой пористостью (Понькина и др., 1981). Следовательно, в случае ШН-30 способность к сорбции полимерных молекул должна быть максимальна.

На рис. 4 представлены зависимости степени кристалличности (α) ПП от концентрации наполнителя (Φ) для разных типов ШН. Видно, что во всех случаях величина α возрастала с увеличением содержания ШН. При этом максимальное повышение степени кристалличности (~15–16%) достигалось в композициях ПП с ШН-30 и ШН-98.

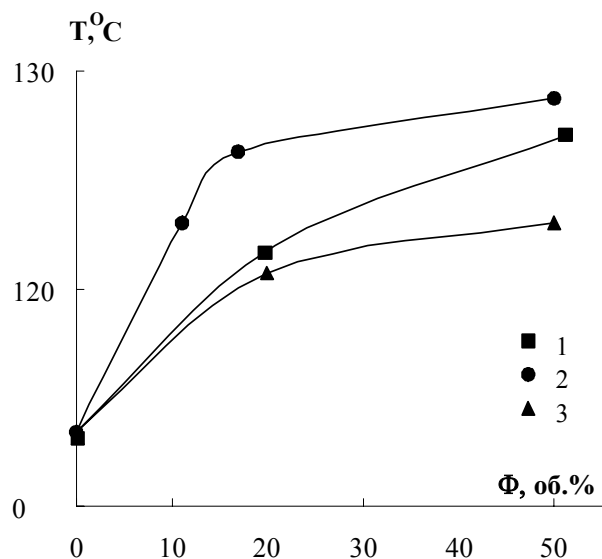


Рис. 3. Зависимости температуры кристаллизации ПП от объемного содержания:

1 – ШН-98, 2 – ШН-30, 3 – ШН-2,5

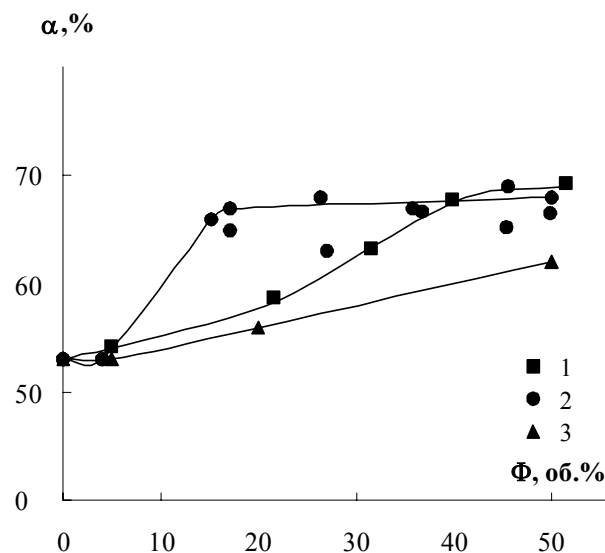


Рис. 4. Зависимости степени кристалличности от объемного содержания:

1 – ШН-98, 2 – ШН-30, 3 – ШН-2,5

Для ШН-98 соответствующая величина Φ составила 40 об. % (кривая 1), в случае ШН-30 предельное повышение α достигалось при $\Phi \approx 10$ –15 об. % и практически не изменялось при дальнейшем увеличении содержания наполнителя (кривая 2). Медленнее всего степень кристалличности ПП возрастала в присутствии ШН-2,5 (кривая 3).

Полученные зависимости коррелируют с выявленным на основе данных АСМ уменьшением размеров сферолитов по мере возрастания объемного содержания Φ шунгитового наполнителя. В наибольшей степени возрастание степени кристалличности и уменьшение размеров сферолитов выражены для системы ПП – ШН-30. Следует отметить также, что размеры сферолитов в этой системе отличаются меньшими разбросами по величинам, что свидетельствует о большей однородности формирующейся кристаллической фазы ПП в присутствии ШН-30 по сравнению с другими типами ШН.

Влияние шунгитового наполнителя на механические характеристики и композиционных материалов на основе полипропилена

Для композиций ПП – ШН наблюдается изменение механических характеристик в зависимости от типа введенного ШН и степени наполнения (Дубникова и др., 1999; Тимофеева и др., 2001). На рис. 5 представлены зависимости модуля упругости E от объемного содержания наполнителя для композиций ПП с тремя типами ШН. Видно, что модуль упругости шунгитонаполненного ПП значительно возрастает с увеличением содержания ШН.

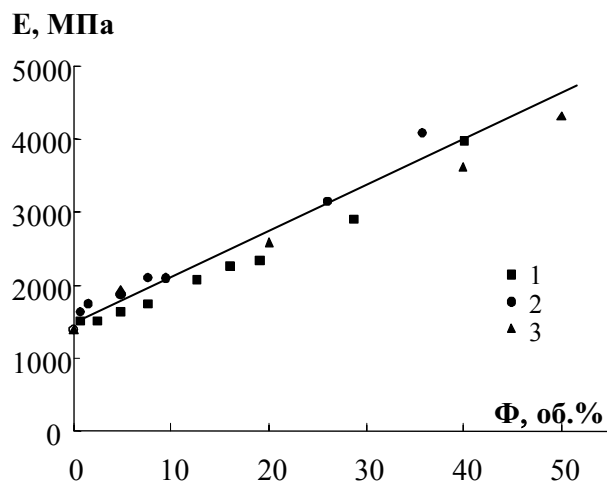


Рис. 5. Зависимости модуля упругости E шунгитонаполненного ПП от объемного содержания наполнителя: 1 – ШН-98, 2 – ШН-30, 3 – ШН-2,5

На рис. 6 приведена зависимость предела текучести σ_T от содержания ШН. Характер концентрационной зависимости σ_T для наполненных полимеров обычно определяется уровнем адгезионной связанности компонентов. Значения предела текучести композиций ПП с ШН заметно превышают расчетные значения для систем с нулевой адгезией, соответствующих модели минимального эффективно нагруженного сечения, предполагающей отслоение всех включений при разрыве (Nicolais,

Narkis, 1971). Видно, что с увеличением Φ предел текучести для всех исследуемых композиций снижается слабо, а в присутствии ШН-30 при малых значениях Φ (до 5 об.%) наблюдается даже повышение σ_T . Такое поведение зависимостей $\sigma_T(\Phi)$ может быть связано с высокой адгезией частиц ШН к полимерной матрице.

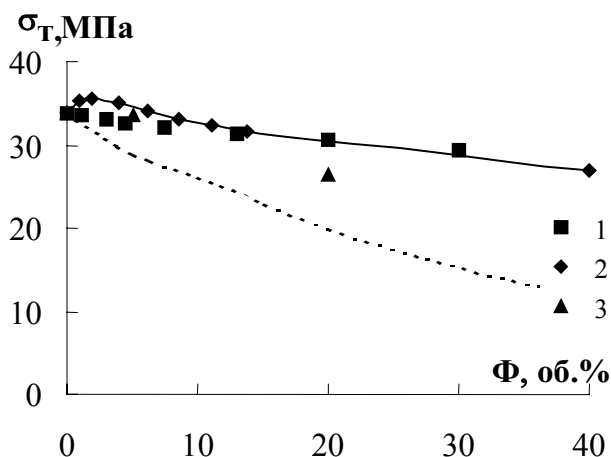


Рис. 6. Зависимости предела текучести σ_T шунгитонаполненного ПП от объемного содержания наполнителя: 1 – ШН-98, 2 – ШН-30, 3 – ШН-2,5. Пунктиром изображена расчетная кривая для частиц с нулевой адгезией к полимерной матрице

Исходный ПП относится к высокопластичным полимерам и в процессе одноосного растяжения деформируется неоднородно с образованием шейки. При введении всех ШН наблюдается сильное падение деформационных свойств ПП (рис. 7). Уже при малом содержании наполнителя не происходит распространение шейки на весь образец, при повышении Φ материал разрушается на стадии образования шейки, и при $\Phi > 8$ об.% композиции разрушаются квазихрупко.

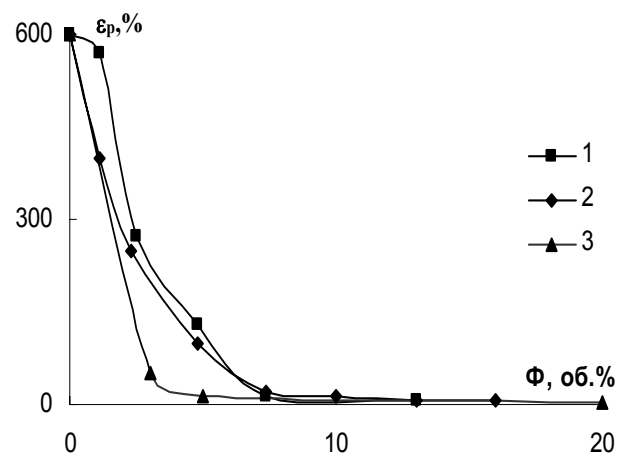


Рис. 7. Зависимости относительного удлинения при разрыве шунгитонаполненного ПП от объемного содержания наполнителя: 1 – ШН-98, 2 – ШН-30, 3 – ШН-2,5

Для композиций ПП с шунгитом характерно преимущественно когезионное разрушение и сохранение адгезионной связанности частиц с полимером. Такое заключение подтверждается результатами электронно-микроскопического анализа.

Характер зависимостей физико-механических свойств композиций ПП – ШН согласуется с заключением о высокой адгезии частиц наполнителя к полимерной матрице и повышении степени кристалличности в исследуемых системах вследствие «активности» ШН как зародышеобразователя.

Для улучшения деформационных характеристик шунгитонаполненного ПП в двойные композиции ПП – ШН был введен каучук – СКЭПТ (рис. 8).

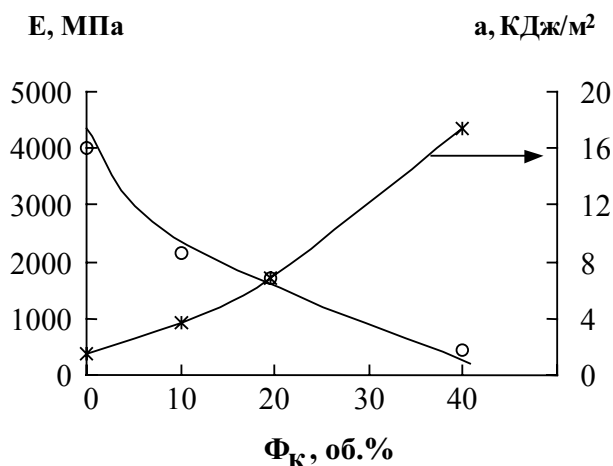


Рис. 8. Зависимости модуля упругости E и ударной вязкости a композиций ПП – ШН-98 (~40 об.%) – СКЭПТ от объемного содержания каучука Φ_k

Для композиций, содержащих 20 об.% СКЭПТ, наблюдается оптимальное соотношение величин a и E . Действительно, сравнение найденных значений E и a с данными для ПП показывает, что при введении 40 об.% ШН-98 и 20 об.% каучука может быть получен материал с более высокими по сравнению с исходным ПП значениями модуля упругости ($E = 1700$ МПа, $E^{\text{ПП}} = 1380$ МПа) и ударной вязкости ($a = 6$ КДж/м², $a^{\text{ПП}} = 2,5$ КДж/м²).

Влияние шунгитового наполнителя на адгезионные свойства полипропилена

Полипропилен, как и другие полиолефины, обладает крайне низкой адгезией к внешним поверхностям. На рис. 9 приведены зависимости адгезионной прочности τ от концентрации наполнителя для композиций ПП с тремя типами ШН.

Видно, что при введении в ПП шунгитового наполнителя зависимость $\tau(\Phi)$ проходит через максимум (Горбаткина и др., 2001). При использовании в качестве наполнителя ШН-2,5, а также ШН-98 максимум наблюдается при небольших (1–2 об.%) количествах наполнителя. При введении в полипропилен

ШН-30 характер зависимости $\tau(\Phi)$ изменяется. При малых концентрациях наполнителя (2–5 мас.%) значения τ возрастают. Однако в этом случае повышенные значения сохраняются в достаточно широком интервале концентраций (до $\Phi \cong 15$ об. %), после чего межфазная прочность резко уменьшается. Падение адгезионной прочности при больших степенях наполнения, по-видимому, связано с изменением фактической площади контакта адгезива и проволоки.

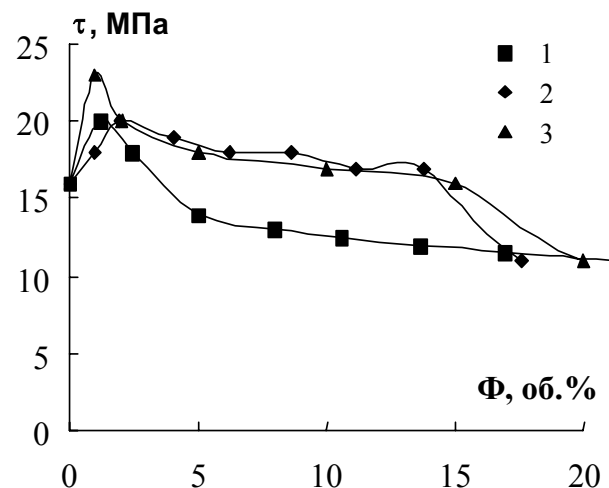


Рис. 9. Зависимость адгезионной прочности τ соединений наполненный ПП – стальная проволока от объемного содержания ШН в полимере

Площадь соединений $S = 0,45$ мм². 1 – ШН-98, 2 – ШН-30, 3 – ШН-2,5

Подобные зависимости наблюдались ранее (Хеладзе и др., 1990) при исследовании адгезионной способности полиэтилена высокой плотности, наполненного измельченными отходами горнорудного производства. Более того, случаи, когда зависимость адгезионной прочности от концентрации наполнителя описывается кривой с экстремумом, наблюдаются не только для наполненных термопластов, но и для наполненных реактопластов.

Электрофизические свойства композиций ПП – ШН

Введение углеродсодержащих наполнителей в полиолефины позволяет снизить сопротивление исходно диэлектрических полимерных материалов (Чмутин и др., 1996; Song et al., 1984). Значительное возрастание проводимости композиции (на несколько порядков) происходит в относительно узком диапазоне концентраций наполнителя и характеризуется так называемым «порогом перколяции» (или протекания). Это связано с образованием внутри непроводящей матрицы проводящих цепочек в результате непосредственного контакта частиц наполнителя (Пономаренко и др., 2001; Pike et al., 1974; Ponomarenko et al., 1994). Значение порога протекания зависит от формы частиц наполнителя (Charlaix et al., 1984). Для вытянутых частиц (Pike et al.,

1974; Yamaki et al., 1975, 1978) и частиц чешуйчатой формы (Чмутин, 1992; Yamaki et al., 1975) порог протекания ниже, чем для сферических частиц. Это связано с тем, что в последнем случае увеличивается вероятность образования проводящих цепочек, так как сферические частицы могут иметь большее число контактов с соседями (Efros, Shklovskii, 1976).

На рис. 10 приведены зависимости удельной электропроводности на постоянном токе σ_{dc} композиций ПП с разными типами ШН от объемного содержания Φ наполнителя. Для сопоставления на этом же рисунке показаны аналогичные зависимости для композиций с использованием сажи и графита в качестве наполнителей. Введение в ПП сажи и графита, средние размеры частиц которых составляли 0,03 мкм и 50 мкм, осуществлялось в тех же условиях, что и введение ШН (Чмутин и др., 2004).

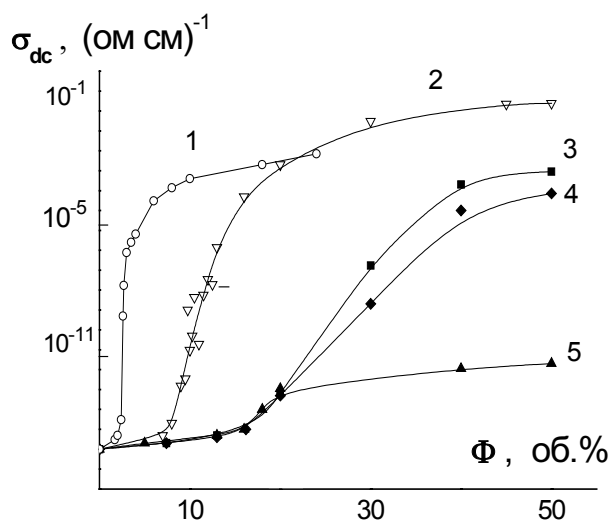


Рис. 10. Зависимости электропроводности σ_{dc} на постоянном токе от объемной концентрации наполнителя Φ для композиций на основе полипропилена и различных типов наполнителей:

1 – сажа, 2 – графит, 3 – ШН-98, 4 – ШН-30, 5 – ШН-2,5

Все зависимости проявляют пороговый характер с резким возрастанием величин удельной электропроводности, при $\Phi > \Phi^*$ (Φ^* – порог протекания). В табл. 4 приведены величины удельной электропроводности всех исследованных наполнителей σ_{dc}^0 , предельных значений электропроводности σ_{dc}^m и порога протекания Φ^* исследованных композиций.

Т а б л и ц а 4

Электрофизические характеристики наполнителей и композиций на их основе

	Сажа	Графит	ШН-98	ШН-30	ШН-2,5
$\sigma_{dc}^0, \text{Ом}^{-1}\text{см}^{-1}$	10^2	10^3	1	10^{-1}	10^{-4}
$\sigma_{dc}^m, \text{Ом}^{-1}\text{см}^{-1}$	10^{-1}	10^1	10^{-2}	10^{-3}	10^{-11}
$\Phi^*, \text{об.}\%$	3	12	29	27	20

Для композиций с наполнителями ШН-30 и ШН-98 пороги протекания близки и составляют, соответст-

венно, 27 об.% и 29 об.%. Значения Φ^* высоки, по сравнению с теоретическим значением 17 об.% (Чмутин и др., 1994).

Как следует из рис. 10, при низких содержаниях наполнителя ($\Phi \ll \Phi^*$) σ_{dc} практически не зависит от типа шунгитового наполнителя. По-видимому, это связано с тем, что ниже порога протекания частицы наполнителя изолированы друг от друга полимерными прослойками, и σ_{dc} композита определяется главным образом проводимостью этих прослоек. При $\Phi > \Phi^*$, когда σ_{dc} композита в значительной степени определяется проводимостью наполнителя σ_n , это различие увеличивается с ростом содержания наполнителя.

Различия в величинах Φ для сажи, графита и ШН могут быть связаны с различиями в размерах частиц этих наполнителей и величинах их удельной электропроводности. Полученные данные показывают, что шунгитовый наполнитель может оказаться более перспективным по сравнению с традиционными (графит, технический углерод и порошки металлов) для получения материалов с σ_{dc} в интервале 10^{-11} – 10^{-2} (Ом·см) $^{-1}$. Из рис. 10 следует, что в случае применения традиционных наполнителей проводимость указанного уровня достигается вблизи порога протекания, т. е. в области концентраций, где воспроизводимость электрических свойств наполненных систем чрезвычайно низка (Гуль, Шенфильд, 1984). При использовании ШН композиты с заданным уровнем электропроводности удобнее получать при $\Phi > \Phi^*$ (рис. 10), где электрические свойства меньше зависят от содержания наполнителя, что существенно повышает воспроизводимость электрических характеристик при изготовлении изделия.

Введение в смесь ПП – ШН 20 об.% каучука СКЭПТа существенно улучшает не только прочностные характеристики композиций, но и увеличивает σ_{dc} на порядок по сравнению с двухкомпонентными системами (рис. 11). Аналогичное влияние на электрические свойства композиций ПП – ШН оказывает введение непроводящей резиновой крошки (РК). Порог протекания композиции снижается с 29 до 18 об.% при введении 20 об.% резиновой крошки в композицию ПП с ШН-98 (рис. 12), при этом электропроводность композиций увеличивается на 2–5 порядков.

По-видимому, это связано с увеличением эффективной концентрации проводящего наполнителя в матрице за счет появления в композите областей, в которых проводящий наполнитель находится не может. Действительно, при введении 20 об.% резиновой крошки в композицию реальная концентрация шунгита в ПП, соответствующая порогу протекания, составляет 21,9 об.%.

В течение многих лет композиты с электропроводящим наполнителем использовали в основном как антистатические материалы, для которых допускался достаточно широкий разброс по электрическим свойствам 10^{-9} – 10^{-6} (Ом·см) $^{-1}$, или в качестве электропро-

водящих клеев с электропроводностью 10^2 (Ом·см) $^{-1}$ и выше. В последние время такие композиты применяются в электронных и радиотехнических устройствах. Для этих целей требуются материалы со строго заданным уровнем электрических свойств, в том числе и в переменных полях.

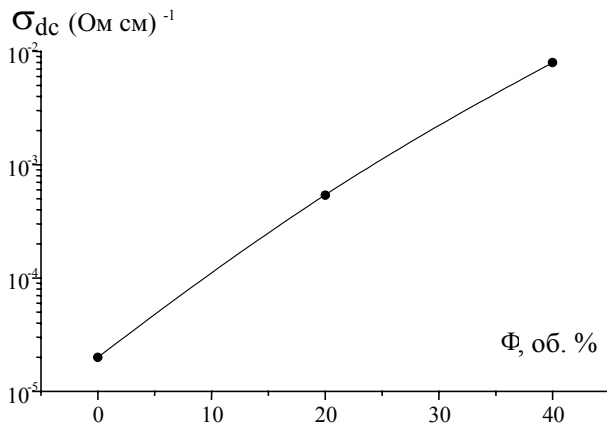


Рис. 11. Зависимость электропроводности на постоянном токе σ_{dc} для композиций ПП – СКЭПТ – ШН-98 (40 об.%) от объемного содержания Φ_k каучука

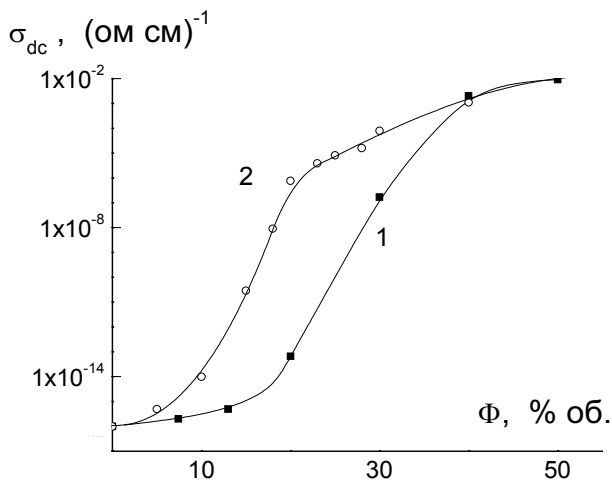


Рис. 12. Зависимости электропроводности на постоянном токе для двухкомпонентных композиций ПП – ШН-98 (1) и трехкомпонентных композиций ПП – РК (20 об.%) – ШН-98 (2) от объемного содержания ШН

На рис. 13 приведены концентрационные зависимости электропроводности всех типов исследуемых композитов на частоте 5,2 ГГц (зависимости на частотах 6,6, 11,1 и 20,3 ГГц имеют аналогичный характер). Видно, что в переменных полях сохраняется та же зависимость от типа наполнителя, что и на постоянном токе. Необходимо отметить, что электропроводность в переменных полях является суммой двух составляющих – сквозной электропроводности (как правило, совпадающей с электропроводностью на постоянном токе) и релаксационной части (σ_{rel}):

$$\sigma_{ac} = \sigma_{dc} + \sigma_{rel}.$$

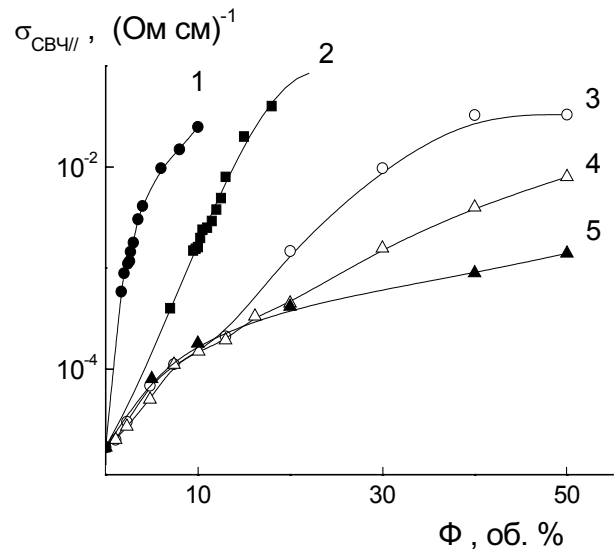


Рис. 13. Зависимости электропроводности на частоте 5,2 ГГц от объемного содержания различных углеродсодержащих наполнителей для композиций на основе ПП:

1 – сажа, 2 – графит, 3 – ШН-98, 4 – ШН-30, 5 – ШН-2,5

Релаксационная часть электропроводности определяется совокупностью релаксационных процессов в полимере, наполнителе и на межфазной границе. Как правило, доминирующим процессом, который определяет σ_{rel} композитов с электропроводящим наполнителем в исследуемом частотном диапазоне, является процесс межфазной поляризации. Детальный анализ частотных зависимостей электропроводности для композитов на основе ПП и различных углеродсодержащих наполнителей приведен в статье И. А. Чмутина и др. (2004).

Видно, что в представленных зависимостях $\sigma_{ac}(\Phi)$ отсутствует порог протекания. Однако закономерность изменения величин $\sigma_{ac}(\Phi)$ для разных типов наполнителей остается такой же, как и в случае σ_{dc} (рис. 13).

Следует отметить, что в переменных электромагнитных полях заметная электропроводность композиций с шунгитовым наполнителем фиксируется уже при $\Phi \sim 8$ об.%. Это связано с тем, что в переменных электромагнитных полях вклад в электропроводность вносят также изолированные полимером частицы наполнителя (Чмутин и др., 1996).

Выводы

Найдена взаимосвязь между зародышеобразующей активностью ШН и деформационным поведением шунгитонаполненного полипропилена. Нуклеирующий эффект ШН проявляется в повышении температуры кристаллизации ПП, уменьшении размера кристаллитов и увеличении доли кристаллической фазы. Установлена большая однородность формирующейся кристаллической фазы ПП в присутствии ШН-30 по сравнению с другими типами шунгитов.

Характер полученных зависимостей физико-механических свойств композиций ПП – ШН согласуется с заключением о высокой адгезии частиц наполнителя к полимерной матрице и повышении степени кристалличности в исследуемых системах вследствие «активности» ШН как зародышеобразователя.

Шунгитовый наполнитель может быть более перспективным по сравнению с традиционными угле-

родными наполнителями (сажей, графитом) для получения материалов с электропроводностью в интервале 10^{-11} – 10^{-2} (Ом·см)⁻¹, когда требуется повысить воспроизводимость электрических характеристик при изготовлении изделий из таких композиций.

Для повышения прочностных и проводящих характеристик композиций ПП – ШН могут быть использованы трехкомпонентные смеси.

ЛИТЕРАТУРА

- Вундерлих Б. Физика макромолекул. Т. 2. М., 1979.
- Голубев Е. А. Надмолекулярное наноструктурирование в природных некристаллических веществах по данным сканирующей зондовой микроскопии // Материалы совещания «Зондовая микроскопия 2000». Н. Новгород, 2000. С. 97–102.
- Горбаткина Ю. А. Адгезионная прочность в системах волокно – полимер. М., 1987. 192 с.
- Горбаткина Ю. А., Иванова-Мумжиева В. Г., Соловьева А. Б. и др. Адгезионные свойства полиолефинов, наполненных шунгитом. Наполненный полипропилен // Журн. физ. химии. 2001. Т. 75, № 12. С. 2206–2211.
- Гуль В. Е., Шенфиль Л. З. Электропроводящие полимерные композиции. М., 1984.
- Дубникова И. Л., Кедрин Н. Ф., Соловьева А. Б. и др. Механические и электрические свойства композиций полипропилена с углеродсодержащим наполнителем-шунгитом // Высокомолекулярные соединения, сер. А. 1999. Т. 41, № 2. С. 324–332.
- Дубникова И. Л., Кедрин Н. Ф., Соловьева А. Б. и др. Влияние природы наполнителя на процесс кристаллизации и механические свойства наполненного полипропилена // Там же. 2003. Т. 45, №3. С. 341–348.
- Луцкейкин Г. Ф. Методы исследования электрических свойств полимеров. М., 1988.
- Пономаренко А. Т., Шевченко В. Г., Казанцева Н. Е. и др. Анизотропные эффекты в полимерных композициях с электрическими и магнитными свойствами: модели, экспериментальные результаты, применение (обзор) // Материалы, технологии, инструменты. 2001. Т. 6, № 2. С. 11–21.
- Понькина Н. А., Дюкжиев Е. Ф., Пунка А. П., Туполев А. Г. Шунгитовые породы Карелии. Петрозаводск, 1981. 105 с.
- Рожкова Н. Н. Влияние модифицирования поверхностно-активными веществами дисперсных шунгитов на физико-механические свойства наполненных ими полимерных композиционных материалов: Дис. ... канд. техн. наук. Л., 1992.
- Соловьева А. Б., Рожкова Н. Н., Глаголев Н. Н. и др. Органическое вещество шунгита как фактор, определяющий физико-химическую активность шунгитового наполнителя в полимерных композициях // Журн. физ. химии. 1999. Т. 73, № 2. С. 299–306.
- Тимофеева В. А. Структурные изменения поверхности полимерных материалов в условиях объемной и поверхностной модификации по данным атомно-силовой микроскопии: Дис. ... канд. хим. наук. М., 2005.
- Тимофеева В. А., Кедрин Н. Ф., Дубникова И. Л. и др. Особенности влияния шунгитового наполнителя на физико-механические свойства полипропилена // Современная химическая физика. XIII симпозиум: Сб. тез. Туапсе, 2001. С. 135.
- Хеладзе Н. Д., Горбаткина Ю. А., Батиаишвили М. С., Адамия Р. Ш. Исследование адгезии в системах наполненный полиолефин – волокно // Механика композитных материалов. 1990. № 2. С. 343.
- Чмутин И. А. Исследование влияния способа получения композиций на основе полипропилена и проводящих наполнителей на их электропроводящие свойства: Дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 1992.
- Чмутин И. А., Летагин С. В., Шевченко В. Г., Пономаренко А. Т. Электропроводящие полимерные композиты: структура, контактные явления, анизотропия (обзор) // Высокомолекулярные соединения, сер. А. 1994. Т. 36, № 4. С. 699–713.
- Чмутин И. А., Рывкина Н. Г., Пономаренко А. Т., Шевченко В. Г. Концентрационная зависимость электропроводности композитов в области высоких частот // Там же. 1996. Т. 38, № 2. С. 291–296.
- Чмутин И. А., Рывкина Н. Г., Соловьева А. Б. и др. Особенности электрических свойств композитов с шунгитовым наполнителем // Там же. 2004. Т. 46, № 6. С. 1061–1070.
- Шунгиты – новое углеродистое сырье / Под ред. Ю. К. Калинина. Петрозаводск, 1984. 250 с.
- Buseck P. R., Galdobina L. P., Kovalevski V. V. et al. Shungites: the C-rich Rocks of Karelia, Russia // Canadian Mineralogist. 1997. Vol. 35, N 6. P. 1363–1378.
- Charlaix E., Gugen E., Rivier N. A Criterion for Percolation Threshold in a Random Array of Plates // Solid State Commun. 1984. Vol. 50, N 11. P. 999–1002.
- Efros A. L., Shklovskii B. I. Critical Behavior of Conductivity and Dielectric Constant Near the Metal-Non-Metal Transition Threshold // Phys. Stat. Sol., B. 1976. Vol. 76. P. 475–485.
- Kovalevski V. V., Rozhkova N. N., Zaidenberg A. Z., Yermolin A. N. Fullerene-like structures in shungite and their physical properties // Mol. Mat. 1994. 4. P. 77–80.
- Mucha M., Marszalek J., Fidrych A. Crystallization of Isotactic Polypropylene Containing Carbon Black as Filler // Polymer. 2000. Vol. 41. P. 4137–4142.
- Nicolais L., Narkis M. Stress-strain Behaviour of SAN/Glass Bead Composites in the Glassy Region // Polym. Enging. Sci. 1971. Vol. 11. P. 1971.
- Pike G. E., Seager C. H. Percolation and conductivity: A computer study // Phys. Rev. B: Condens. Matter. 1974. Vol. 10, № 4. P. 1421.
- Ponomarenko A. T., Dubois P., Tchmutin I. A. et al. Correlation Between processing Methods and Electrical Properties of Carbon Black – Filled Polymer Composites. Eurofillers 97. Manchester (UK) September 8–11, 1997. CD.
- Rozhkova N. N. Shungite-a carbon-mineral filler for polymeric composite materials // Composite Interfaces. 2000. Vol. 8, N 3, 4. P. 307.

Solovieva A. B., Neschadina L. E., Rozhkova N. N. et al. The shungite Effect on the Physico-mechanical Properties of elastomers and polypropylene // Intern. J. Polymeric Mater. 1996. Vol. 26. P. 1–7.

Song Y., Noh T. W., Lee S.-I., Gaines J. R. Experimental study of the three-dimensional ac conductivity and dielectric constant of a conductor-insulator composite near the percolation threshold // Phys. Rev, Part B. 1986. Vol. 33, N 4. P. 904.

Tan J. K., Kitano T., Hatakeyama T. Crystallization of Carbon Fiber Reinforced Polypropylene // Journal of Materials Science. 1990. Vol. 25. P. 3380–3384.

Yamaki J., Maeda O., Katayama Y. A law of mixtures for transport properties in binary particulate composites // Rev. Electrical Communication Laboratories. 1978. Vol. 26, N 3–4. P. 616.

Yamaki J., Maeda O., Katayama Y. Volume resistivity of carbon-fibre-filled epoxy-resin under shear flow // Kobunishi Ronbunshi. 1975. Vol. 32, N 1. P. 42.

О. К. Фомин, А. Д. Хахаев, А. А. Хомиченко

ПИРОЛИТИЧЕСКАЯ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИЯ С ПОВЕРХНОСТНОЙ ИОНИЗАЦИЕЙ ПРОДУКТОВ ПИРОЛИЗА В ИССЛЕДОВАНИИ ПРОБЛЕМ МИГРАЦИИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ШУНГИТОНОСНЫХ ПОРОД

Изучение органического вещества (ОВ) глубоко метаморфизованных углеродсодержащих пород, типа шунгитов, связано с большими методическими трудностями. Не только количественный, но и качественный химический анализ таких объектов осложняется привнесением примесей при подготовке проб и высокими требованиями к чувствительности анализа. В то же время состав ОВ отражает в себе историю формирования шунгитоносных пород и является их важнейшей характеристикой. В частности, данные о природе или составе ОВ в одном из компонентов шунгитоносных пород, высших антраксолитов, могут пролить свет на характер миграционных процессов, в которых участвовало ОВ при формировании высших антраксолитов того или иного месторождения шунгитов. Выводы о разных типах миграционных процессов, в которых участвовало ОВ шунгитоносных пород, полученные на основе косвенных признаков в работе М. М. Филиппова (1994), требуют прямых экспериментальных подтверждений, которыми могут служить данные о составе ОВ антраксолитов и его вариациях.

При решении этой задачи метод экстракции остаточных битумоидов с последующим анализом экстрагированных продуктов не подходит вследствие очень низкого содержания битумоидов в антраксолитах. Состав летучих веществ в антраксолитах Карелии в работе Ю. К. Калинина и др. (1977) пытались изучать масс-спектрометрическим анализом газовой фазы в реакторе, где осуществлялся пиролиз образцов антраксолитов. Выбранный метод позволил зарегистрировать лишь CO_2 , CO , следы H_2 , H_2S и углеводороды (CH_4 , C_2H_6); тяжелых углеводородов и других органических соединений не обнаружено, что, по-видимому, связано с их потерей в системе напуска образцов в масс-спектрометр.

Различные типы миграционных процессов (выдавливание в пустоты, термический возгон, переотложение) могут по-разному сказываться на природе ОВ антраксолитов. Уловить эту разницу можно по-

пытаться, исследуя масс-спектры продуктов пиролиза антраксолитов, отличающихся миграционной историей. Решению этой задачи и посвящена данная работа. Учитывая особенности ОВ антраксолитов (низкое содержание, высокая степень полимеризации и наличие процессов разложения при температурах 500–700 °С) (Калинин и др., 1977; Ковалева, 2003), мы использовали двухленточный источник ионов масс-спектрометра МИ 1201Т. Он обеспечивает возможность проведения пиролиза образца в вакууме с одновременным анализом образующихся продуктов и высокий коэффициент сбора анализируемого пара (газа) на ионизатор, а также высокую селективность регистрации органических частиц по их потенциалам ионизации.

Экспериментальная часть

В качестве объектов исследования были выбраны антраксолиты из четырех месторождений шунгитов – Шуньга, Чеболакша, Нигозеро и Максово. Эксперименты проводились на масс-спектрометре МИ 1201Т с использованием двухленточного ионного источника с поверхностной ионизацией. Ионные токи измерялись электрометром с использованием в качестве предусилителя электронного умножителя с открытым входом. Основные технические характеристики прибора в использованном варианте были следующие: диапазон масс 1–300 а.е.м., разрешение 600, чувствительность регистрации ионных токов порядка 10^{-18} А, стабильность тока накала ленточек $\pm 0,05\%$, материал ленточек – тантал (испаритель) и окисленный вольфрам (ионизатор), размеры ленточек $18 \times 0,8 \times 0,03$ мм, расстояние между ленточками ~1 мм. Образцы шунгита растирались в агатовой ступке, из полученного порошка готовилась суспензия в трижды дистиллированной воде (последняя перегонка воды производилась в кварцевой установке), одну каплю мелкодисперсной взвеси наносили на ленточку-испаритель с промежуточным высушива-

нием на воздухе при температуре около 100 °С. Масс-спектры каждого образца снимались при температуре ионизатора ~700 °К, температура же испарителя при этом ступенчато поднималась от $t_{\min}$, соответствующей излучательному нагреву испарителя от ленточки-ионизатора, до $T_{\max} \cong 1570$ °К, путем пошагового изменения тока накала с шагом 0,4 А. На каждой ступени нагрева испарителя записывался масс-спектр в диапазоне $m/q = 1-300$ а.е.м. Температура ленточек до 1070 °К контролировалась по току накала, а выше 1070 °К – измерялась оптическим пирометром. Холостые эксперименты были проведены с дистиллированной водой. Таким образом, в наших экспериментах был реализован вариант пиролитической масс-спектрометрии с поверхностной ионизацией продуктов пиролиза антраксолитов. В нашем случае такой подход имел два важных преимущества: он исключал необходимость химической подготовки проб и резко снижал фон органических ионов, который неизбежно появлялся бы при других способах ионизации газовой среды в ионизационной камере источника ионов. Кроме того, поверхностная ионизация дает малолинейчатые спектры для индивидуальных веществ, в которых, как правило, присутствует молекулярный ион, что облегчает расшифровку масс-спектров. Использование ионизатора из окисленного вольфрама из-за его повышенной работы выхода (~6 эВ) заметно расширяет круг органических частиц, поверхностную ионизацию которых можно надежно регистрировать.

Результаты и их обсуждение

В масс-спектрах, полученных для исследованных образцов антраксолитов, при температурах выше 700 °С удалось наблюдать группы линий, которые связаны с поверхностной ионизацией органических молекул или радикалов, образующихся при пиролизе ОБ антраксолитов на ленточке испарителя и выходящих в газовую фазу. Интенсивности всех таких линий имеют колоколообразную форму зависимости от температуры ленточки-испарителя. В таблице сравниваются масс-спектры, записанные в интервале 42–300 а.е.м. при оптимальных температурах ленточек-испарителей ($T_{\text{опт.}}$). $T_{\text{опт.}}$ немного отличаются друг от друга, что связано с различными кинетическими характеристиками процессов пиролиза антраксолитов различного происхождения. В графе 2 приведены генетические типы исследованных антраксолитов, взятые из работы М. М. Филиппова (2002). Они отражают преимущественные миграционные процессы, которые привели к формированию современных антраксолитов выбранных месторождений. Данные таблицы показывают, что вид масс-спектра органических ионов, по-видимому, определяется характером миграционных процессов, в которых участвовало ОБ соответствующего месторождения.

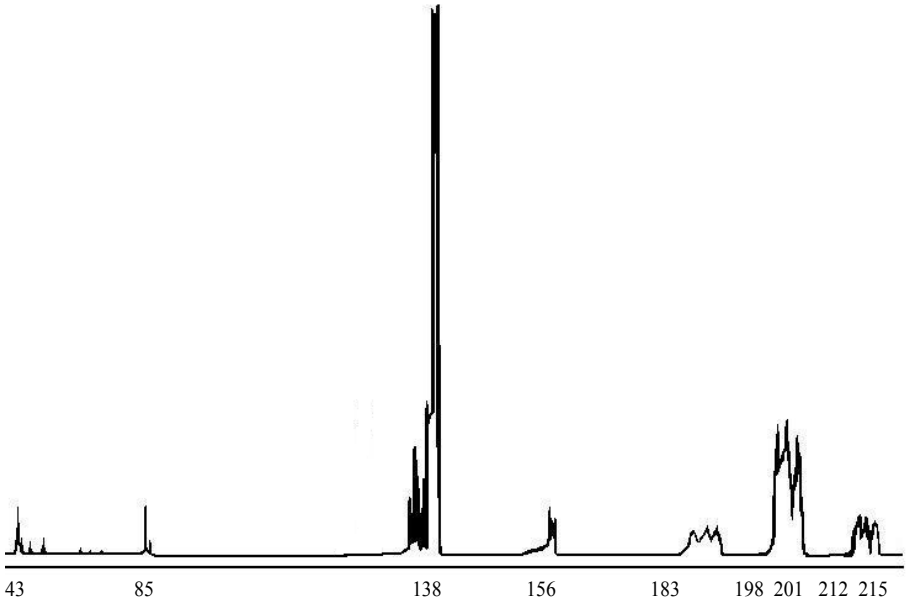
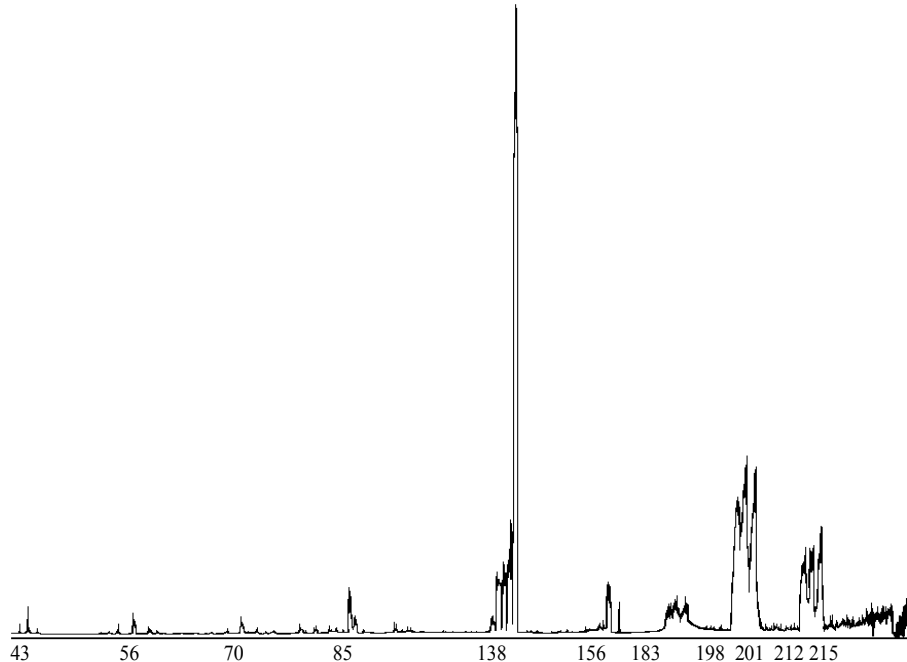
Ближе всего друг к другу находятся масс-спектры продуктов пиролиза антраксолитов, ОБ которых не

претерпело заметных химических превращений при миграции (тектонафтоиды Шуньги и Чеболакши).

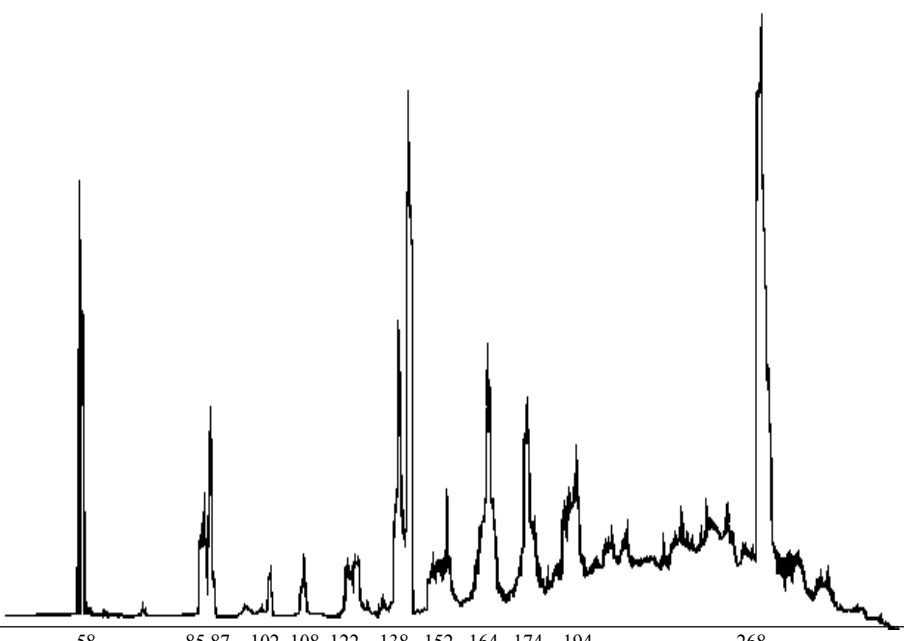
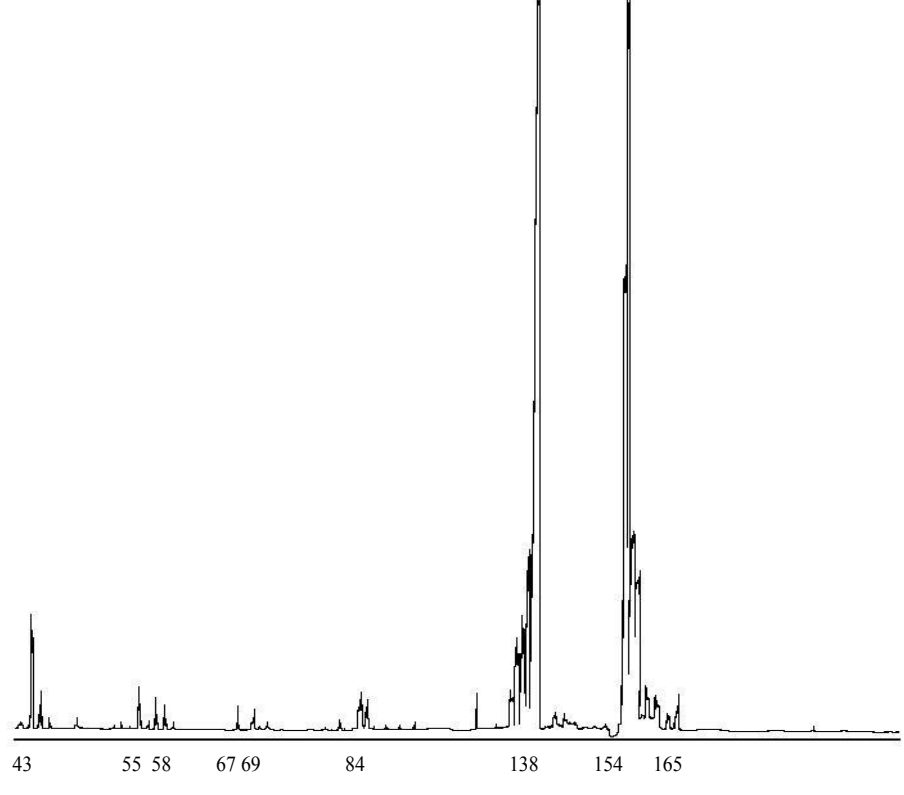
Масс-спектр для пиронафтоида из Максово заметно обогащен «углеводородными» линиями (будем условно называть так линии масс-спектра в интервале 43 – ~160 а.е.м.), которые, по-видимому, отражают накопление при термическом воздействии на породу продуктов крекинга исходного ОБ – облегченных углеводородов. Переотложенный антраксолит из Нигозера, как следует из вида масс-спектра, потерял в миграционных процессах то органическое вещество, которое при пиролизе дает в масс-спектре продуктов характерную группу линий в интервале 183–215 а.е.м., и почти всю «углеводородную» часть. Таким образом, метод пиролитической масс-спектрометрии с поверхностно-ионизационным детектированием продуктов позволяет получить прямое подтверждение влияния миграционных процессов на состав ОБ антраксолитов.

Использованный метод позволяет пролить свет и на другой важный вопрос геохимии шунгитоносных пород: имеется ли генетическая связь между миграционным ОБ и ОБ материнских пород. Для этого можно сравнить масс-спектры продуктов пиролиза шунгитов ($C_{\text{св}} = 45-80\%$) и максовитов ($C_{\text{св}} = 20-45\%$) с масс-спектрами продуктов пиролиза соответствующих антраксолитов. В таблице приведены масс-спектры продуктов пиролиза шунгита из Шуньги и максовита из Максово. Масс-спектр продуктов пиролиза шунгита и максовита условно можно разделить на две части: группа пиков, которая прослеживается в антраксолитах – тектонафтоидах ($m/e = 183-215$ а.е.м.) и «углеводородный» масс-спектр, связанный, по-видимому, с поверхностной ионизацией радикалов, образующихся при пиролизе образца на ленте-испарителе. Эти две группы пиков отвечают, по-видимому, двум типам ОБ, которые по-разному ведут себя в миграционных процессах. «Углеводородная» часть легко теряется в тектонафтоидах и переотложенных антраксолитах. Возможно, что отвечающее за нее ОБ обладает достаточно низким средним молекулярным весом и легко теряется в миграционных процессах. Сравнение их с масс-спектрами соответствующих антраксолитов показывает, что такая связь осуществляется лишь частично. Так, пиронафтоиды (Максово) наследуют главным образом «углеводородную» составляющую материнского ОБ, а тектонафтоиды – составляющую, характеризующую группой пиков в интервале $m/e = 183-215$ а.е.м. В случае антраксолита из Максово, претерпевшего достаточно высокое термическое воздействие от внедрявшихся в это месторождение силлов (Филиппов, 2002), можно предположить, что скорость накопления «углеводородов» за счет крекинга материнского ОБ заметно превышала потерю. Группы линий в масс-спектрах продуктов пиролиза шунгитовых пород $m/e = 183-215$ а.е.м., по-видимому, отвечают ОБ, достаточно устойчивым, чтобы сохраниться в миграционных процессах, сопряженных с малым расстоянием перемещения и отсутствием сильных термических воздействий.

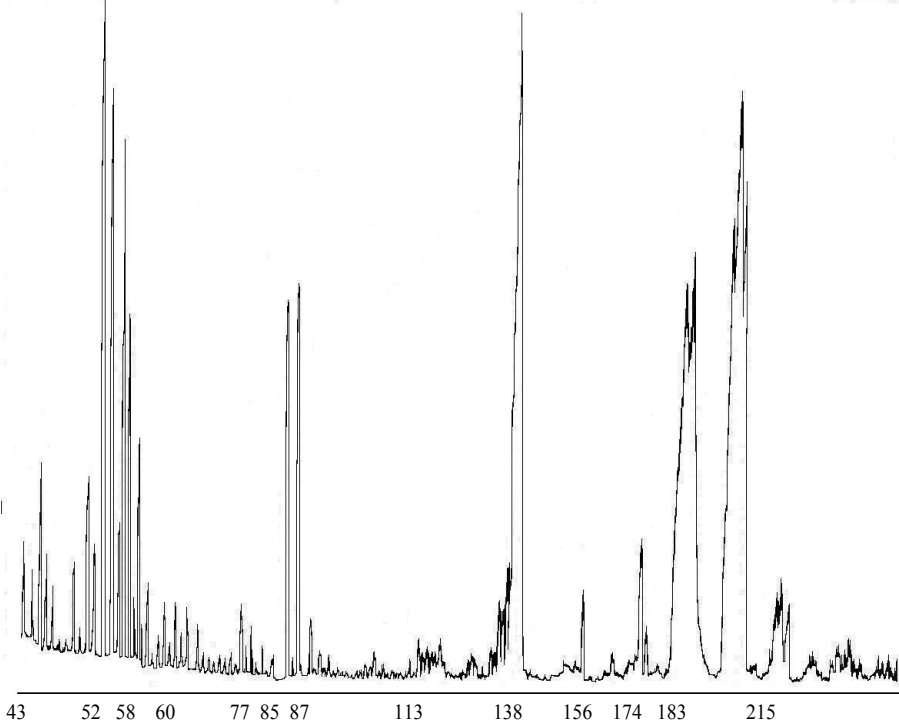
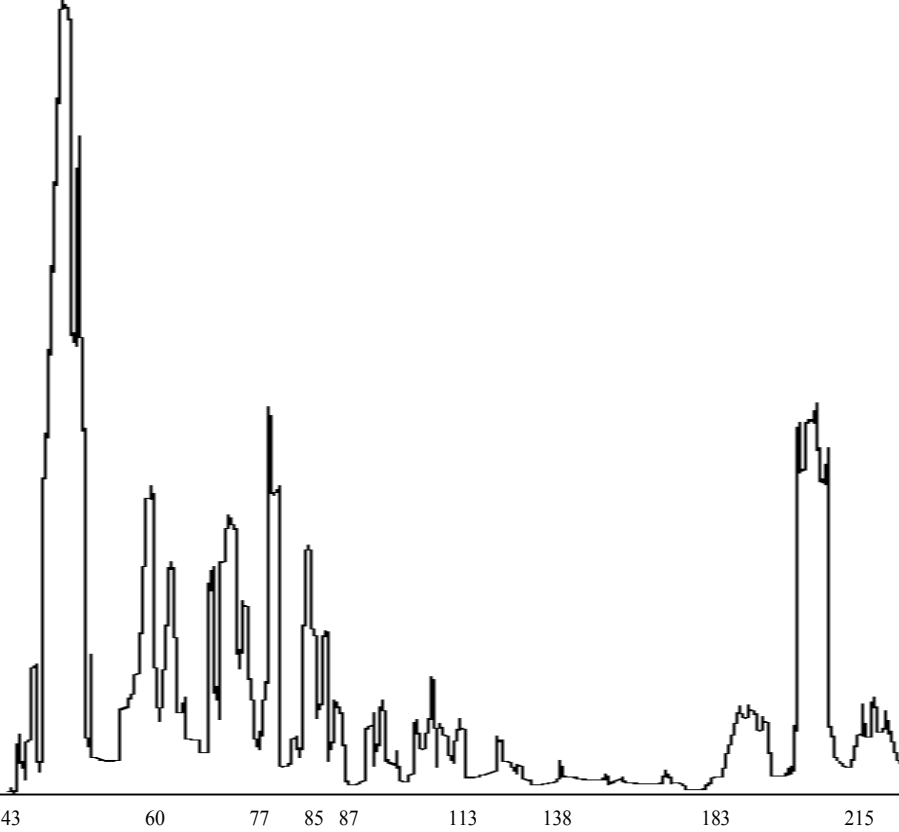
Вид масс-спектров продуктов пиролиза

Место-рождение	Генетический тип	Вид масс-спектров продуктов пиролиза
Шуньга	Тектонафтоид	 Mass spectrum of Shungite pyrolysis products. The x-axis represents the mass-to-charge ratio (m/z) with labeled peaks at 43, 85, 138, 156, 183, 198, 201, 212, and 215. The base peak is at m/z 138.
Чеболакша	Тектонафтоид	 Mass spectrum of Chebolaksha pyrolysis products. The x-axis represents the mass-to-charge ratio (m/z) with labeled peaks at 43, 56, 70, 85, 138, 156, 183, 198, 201, 212, and 215. The base peak is at m/z 138.

Продолжение табл.

Место-рождение	Генетический тип	Вид масс-спектров продуктов пиролиза
Максово	Пиронафтоид	
Нигозеро	Переотложенный пиронафтоид	

Окончание табл.

Место-рождение	Генетический тип	Вид масс-спектров продуктов пиролиза
Шуньга	Шунгит	 Mass spectrum of Shungite pyrolysis products. The x-axis represents the mass-to-charge ratio (m/z) with labeled values at 43, 52, 58, 60, 77, 85, 87, 113, 138, 156, 174, 183, and 215. The spectrum shows several sharp peaks, with the most prominent ones at m/z 52, 58, 138, 183, and 215.
Максово	Максовит	 Mass spectrum of Maksovit pyrolysis products. The x-axis represents the mass-to-charge ratio (m/z) with labeled values at 43, 60, 77, 85, 87, 113, 138, 183, and 215. The spectrum shows a complex pattern of peaks, with the most prominent ones at m/z 43, 60, 77, 85, 183, and 215.

Углеводородные трактовки наших масс-спектров согласуются с результатами исследования ОВ в антраксолитах и шунгитах (Соловьева и др., 2000), где физико-химическими методами в качестве основного компонента зарегистрированы углеводороды. Там же зарегистрированы высокомолекулярные альдегиды и кетоны. Не исключено, что с последними веществами связаны в нашем случае характерные масс-спектры с $m/e = 183-215$ а.е.м. и $m/e = 154-165$ а.е.м. (в случае нигозерских антраксолитов), поскольку для diketонов поверхностная ионизация индивидуальных веществ дает многолинейчатые масс-спектры с близко расположенными линиями (Зандберг и др., 1994).

Гораздо в большей степени выражена аналогия между масс-спектрами шунгита и максовита, что отражает единое происхождение протошунгитового вещества.

Масс-спектры продуктов, слетающих с ленточки-испарителя с холостой пробой (дистиллированная

вода), содержат только ионы металлов (щелочных, щелочноземельных, алюминия).

Выводы

Пиролитическая масс-спектрометрия с поверхностной ионизацией продуктов пиролиза на окисленном вольфраме оказывается удобным методом сравнительного исследования органического вещества природных объектов (антраксолитов, шунгитов и др.) с малым содержанием органики.

На примере шунгитовых пород Онежской структуры показано, что такой подход позволяет надежно обнаруживать остаточное ОВ в антраксолитах, проследить влияние миграционных процессов на природу остаточного ОВ антраксолитов, устанавливать генетические связи между ОВ шунгитоносных пород.

ЛИТЕРАТУРА

Зандберг Э. Я., Недзюров А. Л., Палеев В. И., Пономарев Д. А. Поверхностная ионизация β -дикетонов с разной способностью к таутомерии // Известия РАН. 1994. Т. 58, № 10. С. 186–190.

Калинин Ю. К., Пунка А. П., Щипцова И. Е., Дюккиев И. Ф. Состав летучих веществ миграционных шунгитов // Минеральное сырье Карелии. Петрозаводск, 1977. С. 125–132.

Ковалева А. В. Структурная эволюция твердых углеводородов в условиях термального воздействия: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Сыктывкар, 2003. 15 с.

Соловьева А. Б., Рожкова Н. Н., Глаголев Н. Н., Зайченко Н. А. Органическое вещество шунгитовых пород // Углеродсодержащие формации в геологической истории: Тр. междунар. симпоз. (2–7 июня 1998 г., Петрозаводск). Петрозаводск, 2000. С. 131–134.

Филиппов М. М. Геохимические признаки генезиса шунгитового вещества и его эволюции // Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения). Петрозаводск, 1994. С. 57–78.

Филиппов М. М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск, 2002. 280 с.

Г. А. Лебедева, Г. П. Озерова, В. П. Ильина

СТЕКЛОКРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ И КЕРАМИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ НА ОСНОВЕ ГОРНЫХ ПОРОД И ТЕХНОГЕННОГО МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ КАРЕЛИИ

Карелия является одним из важных регионов неметаллических полезных ископаемых. В Институте геологии КарНЦ РАН проведены геолого-технологические исследования с целью определения возможных областей использования минерального сырья. Разработан ряд силикатных материалов и режимов их получения, новизна большинства из них подтверждена авторскими свидетельствами и патентами.

Каменное литье и петроситаллы

Магматические и метаморфические горные породы основного состава, содержащие SiO_2 48–52%, Al_2O_3 12–15% (диабазы, габбро-диабазы, порфиристы, амфиболиты), изучены в качестве сырья для получения каменного литья и петроситаллов.

На основании разработанной нами классификации петруггического сырья (Лебедева и др., 1979) по соотношению катионов-модификаторов: ($\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$), Ca^{2+} , Mg^{2+} – определены оптимальные составы для получения изделий различной номенклатуры. Так, при отношении суммы катионов железа к щелочноземельным более 40% составы являются оптимальным сырьем для получения кислотоупорного порошка методом грануляции расплава в воду (кислотостойкость более 90%), а также для производства мелко- и среднегабаритного каменного литья.

На Кондопожском заводе КИМС (ныне ОАО «Завод КИМС») в течение длительного времени для получения данных видов литья использовались габбро-диабазы Берегового месторождения (табл. 1).

Снижение содержания катионов железа менее 36% и до 22% обуславливает склонность распла-

вов к стеклованию, даже при низкой ($1^\circ/\text{мин.}$) скорости охлаждения. При нагревании стекол до температуры 700–750 $^\circ\text{C}$ в качестве первой фазы выделяется магнетит, обеспечивающий большое количество центров кристаллизации, на которых кристаллизуется тонкозернистый пироксен. Полученные ситаллы имеют размер кристаллов менее 1 мкм и иризирующую поверхность. Цветовая иризация возникает за счет образования на поверхности тонкого слоя, отличающегося по структуре от объема ситалла. После сошлифовывания поверхности материал имеет равномерный черный цвет. Ситалл обладает высокой прочностью, износостойкостью, устойчивостью к соляной и азотной кислотам и, по заключению Московской и Ленинградской инспекций пробирного надзора, может использоваться для опробования золотых и серебряных сплавов. Пробирный камень прошел апробацию на таможне Белоруссии.

Эти же расплавы при плавлении в пламенных печах с нейтральной атмосферой и с добавкой нуклеатора (1–2% хромита) обладают высокой кристаллизационной способностью при оптимальном количестве центров кристаллизации для образования кристаллического скелета отливки в период формирования и минимальным развитием напряжений на всех стадиях получения литья. Это позволяет применять расплавы для получения крупногабаритного литья, в том числе центробежным способом, например, труб диаметром до 1000 мм. Каменное литье обладает высокой химической и радиационной стойкостью (Лебедева, Озерова, 1998), является перспективным для изготовления двухслойных контейнеров «камень – бетон» для захоронения радиоактивных и других токсичных отходов.

Таблица 1

Химический состав петруггического сырья, мас. %

Породы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$
Габбро-диабаз, м-е Береговое	47,75–47,94	2,15–2,52	11,9–12,93	6,66–10,52	6,56–9,27	6,07–6,42	8,34–8,41	2,5–2,7
Пироксеновый порфирит, Хавчозеро, средний состав	51,08	1,75	13,13	2,28	8,65	7,2	9,47	3,13
Пикритовый базальт, Линдаваара	45,12	1,15	9,61	1,56	9,28	17,96	9,32	0,74

Технология изготовления контейнеров подготовлена к внедрению на ОАО «Завод КИМС» (лицензия ЯРБ № 000016, регистрационный номер 0715-В – 0698-77).

На ОАО «Завод КИМС» по рекомендации Института геологии для изготовления крупногабаритного литья применяются пироксеновые порфиры месторождения Хавчозеро (табл. 1).

Минеральная вата

Пикритовые базальты суйсарской серии (Кондопожский район) изучены в качестве сырья для производства минеральной ваты. Показано, что миндалекаменные разности пикритов (табл. 1) пригодны для получения минеральной ваты по однокомпонентной схеме.

Благодаря значительному превышению содержания MgO над CaO ($CaO/MgO = 0,5$) и высокому модулю кислотности ($M_k = 2,0-2,5$) волокно является водостойким и, вследствие этого, долговечным. По показателю водостойкости ($pH\ 2,4$) волокно соответствует лучшим образцам минеральной ваты, изготавливаемой за рубежом. Подобное сырье выявлено в европейской части России впервые.

В пределах Кондопожского района Карелии выделены шесть участков распространения пикритовых базальтов (Лебедева, Светов, 1986). Для выявления месторождения, удовлетворяющего технологическим, горно-техническим и природоохранным требованиям, необходимо проведение геолого-поисковых и разведочных работ.

Декоративные стекло- и стеклокристаллические материалы

На основе кислых и щелочных горных пород (пегматитов, геллефлинты, нефелиновых сиенитов), промышленных отходов (стеклобоя, кирпичного боя) и титансодержащего сырья разработаны составы и режимы получения декоративных стекломатериалов, названных нами «силанит». Плавление шихт проведено как в лабораторных, так и в промышленных печах с различной атмосферой.

Особенностью этих составов является способность к глушению при охлаждении расплавов от температуры ликвидуса. При отливке расплавов на металл формируются полупрозрачные и непрозрачные стекломатериалы с огненно-полированной поверхностью, узорчатым рисунком в синих, голубых, бежевых, зеленых и других тонах. Материалы рентгеноаморфны, согласно данным электронной микроскопии стекла имеют ликвационную структуру, которая и обуславливает их глушение. Процесс ликвации осуществляется в широком температурном интервале. При температуре выше ликвидуса ($1400-1350\ ^\circ C$) происходит расслоение расплава на две жидкости (стабильная ликвация). Верхний слой обогащен оксидом кремния, нижний – оксидом титана. При охла-

ждении расплава от температуры ликвидуса до температуры стеклования ($650\ ^\circ C$) в условиях повышенной вязкости осуществляется процесс метастабильной ликвации – формирование капельной структуры стекла. Расслоение обусловлено присутствием в расплавах катионов Ti^{4+} , обладающих высокой силой поля, совместимых с алюмокремнекислородной сеткой стекла только до определенной концентрации (Лебедева, Озерова, 1996). Разнообразие цветовой гаммы и узорчатый рисунок обусловлены микро- и макронеоднородностью структуры стекла в пределах одной отливки – чередованием практически микрооднородных участков и участков с ликвационной структурой с различным размером капель и их сливанием в агрегаты.

Разработанные глушеные стекла имеют высокую кислото- и щелочестойкость, водостойки, по прочности при изгибе близки к природному камню. Благодаря высокой декоративности материалы могут использоваться для сувениров и ювелирных изделий, украшения интерьеров (патент № 1753681, 1992).

Разработаны составы декоративных стекломатериалов на основе стеклобоя, кирпичного боя и карбонатных пород с добавкой оксида хрома. Плавление шихт проводилось при $1300-1400\ ^\circ C$ с последующей выдержкой расплавов при температуре на $50-100\ ^\circ C$ ниже ликвидуса, отливкой на металл и отжигом. Получены глушеные стекла коричневого цвета и полупрозрачные стекла с авантюриновым эффектом.

Глушение коричневых стекол осуществляется в результате ликвации, коричневый цвет обусловлен присутствием кристаллов хромшпинелидов вида $(Mg, Fe)(Cr, Al)_2O_4$ размером до $1,5\ \mu m$. Авантюриновый эффект зеленых стекол создается за счет выделения игольчатых кристаллов оксида хрома.

Получены декоративные стеклокристаллические материалы и глушеные стекла на основе железосодержащих ($Fe_2O_3 - 6-9\ \text{мас. \%}$) отходов обогащения пегматитов, геллефлинты и карбонатитов. В качестве иницирующих добавок использованы оксид хрома (или хромомagnetит) и фосфорный ангидрид (или апатит). Шихты плавилась в тиглях при $1320-1500\ ^\circ C$ с отливкой в металлические формы и последующим отжигом при $600\ ^\circ C$. В результате термообработки при $800-950\ ^\circ C$ стекла, содержащие Cr_2O_3 , объемно кристаллизуются с образованием мелкозернистых ситаллов за счет выделения кристаллов пироксена (Ушаков, Ильина, 1991). Из фосфорсодержащих стекол выделен β -волластонит, обуславливающий их глушение.

Разработанные стеклокристаллический материал (А. с. 1404481, 1988) и глушеное стекло (А. с. 2059580, 1996) имеют окраску, имитирующую природные камни, обладают высокими прочностными характеристиками (прочность при изгибе глушеного стекла – $76,8-82\ \text{МПа}$, стеклокристаллического материала – $120\ \text{МПа}$) и устойчивостью к серной и соляной кислотам ($99,0-99,8\%$) и могут быть использованы как декоративный облицовочный материал.

Стеклоэмалевые покрытия для металлов

Необогащенная геллефлинта, обезжелезненный концентрат и отходы обогащения геллефлинты использованы в производстве антикоррозионных и декоративных эмалевых покрытий на металлах. На основе геллефлинты разработаны бесфтористые грунтовые, светлоокрашенные и прозрачные покровные эмали, стекловидные и стекло-кристаллические аппаратные эмали, из обезжелезненного концентрата – белые покровные эмали, на основе отходов обогащения геллефлинты – темноокрашенные эмалевые покрытия (Рязанова и др., 1987).

Для светлоокрашенных стеклоэмалевых покрытий в состав стекла вводили (мас. %): P_2O_5 – 4, TiO_2 – 8 и CaO – 5. Стеклоэмали сплавляли в лабораторных, а затем в промышленных условиях на Череповецком металлургическом комбинате. На основе разработанной эмали с более низким содержанием TiO_2 , по сравнению с используемой на производстве ЭСП-130, получены покрытия с удовлетворительными цветовыми характеристиками: коэффициентом яркости в пределах 73–78% и чистотой цвета 44–49%. После нанесения на грунтовый слой и обжига при 760–860 °С светлоокрашенные покрытия имеют ровную блестящую поверхность и, в зависимости от состава и концентрации красящих оксидов, широкую цветовую гамму оттенков пастельных тонов. Покрытия голубых оттенков получены при введении в шихту CuO – 0,6 и Co_2O_3 – 0,3 мас. %, желтых – $K_2Cr_2O_7$ – 0,2–0,3 мас. %, розовых – Mo_2O_3 – 0,9 мас. %. Стеклоэмали характеризуются широким интервалом обжига 760–860 °С, хорошей укрывистостью и заглушенностью. Основными кристаллическими фазами, оказывающими влияние на заглушенность стеклоэмалей, являются титанат кальция, силикофосфат кальция, рутил. Разработанные светлоокрашенные и коричневые стеклоэмали с использованием в составе шихты железосодержащих отходов обогащения вулканитов внедрены на Череповецком МК.

Техническая керамика на основе кианита

Кианитовый концентрат Хизоварского месторождения ранее был испытан для производства плавнелитых огнеупоров (Кононов, 1994). С целью расширения областей использования кианита исследованы фазовые превращения при формировании на основе кианитового концентрата муллитовой и кордиеритовой керамики (Озерова, Лебедева, 2005). Характерной особенностью кианитового концентрата является наличие свободного («первичного») кварца в количестве от 1,5 до 20% в зависимости от количества перечисток. Кварц-кианитовый концентрат, содержащий 7,5% свободного кварца (после четырех перечисток), является эффективным наполнителем суспензий для керамических форм, используемых

при литье ответственных деталей газотурбинных двигателей из жаропрочных сплавов на никелевой основе (Демонис и др., 1990). Использование кианитового концентрата взамен традиционного наполнителя – дистен-силлиманита – в 1,5–2 раза повышает прочность керамических форм. Это объясняется тем, что свободный тонкозернистый кварц заполняет поры, образующиеся при переходе кианита в муллит, что приводит к уплотнению и соответственно упрочнению керамики (патент № 1656761, 1991). Разработанный состав суспензии прошел отраслевые испытания.

При литье химически активных расплавов наличие свободного кремнезема, как «первичного», так и «вторичного», выделяющегося при переходе кианита в муллит, является нежелательным. В связи с этим нами использован метод связывания кремнезема в структуре муллита – синтез твердых растворов диоксида кремния в муллите. С этой целью в кианитовый концентрат вводились модифицирующие добавки из элементов второй и четвертой групп системы Менделеева. Наиболее эффективное модифицирующее действие проявляют оксиды бария и стронция в количестве 2% по массе. Оксид стронция способствует полному вхождению «вторичного» SiO_2 в муллит, кристаллизующийся при этом муллит имеет отношение $Al_2O_3 : SiO_2 = 1$. Инициатором кристаллизации такого муллита является выделение пятистронциевого алюмината в начальный период муллитообразования. При введении BaO в муллит входит как «первичный», так и «вторичный» кремнезем и, кроме того, SiO_2 из кремнийорганического связующего. Отношение $Al_2O_3 : SiO_2$ в синтезированном муллите составляет 0,75 : 1. Действие BaO как модифицирующей добавки основано на предварительном синтезе бариевого силиката – кумрита.

На основе кианитового концентрата, содержащего 15 мас. % кварца и магнезиальных добавок (периклаза, талько-хлорита), разработана кордиеритовая керамика с низкими значениями ТКЛР ($1,2\text{--}1,7$) 10^{-6} 1/°С, диэлектрической проницаемости (2,76–3,26) и линейной усадки (0,7%). Значения усадки кордиеритовой керамики на основе кианита в 10 раз ниже по сравнению с керамикой, полученной с использованием традиционного сырья – каолинита. Это объясняется отсутствием конституционной воды в кианите и, кроме того, увеличением объема вещества в результате процесса перехода кианита в муллит, предшествующего образованию кордиерита. Для получения кордиеритовой керамики на основе кианитового концентрата не требуется глубокое обогащение сырья, так как кварц, содержащийся в концентрате, в результате фазовых превращений участвует в образовании кордиерита.

Кордиеритовые изделия применяются в качестве жаростойких электроизолирующих материалов и также носителей катализаторов для очистки выхлопных газов двигателей внутреннего сгорания, в фильтрах для очистки воды и других веществ.

Керамические облицовочные плитки с использованием техногенного сырья

Исследовано влияние отходов обеспыливания пегматитов Чупинского ГОКа и мелкофракционных талько-хлоритовых сланцев на свойства керамической плитки.

Отходы обеспыливания (фракция менее 0,063 мм) образуются при обогащении пегматитов методом магнитной сепарации с целью получения обезжелезненного полевошпатового концентрата для фарфора. Отходы состоят из угловатых зерен кварца и полевого шпата и отличаются от полевошпатового концентрата повышенным содержанием оксидов железа (до 1%), магния (в 2 раза больше), щелочных оксидов (до 11%) и меньшим количеством оксида алюминия. Эти отличия в содержании оксидов в сочетании с более тонкой фракцией должны способствовать улучшению спекания керамики.

Мелкофракционные талько-хлориты образуются в качестве отходов при добыче крупноблочного камня для изготовления каминов и предметов бытового назначения.

В связи с изменчивостью состава талько-хлоритовых сланцев исследованы две пробы данных пород,

отобранных на месторождении Турган-Койван-Аллушта (проба 1) и из вскрышных пород Костомукшского месторождения (проба 2). В пробе 1 основными минералами являются тальк (32%), хлорит и доломит с небольшим количеством магнетита (5%). Проба 2 состоит из талька (54%), хлорита и амфибола с примесью доломита (2%). Основным отличием талько-хлорита пробы 2 от пробы 1 является меньшее содержание карбонатных минералов при более высоком содержании силикатов.

В качестве глинистого компонента использована кембрийская глина Чекаловского месторождения, применяемая на Никольском заводе (Ленинградская обл.). Химический состав исследованного сырья представлен в табл. 2.

В лабораторных условиях изучено влияние техногенного сырья на усадку, водопоглощение и прочность керамических плиток в сравнении со свойствами образцов из массы, применяемой Никольским керамическим заводом. Исследованы массы, содержащие от 20 до 40% техногенного сырья. По значениям физико-механических свойств при конечной температуре обжига (1100 °С) оптимальными являются массы, содержащие 30–35% отходов. Составы масс и свойства плиток, полученных после обжига при 1100 °С, приведены в табл. 3.

Таблица 2

Химический состав сырья, мас. %

Сырье	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	ппп
Глина кембрийская	62,70	0,85	15,45	3,24	2,70	0,03	2,50	0,97	0,21	5,19	1,11	4,46
Глина чупинская	60,10	0,70	13,90	4,20	2,60	0,10	3,10	3,90	2,00	2,40	2,10	5,90
Глина ивинская	55,40	0,90	18,20	9,80	–	0,10	1,80	0,80	0,10	3,90	1,80	7,20
Отходы обеспыливания	70,00	0,06	15,58	0,25	0,73	0,018	0,41	1,30	3,16	7,63	0,13	0,44
Талько-хлорит, пр. № 1	36,40	0,22	4,59	6,82	3,76	0,20	26,57	5,63	5,63	–	0,02	15,41
Талько-хлорит, пр. № 2	54,00	0,24	4,32	0,45	6,25	0,041	28,42	0,36	0,02	–	0,05	6,16

Таблица 3

Свойства плиток с использованием техногенного сырья

№ массы	Состав масс, мас. %	Свойства масс после обжига при 1100 °С		
		Усадка, %	Водопоглощение, %	Прочность при изгибе, МПа
1	Глина чекаловская – 45, каолин – 16, кварцевый песок – 8, отходы обеспыливания пегматита – 30	12,00	7,46	32,16
2	Глина чекаловская – 70, талько-хлорит пр. № 1 – 30	9,6	13,30	35,27
3	Глина – 70, талько-хлорит пр. № 2 – 30	9,6	6,69	54,31
4	Глина чекаловская – 63, каолин – 16, кварцевый песок – 15, известь – 6	11,93	6,63	28,35
5	Глина чупинская – 60, отходы обеспыливания пегматита – 40	1,9	2,8	38,2
6	Глина ивинская – 45, отходы обеспыливания пегматита – 30, кварцевый песок – 18, стеклобой – 7	3,7	6,2	42,6

Установлено, что по величине усадки и водопоглощения плитки, содержащие отходы обеспыливания пегматита (масса 1), близки к заводской массе, но отличаются меньшей (на 50%) температурой начала активного спекания и большей прочностью.

Усадка плиток с талько-хлоритом меньше, чем у заводских. Плитки состава 3 имеют существенно меньшее водопоглощение (6,69%) по сравнению с составом 2 (13,3%). Показания прочности коррелируют с данными по водопоглощению. Прочность плиток

из массы 3 (54,3 МПа) значительно выше, чем из массы 2 (35,27 МПа). Это можно объяснить различиями химико-минералогического состава, входящих в них проб талько-хлоритовых сланцев.

Согласно данным рентгенофазового анализа плитки состава 3 содержат большее количество стеклофазы (Ильина и др., 2005). Это является следствием большей кислотности талько-хлорита пробы 2 с более высоким содержанием силикатных минералов. Увеличение количества стеклофазы улучшает спе-

каемость массы 3, приводящую к повышению механических свойств керамики. Вследствие этого талько-хлориты с высоким содержанием силикатных минералов и низким количеством карбонатов являются наиболее эффективным наполнителем в керамических массах.

На основе отходов обогащения пегматита (отходы обеспыливания) Чупинского ГОКа и местных глин Ивинского и Чупинского месторождений разработаны составы плиток с низким водопоглощением. Химические составы глин приведены в табл. 2, а оптимальные составы масс (5,6) – в табл. 3. В результате обжига выявлен различный характер спекания масс. Плитки на основе ивинских глин спекаются до максимальной плотности (по водопоглощению) при более высокой температуре 1100 °С по сравнению с массой с чупинской глиной – 1000 °С.

Масса с чупинской глиной испытана на производственной поточно-конвейерной линии цеха керамических плиток Ковдорского ГОКа (Ильина, Щипцов, 1994).

Таким образом, применение исследованных видов техногенного сырья в керамике позволяет получить изделия с удовлетворительными физико-механическими характеристиками, способствует оптимизации технологического процесса за счет снижения количества компонентов в массах, а также утилизации отходов переработки полезных ископаемых.

Силикатный кирпич объемного окрашивания

Природные пигменты (умбра жженная, умбра темно-коричневая, охра ярко-желтая), окрашенные горные породы (отходы микроклинового пегматита с характерным розовым цветом), образующиеся при добыче и переработке на горнодобывающих предприятиях Карелии, изучены в составе известково-песчаной массы, для получения силикатного кирпича объемного окрашивания (Ильина, Иванов, 2001). Свойства окрашенных кирпичей, изготовленных в производственных условиях с применением природных пигментов, представлены в табл. 4.

Таблица 4

Свойства силикатных кирпичей с использованием красителей

Свойства силикатного кирпича	Красители					
	микроклин		охра	умбра	пыль-унос	пигмент № 5567
Механическая прочность на изгиб, МПа: сырец	0,81	0,87	0,81	0,80	0,85	0,82
кирпич	29,57	31,40	27,06	26,90	28,90	27,35
Механическая прочность на сжатие, МПа: кирпич	12,50	20,00	15,00	20,00	15,00	18,00
Морозостойкость, циклы	35	35	25	25	28	35
Водопоглощение, %	11,20	12,55	12,80	11,80	12,00	11,20
Цвет кирпича (визуально)	Розовый	Розовый	Коричневый	Коричневый	Коричневый	Зеленый

После автоклавной обработки цвет и форма их не изменились. Разработанные составы масс можно рекомендовать для производства цветного силикатного кирпича. Цветные силикатные кирпичи с использованием природных минеральных красок и цветных горных пород могут широко использоваться для отделки и украшения зданий в строительстве.

В результате проведенных исследований показано, что горные породы и техногенное сырье Республики Карелия представляют практический интерес в качестве перспективного минерального сырья для изготовления стеклокристаллических и керамических материалов, которые могут найти применение в различных отраслях промышленности.

ЛИТЕРАТУРА

Авторское свидетельство № 1404481, С 03 С 10/06 Стекло для декоративного стеклокристаллического материала, 1988, Бюл. № 23. Ушаков Д. Ф., Рязанова В. П., Озерова Г. П.

Демонис М. М., Карпович Ю. Ф., Озерова Г. П. и др. Киаитовые руды Хизоваарского месторождения – перспективный вид огнеупорного сырья // Фундаментальные науки – народному хозяйству. М., 1990. С. 692–694.

Ильина В. П., Иванов А. А. Силикатный кирпич объемного окрашивания с использованием природных красителей Карелии // Строительные материалы. 2001. № 8. С. 36–37.

Ильина В. П., Щипцов В. В. Керамические плитки на основе кварц-полевошпатовых пород горно-промышленных предприятий Карелии // Стекло и керамика. 1994. № 1. С. 16–18.

Ильина В. П., Озерова Г. П., Лебедева Г. А. Облицовочные плитки на основе полевошпатового сырья и кембрийской глины Чекаловского месторождения // Там же. 2005. № 3. С. 22–23.

Кононов М. Е. Огнеупоры из минерального сырья Карело-Кольского региона. Апатиты, 1994. С. 101–105.

Лебедева Г. А., Озерова Г. П. Декоративные стекломатериалы на основе техногенного сырья Карелии // Стекло и керамика. 1996. № 8. С. 25–26.

Лебедева Г. А., Озерова Г. П. Каменное литье как радиационноустойчивый материал // Строительные материалы. 1998. № 5. С. 14–15.

Лебедева Г. А., Светов А. П. Пикритовые базальты – перспективный вид сырья для производства минеральной ваты // Комплексное и рациональное использование

минерального сырья Карелии. Петрозаводск, 1986. С. 50–62.

Лебедева Г. А., Озерова Г. П., Калинин Ю. К. Классификация петруггического сырья. Л., 1979. 120 с.

Озерова Г. П., Лебедева Г. А., Инина И. С. Фазовые превращения кианита и синтез минералов на его основе // XV Рос. совещ. по экспериментальной минералогии. Сыктывкар, 2005. С. 284–286.

Патент № 1656761, В22С 1/00, 1/16, Суспензия для форм по выплавляемым моделям, 1991. Карпович Ю. Ф., Демонис М. М., Панина М. Е., Щипцов В. В., Скамницкая Л. С., Озерова Г. П.

Патент 1753681 СОЗС 3/087, 4/02, Декоративное стекло. Лебедева Г. А., Озерова Г. П., 1992.

Патент № 2059580, С 03 С 3/112, 4/02, Глушеное стекло, 1996, Бюл. № 13, Ильина В. П., Щипцов В. В.

Рязанова В. П., Светлаков А. А., Ушаков Д. Ф. Применение вскрышных и вмещающих пород Костомукши для производства эмалей // Стекло и керамика. 1987. № 11. С. 13–15.

Ушаков Д. Ф., Ильина В. П. Декоративный стекло-кристаллический материал // Там же. 1991. № 6. С. 25–26.

Д. С. Рыбаков

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ФАКТОРОВ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО РИСКА В РЕГИОНЕ КАРЕЛИЯ

Выявление и анализ факторов воздействия на окружающую среду суть составные части предварительного этапа работ (формулировки проблемы) по оценке экологических рисков намечаемой или осуществляемой хозяйственной или иной деятельности.

В соответствии с концепцией оценки экологических рисков (US EPA., 1998) фактором, действующим на окружающую среду, называется любой тип изменения, привносимый в окружающую среду и имеющий антропогенное происхождение. Вместе с тем для региона важными могут быть факторы эколого-геологического риска природного происхождения. Прежде всего это факторы, угнетающе действующие на состояние живых организмов, включая человека. Воздействие природного происхождения может проявляться при расселении, организации хозяйственной и иной деятельности, временном пребывании в геопатогенной зоне.

Эколого-геологические факторы могут оказаться наиболее важными для учета при принятии экологически обоснованных управленческих решений, если между этими факторами и изменяющимися под их воздействием параметрами окружающей среды и состояния живых организмов будет установлена достаточно отчетливая связь.

Предлагаемая геологическая классификация факторов экологического риска основывается на уже имеющейся, в том числе опубликованной разными авторами, эколого-геологической информации. В частности, используются представления и информация:

- о миграции и накоплении токсичных элементов в геохимических ландшафтах региона;
- об эколого-геохимической специфике урбанизированных территорий;
- о природных и техногенных геохимических аномалиях;
- о распределении минеральных ресурсов;
- о современных геологических процессах и геодинамических аномалиях в пределах региона;
- о радиоактивном загрязнении территории.

В соответствии с представлениями об экологических функциях литосферы (Экологические функции..., 2000) можно выделить геохимические, геофизические, геодинамические и ресурсные факторы

экологического риска (табл.). Для территории Республики Карелия наиболее актуальны факторы риска геохимической и геофизической групп, часто определяющиеся эколого-геодинамической обстановкой и, в свою очередь, определяющие ресурсный потенциал и качество ресурса той или иной территории. К ним относятся:

- атмогеохимические ореолы в геопатогенных зонах активных разломов и трещиноватости земной коры: примером является содержание свинца и алюминия, составившее в зоне активного разлома в Карелии за 24 часа с площади потока около 10 см² порядка 12 и 250 мкг, соответственно (Виноградов, Виноградова, 1997). Особую опасность представляют парообразные формы химических элементов, обладающие большим проникающим действием и легче усвояемые организмами, чем обычные аэрозоли (Экологические функции..., 2000);

- лито-, гидро-, атмо- и биогеохимические аномалии в районах рудных месторождений полезных ископаемых, часто контролируемых активными разломами: примерами являются геохимические аномалии селена, мышьяка, кадмия и других потенциально опасных элементов в Заонежье (Чаженгина, Сальникова, 1985; Оценка..., 2001; Рыбаков, 2004; Экологические проблемы..., 2005). К факторам экологического риска могут быть отнесены природные гипергенные геохимические аномалии рудных месторождений, характеризующиеся как зоны загрязнения (Методические рекомендации..., 1986);

- лито-, гидро- и биогеохимические аномалии, связанные с недостатком важных биогенных элементов, а также с возможным дисбалансом элементов (Рыбаков, 2002). Так, в юго-западных районах Карелии, как и в некоторых других регионах, установлена связь дефицита селена со снижением устойчивости организма к развитию заболеваний, ростом сердечно-сосудистой патологии, онкологических заболеваний, снижением иммунной реактивности организма и повышением детской смертности (Методические рекомендации..., 1986);

- радиационные аномалии естественных радиоактивных изотопов урана, тория, калия в горных породах, рудах, почвах и подземных водах;

Классификация геологических факторов экологического риска для территории Карелии

Геохимические факторы		Геофизические факторы		Геодинамические факторы		Ресурсные факторы	
Природные	Техногенные	Природные	Техногенные	Природные	Техногенные	Природные	Техногенные
Атмогеохимические ореолы в геопатогенных зонах активных разломов и трещиноватости земной коры	Геохимические аномалии урбанизированных территорий	Радиационные аномалии естественных радиоактивных изотопов урана, тория, калия	Аномалии, возникшие в результате атмосферных выпадений радиоактивных элементов	Атмогеохимические ореолы и эманации в геопатогенных зонах активных разломов и трещиноватости земной коры	Опасные и неблагоприятные геологические процессы	Геохимические аномалии, связанные с недостатком биоэлементов и дисбалансом элементов	Биогеохимические аномалии, связанные с дисбалансом элементов вследствие загрязнения почв и растительности
Геохимические аномалии в районах рудных месторождений	Специфические геохимические аномалии в районах промышленных центров	Выделение эманаций в зонах повышенной проницаемости земной коры	Техногенные геофизические поля в промышленно освоенных районах	Аномалии геофизических полей в зонах активных разломов земной коры	Выделение газов, металлов и эманаций из-за нарушения сплошности земной коры		Сокращение ресурсов геологического пространства
Геохимические аномалии, связанные с недостатком биоэлементов и дисбалансом элементов	Геохимические аномалии в районах разрабатываемых месторождений полезных ископаемых	Аномалии геофизических полей в зонах активных разломов земной коры	Выделение эманаций из-за нарушения сплошности земной коры при производстве работ	Некоторые катастрофические, опасные и неблагоприятные геологические процессы			
	Геохимические аномалии в районах развития сельского хозяйства						
	Геохимические аномалии в районах лесохозяйственной деятельности						
	Геохимические аномалии вдоль автомобильных и железных дорог						
	Геохимические аномалии, возникшие в результате трансграничных переносов и кислотных осадков						

- выделение эманаций (радона, торона, актинона) в зонах повышенной проницаемости земной коры;

- аномалии геофизических (гравитационных, электромагнитных, электрических, магнитных, инфразвуковых и др.) и информационно-энергетических (динамических, тепловых, микролептонных, эфирных, протонно-нейтронных, гравитолидных, фотонных, амерных, лазерных, спинторсионных и др.) полей в зонах активных разломов – геологических зонах земной коры (ГАЗ) (Рудник и др., 1999).

Геодинамические и ресурсные факторы в основном пересекаются с геохимической и геофизической группами факторов (табл.). Как таковые серьезные катастрофические геологические процессы природного происхождения на территории Карелии не регистрируются, хотя они возможны, например, землетрясения (Глубинное строение..., 2004). Из неблагоприятных геологических факторов характерны подтопления при прохождении паводковых вод (Государственный доклад..., 2005).

Часть исследователей на основе ретроспективных и новейших данных о «геопатогенноактивных зонах» полагает, «что состояние и здоровье людей определяется не столько степенью промышленно-агрогенного воздействия, сколько наличием целого ряда факторов природного характера, ведущая роль среди которых принадлежит геологическим, а среди них ГАЗ» (Рудник и др., 1999).

Памятуя об учении В. И. Вернадского о том, что в XX столетии человек на нашей планете уже стал мощной «геологической силой», и учитывая современные данные об ухудшении экологической обстановки на многих территориях, особенно в наиболее обжитых и освоенных местах, можно говорить о возрастающем приоритете техногенных факторов воздействия на окружающую среду. К этим факторам на территории Карелии относятся или могут относиться:

- техногенные лито-, гидро- и биогеохимические аномалии урбанизированных территорий и прилегающих к ним районов;

- специфические техногенные геохимические аномалии в районах промышленных центров: например, в районе Костомукши основные факторы экологического риска создаются железорудным производством, включая горно-обогатительный комбинат, в районе Надвоиц – алюминиевым заводом, в районах городов Кондопоги, Сегежи и Питкяранты – целлюлозно-бумажными комбинатами;

- лито-, гидро-, атмо- и биогеохимические аномалии в районах разрабатываемых месторождений полезных ископаемых: каждое месторождение характеризуется собственной рудной ассоциацией, зависящей от типа месторождения. Рудные залежи и первичные ореолы рассеяния рудных и сопутствующих элементов являются одновременно реальными (природными – см. выше) и потенциальными (в случае разработки месторождения) источниками загрязнения окружающей среды (О коррекции качества..., 2000) и, следовательно, формируют факторы экологического риска;

- геохимические аномалии в районах сельскохозяйственного производства (современное состояние практически не изучено);

- геохимические аномалии в районах лесохозяйственной деятельности: вырубки лесов, гидролесомелиорации, лесовосстановительных работ, применения удобрений и средств защиты лесов, противопожарных мероприятий (практически не изучены);

- лито- и биогеохимические аномалии вдоль автомобильных и железных дорог, в том числе в пределах населенных пунктов;

- техногенные аномалии, возникшие в результате трансграничных переносов и выпадений химических элементов (серы, тяжелых металлов) и радионуклидов, а также воздействия кислотных осадков;

- выделение газов, металлов и эманаций вследствие нарушения естественного почвенно-грунтового экрана (сплошности земной коры) при проведении строительных, вскрышных и иных видов работ в зо-

нах активных разломов: учитывается, например, что концентрация радона в воздухе зависит от проницаемости почвы и глубины залегания эманлирующих слоев. Менее всего проницаемы для эманаций и газов глины и плотные осадки;

- техногенные (гео)физические поля (вибрационное, акустическое, статическое, температурное, электрическое, электромагнитное, радиационное) в пределах промышленно освоенных районов и населенных пунктов. Существование объектов, распространяющих на прилегающие территории с проживающим на них населением шум, вибрацию и электромагнитные воздействия, не исключается, хотя данные по таким объектам отсутствуют (Государственный доклад..., 2004, 2005);

- биогеохимические аномалии, связанные с дисбалансом элементов вследствие химического загрязнения почв и растительности: например, изменение соотношения Ca/Sr в кормах и укосах растений из-за загрязнения почв стронцием (Экологические проблемы..., 2005);

- геологические процессы, вызванные техногенными причинами (в настоящее время проявлены незначительно или данные отсутствуют);

- сокращение ресурсов геологического пространства для жизни и деятельности биоты и человека (как социума) вследствие загрязнения окружающей среды, а также изъятия земель, особенно в некоторых городах (в перспективе).

Таким образом, на территории Республики Карелия экологические риски могут возникать в результате проявления многочисленных факторов, имеющих геологическое и геолого-техническое происхождение. При наложении природных и техногенных процессов экологическое воздействие может значительно усиливаться. Это обстоятельство следует учитывать в ходе работ по оценке экологических рисков, в том числе при выборе оцениваемых параметров окружающей среды и состояния живых организмов, включая здоровье человека.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов В. В., Виноградова В. Н. Геохимические источники дискомфорта геопатогенных зон // Международный семинар по прикладной геохимии стран СНГ. М., 1997. С. 140–141.

Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск, 2004. 353 с.

Государственный доклад о состоянии окружающей природной среды Республики Карелия в 2003 году / Управление природных ресурсов и охраны окружающей среды МПР России по Республике Карелия. Петрозаводск, 2004. 313 с.

Государственный доклад о состоянии окружающей природной среды Республики Карелия в 2004 году / Мин-во сельского, рыбного хозяйства и продовольствия РК; сост. А. Д. Волков. Петрозаводск, 2005. 335 с.

Методические рекомендации по геохимическим исследованиям рудных месторождений при проведении геолого-разведочных работ для оценки воздействия на окружающую среду горнодобывающих предприятий. М., 1986. 100 с.

О коррекции качества питьевой воды по содержанию биогенных элементов. Постановление Главного государственного санитарного врача Российской Федерации от 11.07.2000 № 5 (http://www.gsen.ru/doc/postan/ps_5_00.html).

Оценка радиоэкологического состояния Онежского рудного района. Объяснит. записка к карте м-ба 1 : 200 000 листов Р-36-ХVII (57, 58) и Р-36-ХVIII (59, 60). Отчет Рег. Геоэкол. центра ф-ла ГП «Невскгеология». СПб., 2001.

Рудник В. А., Мельников Е. К., Мусийчук Ю. И. Геологический фактор: состояние и здоровье человека // Минерал. Геологический научно-коммерческий журнал. 1999. № 1. С. 41–55.

Рыбаков Д. С. Ландшафтно-геохимическое картографирование территории Республики Карелия // Сергеевские чтения. Выпуск 4 / Материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии (Москва, 21–22 марта 2002). М., 2002. С. 573–577.

Рыбаков Д. С. Соотношение мышьяка и макроэлементов в почвах Заонежья // Биокосные взаимодействия: жизнь и камень. Материалы II междунар. симпоз. СПб., 2004. С. 251–254.

Чаженина Е. А., Сальникова Р. Д. Селен в углеродсодержащих породах Карелии // Микроэлементы в биосфере Карелии и сопредельных районах: Межвузовский сборник. Петрозаводск, 1985. С. 8–31.

Экологические проблемы освоения месторождения Средняя Падма. Петрозаводск, 2005. 110 с.

Экологические функции литосферы / В. Т. Трофимов, Д. Г. Зилинг, Т. А. Барабошкина и др. М., 2000. 432 с.

US EPA. Guidelines for ecological risk assessment. EPA/630/R-95/002F. Washington, DC, 1998.

И. Н. Демидов

О МАКСИМАЛЬНОЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ ОНЕЖСКОГО ПРИЛЕДНИКОВОГО ОЗЕРА, ИЗМЕНЕНИЯХ ЕГО УРОВНЯ И ГЛЯЦИОИЗОСТАТИЧЕСКОМ ПОДНЯТИИ ПОБЕРЕЖИЙ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ *

Онежское озеро, второй по величине пресноводный водоем Европы, имеет площадь зеркала около 10 000 км², площадь водосбора более 56 000 км², абсолютную отметку зеркала воды 33 м над уровнем моря (Атлас..., 1989) (рис. 1). Котловина водоема тектонического происхождения, представляет собой сложный грабен, расположенный на границе юго-восточной части Фенно-скандинавского кристаллического щита и осадочных образований Русской платформы.

В последние годы получено много новых данных по истории развития водоема с начала деградации последнего оледенения. Освобождение водосборного бассейна Онежского озера от материкового льда началось в интерстадиале бёллинг (по C¹⁴ ~12,5 тысяч лет назад = т. л. н.) и завершилось в начале молодого дриаса (~10,7 т. л. н.), когда край ледника стадии сальпаусселькя I отступил в западную Карелию и в водоеме прекратилось осаждение ленточных глин (Демидов, 2004; Saarnisto, Saarinen, 2001).

На побережьях крупного водоема сохранились древние береговые образования, позволяющие определить его размеры и уровни на разных временных срезах поздне- и послеледниковья, особенности гляциоизостатического поднятия его побережий. Для определения масштаба гляциоизостатического перекоса котловины водоема необходимы знания не только по размерам древнего озера, но и по причинам изменения его уровня, связанным с открытием новых порогов стока и геологическими процессами в их пределах. Предложенная модель формирования Онежского приледникового озера (ОПО) и гляциоизостатического поднятия его побережий основана на комплексном изучении и датировании береговых и донных образований водоема.

История изученности

Начало изучения гляциоизостатического перекоса котловины Онежского озера было положено работа-

ми Б. Ф. Землякова (1936), который на основании имевшихся данных по высотам береговых образований (Дьяконова-Савельева, 1928; Верещагин, 1931; Марков и др., 1934), характеру побережий, местоположению археологических стоянок установил положение линии тектонического перекоса котловины озера от истока р. Свири на северо-восток на устье р. Водлы (рис. 1, А–А). Позднее Г. А. Панкрушев (1978) по материалам высотного положения известных в то время мезолит-неолитических стоянок предложил свой вариант положения линии перекоса котловины – от истока р. Свири на восток-северо-восток на устье р. Андомы (рис. 1, В–В). Им же предложена и методика определения возраста террас и расположенных на них археологических памятников по экстраполированной кривой гляциоизостатического поднятия северных побережий, подразумевавшей их равномерно-замедленное поднятие. Данные радиоуглеродного датирования времени формирования террас подтвердили вариант Б. Ф. Землякова о положении линии равновесия между истоком р. Свири и устьем р. Водлы (Демидов, 2004). Г. С. Бискэ с коллегами (Бискэ и др., 1971) на основании резких колебаний положения известных им наиболее высоких линий береговых образований ОПО или контактов морены с водными отложениями пришли к выводу о резко дифференцированном поднятии побережий, отражающем сложную блоковую структуру кристаллического фундамента рассматриваемого района. Ими же была предложена модель формирования Онежского водоема в поздне- и послеледниковье, где главная роль отводилась именно сложно дифференцированным и весьма масштабным тектоническим движениям, в ходе которых формировались изолированные друг от друга водоемы в северной и южной частях котловины Онежского озера. Д. Д. Квасов (1976) на основе всестороннего анализа имевшихся в то время материалов по геологии и топографии региона в своей модели дегляциации региона и развития Онежского озера избежал чрезмерного увлечения масштабными тектоническими движениями. Древние береговые образования, преимуще-

* Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 03-05-64760.

щественно голоценового возраста, изучались и были датированы Э. И. Девятовой (1984, 1986) на основании результатов спорово-пыльцевого анализа. Комплексные исследования строения донных отложений озер и болот на гетерохронных террасах Онежского озера, включающие радиоуглеродное датирование и палеонтологические методы, проводились Г. А. Елиной (Елина, Филимонова, 1999; Елина и др., 2000), М. Саарнисто (Демидов, 2004, 2005; Saarnisto et al.,

1995). В последние годы получено много новых данных по строению донных и береговых образований Онежского озера (Бахмутов и др., 1986; Елина и др., 2000; Демидов, 2004, 2005; Демидов и др., 2006; Saarnisto et al., 1995; Saarnisto, Saarinen, 2001), палеоэкологическим условиям позднеледниковья (Елина и др., 2000; Лаврова, 2005; Wohlfarth et al., 1999, 2002, 2004), которые позволили установить особенности развития Онежского озера в позднеледниковье.

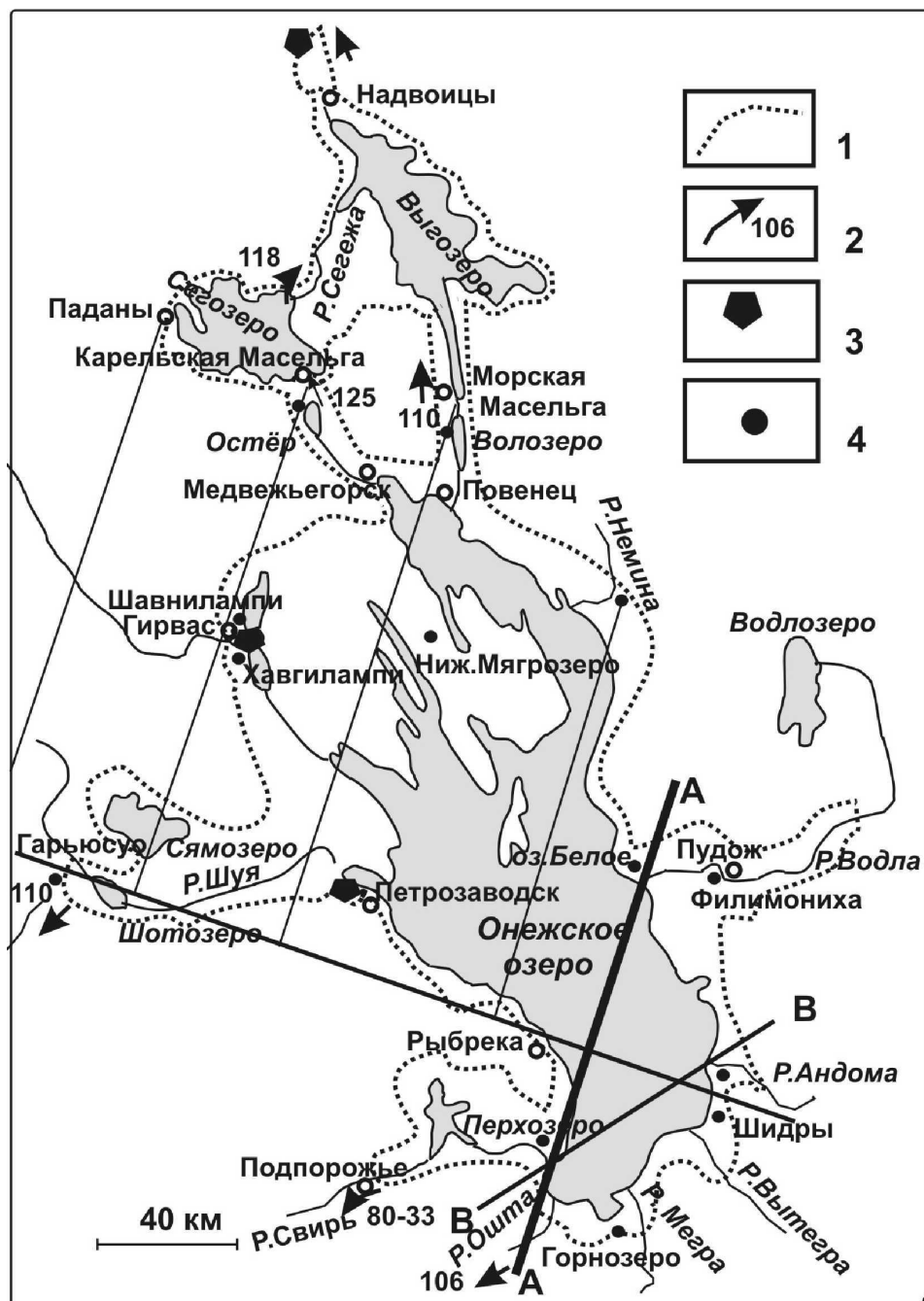


Рис. 1. Схема максимальной стадии развития Онежского приледникового озера (ОПО) и положения линии гляциоизостатического равновесия (оси перекаса котловины):

1 – береговая линия ОПО в максимальную стадию его развития; 2 – пороги стока и их высота над уровнем моря; 3 – флювиогляциальные дельты; 4 – местоположение упоминаемых разрезов. Положение оси перекаса котловины (А–А) и перпендикулярной к ней линии поднятия по Б. Ф. Землякову (1936). Положение оси перекаса котловины (Б–Б) по Г. А. Панкрушеву (1978)

Дегляциация котловины озера и формирование береговых образований в позднеледниковье

Поскольку высотные отметки и возраст древних береговых образований являются определяющими при построении моделей развития древних водоемов и гляциоизостатического поднятия их побережий, необходимо кратко остановиться на особенностях их формирования в различных природных условиях позднеледниковья.

Формирование береговых образований определяется динамикой и энергией взаимодействия на границе водный бассейн – побережье, в свою очередь зависящих от геолого-геоморфологического строения береговой линии, размеров водоема и климатических условий.

Для ранних стадий деградации последнего оледенения был характерен *ареальный* тип дегляциации, при котором обширные, в сотни квадратных километров, площади ледника в периферийной части оледенения теряли способность к течению, отчленились от тела ледника и в условиях холодного климата позднеледниковья, наличия вечной мерзлоты и мощного комплекса супрагляциальных (наледниковых) отложений пассивно таяли на протяжении тысячелетий, вплоть до раннего голоцена. Ареальный тип дегляциации господствовал с начала деградации оледенения до начала аллерёда (~11,8 т. л. н.) (Демидов, 2005). Формы рельефа вытаивания мертвого, погребенного льда – холмистые морены, камы, звонцы, гляциокарстовые воронки – широко развиты в рассматриваемом районе. Таким образом, на начальных этапах (12,5–11,8 т. л. н.) формирования ОПО водоем являлся фактически интрагляциальным. С севера он был ограничен фронтом активного ледника, а на юге, востоке и западе его побережья были сложены массивами мертвого льда мощностью в несколько десятков метров (рис. 2, А). С другой стороны, в условиях холодного климата позднеледниковья большую часть года ОПО было перекрыто мощными плавучими льдами с «впаенными» в них айсбергами. В таких условиях формирование и сохранение от последующего разрушения береговых образований происходили только на очень ограниченных участках побережий, в основном в руслах древних рек, где массивы мертвого льда таяли быстрее. В результате береговые образования позднеледниковья южного и восточного Прионежья развиты фрагментарно и слабо выражены в современном рельефе.

С аллередского потепления начинает преобладать фронтальный тип дегляциации, при котором край ледника, не обогащенный дебрисом подстилающих пород, быстро таял и последовательно отступал на северо-запад, без формирования крупных массивов мертвого льда. По мере отступления ледника ОПО получало новые пороги стока и его уровень последовательно снижался. На осушившихся побережьях формировались небольшие водоемы, в которых на песчаных и глинистых осадках ОПО начинали осаждаться характерные для небольших водоемов органогенные отложения –

илы и сапропели. Определение возраста базальных слоев этих донных отложений небольших озер, ранее входивших в состав ОПО, указывает приблизительно на время их отсоединения от акватории крупного водоема вследствие падения уровня последнего.

В южном Прионежье террасы ОПО наиболее детально изучены в устье и нижнем течении р. Вытегры, где таяние массивов мертвого льда происходило быстрее. По данным М. Н. Порывкина (1960), здесь выделяются слабо выраженные озерные террасы с отметками 100–105 м, хорошо выраженные озерные террасы на высотах 75–70 и 60–50 м, а также голоценовые террасы на отметках 45–40 и 38–35 м. Упоминается и терраса, расположенная ниже современного уровня (33 м) Онежского озера. Западнее, в среднем течении р. Мегры, на отметках 82–84 м располагается озерная равнина, сложенная гомогенными и неясно слоистыми суглинками. Террасы с тыловыми швами на отметках 84 и 90–91 м также известны в этом районе. Наиболее высокое положение ленточных глин в южном Прионежье наблюдается на восточном берегу р. Мегры и в оз. Горнозеро – 82–83 м (Демидов, 2005) (рис. 1). Высотные отметки террас из района р. Вытегры хорошо соотносятся с данными по р. Свири, где упоминаются террасы на отметках 80 и 60 м (Вигдорчик и др., 1968). По нашим данным, на участке р. Свири между моренной грядой, перегораживавшей долину реки восточнее г. Подпорожье, и Ивинским разливом встречены террасы на отметках 39–41, 46–48, 51–52, 66, 76 и 80–81 м.

Следует отметить, что по данным изучения топографических карт, моренная гряда, перегораживавшая долину р. Свири восточнее г. Подпорожье, имеет отметки поверхности чуть более 80 м при ширине примерно 5 км. Ширина современной долины р. Свири, врезанной в эту гряду, не превышает 2 км. На протяжении примерно 15 км вверх по течению р. Свири от этой гряды абсолютные отметки бортов долины составляют 70–60 м. В целом мощность четвертичных отложений в районе р. Свири в среднем составляет 50–70 м, и в строении покрова принимают участие как завалуненные морены, так и более подверженные размыву межморенные песчано-глинистые отложения (Вигдорчик, 1975). Широко развиты в районе и многочисленные формы вытаивания мертвого льда – холмистые морены и камы. Таким образом, после открытия стока из ОПО по долине р. Свири около 12 300 лет назад (Saarnisto, Saarinen, 2001), порог стока определялся высотой моренной гряды с отметками поверхности около 80 м, а затем высотой поверхности моренной равнины в 60 м. Это хорошо согласуется как с высотными отметками террас р. Свири, так и южного Прионежья в целом. По мнению Д. Д. Квасова (1976), позднее поддержанному М. Саарнисто (Saarnisto et al., 1995), после отступления края ледника р. Свирь быстро прорезала эту гряду, и уровень ОПО упал практически до современных отметок – 33 м, от него и рассчитывался масштаб гляциоизостатического перекаса котловины озера. По нашим данным, процесс врезания реки затянулся почти на тысячу лет (Демидов, 2004).

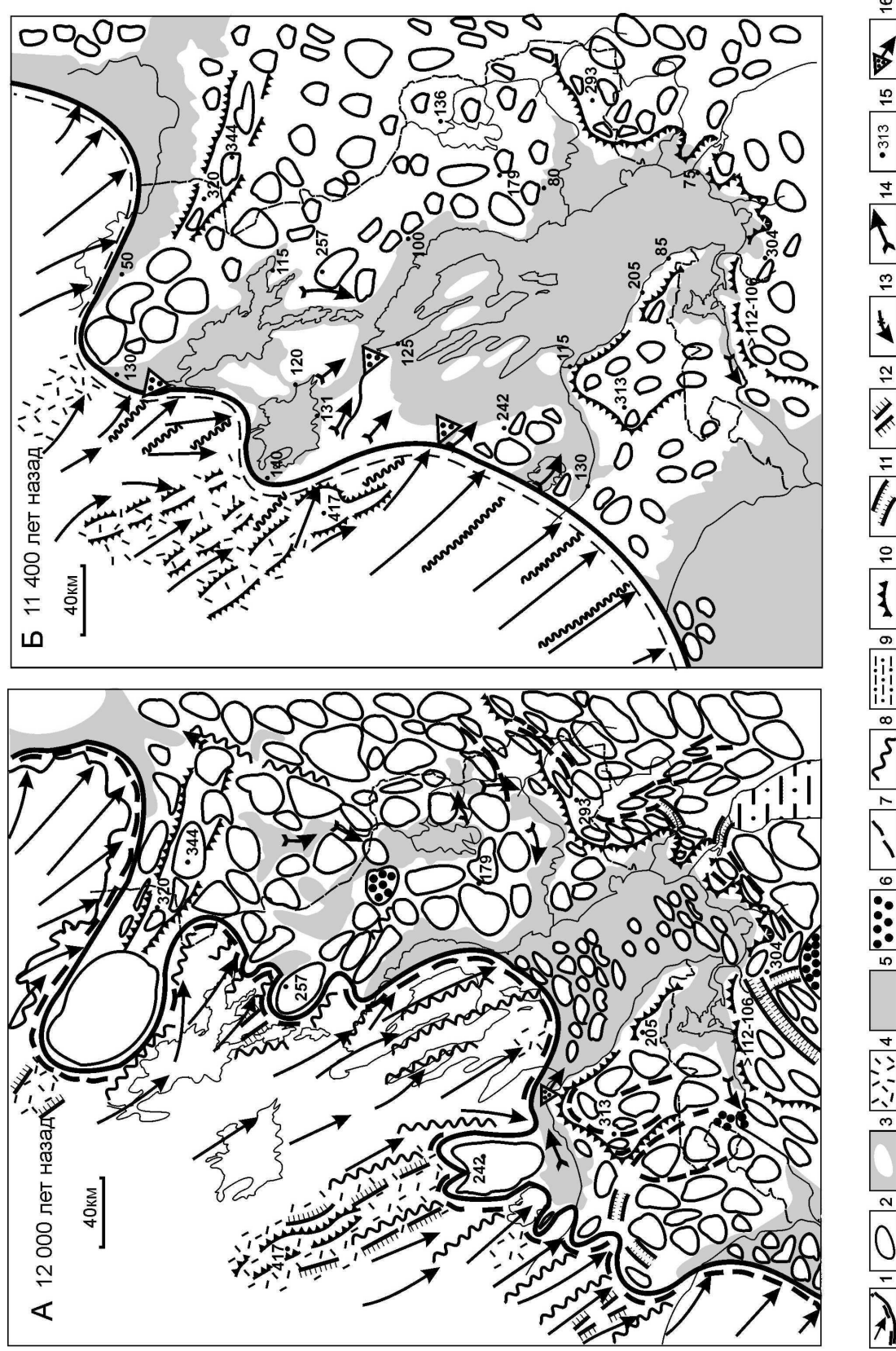


Рис. 2. Палеогеографическая схема деградации территории и формирования Онежского приледникового озера:

1 – край ледника и направление движения ледника; 2 – массивы мертвого льда на суше и айсберги в пределах водоемов; 3 – острова; 4 – пассивный лед в пределах ледоразделов; 5 – водоемы; 6 – зандры; 7 – красная зона оледенения; 8 – магистральные системы стока талых вод; 9 – озерно-ледниковая равнина на Онежско-Белозерском водоразделе; 10 – участки доледникового рельефа; 11 – эрозийные долины стока; 12 – ледораздельные зоны; 13 – пороги стока и их абсолютная высота; 14 – направления стока; 15 – абсолютные высоты ледоразделов, порогов стока и уровней древних водоемов; 16 – основные флювиогляциальные дельты

В северном и северо-западном Прионежье древние береговые образования развиты также неравномерно. В определении древних уровней водоема наиболее важную роль играют флювиогляциальные дельты, формировавшиеся на побережьях озера в устьях мощных потоков талых ледниковых вод на разных этапах дегляциации. Наиболее важные в палеогеографическом аспекте флювиогляциальные дельты располагаются на абсолютных отметках около 115 м в районе Сулажгоры на северной окраине г. Петрозаводска и на высоте 105–90 м в районе пос. Гирвас (Демидов, 2004) (рис. 1–2).

Развитие ОПО в котловине современного Онежского озера было детально рассмотрено в предыдущих работах (Демидов, 2004, 2005), поэтому лишь кратко остановимся на основных палеогеографических этапах его развития в позднеледниковье.

На начальных стадиях формирования Онежского приледникового озера (ОПО) водоем сформировался в низовьях р. Вытегры и южного побережья современного Онежского озера. Возможно, водоем входил в систему Верхневолжских озер, для которых был характерен уровень 120–130 м (Квасов, 1976). Открытие стока по сквозной долине рек Ошта – Тукша – Оять в бассейн Балтики произошло около 12,5–12,4 т. л. н., поскольку расположенный в 20 км к северу исток р. Свири освободился ото льда около 12,3 т. л. н. (Saarnisto, Saarinen, 2001). По мере врезания мощного потока в рыхлые отложения, развитые на пороге стока, уровень водоема снизился со 120 до 106 м – современной высоты водораздела рек Ошты и Тукши (рис. 1). Отложения этого этапа развития Онежского озера, представленные ленточными глинами, обнаружены нами в обрыве р. Мегры и на дне оз. Горнозеро на абсолютных отметках 83–88 м (Демидов, 2005).

Около 12,3 т. л. н. (Saarnisto, Saarinen, 2001) край ледника отступает из долины р. Свири, и ОПО получает новый, более низкий порог стока в Балтику. Его уровень падает до 85–80 м в истоке Свири и до 75 м в устье Вытегры, где формируются береговые уровни. По нашим данным, уровень 85–75 м оставался в южном Прионежье примерно в течение 900 лет и выработал береговые образования на этих отметках (Демидов, 2004).

Около 11 400 лет назад ОПО достигает максимальных размеров (рис. 2, Б). Край ледника протягивается от северного побережья Ладоги через оз. Ведлозеро к западному побережью Сегозера и далее через северное побережье Выгозера к Белому морю, огибая с севера мощную Сумозерскую возвышенность. Наивысшие уровни Сегозера составляют на южном берегу 134 м, а на западном – 141 м (Бискэ, 1959) при абсолютной высоте водораздела с Онежским озером 125 м (севернее оз. Остер). В связи с этим Сегозеро не могло быть изолированным, самостоятельным озером, а являлось заливом Онежского озера, как это и отмечалось ранее

(Земляков, 1936; Квасов, 1976). Озера соединялись проливом, ширина которого в наиболее узкой части у д. Карельская Масельга составляла около 200 м при глубине около 10 м (рис. 2, Б). В районе Выгозерского водохранилища известны многочисленные выходы ленточных глин на абсолютных отметках 90–95 м (Митрофанова, Филинцев, 1956; Бискэ, 1959), что позволяет предположить уровень приледникового водоема на высотах 115–130 м. Этот уровень хорошо соотносится с абсолютными отметками (130 м) поверхности мощной флювиогляциальной дельты к северо-западу от пос. Надвоицы, вероятно также формировавшейся в максимальную стадию развития ОПО (Ekman et al., 1991) (рис. 1; 2, Б). Поверхность Сегозерско-Выгозерского водораздела несет следы размыва, моренная равнина абрадирована, а в понижениях рельефа до отметок 100–115 м наблюдается и аккумуляция бассейновых осадков (район озер Уросозеро и Кямницкое) (Бискэ, 1959). Таким образом, ОПО в максимальную стадию включало в себя современные котловины Сегозера и Выгозера в пределах абсолютных высот от 140 м на западе до 115 м на востоке, а также Шуйскую низменность до отметок 120–130 м и значительные площади Водлинской и Ивинской низменностей (рис. 1; 2, Б). В районе Медвежьегорска и Петрозаводска уровень достигал 120–125 м, а на южном побережье ОПО – 85–70 м. Водоем был прогляциальным, т. е. непосредственно контактировал с краем ледникового покрова в районах западных побережий Выгозера, Сегозера, Сямозера, Шотозера и в районе пос. Гирвас (рис. 2, Б). На дне водоема отлагались типичные ленточные глины.

На рис. 3 реконструированы высотные положения зеркала ОПО в разные эпохи позднеледниковья и раннего голоцена. На линию поднятия, перпендикулярную линии перекоса (изостатического равновесия), вынесены высотные отметки разновозрастных береговых образований Онежского озера (рис. 1, 3). Угол наклона линий отражает и гляциоизостатический перекося котловины водоема. В юго-восточной части озера уровень максимальной стадии развития водоема соответствует хорошо выраженной террасе на высотах 75–70 м в устье р. Вытегры (Порывкин, 1960). В районе Петрозаводска ему соответствует уровень поверхности Сулажгорской дельты на высоте 115 м (Демидов, 2004), в районе Медвежьегорска – береговые образования Пергубы на высотах 125 м (Бискэ и др., 1971). Далее на северо-запад к уровню максимальной стадии развития ОПО относятся береговые образования в Сегозерской котловине с отметками 134 м в южной и 141 м в западной части (Бискэ, 1959). Хорошо ложатся на эту линию и береговые образования Рыбреки на высоте 85 м (Бискэ и др., 1971) юго-западного побережья и района р. Немины на высотах около 100 м на северо-восточном побережье озера (рис. 1, 3).

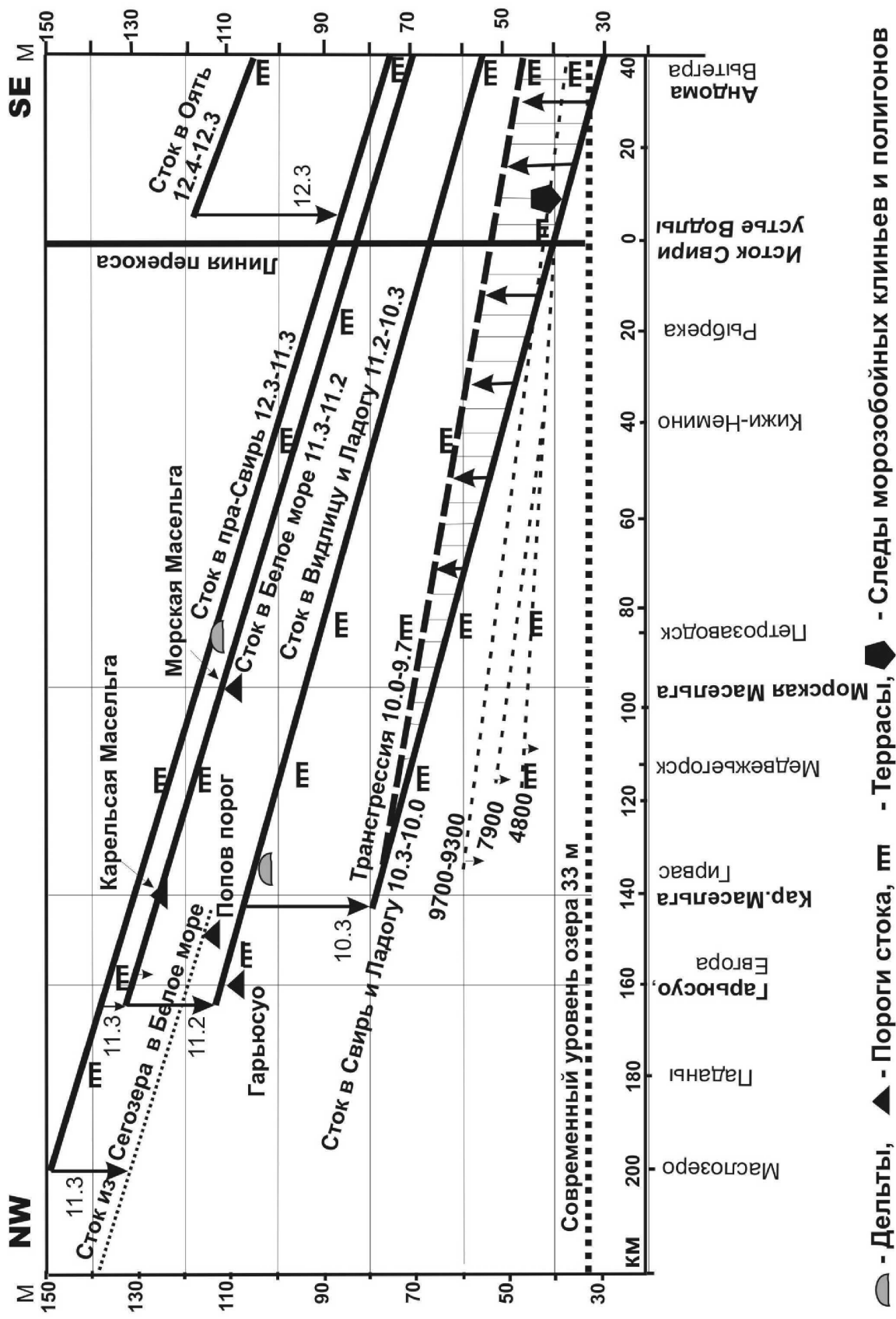


Рис. 3. Диаграммы положения и возраста (в тысячах лет) береговых образований и уровней Онежского озера для разных временных срезов позднеледниковой и голоцено

Пунктиром показаны уровни озера в голоцене по данным Э. И. Девятовой (1991), точками – уровень Сегозера после его отделения от Онежского приледникового озера, стрелками – падения и поднятия уровня водоема

Около 11 300 лет назад произошла масштабная регрессия ОПО в связи с открытием нового порога стока, отразившаяся в строении береговых и донных образований водоема (Демидов, 2004). По ранее предложенным моделям регрессия была связана с открытием стока в Беломорскую котловину через Онежско-Выгозерский (115 м) и Онежско-Сегозерский водоразделы (125 м) (Квасов, 1976; Демидов, 2004; Saarnisto et al., 1995) (рис. 1). В результате регрессии водоема и кардинальной смены направления течений в озере резко изменилась гидрохимическая обстановка на границе вода – донные отложения, что вызвало окисление приповерхностного горизонта донных осадков и формирование горизонта розовато-коричневых ленточных глин («розового» горизонта) мощностью 10–15 см, распространенного практически во всей акватории ОПО (Демидов, 2004). Ранее предполагалось, что во время продолжительного по времени стока из ОПО в Беломорскую котловину и формировалась крупная дельта с отметками поверхности 105–90 м у пос. Гирвас (Демидов, 2004). Однако анализ строения и положения высотных отметок порогов стока и основных флювиогляциальных дельт, а также положения края ледника во время регрессии позволяет утверждать, что регрессия происходила не в один, как предполагалось ранее (Демидов, 2004), а в два этапа. На первом этапе ОПО получило новый порог стока в Беломорскую котловину и его уровень снизился не более чем на 5–10 м и определялся высотой порога стока на Онежско-Выгозерском водоразделе (рис. 3). Следует отметить, что этот порог стока в районе д. Морская Масельга с отметками около 110–115 м в настоящее время находится на дне Беломорско-Балтийского канала, что затрудняет его исследования. А вот предполагаемый Д. Д. Квасовым (1976) и М. Саарнисто (Saarnisto et al., 1995) порог стока на высоте 125 м на Онежско-Сегозерском водоразделе, южнее д. Карельская Масельга, доступен для исследований. Порог стока представляет собой понижение в рельефе коренных пород шириной около 200 м и глубиной около 10 м. Дно понижения перекрыто мореной, но ни валунных мостовых, ни других следов интенсивного размыва в районе предполагаемого порога стока не наблюдается. Напомним, что террасы на южном берегу Сегозера имеют отметку 134 м, т. е. в пределах предполагаемого порога стока глубина пролива составляла около 9 м. Отсутствие явных следов размыва можно объяснить только резким падением уровня водоема, вызвавшим быстрое осушение Онежско-Сегозерского пролива. Если бы ОПО получило сначала новый порог стока на севере Онежско-Ладожского перешейка, то это вызвало бы и снижение уровня Сегозерского залива, размыв отложений в районе Онежско-Сегозерского водораздела южнее д. Карельская Масельга и последующую изоляцию Сегозера от ОПО. Таким образом, более вероятным представляется другой вариант развития событий – открытие стока из объединенного Онежско-Сегозерско-Выгозерского водоема

в Беломорскую котловину. Прорыв произошел у западных склонов Сумозерской возвышенности, между пос. Надвоицы и Летнереченский, поскольку южнее оз. Идель известна крупная дельта с отметками поверхности 130 м (Ekman et al., 1991), вероятно существовавшая в стадию максимального развития ОПО. После открытия стока уровень Выгозерского залива падает примерно до отметок 60 м и формируется самостоятельное озеро. Сегозерский залив ОПО также превращается в изолированное озеро, уровень которого составляет в восточной части около 114 м и контролируется высотными отметками Попов порога, по которому идет сброс воды в образовавшуюся р. Сегежу и далее в Выгозеро (рис. 3). Пролив у д. Карельская Масельга, соединявший Сегозеро с ОПО, быстро осушается, становится водоразделом с высотами 125 м. С севера от водораздела Сегозеро имеет уровень около 114 м, а с юга мелководный залив ОПО занимает котловину оз. Остер, достигая отметок 115–120 м. Уровень ОПО, лишившегося своих Сегозерского и Выгозерского заливов, контролируется порогом стока на высоте 110–115 м южнее д. Морская Масельга, через который идет сток в Беломорскую котловину. Южнее этого порога стока в заливе ОПО на месте современного оз. Нижнее Волозеро осаждаются песчаные отложения (Saarnisto et al., 1995).

Новая регрессия водоема происходит очень скоро и связана опять с открытием нового порога стока, но уже в Ладогу через северную часть Онежско-Ладожского водораздела – болото Гарьюсуо – р. Нялма – оз. Ведлозеро – р. Видлица (рис. 1, 3). Уровень ОПО падает примерно на 15 м, после чего наступает длительный период его стабилизации. Остерский и Волозерские заливы ОПО осушаются, и в остаточных ламбах, входивших в их состав, на песчаных отложениях начинают осаждаться сапропели. В безымянной ламбе, расположенной на высоте 104 м южнее водораздела и д. Морская Масельга, возраст сапропеля в 20 см выше контакта с подстилающим песком составляет $10\,830 \pm 110$ (Su 2139) лет, т. е. падение уровня произошло чуть ранее 11 000 лет (Saarnisto et al., 1995). Возможно, к этому же времени относится и начало накопления сапропелей в ламбе Лейкиламби на высоте 115 м, расположенной между оз. Остер и Сегозером. Здесь возраст сапропеля в 45 см выше контакта с подстилающими озерными песками составляет 9360 ± 80 (Su 2133) (Saarnisto et al., 1995) (рис. 4). Вполне можно предположить, что базальные слои сапропеля имеют возраст чуть более 11 000 лет. Эти датировки хорошо совпадают с серией радиоуглеродных датировок, полученных методом акселерированной масс-спектрометрии (AMS) из оз. Нижнее Мягрозера на Заонежском п-ове, из ленточных глин, непосредственно под «розовым» горизонтом, сформировавшимся в ходе диагенетических преобразований осадка при резком падении уровня ОПО около 11 300 лет назад (Демидов, 2004; Saarnisto, Saarinen, 2001) (рис. 4).



Рис. 4. Время позднеледниковых и раннеголоценовых регрессий Онежского озера по данным радиоуглеродного датирования разрезов донных отложений (с использованием данных: Saarnisto et al., 1995; Wohlfarth et al., 1999)

Новый порог стока из ОПО располагался в районе болота Гарьюсуо, примерно в 8 км на запад от западного побережья Шотозера. Современная отметка поверхности болота около 115 м, а мощность торфа достигает 5 м (Saarnisto et al., 1995). Долина небольшого ручья Кальяйоки, вытекающего из болота Гарьюсуо в бассейн р. Видлицы и Ладожского озера, несет следы размыва, встречаются валунные мостовые, указывающие на значительную силу водного потока. Эрозионная ложбина наблюдается и на дне мелководного Нялмозера, в которое впадает руч. Кальяйоки (Ресурсы..., 1972), а р. Видлица имеет хорошо выработанную широкую долину.

На рис. 3 построена линия береговых образований ОПО после открытия стока в Ладогу через р. Видлицу. В северо-западной части водоема положение линии определяется высотными отметками порога стока в болоте Гарьюсуо (~110 м), а на юго-западе – хорошо выраженной аккумулятивной террасой с береговыми валами на отметках 60–50 м в устье р. Вытегры (Порывкин, 1960). Совпадают с ре-

конструированным положением уровня воды и высотные отметки поверхности крупной Гирвасской дельты (105–90 м) и хорошо выраженные береговые уровни района Петрозаводска на высотах 82–90 м (Экман, 1982; Лукашов, Демидов, 2001). В районе истока Свири, а тогда Ивинского залива, а также в Водлинском заливе ОПО уровень составлял около 65 м.

Таким образом, суммарное падение уровня ОПО в ходе позднеаллерёдской регрессии, связанной с последовательным и, вероятно, почти одновременным открытием стока сначала в Беломорскую котловину, а затем и в Ладогу через р. Видлицу, составило около 25 м. Следует также отметить, что выше «розового» горизонта ленточные глины ОПО имеют микрослоистый характер, т. е. количество песчано-глинистого материала, привносимого в водоем с тальными ледниковыми водами, значительно сократилось, поскольку ОПО лишилось обширных Сегозерского и Выгозерского заливов, непосредственно контактировавших с краем ледника (рис. 2, Б). С этого времени ОПО переходит из прогляциальной стадии развития в пери-

гляциальную, а ледниковые воды продолжают поступать в водоем только через Гирвасскую экстрамаргинальную дельту еще на протяжении 600 лет, судя по количеству годовичных слоев ленточных глин выше «розового» горизонта (Демидов, 2004; Saarnisto, Saarinen, 2001).

Следующая масштабная регрессия Онежского озера, уже потерявшего связь с отступившим в западную Карелию краем ледника, произошла в самом конце позднего плейстоцена, после возобновления стока через р. Свирь в Ладогу. Датировки базальных слоев торфа болота Гарьюсуо в районе порога стока в р. Видлицу составляют $10\,040 \pm 80$ и $10\,020 \pm 80$ (Saarnisto et al., 1995) (рис. 4). В районе Гирвасской дельты датировки базальных горизонтов сапропеля в ламбе Большое Хавгилампи на высоте 80 м составляют $10\,060 \pm 130$ (ЛЕ 6986), а в ламбе Шавнилампи на высоте 88 м – 9780 ± 420 по холодным гуминам и $10\,490 \pm 110$ по горячим гуминам (ЛЕ 6988). На юго-восточном побережье Онежского озера в Андомском болоте базальные слои торфа на высоте 30 м имеют возраст $10\,060 \pm 120$ (ЛЕ 7047). В районе линии равновесия в устье р. Водлы уровень ОПО во время регрессии составил около 38–40 м (рис. 3). В разрезе озерно-аллювиальных тонкослоистых глин у д. Филимониха, напротив г. Пудож, выше серии мощных, по 13–19 мм, песчаных лент, указывающих на значительные эрозионные процессы, получена датировка $10\,205 \pm 150$ лет (Wohlfarth et al., 1999) (рис. 4). В песчаном карьере в 2 км к северо-западу от г. Пудож в отложениях песчаной террасы на высотах 42–40 м встречены следы морозобойных клиньев высотой более 2,5 м и шириной до 70 см. Клинья группируются в систему мерзлотных полигонов, формирование которых, вероятно, происходило до потепления климата 10 200 лет назад, в начале голоцена.

Таким образом, закрытие стока через болото Гарьюсуо и р. Видлицу и повторное открытие стока в р. Свирь произошло перед самым началом голоцена и вызвало падение уровня водоема примерно на 20 м, что привело к осушению больших площадей в береговой зоне и значительному врезанию рек. В разрезах донных отложений акватории Онежского озера наблюдается увеличение песчаных частиц на границе позднего дриаса и пребореала (Курочкина, 1976), часто наблюдаются и размывы на границе ленточных глин и вышележащих гомогенных алевритов. Э. И. Девятова (1986), изучавшая береговые образования различных побережий Онежского озера и их спорово-пыльцевые спектры, описывает пребореальные отложения как «безжизненные белесые микрослоистые алевриты, почти лишенные пылцы. Мощность их превышает мощность всех более поздних накоплений (7–10 м)» (с. 83). Мы предполагаем, что именно значительная регрессия водоема в конце позднего плейстоцена предопределила такой облик пребореальных осадков. Интенсивное врезание рек после резкого падения базиса эрозии, а также процессы развешивания грунтов осушенных территорий,

еще не закрепленных почвенным покровом, обусловили значительное поступление песчано-алевритовых отложений в водоем.

Регрессия сменяется трансгрессией водоема, особенно проявившейся на его южных побережьях. Здесь в болоте Андомское на слое торфа мощностью около 0,5 м, отложившемся в ходе позднедриасовой регрессии, наблюдаются прослой пляжевого песка мощностью до 5–7 см. Возраст базальных горизонтов торфяника, залегающего на озерных песках этой трансгрессии в болоте Шидры, южнее устья Андомы на абсолютной высоте 38 м, составляет 9360 ± 50 (ЛЕ-6788) лет и хорошо коррелируется с данными по Жабинскому болоту (Марков и др., 1934; Бискэ, 1961). В районе линии гляциоизостатического равновесия в оз. Перхозеро, расположенном на высоте 49 м в 2 км к северу от истока р. Свири, возраст базальных слоев пятиметровой толщи сапропеля, залегающей на хорошо отмытых пляжевых песках, составляет 9170 ± 100 (ЛЕ 6525) лет. Севернее устья р. Водлы, также вдоль линии равновесия, возраст основания восьмиметровой толщи сапропеля, также залегающей на хорошо отмытых песках на дне оз. Белого, составляет 8780 ± 170 (ЛЕ 6784). Озеро располагается на абсолютной высоте 44 м, т. е. на том же уровне, где и вышеописанные морозобойные клинья и полигоны, но в 30 км к западу от них. Вероятно, следы морозобойных клиньев в обнажении песчаной террасы сохранились в ходе трансгрессии от размыва благодаря их положению в древнем и узком эстуарии, хорошо защищенном от волн Онежского озера многочисленными островами.

На юго-восточном побережье озера в ходе регрессии уровень водоема поднялся как минимум от отметок 30 м (основание Андомского торфяника) до отметок 40–45 м в районе р. Вытегры, где М. Н. Порывкиным (1960) описывались террасы на данном уровне, и не менее чем до отметок 50 м в районе линии равновесия, так как ламбы Перхозеро и Белое, расположенные соответственно в истоке р. Свири на отметке 49 м и в устье р. Водлы на высоте 44 м, были перекрыты водами этой трансгрессии (рис. 1, 3). Э. И. Девятова (1984, 1986) предполагала уровень озера в пребореале в районе устья Водлы на отметках более 50 м, а в районе Шолтозера, к северу от истока р. Свири, – 55–50 м.

На северо-западном побережье Онежского озера в оз. Большое Хавгилампи базальный горизонт сапропеля возрастом 10 060 лет отделен от вышележащей толщи сапропеля ярко выраженным прослоем глин мощностью 1–2 см. Выше него из сапропеля получена датировка 9640 ± 100 (ЛЕ 6986). Мы предполагаем, что в ходе трансгрессии уровень Онежского озера в северо-западной его части около пос. Гирвас поднялся всего на 1–2 м, примерно до отметок 79–80 м, и в оз. Большое Хавгилампи выше сапропелей отложился прослой глин (рис. 1, 3). В целом в этом районе, южнее пос. Гирвас, песчаные террасы образуют протяженную равнину на отметках 79–65 м.

В районах Медвежьегорска – Повенца и Петрозаводска известны террасы, поверхность которых постепенно снижается с высот 75 до 60 м (Порывкин, 1960; Экман, 1982), что, возможно, отражает неоднократный переувлажнение побережья на этих высотах в ходе регрессивно-трансгрессивных колебаний уровня водоема в начале голоцена.

Вероятно, причинами трансгрессии было не только начавшееся гляциоизостатическое поднятие северных побережий озера и короткое половецкое потепление в первой половине пребореала, вызвавшее таяние погребенных льдов и вечной мерзлоты. На наш взгляд, на существенный подъем уровня Онежского озера могли оказать влияние и геологические процессы в районе порога стока в долине р. Свири. Современная долина р. Свири на 20-километровом участке выше г. Подпорожья имеет ширину 1–2 км. После повторного открытия стока по р. Свири около 10 300 лет назад по C^{14} (около 12 000 календарных лет назад) долина реки представляла собой узкий каньон, врезанный в мощные и различные по гранулометрическому составу и физическим свойствам и, вероятно, местами еще мерзлые толщи четвертичных отложений. Широко были распространены и мощные массивы погребенного льда, окончательно растаявшие только в раннем, а местами и в среднем голоцене. Высота обрывистых берегов достигала, судя по топографии района, 30–50 м. В таких геолого-геоморфологических условиях врезание реки сопровождалось масштабными оползневными процессами, в значительной степени повлиявшими на течение реки и, вероятно, уровень Онежского озера. Современный расход (через р. Свирь) Онежского озера составляет около $18,4 \text{ км}^3$ в год, что соответствует 1870 мм слоя на зеркало воды озера (Атлас..., 1989). То есть при полном закрытии стока уровень водоема поднимался бы примерно на 2 м в год, а для поднятия уровня на 15 м потребовалось бы всего 8 лет. Таким образом, масштаб трансгрессии на южных побережьях Онежского озера в конце пребореального времени не кажется невероятным. В то же время значительная разница в отметках трансгрессии на северном и южном побережьях озера безусловно указывает на активизацию гляциоизостатического поднятия северных побережий озера (рис. 3).

Трансгрессия водоема сменилась очередной регрессией около 9700 лет назад, которая проявилась во многих водоемах, входивших в состав Онежского озера, и в строении его береговых образований. Э. И. Девятова (1986) отмечает, что накоплению бореальных отложений предшествовала обширная регрессия водоема и на контакте с размытой кровлей пребореальных осадков залегает горизонт галечников мощностью до 12 см. Наиболее древняя датировка, относимая к началу регрессии, получена из основания толщи сапропеля, залегающего на тонком прослое глин в оз. Большое Хавгилампи (80 м), в районе пос. Гирвас – 9640 ± 100 (ЛЕ 6987) (рис. 4). К данной регрессии относятся датировки базальных слоев са-

пропеля 9340 ± 60 (ЛЕ 6791) в ламбе на высоте 59 м у д. Немино на северо-восточном побережье, 9360 ± 50 (ЛЕ 6788) – в болоте Шидры на отметке 38 м южнее устья Андомы, а также уже неоднократно упоминавшиеся датировки 9170 и 8780 лет назад в ламбах Перхозеро и Белое в истоке р. Свири и устье Водлы (рис. 4).

Регрессии сменялись трансгрессиями и на протяжении всего голоцена. Колебания уровня были вызваны как существенными изменениями климатических условий – количества атмосферных осадков (Девятова, 1986; Елина и др., 2000), так и гляциоизостатическим перекосом котловины и эрозионно-оползневными процессами в районе порога стока в долине р. Свири (рис. 3).

Гляциоизостатическое поднятие побережий

На рис. 3 по углу наклона линий древних уровней ОПО отчетливо видно, что их выполаживание, обозначающее активизацию гляциоизостатического компенсационного поднятия северных побережий Онежского озера, началось примерно в середине пребореального периода, около 9800–9700 лет назад, в ходе начавшейся трансгрессии водоема. То есть гляциоизостатические движения земной коры активизировались спустя 1,5 тыс. лет после освобождения северных побережий озера от материкового льда (11 400–11 300 лет назад). В конце аллерёда, 11 400–11 200 лет назад, перекоп котловины составлял 30 м на 100 км, в конце позднего дриаса, 10 300 лет назад, – 25–27 м на 100 км, в конце пребореала, 9600 лет назад, – около 18 м на 100 км. Для сравнения, в южной Финляндии градиент перекопа составлял около 75 м на 100 км 10 200–10 400 лет назад, непосредственно после отступления с рассматриваемой территории ледников стадий сальпаусселькя I, II (10 800–10 200), и около 40 м на 100 км – 9000 лет назад (Saarnisto, 1991). Значительная разница в величине градиента легко объясняется положением сравниваемых районов по отношению к границе последнего оледенения (Демидов, 2005). Южная оконечность Онежского озера находится всего лишь в 40–50 км от границы максимальной стадии оледенения в районе южных склонов Вепсовской возвышенности, а юго-восточная Финляндия удалена от ближайших границ последнего оледенения на 400–500 км. Соответственно и мощность ледникового покрова была значительно выше, чем в котловине Онежского озера.

С другой стороны, на ранних стадиях деградации оледенения в бассейне Онежского озера преобладал ареальный тип дегляциации, при котором обширные массивы мертвого, погребенного льда консервировались и таяли на протяжении тысячелетий, вплоть до начала голоцена (Демидов, 2005), а в юго-восточной Финляндии дегляциация имела фронтальный характер и край ледника быстро отступал без образования массивов мертвого льда.

Береговые образования на различных побережьях ОПО хорошо укладываются в построенные линии древних береговых уровней для разных временных срезов позднеледниковья и раннего голоцена. Сколько-нибудь значимой дифференциации гляциоизостатических движений при построении приведенной модели развития ОПО выявлено не было. Как уже отмечалось, отсутствие береговых образований позднеледниковья на значительных по протяженности участках побережий Онежского озера объясняется не сложнодифференцированным характером гляциоизостатических движений, а особенностями ареальной деградации района, широким распространением на побережьях водоема массивов погребенного льда, препятствовавших формированию и сохранению береговых образований.

Без сомнения, активизировавшийся процесс гляциоизостатического перекоса котловины сопровождался значительными по силе землетрясениями, следы которых сохранились в виде десятков палеосейсмодислокаций в коренных породах и в четвертичных образованиях как в бассейне Онежского озера, так и в других районах Карелии (Лукашов, 2004). Наиболее древние из них датируются по ряду косвенных признаков также серединой пребореального периода (9800–9500 лет назад), но более надежные датировки радиоуглеродным методом имеют возраст 8920 ± 60 и 8500 ± 150 лет назад, т. е. относятся к бореальному периоду (Лукашов, 2004). Вполне вероятно, что сильные землетрясения могли происходить и в более ранние эпохи позднеледниковья и быть связанными не только с постепенным отступанием края ледника, но и с весьма быстрыми и масштабными регрессиями Онежского озера 11 300 и 10 300 лет назад, в ходе которых уровень огромного водоема быстро падал на 20–25 м и объемы воды порядка 250–300 км³ дренировались из рассматриваемого района в течение нескольких лет.

Заключение

Предложенная модель развития Онежского озера в позднеледниковье дополняет опубликованные ав-

тором материалы (Демидов, 2004, 2005) и существенно отличается от других сценариев развития деградации и гляциоизостатических движений рассматриваемого региона (Порывкин, 1960; Бискэ и др., 1976; Квасов, 1976; Панкрушев, 1978; Saarnisto et al., 1995). Модель создавалась на основе комплексного изучения древних береговых и донных образований Онежского озера, с использованием новых и ранее полученных данных по геолого-геоморфологическому строению территории, палеомагнитного и радиоизотопного датирования отложений. Если ранее гляциоизостатический перекоп котловины рассчитывался практически от современного уровня (33 м) Онежского озера, якобы очень быстро установившегося после открытия стока по р. Свири, то в предложенной модели обосновано медленное, в течение 900 лет, врезание р. Свири в отложения последнего оледенения. Впервые установлены масштабы, время и причины мощных позднеледниковых регрессий Онежского озера в конце аллерёда и в конце позднего дриаса, а также раннепребореальной трансгрессии.

Наиболее заметное гляциоизостатическое поднятие территории началось примерно в первой половине – середине пребореального периода, около 9800–9700 лет назад, по C¹⁴. Имеющиеся материалы по высотному положению и возрасту позднеледниковых и раннеголоценовых береговых образований позволяют утверждать, что гляциоизостатический перекоп Онежской котловины хотя и сопровождался сильными землетрясениями, вертикальными и горизонтальными подвижками земной коры на локальных участках, но в целом проходил довольно равномерно, без какой-нибудь резкой дифференциации. Береговые образования различных побережий Онежского озера хорошо укладываются в построенные для различных эпох позднеледниковья береговые уровни (рис. 3). Градиент гляциоизостатического перекопа района Онежского озера составлял для позднеледниковья – раннего голоцена 30–18 м на 100 км, что значительно ниже градиентов, рассчитанных для юго-восточной Финляндии, находившейся намного ближе к центру последнего оледенения на севере Ботнического залива.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас Карельской АССР.* М., 1989. 40 с.
- Бахмутов В. Г., Загний Г. Ф., Экман И. М. Палеомагнитные исследования и возможности стратиграфического расчленения, дальних корреляций и абсолютного датирования ленточных глин (на примере Карелии) // *Природа и хозяйство Севера.* № 14. Мурманск, 1986. С. 14–20.
- Бискэ Г. С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск, 1959. 307 с.
- Бискэ Г. С. К характеристике голоценовых отложений Карелии // *Вопросы голоцена.* Вильнюс, 1961. С. 267–281.
- Бискэ Г. С., Лак Г. Ц., Лукашов А. Д. и др. Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск, 1971. 74 с.
- Демидов Г. К вопросу о неравномерном поднятии берегов Онежского озера // *Тр. Олон. науч. эксп. Ч. III,* вып. 2. Л., 1931.
- Вигдорчик М. Е. Геологическая карта СССР. (Карта четвертичных отложений) м 1 : 200 000. Р-36-XXIX. М., 1975.
- Вигдорчик М. Е., Гарбар Д., Оганесова А. М., Кобаков А. Г. Экскурсия по р. Свири // *Геологический путеводитель по каналу им. Москвы и Волго-Балтийскому водному пути им. В. И. Ленина.* Л., 1968. С. 174–178.
- Девятова Э. И. Палеогеография стоянок Шелтозера // *Археологические памятники бассейна Онежского озера.* Петрозаводск, 1984. С. 25–57.
- Девятова Э. И. Природная среда и ее изменения в голоцене. Петрозаводск, 1986. 109 с.

Демидов И. Н. Донные отложения и колебания уровня Онежского озера в позделедниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск, 2004. С. 207–218.

Демидов И. Н. Деградация поздневалдайского оледенения в бассейне Онежского озера // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 134–142.

Демидов И. Н., Лукашов А. Д. Рельеф и четвертичные отложения ботанического сада Петрозаводского государственного университета как основа его современных ландшафтов // Hortus botanicus. № 1. Петрозаводск, 1991. С. 25–33.

Демидов И. Н., Лукашов А. Д., Ильин В. А. Рельеф заповедника «Кивач» и история геологического развития северо-западного Прионежья в четвертичном периоде // Природа государственного заповедника «Кивач»: Тр. Карельского научного центра РАН. Вып. 10. Петрозаводск, 2006. С. 22–33.

Дьяконова-Савельева Е. Н., Земляков Б. Ф. Исследования по четвертичной геологии на северном берегу Онежского озера // Изв. Гос. гидрол. ин-та. № 21. 1928. С. 11–26.

Елина Г. А., Филимонова Л. В. Этапы развития растительности и климата в восточном Заонежье в позделедниковье – голоцене // Острова Кижского архипелага. Биогеографическая характеристика: Тр. Карельского научного центра РАН, сер. «Биогеография Карелии». Вып. 1. Петрозаводск, 1999. С. 21–27.

Елина Г. А., Лукашов А. Д., Юрковская Т. К. Позделедниковье и голоцен Восточной Фенноскандии. Петрозаводск, 2000. 241 с.

Земляков Б. Ф. Четвертичная геология Карелии. Петрозаводск, 1936. 103 с.

Квасов Д. Д. Происхождение котловины Онежского озера // Палеолимнология Онежского озера. Л., 1976. С. 7–40.

Курочкина А. А. Литология и хемотратиграфия донных отложений Онежского озера // Палеолимнология Онежского озера. Л., 1976. С. 74–127.

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.

Лукашов А. Д. Геодинамика новейшего времени // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск, 2004. С. 150–191.

Лукашов А. Д., Демидов И. Н. Условия формирования рельефа и четвертичных отложений Карелии в позде- и послеледниковье как основа становления современной природной среды // Биогеография Карелии: Тр. Карельского научного центра РАН, сер. «Биология». Вып. 2. Петрозаводск, 2001. С. 3–11.

Марков К. К., Порецкий В. С., Шляпина Е. В. О колебаниях уровня Ладожского и Онежского озер в послеледниковое время // Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1934. Т. 4, вып. 1.

Митрофанова З. Т., Филинцев Г. П. Глины Карелии. Петрозаводск, 1956. 160 с.

Панкрусев Г. А. Мезолит и неолит Карелии. Л., 1978. 135 с.

Порывкин М. Н. Образование поперечных террас реки Вытегра и история развития Онежского озера // Тр. Гидропроекта. Сб. 3. М., 1960. С. 221–233.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 2: Карелия и Северо-Запад. Ч. 3. Л. 1972. 958 с.

Экман И. М. Маршрут в районе г. Петрозаводска // INQUA XI конгресс. Путеводитель экскурсий А-4, С-4. М., 1982. С. 34–46.

Ekman I., Bakhmutov V., Zagniy G. Upper Valdai-Veiksel (Valdai-Weichselian) chrono- and magnetostratigraphy in southeast Fennoscandia. Examples from Russian Karelia // Contribution to the origin of Quaternary deposits and their resources in Finland and northwestern part of the Russian Federation. GSF. Espoo, 1997. P. 75–85.

Ekman I., Ilyin V., Lukashov A. Site descriptions in the Karelian ASSR // Rainio H., Saarnisto M. (eds.). Eastern Fennoscandian Younger Dryas end moraines. Field conference. GSF. Espoo, 1991. P. 103–146.

Saarnisto M. Chronology of the Salpausselkyä end moraines in Finland and fluctuations of southern Finland // Ibid. P. 7–24.

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.

Saarnisto M., Gronlund T., Ekman I. Lateglacial of Lake Onega – contribution to the history of the eastern Baltic basin // Quaternary International. 1995. Vol. 27. P. 111–120.

Wohlfarth B., Bennike O., Brunnberg L. et al. AMS ¹⁴C measurements and macrofossil analyses of a varved sequence near Pudozh, eastern Karelia, NW Russia // BOREAS. Vol. 29. Oslo, 1999. P. 575–586.

Wohlfarth B., Filimonova L., Bennike O. et al. Late-Glacial and Early Holocene Environmental and Climatic Change at Lake Tambichozero, Southeastern Russian Karelia // Quater. research. 2002. 58. P. 261–272.

Wohlfarth B., Schwark L., Bennike O. et al. Unstable early-Holocene climatic and environmental conditions in northwestern Russia derived from multidisciplinary study of a lake-sediment sequence from Pichozero, southeastern Russian Karelia // The Holocene. 2004. 14,5. P. 732–746.

Н. Б. Лаврова

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫХ СПЕКТРОВ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЛОНЕЦКОГО ПЛАТО

Сопоставление палиноспектров спорово-пыльцевых диаграмм (СПД) отложений позднеледникового времени показало, что они весьма схожи в основных своих чертах. Это сходство нашло выражение в высоком содержании пыльцы древесных пород в спорово-пыльцевых спектрах отложений аллереда и в значительном увеличении пыльцы травянистых, характерном для палиноспектров верхнего дриаса. В полной мере отражая общие закономерности в развитии растительности позднеледникового времени, СПД южной и юго-восточной Карелии имеют свои особенности, выявленные в результате анализа доминантов и субдоминантов спорово-пыльцевых спектров (Лаврова, 2005). Большинство изученных СПД позднеледниковых отложений юго-восточной Карелии опубликованы (Демидов, Лаврова, 2001; Wohlfarth et al., 2002, 2004). И хотя степень палинологической изученности территории южной Карелии, а точнее Олонецкого плато достаточно высока (Елина, 1981; Елина и др., 1995, 1996), лишь одна из спорово-пыльцевых диаграмм характеризует отложения позднеледникового оз. Малое Безымянное, которая представлена и в настоящей статье, но подсчет процентных соотношений пыльцы и спор в ней произведен иным способом в целях корреляции с СПД позднеледниковых отложений малых озер южной Карелии: Суярлампи, Гурвич, Четырехверстное. Диаграммы обеспечены радиоуглеродными датировками, определяющими четкую стратиграфическую позицию осадков. Озера Суярлампи, Гурвич Малое, Малое Безымянное находятся в области развития краевых образований лужской стадии оледенения (~13 000 л. н.), Четырехверстное – невской стадии (~12 000 л. н.) (рис. 1).

Согласно палинологическим данным и радиоуглеродным датировкам осадконакопление в водоемах началось в аллереде (11 800–10 800 л. н.), тогда как их положение в предфронтальной зоне лужской и невской стадии оледенения предполагает более раннее время зарождения. Причиной тому служит длительная консервация массивов мертвого льда на месте будущих водоемов – явление, присущее районам ранних стадий дегляциации (Демидов, 2005).

Озера Суярлампи (61°30'30" с. ш., 33°28' в. д., абс. отм. 148 м) и Малое Безымянное (61°31' с. ш., 33°39' в. д., абс. отм. 280 м) расположены в Пряжинском районе, вблизи пос. Святозеро. Основным типом рельефа здесь является холмистая моренная равнина с преимущественным распространением валунных песков и супесей.

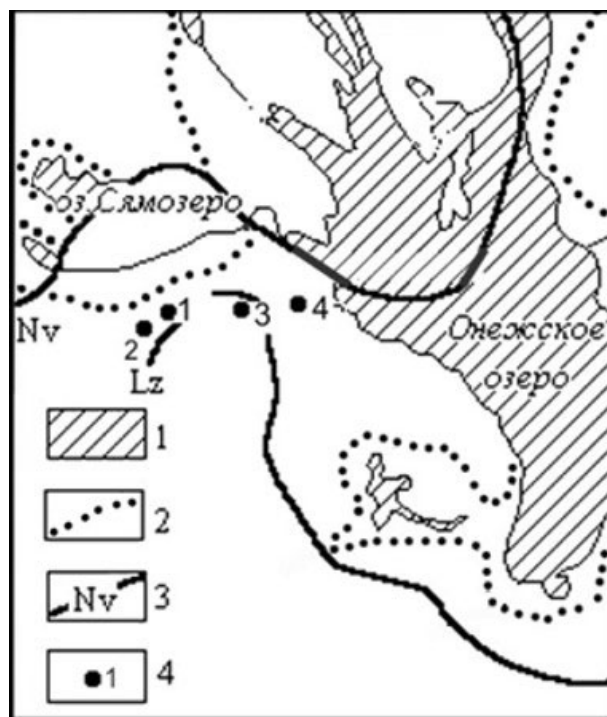


Рис. 1. Местоположение изученных разрезов донных отложений малых озер Олонецкого плато:

1 – современные озера, 2 – контуры максимального распространения Онежского приледникового озера, 3 – краевые образования стадий последнего оледенения (Lz – лужская стадия, Nv – невская стадия), 4 – разрезы донных отложений и их номера: 1 – Малое Безымянное, 2 – Суярлампи, 3 – Гурвич Малое, 4 – Четырехверстное

Отбор донных отложений озер Суярлампи и Малое Безымянное был проведен И. М. Экманом в 1983 г. Донные осадки оз. Суярлампи представлены следующими отложениями: 0,90–2,50 м – взвешенный

в воде ил, 2,50–3,05 м – сапропель, 3,05–3,50 м – алевритовые сапропели, 3,50–4,50 м – алевриты с растительными остатками и прослоями гипновых мхов, 4,50–4,80 м – слоистые алевриты. Для СПД Суярлампи получены три радиоуглеродные датировки: 9700±200 л. н. (ТА-1687) из алевритовых сапропелей, 10 250±100 л. н. (ТА-1676) и 11 200±200 л. н. (ТА-1827) из прослоев гипновых мхов. Донные осадки оз. Малое Безымянное представлены: 4,90–5,05 м – алевритовые сапропели, 5,05–5,42 м – алевриты с растительными остатками и прослоями гипновых мхов, 5,42–5,80 м – слоистые алевриты. Получены следующие радиоуглеродные датировки: 10 200±150 л. н. (ТА-1675) из алевритовых сапропелей, 11500±150 л. н. (ТА-1674) из прослоя гипновых мхов.

Озеро Гурвич (61°37'59" с. ш., 34°16'56" в. д., абс. отм. 198 м) расположено восточнее оз. Лососинного, в 3 км к юго-востоку от истока р. Лососинки, у дистального склона мощной конечно-моренной гряды лужской стадии оледенения высотой около 15 м, сложенной сильно завалуненной супесчано-песчаной мореной. В районе озера развита небольшая зандровая равнина, сложенная песчано-галечными отложениями, общей площадью около 30 км². Учитывая положение озера относительно конечно-моренной гряды лужской стадии, следует отметить, что зарождение его запаздывало относительно времени дегляциации вследствие довольно длительного вытаивания массива мертвого льда, занимавшего котловину озера. В 1983 г. вблизи юго-восточного берега озера И. М. Экманом была пройдена скважина мощностью 2 м и вскрыты следующие отложе-

ния: 2,50–2,80 м – сапропели, 2,80–3,90 м – алевритовые сапропели, 3,90–4,09 м – сапропели с растительными остатками, 4,09–4,50 м – слоистые алевриты. Были получены радиоуглеродные датировки: 8650±120 л. н. (ТА-1585) и 9600±200 л. н. (ТА-1583) из алевритовых сапропелей, 10 300±120 л. н. (ТА-1582) из слоя сапропелей с растительными остатками, 11 500±220 л. н. (ТА-1584) из слоистых алевритов. В 2001 г. была вновь пробурена скважина с целью более детального изучения ископаемой флоры. СПД-83 и СПД-2001 имеют много общих черт, что позволило провести их корреляцию и дополнить видовыми определениями пыльцы.

Озеро Четырехверстное расположено в черте г. Петрозаводска, на юго-восточной его окраине (61°47' с. ш., 34°21' в. д., абс. отм. 105 м), в пределах холмистой моренной равнины. Скважиной вскрыты следующие отложения: 3,50–3,90 м – сапропели, 9,90–4,45 м – алевритовые сапропели, 4,45–5,00 м – алевриты с растительными остатками, 5,00–5,40 м – ленточные глины. СПД обеспечена радиоуглеродной датировкой (9400±130 л. н., ЛЕ-6992), полученной из алевритовых сапропелей.

При стратиграфическом расчленении в спорово-пыльцевых диаграммах выделялись палинозоны, соответствующие климатическим периодам схемы Блитта-Сернандера. Палинозона I выделена в осадках интерстадиала аллеред, палинозона II соответствует похолоданию верхнего дриаса. При построении СПД использовалась программа "Tilia" и "Tilia-Graph", подсчет процентных соотношений производился от общей суммы пыльцы и спор.

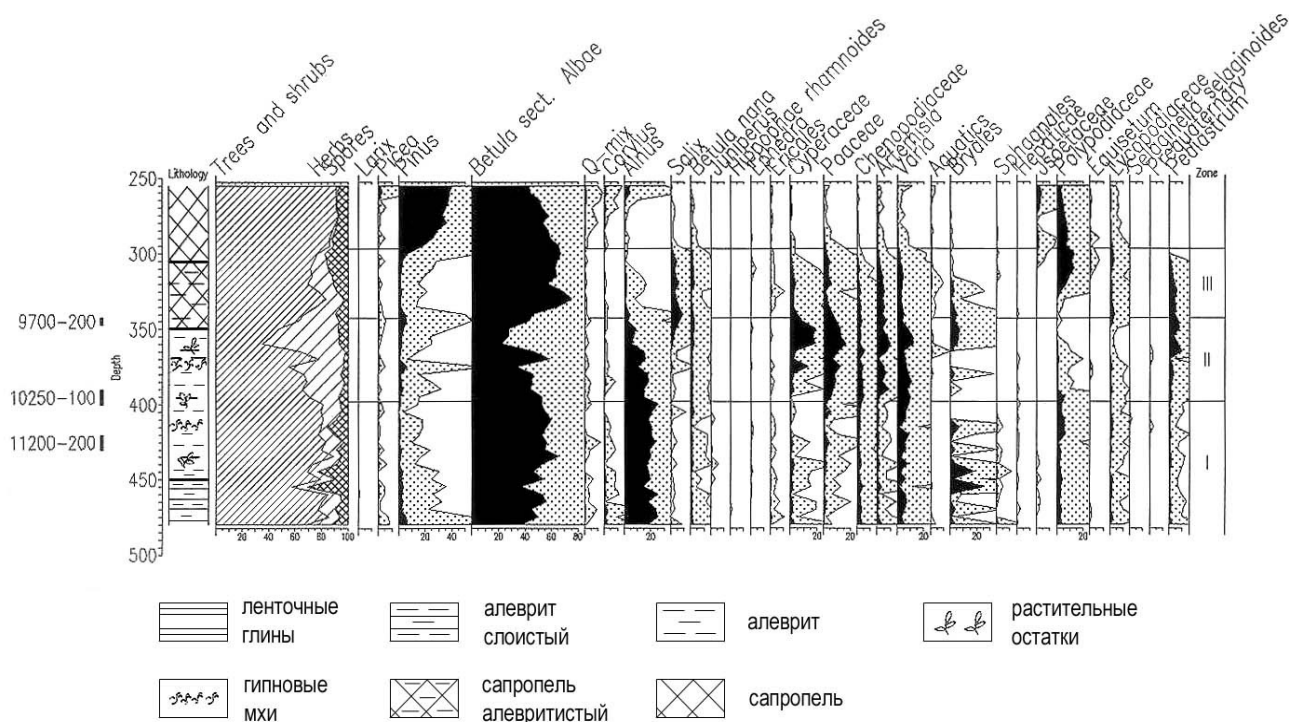


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма донных отложений оз. Суярлампи (аналитик А. М. Колканен)

Наиболее четко коррелируют между собой палинозоны трех СПД – Суярлампи (рис. 2), Малое Безымянное (рис. 3), Гурвич Малое (рис. 4), что позволило привести их обобщенное описание. СПД Четырех-

верстное (рис. 5) имеет некоторые особенности, определяемые условиями формирования спектров и положением разреза в области развития морен невиской стадии оледенения.

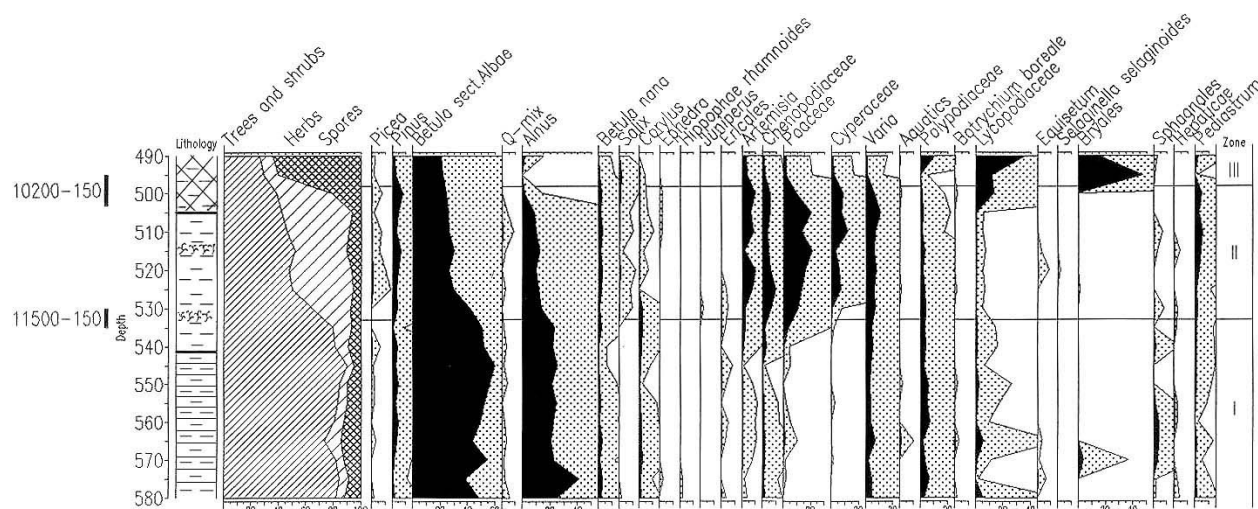


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма донных отложений оз. Малое Безымянное (аналитик А. М. Колканен)

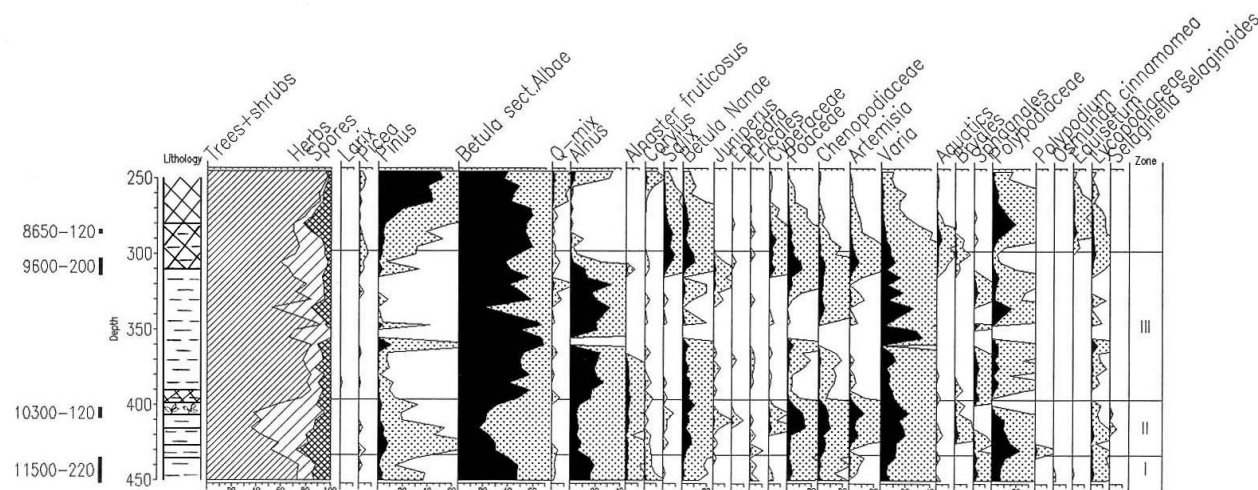


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма донных отложений оз. Гурвич Малое (аналитик А. М. Колканен)

Аллеред (11 800–10 800 л. н.). Итак, доминантами спорово-пыльцевых спектров палинозоны I для донных отложений упомянутых озер является переотложенная и дальнезаносная пыльца *Betula sect. Albae*, *Alnus*, а субдоминантами – *Varia* и *Polypodiaceae*. Доля *Betula nana* крайне мала во всех упомянутых разрезах. Встречается пыльца *Salix*, *Ephedra*, *Hippophae rhamnoides*, из кустарничков – *Ericales*. Значения пыльцы *Artemisia*, *Chenopodiaceae* невелики, как и *Poaceae* и *Cyperaceae*. Разнотравье представлено пыльцой *Apiaceae*, *Polygonaceae*, *Asteraceae*, *Caryophyllaceae*, *Cichoriaceae*, *Saxifraga*, *Ranunculus*, *Thalictrum alpinum*, *Thalictrum* sp., которые создают непрерывные кривые, а также пыльцой *Caltha palustris*, *Polygonum bistorta*, *Rumex/Oxyria*, *Rosaceae*, имеющей несомкнутые кривые. Определена пыльца *Helianthemum*, *Cornus suecica*,

Brassicaceae, *Dryas octopetala*, *Rubus chamaemorus*, *Sanguisorba officinalis*, *Potentilla*, *Papaveraceae*, *Polemonium*, *Pleurospermum*, *Chamaenerion angustifolium*, *Armeria*, *Pedicularis*, *Valeriana officinalis*. В семействе плаунов главная роль принадлежит *Lycopodium pungens*, встречаются также *Lycopodium annotinum*, *Diphasiastrum complanatum*, *D. alpinum*, *Huperzia appressum*, *Botrychium boreale*, *Selaginella selaginoides*. В СПД Малое Безымянное и Гурвич спор мхов мало, особенно *Bryales* (единично), больше *Sphagnales* и даже *Hepaticae*, а в СПД Суярлампи участие спор *Bryales* весьма значимо, но их кривая подвержена значительным колебаниям. Возможно, эти колебания были обусловлены постоянно меняющимся уровнем водоема – отсюда и прослой гипновых мхов в серых алевроитах. В палиносpectрах всех СПД существенна примесь дочетвертичных спороморф.

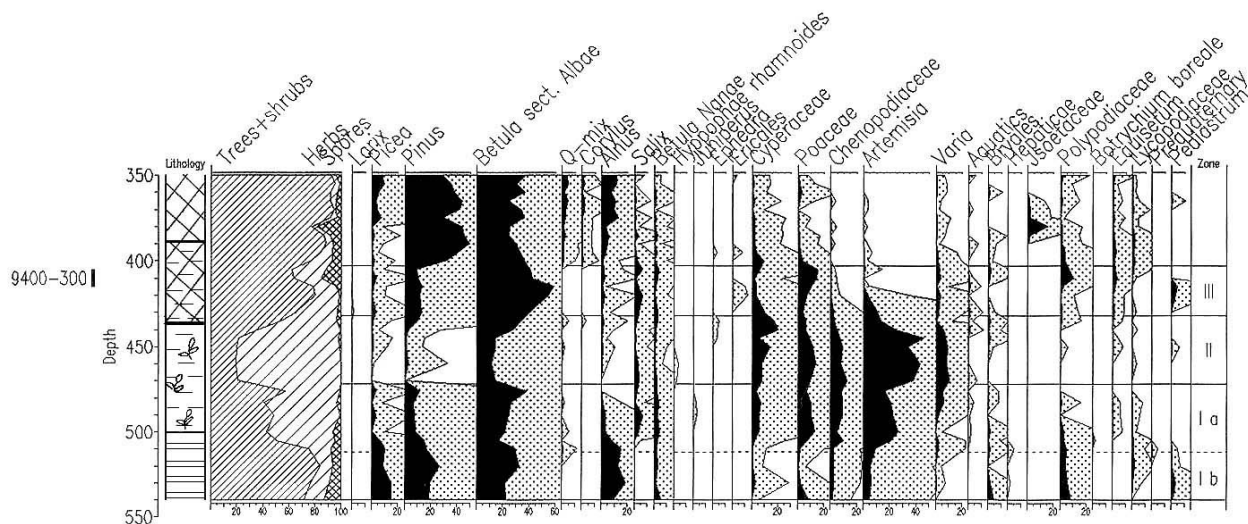


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма оз. Четырехверстное (аналитик Н. Б. Лаврова)

Состав семенной флоры, обнаруженный в донных осадках озер Суярлампи и Малое Безымянное, следующий: оогонии *Nitella* sp., *Chara* sp., луковичка *Polygonum viviparum*, листики *Dryas octopetala*, *Potentilla* sp., семена *Batrachium* sp., макроостатки *Bryales* (определения Э. А. Крутоус).

Анализ флоры показывает ее разнообразие: по экологии это ксерофиты, мезофиты, гигро- и гидрофиты, гелиофиты, псаммофиты, петрофиты, по географическому распространению – арктические, арктоальпийские, гипоарктические, бореальные и степные виды, по ценотической приуроченности – обитатели нарушенных и несформированных грунтов, щебнистых и каменистых грунтов, тундровых, лесных, луговых, степных ценозов, обитатели интразональных биотопов.

Спорово-пыльцевые спектры **палинозоны I** СПД Четырехверстное обладают четкими индивидуальными особенностями, позволяющими разделить ее на две подзоны. В подзоне I а доминантом палиноспектров выступает пыльца *Betula sect. Albae* и *Pinus*, в подзоне II b – пыльца *Artemisia* и *Betula sect. Albae*.

Подзона I а характеризуется высоким содержанием пыльцы древесных и кустарников, среди которых почти равное положение занимает пыльца *Pinus* и *Betula sect. Albae*, но при этом кривая березы нарастает к кровле слоя, между тем как доля пыльцы сосны уменьшается. Уменьшается и количество пыльцы ели. Учитывая это, можно предположить, что основная часть пыльцы *Betula sect. Albae* является дальнезаносной, увеличение ее означает миграцию этой пионерной породы вслед за отступающим ледником. То же следует сказать и о *Alnus*, пыльца которой преобладает среди кустарников. Каково происхождение пыльцы *Picea* и *Pinus*? Вероятно, большая ее часть была переотложена из средневалдайских межледниковых отложений, которые широко распространены на территории Петрозаводска под мореной последнего оледенения. Постепенное выклинивание

кривой пыльцы *Picea* и *Pinus* к верхней границе слоя может означать следующее: уменьшение переотложения вследствие постепенного распространения травянистой растительности и закрепления грунтов. Непрерывная кривая пыльцы *Betula nana* не превышает 5%; принимая во внимание то, что пыльца низкорослых кустарников не разносится на большие расстояния, можно с уверенностью считать, что продуцировала эту пыльцу местная растительность. Несомненно, пыльца древесных пород является переотложенной или дальнезаносной. Травянистые представлены пыльцой *Artemisia*, *Chenopodiaceae* (в том числе *Eurotia ceratoides*), *Poaceae*, *Cyperaceae*. Отмечены единичные пыльцевые зерна *Saxifraga*, *Cichoriaceae*, *Onagraceae*, *Helianthemum*. В группе споровых наиболее представлены споры видов *Polypodiaceae* (5–10%), встречаются споры *Huperzia appressum*, *Lycopodium pungens*, из мхов в небольшом количестве присутствуют споры *Bryales*, постоянно встречаются единичные споры печеночных мхов *Hepaticae*. Низкая насыщенность осадков пыльцой в целом указывает на существование несомкнутого растительного покрова на территории, недавно освободившейся от ледника.

Отличительной чертой подзоны I b является увеличение пыльцы травянистых, главным образом за счет *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae*, *Cyperaceae* и разнотравья. Состав группы травянистых становится более разнообразным – встречаются пыльцевые зерна *Asteraceae*, *Apiaceae*, *Polygonaceae*, *Rumex*, *Saxifraga*, *Brassicaceae*, *Caryophyllaceae*, *Ranunculaceae*. Среди пыльцы древесных безраздельно господствует *Betula*, количество ее ниже, чем в вышеописанной подзоне. Отмечается резкое падение кривых пыльцы *Picea* и *Pinus* и кустарников – *Alnus*. Появляется непрерывная кривая пыльцы *Salix*, доля *Betula nana* остается неизменной. Определена пыльца *Ephedra*. В отношении споровых не отмечено заметных колебаний – несколько уменьшается доля *Polypodiaceae*,

обрывается кривая спор *Hepaticae*. Интересно почти одновременное появление спор *Equisetum*, пыльцы *Alisma*, *Myriophyllum*, что, возможно, свидетельствует о понижении уровня и относительно спокойном режиме водоема.

По всей вероятности, повышение роли пыльцы трав связано не с похолоданием, а с освоением освободившихся ото льда территорий. Кроме того, нельзя не учитывать и перераспределение процентного содержания пыльцы в пользу травянистых в результате снижения доли пыльцы *Pinus* и *Picea*.

Низкая насыщенность позднеледниковых осадков пылью наблюдается во всех изученных разрезах Карелии и подтверждена данными по абсолютной концентрации пыльцы в разрезах юго-восточной Карелии (Wohlfarth et al., 2002, 2004). Совершенно очевидно, что это не явление локального порядка, связанное только с условиями осадконакопления. Причина кроется в низкой степени сомкнутости растительного покрова: палеоценозы чередовались со значительными по площади пятнами голого грунта. Растительность представлена сложным сочетанием тундровых, степных, лесотундровых палеосообществ (ПС). Преобладали ксерофильные травянистые ПС при подчиненном значении тундровых ценозов, среди последних преобладали дриадовые. Ксерофильные травянистые ПС, в основном из арктоальпийских (*Draba*, *Dryas octopetala*, *Saxifraga*, *Papaver*, а также *Potentilla* sp., *Pleurospermum*, *Armeria*, *Cichoriaceae*, *Caryophyllaceae*), степных (*Ephedra*, *Helianthemum*, часть злаков, *Chenopodiaceae*, *Artemisia*) видов и скальных папоротников, тяготели к песчано-гравийной морене. Преимущественное распространение песчаных грунтов было благоприятным для произрастания псаммофитов (*Hippophae rhamnoides*, *Pleurospermum*, *Ephedra*, *Juniperus*), которые являются также и гелиофитами. Это еще раз указывает на несомкнутость растительного покрова, а присутствие *Hepaticae* – на наличие голых минеральных субстратов, что подтверждается и имевшими место процессами переотложения. Небольшие площади занимали тундровые сообщества, в основном дриадовые на валунных супесях. Незначительное развитие ерниковых тундровых ценозов, вероятно, обусловлено преимущественным распространением песчаных отложений, не задерживающих влагу, и относительно высоким гипсометрическим положением, определяющим низкое стояние грунтовых вод. Их распространение ограничивалось местообитаниями у подножия холмов, в местах наибольшего увлажнения. Низкая концентрация пыльцы древесных пород указывает на полное отсутствие лесов и минимальное распространение деревьев. Тем не менее повышенная доля пыльцы древесных (главным образом, березы), по сравнению с разрезами юго-восточной Карелии, присутствие лесных видов плаунов (*Lycopodium annotinum*, *Diphasiastrum complanatum*), мезофильных бореальных трав позволяют сделать предположение о более широком развитии березовых редкостойных сообществ на Олонецком плато. Это было связано, веро-

ятно, со смягчающим влиянием на климат Онежского и Шуйского приледниковых озер. Возможности для распространения березовых ПС обусловили и преобладающие здесь песчаные и супесчаные разновидности морены. Помимо плаунов в наземном покрове в редкостойных березовых ПС участвовали папоротники, злаки, осоки и луговое разнотравье. Такие сообщества могли быть приурочены к влажным подножиям склонов, небольшим депрессиям рельефа, а плауновые ПС с небольшим участием кустарничков произрастали на сухих склонах, вершинах холмов.

В водоемах, размеры которых превышали современные, развивались харовые и зеленые водоросли, на прибрежных участках и мелководьях – водные лютики, рдесты, рогоз, уруть, осоки.

Верхний дриас (10 800–10 200 л. н.). Спорово-пыльцевым спектрам **палинозоны II** присущи существенно новые черты, выразившиеся, прежде всего, в максимальном содержании пыльцы травянистых. Для спорово-пыльцевых спектров разрезов Суярлампи и Малое Безымянное показательно незначительное доминирование пыльцы *Betula sect. Albae*, тогда как в палиноспектрах соответствующей палинозоны разреза Гурвич Малое превалирует пыльца *Betula sect. Albae* и *Varia*, а в разрезе Четырехверстное – *Artemisia*. Причиной преобладания пыльцы *Betula sect. Albae* было, по-видимому, усиление процессов эрозии грунтов и, следовательно, переотложения микрофоссилий. В условиях похолодания и ксерофитизации климата позднего дриаса единичные деревья, редкостойные березовые ПС могли частично сохраниться лишь в защищенных от ветра местообитаниях. Доминирующие позиции в растительном покрове занимали ксерофильные травянистые ПС.

Определена следующая семенная флора: оогонии *Nitella* sp., *Isoetes lacustris*, косточки *Potamogeton rutilus* Wolfg., *Scirpus cf. silvaticus* L., орешки *Carex* sp., семена *Batrachium* sp., *Potentilla* sp., листочки *Dryas octopetala*, макроостатки *Bryales* (определения Э. А. Крутоус).

Интересно отметить, что флора, обнаруженная в отложениях позднего дриаса, остается практически неизменной по сравнению с флорой аллереда.

Спорово-пыльцевые спектры **палинозоны III**, выделенной в осадках **пребореала**, характеризуются резким возрастанием пыльцы древесных пород. Наименее заметно это в диаграмме Малое Безымянное, где изменения кривой древесных затушеваны ростом спор *Lycopodiaceae* и *Bryales*. Но при анализе диаграммы этого разреза, которая построена по методике, исключающей споры, ясно виден рост пыльцы древесных и уменьшение удельного веса трав. Вероятно, распространение плаунов и зеленых мхов связано с локальными условиями местообитания.

Интересно отметить, что в осадках пребореала появились семена *Betula sect. Albae*, что служит неоспоримым доказательством появления древесных пород в районе исследования.

Таким образом, пребореальный период ознаменовался распространением древесных ценозов и как следствие сменой накопления в малых озерах минеральных осадков органическими. Связь с предыдущей эпохой продолжала существовать, и отразилась она в сохранении перигляциальных и тундровых ПС, существовавших вплоть до бореального времени.

Заключение

На основании результатов биостратиграфического расчленения позднеледниковых отложений Олонецкого плато с использованием данных радиоуглеродного анализа выделены осадки аллереда, позднего дриаса, пребореала. В то время как освобождение южной Карелии от материкового льда произошло 13 000–14 000 л. н., распростране-

ние растительности началось не ранее аллереда (около 11 800 л. н.). Лимитирующее воздействие на развитие растительного покрова оказывало длительное сохранение мертвого льда и вечной мерзлоты.

Сопоставление выделенных палинозон изученных СПД показало, что они схожи по составу и изменениям кривых основных компонентов спектров. Специфика СПД Четырехверстное, выразившаяся в высоком содержании переотложенной пыльцы *Pinus* и *Picea*, обусловлена положением разреза в области распространения средневалдайских подморенных межледниковых отложений. Другое важное отличие – высокий удельный вес пыльцы *Artemisia* – связано с более поздним освобождением от материкового льда территорий вокруг водоема и расселением на них пионерных видов полыни.

ЛИТЕРАТУРА

Демидов И. Н. Деградация поздневалдайского оледенения в бассейне Онежского озера // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 134–142.

Демидов И. Н., Лаврова Н. Б. Строение четвертичного покрова бассейна р. Водлы (восточная Карелия) и особенности развития растительности в поздне- и послеледниковье // Национальный парк «Водлозерский»: природное разнообразие и культурное наследие. Петрозаводск, 2001. С. 49–60.

Елина Г. А. Принципы и методы реконструкции и картирования растительности голоцена. Л., 1981. 156 с.

Елина Г. А., Арсланов Х. А., Кузнецов О. Л. и др. Хронология этапов развития растительности в голоцене на юго-востоке Фенноскандии (по стандартным спорово-пыльцевым диаграммам) // Палинология в России. М., 1995. Вып. 2. С. 37–55.

Елина Г. А., Арсланов Х. А., Климанов В. А. Этапы развития растительности голоцена в южной и восточной Карелии // Ботан. журн. 1996. Т. 81, № 3. С. 1–17.

Елина Г. А., Лукашов А. Д., Юрковская Т. К. Позднеледниковье и голоцен восточной Фенноскандии (палеорастительность и палеогеография). Петрозаводск, 2000. 242 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.

Wohlfarth B., Filimonova L., Bennike O. et al. Late-Glacial and Early Holocene Environmental and Climatic Change at Lake Tambichozero, Southeastern Russian Karelia // Quaternary Research. 2002. 58. P. 261–272.

Wohlfarth B., Schwark L., Bennike O. et al. Unstable early-Holocene climatic and environmental condition in north-western Russia derived from a multidisciplinary study of a lake-sediment sequence from Pichozero, southeastern Russian Karelia // The Holocene. 2004. 14,5. P. 732–746.

ДИАТОМОВЫЕ ВОДОРОСЛИ – ИНДИКАТОРЫ ЕСТЕСТВЕННОЙ АЦИДОФИКАЦИИ МАЛЫХ ВОДОЕМОВ КАРЕЛИИ

Безымянное озеро, из сплавины которого была пробурена скважина мощностью 600 см, расположено в 6,5 км к северо-востоку от пос. Немино Медвежьегорского р-на (абс. отм. 134,5 м, 62°39'03" с. ш., 35°31'52" в. д., рис. 1).

Водоем расположен в пределах развития комплекса флювиогляциальных отложений, представленных на юго-западе озерами грядами, окруженными болотами. Снизу вверх вскрыты следующие отложения: 600–445 см – алевриты с примазками гидротроиллита, 445–417 см – алевриты с незначительной примесью органики, 417–230 см – сапропель, 230–200 см – торф, выше сильно разжиженный и обводненный.

Диатомовый анализ был выполнен 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). Было исследовано 32 образца с интервалом 10 см. Первые 11 образцов из алевритов, включающих глубины 600–410 см, не содержат ископаемой диатомовой флоры. Она обнаружена лишь выше 410 см в гомогенных сапропелях. Диатомовый комплекс довольно скуден, представлен 16 родами и насчитывает 103 вида и разновидности диатомовой флоры, из которых многие встречаются единично. Класс *Centrophyceae* представлен только родом *Aulacoseira* с двумя видами: *Aulacoseira distans* и *Aulacoseira italica*. Все остальные виды относятся к классу *Pennatophyceae*. Результаты диатомового анализа представлены на диатомовой диаграмме (рис. 2). По составу ископаемой диатомовой флоры выполнены реконструкции теоретических значений pH среды (по: Renberg, Hellberg, 1982) (рис. 3). На основании изменений, происходящих в составе диатомового комплекса данного малого водоема, выделяется пять этапов его развития – диатомовых зон (DZ) (табл. 1).

(Анализ верхней части разреза сильно обводненного торфа не производился, и образцы не отбирались). Во время накопления гомогенных алевритов диатомовая флора не развивалась, а причиной этому могли быть многие факторы, и главные из них – недостаток кислорода и кремнекислоты. Отсутствие диатомовой флоры выше по разрезу в слое алевритов с содержанием органики (445–417 см) может свиде-

тельствовать о холодных климатических условиях и невозможности развития диатомей.

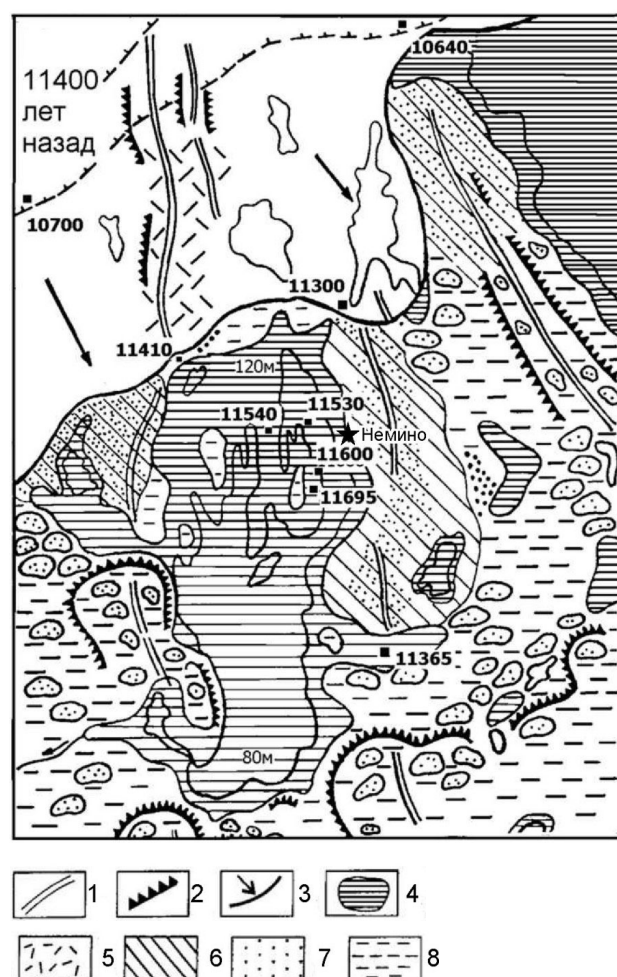


Рис. 1. Дегляциация бассейна Онежского озера 11 400 л. н. (по: Демидов, 2005) и положение изученного разреза:

1 – ледоразделы; 2 – уступы; 3 – край активного ледника и направление движения льда; 4 – водоемы, абс. отм. береговых образований и направление стока; 5 – пассивный ледник; 6 – стагнированная и отделившаяся при ареальной дегляциации ледоразделов часть ледникового покрова; 7 – лед, обогащенный дебрисом подстилающих пород и перекрытый супрагляциальным комплексом осадков; 8 – территории, свободные от льда. Черными квадратами и цифрами обозначены положение и возраст разрезов озерно-ледниковых и озерных отложений. Звездочкой показано положение изученного разреза

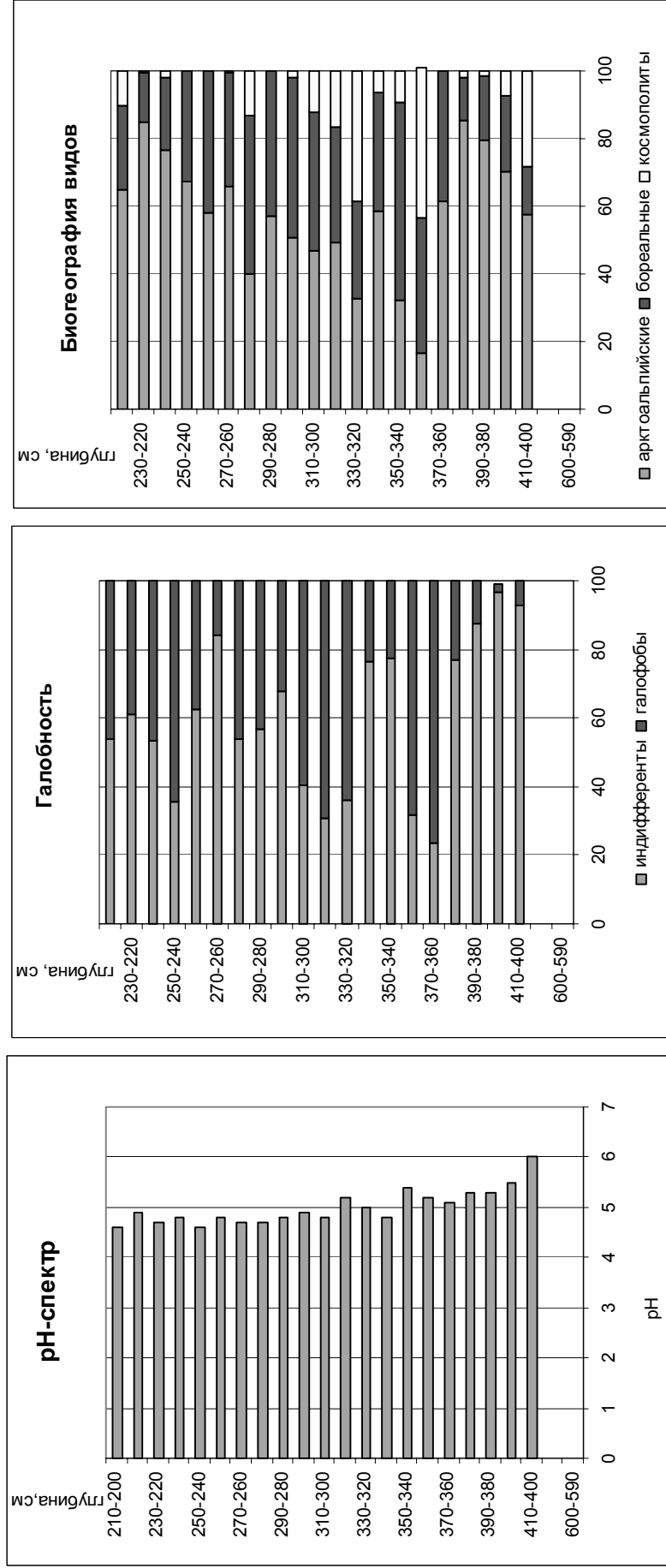


Рис. 3. Эколого-географическая характеристика и рН-спектр озерных отложений разреза «Немино»

На первом этапе (DZ 1, гл. 410–360 см) в диатомовом комплексе преобладали центрические планктонные диатомовые *Aulacoseira distans*, единично присутствовали *A. italica* и «условно планктонный» пеннатный вид *Tabellaria fenestrata*, которые составляли более 60% от общего состава флоры.

Из спектра обрастаний и донных доминировали *Tabellaria flocculosa*, небольшое количество видов родов *Eunotia* и *Pinnularia*, типичных представителей болотной флоры водоемов с кислой реакцией воды (pH < 7). Присутствие на начальной фазе (гл. 410–390 см) пионерных видов *Fragilaria construens*, *F. construens* var. *venter*, довольно мелких и угнетенных, указывает на мелководные условия. Среди обрастателей рода *Eunotia* преобладали *Eunotia veneris*, *E. tenella*, *E. polyglyphis*, *E. polydentula* – типичные представители мелководных дистрофных водоемов. Донные формы рода *Pinnularia* представлены *Pinnularia gibba* et var. var., *P. microstauron*, *P. interrupta*. Мелкие формы *Gomphonema* sp. – обрастатели мелководий не превышают 2%. Примерно такое же содержание донных видов рода *Stauroneis* (*S. anseps*, *S. phoenicenteron*). Единично встречающиеся диатомеи на диаграмме указаны знаком «+». Необходимо отметить очень плохую сохранность флоры, большое количество корродированных и разрушенных створок, что можно объяснить неблагоприятными условиями их захоронения, а возможно, и переотложением. Кроме диатомей встречены спонгии губок *Ephidatia muellery* (Lub.), водоросли *Pediastrum duplex* Meyen, *P. integrum* Näg, *P. boryanum* (Turp.), Menegh., *P. duplex* var. *subgranulatum* (Racib.).

II этап (DZ 2, гл. 360–310 см). Состав диатомового комплекса сапропелей меняется. Соотношение планктонных и донных форм очень неустойчиво. *Aulacoseira distans* постепенно вытесняется донными *Pinnularia* и обрастателями *Eunotia*, и к концу этапа планктонные встречаются лишь единично. Кроме этого, резко снижается участие мелких литоральных форм *Fragilaria* sp., с 28% до единичных экземпляров. В группе донных появляется *Frustulia rhomboides* – 9%, массовое развитие которой происходит при pH 5,5. Все это говорит о том, что уровень водоема снизился, литоральная зона, где могли обитать виды рода *Fragilaria*, сократилась или практически исчезла. В группе обрастателей рода *Eunotia* появились новые виды: *E. monodon*, *E. faba*, *E. polyglyphis*. Состав донных *Pinnularia* также изменился. Кроме *P. gibba*, преобладавших на первом этапе, к группе доминант присоединились *P. interrupta*, *P. microstauron*.

III этап (DZ 3, гл. 310–260 см). Из состава диатомового спектра полностью исчезают планктонные *Aulacoseira distans*, *Tabellaria fenestrata*, следовательно, снижение уровня водоема продолжается.

Появляются абсолютные ацидобионты *Semiorbis hemicyclus* (до 20%), обитающие при pH < 5. Они вытеснили виды рода *Eunotia*, доля которых сократилась с 60 до 22%. Это лишь подтверждает процесс дальнейшей дистрофикации данного малого водоема. Состав видов *Eunotia* также несколько меняется: кроме преобладавших ранее *E. monodon*, *E. polyglyphis* в спектре доминант появились *E. exigua*, *E. bactriana*. Среди *Pinnularia* к прежним доминантам *P. interrupta*, *P. microstauron* присоединились *Pinnularia rangoonensis*, *P. gibba*, заметно возросла доля донных *Stauroneis* sp. В данное время pH снижается до значений меньше 5 (рис. 3). Заметно возрастает численность створок (рис. 4).

IV этап (DZ 4, гл. 260–210 см) – продолжение накопления сапропелей (гл. 260–230 см), переходящих в торф. В диатомовом сообществе этой зоны вновь происходят заметные изменения. Хотя по-прежнему господствуют обрастатели и донные диатомеи, виды родов *Eunotia*, *Semiorbis hemicyclus* и *Pinnularia*, но состав видов рода *Eunotia* продолжает меняться, что хорошо видно из табл. 1. Доминируют *Eunotia paralella*, *E. elegans*, *E. bactriana*, *E. monodon*. Заметно увеличение с 8 до 18% доли *Stauroneis*, особенно *S. krygeri*. Реконструированные значения pH изменяются от 4,9 до 4,6. В этот период численность створок максимальна.

V этап начинается с гл. 210 см, когда шло отложение торфа. Диатомовый комплекс отличается резким снижением численного содержания обрастателей *Eunotia* с 50 до 20%, но возрастанием их видового разнообразия. Так же резко, с 22 до 2%, сокращается участие ацидобионтов *Semiorbis hemicyclus*, характерных для кислых дистрофных озер. Данное сообщество сменяет ацидофил и кальцефил *Frustulia rhomboides*, составляя примерно половину всего комплекса. Увеличение роли кальцефилов практически во всех малых водоемах Карелии происходит в связи с похолоданием и сухостью климата и снижением увлажненности, что характерно для суббореального времени. Необходимо отметить появление редкого вида *Actinella punctata* Lewis, ацидобионта, обитающего в северных дистрофных и заболачивающихся горных водоемах, впервые обнаруженного в Карелии на склоне и вершине горы Нуорунен (Шелехова, 1993).

Состав диатомового комплекса данного малого водоема отличается низким видовым разнообразием. В систематическом списке насчитывается 103 вида и разновидности диатомовой флоры (табл. 2). Из них выделены 23 вида, развивающиеся только в условиях кислой среды при низких значениях pH и являющиеся индикаторами ацидофикации. (В списке они отмечены жирным шрифтом.) По мере закисления, зарастания и заторфовывания водоема число видов уменьшается, хотя численность створок довольно высокая.

Таблица 2

Систематический список диатомовых водорослей донных отложений разреза «Немино»

№ п/п	Вид	Отноше- ние к рН	Галоб- ность	Биогео- графия	Глубина, см																							
					410– 400	400– 390	390– 380	380– 370	370– 360	360– 350	350– 340	340– 330	330– 320	320– 310	310– 300	300– 290	290– 280	280– 270	270– 260	260– 250	250– 240	240– 230	230– 220	220– 210	210– 200			
1	Actinella punctata Lewis	acb	hb	a										2			14								1			
2	Anomooneis serians (Breb.) Cl.	acb	hb	a								1							1	1					1			
3	Anomooneis serians var. brachysira (Breb.) Hust.	acb	hb	a										3					1									
4	Aulacoseira distans et var. var. (Ehr.) Kutz.	acf	ind	a	116	144	144	112	80		40	102	13															
5	Aulacoseira italica et var. var. (Ehr.) Kutz	alkf	ind	k	2	2	15	5	1																			
6	Cymbella angustata (W. Sm.) Cl.	ind	ind	b																								
7	Cymbella cesatii (Rabenh.) Grun.	ind	ind	a	1								2	4	18	13	15	7	15	4		1		10	5			
8	Cymbella gaeumannii Meist.	acf	ind	a						1	8	8	2		1	4	1	4	28					2				
9	Cymbella gracilis (Rabenh.) Cl.	acf	ind	a	1	2													1									
10	Cymbella hebridea (Greg.) Grun.	acf	hb	a																								
11	Cymbella prostrata (Berkeley) Cl.	alkf	ind	k		3																						
12	Cymbella reinhardtii Grun.	ind									1																	
13	Cymbella sp.				2																							
14	Cymbella ventricosa Kutz.	ind	ind	k																								
15	Eunotia arcus var. fallax Grun.	acf	hb	k																								
16	Eunotia bactriana Ehr.	acf	ind	a									1			1												
17	Eunotia bidentula W.Sm.	acb	ind	a																								
18	Eunotia elegans Ostr.	acf	ind	a																								
19	Eunotia exiqua (Breb.) Rabenh.	acb	ind	a																								
20	Eunotia exiqua var. compacta Hust.	acb	ind	a																								
21	Eunotia faba(Her.)Grun.	acf	hb	a	2		1			25		1	3	5	5	3				2					2			
22	Eunotia fallax	acf	hb	k																								
23	Eunotia formica Ehr.	ind	hb	k		1																						
24	Eunotia gracilis (Her.) Rabenh.	ind						1				1																
25	Eunotia gracilis var. femoseandica (A. Cl.)	acf	ind	a																								
26	Eunotia lapponica Grun.	acf	ind	a																								
27	Eunotia lunaris (Ehr.) Grun.	ind	ind	a																								
28	Eunotia monodon Ehr.	acf	ind	a																								
29	Eunotia paralella Ehr.	acf	ind	a																								
30	Eunotia pectinalis (Dillw?Kutz.) Rabenh.	acf	ind	k																								
31	Eunotia pectinalis var. minor f. impressa (Dillw?Kutz.)	acf	ind	k																								
32	Eunotia polydentula Brun.	acf	hb	k	2					1		6																
33	Eunotia polyglyphis Grun.	acf	hb	a	3								44	89	28	12	10	5	8	8				23	1			
34	Eunotia praeurpra Ehr.	acf	hb	b									1															
35	Eunotia praeurpra var.bidens (W. Sm.) Grün.	acf	hb	b																								
36	Eunotia robusta Ralfs	acf	ind	a			2		6		6	1	8	1	1	3		4	4	7	4	2	4	12	8			
37	Eunotia robusta var. diadema	acf	ind	a			1		9	8	2	7	5		1	3	1	2						6				

Продолжение табл. 2

№ п/п	Вид	Отноше- ние к рН	Галоб- ность	Биогео- графия	Глубина, см																			
					410- 400	400- 390	390- 380	380- 370	370- 360	360- 350	350- 340	340- 330	330- 320	320- 310	310- 300	300- 290	290- 280	280- 270	270- 260	260- 250	250- 240	240- 230	230- 220	220- 210
38	<i>Eunotia robusta</i> var. <i>tetraodon</i> (Ehr.) Ralfs.	acf	ind	a	1																			
39	<i>Eunotia sudetica</i> O. Müll.	acf	hb	a		1	6	23		3							10	2		5	4	18	12	
40	<i>Eunotia tenella</i> Grun. Hust.	acf	hb	a													1	1					1	
41	<i>Eunotia triodon</i> Ehr.	acf	hb	a													3	5	2	3	8	3	4	
42	<i>Eunotia veneris</i> (Kutz.) O. Mull.	acf	ind	a	10	17	13	11	19	3	4	1							2		1			
43	<i>Eunotia</i> sp.				2									1										
44	<i>Fragilaria brevistriata</i> Grun.	alkf	ind	k	1						1													
45	<i>Fragilaria construens</i> Ehr. Grun.	alkf	ind	k	62		1																	
46	<i>Fragilaria construens</i> var. <i>venier</i> (Her.) Grun.	alkf	ind	k	4	15	3	1																
47	<i>Frustulia rhomboides</i> (Ehr.) D. T.	acf	hb	a							3	13	4				5	1	2	8				
48	<i>Frustulia rhomboides</i> var. <i>saxonica</i> (Rabenh.) D. T.	acf	hb	a						7	10											3	116	
49	<i>Gomphonema acuminatum</i> var. <i>brebissonii</i> (Kutz.) Cl.	alkf	ind	b		1																		
50	<i>Gomphonema constrictum</i> Ehr.	ind	ind	b				4		1														
51	<i>Gomphonema gracile</i> Ehr.	ind	ind	b	2												1			5				
52	<i>Gomphonema gracile</i> var. <i>lanceolata</i> Kutz.																			1				
53	<i>Gomphonema intricatum</i> var. <i>dichotoma</i> (Kutz.) Grun.	ind	ind	b		3																		
54	<i>Gomphonema lagerheimii</i> A. Cl.		ind	a	1																			
55	<i>Gomphonema longiceps</i> var. <i>montana</i> (Schum.) Cl.	ind	ind	b	1																			
56	<i>Gomphonema longiceps</i> var. <i>montana</i> f. <i>suecica</i>	ind	ind	b	1			1																
57	<i>Gomphonema</i> sp.	ind			1	5	1	2		2					1									
58	<i>Navicula bacillum</i> Ehr.	acf	hb	b																				
59	<i>Navicula laterostrata</i> Hust.	alkf	ind	b																				
60	<i>Navicula radiosa</i> var. <i>tenella</i> (Breb.) Grun.	ind	ind	b	5							1												
61	<i>Neidium dubium</i> (Ehr.) Cl.	ind	ind	b												3								
62	<i>Neidium iridis</i> var. var. (Ehr.) Cl.	acf	b	b																				
63	<i>Neidium</i> sp.																							
64	<i>Neidium affine</i> (Ehr.) Cl.	alkf	ind	b		2				1	13	3			2									
65	<i>Neidium iridis</i> (Ehr.) Cl.	ind	hb	b						2	2													
66	<i>Neidium iridis</i> var. <i>amphigomphus</i> (Ehr.) V. H.	acf	hb	b							9													
67	<i>Neidium productum</i> (W. Sm.) Cl.	acf	ind	b																				
68	<i>Nitzschia</i> sp.	alkf	ind	b		2																		
69	<i>Opephora martyi</i> Herib.	alkf	ind	k																				
70	<i>Pinnularia appendiculata</i> (Ag.) Cl.	ind	ind																					
71	<i>Pinnularia brevicostata</i> Cl.	ind	ind	a																				
72	<i>Pinnularia brevicostata</i> f. <i>cruciata</i> Cl.	ind	ind	a																				
73	<i>Pinnularia dactylus</i> Ehr.	acf	ind	b		3																		
74	<i>Pinnularia distinguenda</i> (Cl.)	alkf	hb	a	1	2																	1	

75	<i>Pinnularia divergentes</i> W. Sm.	acf	hb	a		7	10	16	13	16	1	6	6	4	17	11	29	7	3	4	33	11	10	17	23	7
76	<i>Pinnularia gibba</i> Ehr.	acf	ind	b					12	9	19	2	4	4	4	14	4	8	10	1		4	2			1
77	<i>Pinnularia gibba</i> var. <i>linearis</i> Hust.	acf	ind	b		10	2																			
78	<i>Pinnularia gibba</i> var. <i>subundulata</i> A. Mayer	ind	ind	b			1	1																		
79	<i>Pinnularia hemiptera</i> (Kutz.) Cl.	ind	ind	b																						
80	<i>Pinnularia interrupta</i> W. Sm.	acf	ind	b		6	2	7	5	3	49	62	17	7	5	11	11	11	18	20	7	3	1	1	7	
81	<i>Pinnularia interrupta</i> var. <i>minutissima</i> Hust.	acf	ind	b							1															
82	<i>Pinnularia karelica</i> Cl.	ind	ind	b							1															
83	<i>Pinnularia macilenta</i> (Ehr.) Cl.	acf	ind	b																	12	4	2	3	2	
84	<i>Pinnularia major</i> Kutz. Cl.	ind	ind	b							2	1									7			4		
85	<i>Pinnularia mesolepta</i> (Ehr.) W. Sm.	ind	ind	b											1											
86	<i>Pinnularia mesolepta</i> f. <i>angusta</i> (Cl.)	ind?	ind	b					4	19	32	1	16	8	8	13	24	12	17	8	11	14	5	12	24	
87	<i>Pinnularia microstauron</i> (Ehr.) Cl.	ind	ind	b										1	1	30	27	34	24	26	12	10	5	7	3	
88	<i>Pinnularia rangoonensis</i> (Grun.) Cl.	acf	ind	b																					10	
89	<i>Pinnularia rutnery</i> var. <i>paludosa</i> Hust.	acf	ind	b			2																		7	
90	<i>Pinnularia streptoraphe</i> Cl.	acf	ind	k		1								1												
91	<i>Pinnularia subcapitata</i> Greg.	acf	hb	b												4										
92	<i>Pinnularia viridis</i> (Nitsch.) Ehr.	acf	hb	b		1																				
93	<i>Pinnularia viridis</i> var. <i>fallax</i> Cl.	acf	hb	b				2																		
94	<i>Pinnularia</i> sp.									4					2											
95	<i>Semiorbis hemicyclus</i> (Ehr.) Patr.	acb	hb	a		2	1	2	1	2	2	1	1	1	18	56	53	42	59	33	15	69	55	55	4	7
96	<i>Stauroneis acuta</i> W. Sm.	alkf									2															
97	<i>Stauroneis anseps</i> (Ehr.)	ind	ind	b		1	4	6	7	4	1			4	1	1	1		1	1	4	2	11	5		
98	<i>Stauroneis anseps</i> f. <i>linearis</i> (Ehr.) Cl.	ind	ind	b																						
99	<i>Stauroneis krygery</i> Patrick.	acb	ind	k				1	1	1	7				6		17	11	17	25	20	33	26	12	9	
100	<i>Stauroneis phoenicenteron</i> Ehr.	ind	ind	b		3	5	2	8	2	1	3	11	11	2	6	1	1	7	1	4			1		
101	<i>Stauroneis</i> sp.						1			5																
102	<i>Tabellaria fenestrata</i> (Lyngb.) Kutz.	acf	hb	b		3		6	3				4		24	14	16	26	28	14	2	31	4	11	4	
103	<i>Tabellaria flocculosa</i> (Roth.) Kutz.	acf	hb	b		5	25	27	35	49	33	7	8	14	24	14	16	26	28	14	12	11	16	33	27	20
Итого створок						252	250	251	249	252	251	252	251	250	247	249	251	251	249	249	250	252	251	250	251	254

П р и м е ч а н и е . acf – ацидофилы; acb – ацидобактерии; ind – индифферентны; a – арктоальпийские; b – бореальные; k – космополиты; hb – галофобы; hl – галофилы.

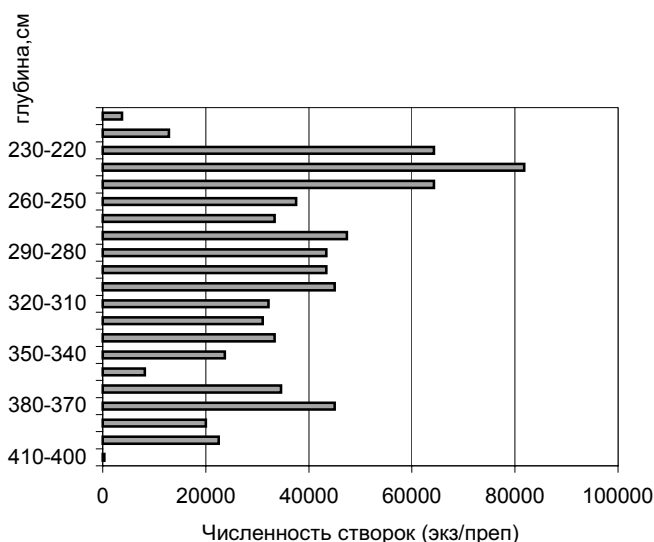


Рис. 4. Численность створок диатомей в донных отложениях разреза «Немино»

Тенденция к развитию процесса закисления озера по диатомовой флоре выявляется на ранних этапах существования его как самостоятельного мелкого водоема, начиная с бореального времени, когда на водоразделах уже была развита растительность и в водоем начали поступать болотные кислые воды, что происходит, вероятно, и сейчас. Об этом свидетельствует низкое видовое разнообразие диатомовой флоры, наличие патологичных форм, указывающих на неблагоприятные условия их существования, полное господство ацидофильных и ацидобионтных ви-

дов. Этот тренд к закислению подтверждают реконструированные по составу диатомовой флоры изменения теоретических значений pH воды. Как видно из полученных данных, процесс закисления водоема в естественных условиях происходит постепенно в течение голоцена.

Таким образом, по изменениям, происходящим в составе диатомовой флоры в толще сапропелей, выделено пять этапов развития водоема и прослежен естественный процесс его динамики от зарождения до начала зарастания.

ЛИТЕРАТУРА

- Давыдова Н. Н. Диатомовые водоросли – индикаторы природных условий водоемов в голоцене. Л., 1985. 243 с.
- Демидов И. Н. Деградация поздневалдайского оледенения в бассейне Онежского озера // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 134–142.
- Диатомовые водоросли СССР. Ископаемые и современные. Т. 1. Л., 1974. 403 с.
- Диатомовые водоросли. Определитель пресноводных водорослей СССР. Вып. 4. М., 1951. 619 с.
- Шелехова Т. С. Этапы развития малых озер северо-западной Карелии в голоцене по данным диатомового анализа (на примере озер горы Нуорунен) // Вопросы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск, 1993. С. 160–181.

- 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.
- Mölder K., Tynni R. Über Finlands rezente und subfossile Diatomeen. I–VII // Bull. Geol. Soc. Finland. 1967. Bull. 39. P. 199–217; 1968. Bull. 40. P. 151–170; 1969. Bull. 41. P. 235–251; 1970. Bull. 42. P. 129–144; 1971. Bull. 43. P. 203–220; 1972. Bull. 44. P. 141–149; 1973. Bull. 45. P. 159–179.
- Tynni R. Über Finlands rezente und subfossile Diatomeen. VIII–XI // Geol. Surv. Finland. 1975. Bull. 274. P. 1–55; 1976. Bull. 284. P. 1–37; 1978. Bull. 296. P. 1–55. 1980. Bull. 312. P. 1–93.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>С. А. Светов, А. И. Светова, Х. Хухма, Т. Н. Назарова.</i> Магматические серии вулканических дуг мезоархейской зоны перехода океан – континент на примере западного обрамления Водлозерского блока. Аспекты геохимической типизации и изотопной характеристики	5
<i>А. И. Слабунов.</i> Мезоархейские метаграувакки майозерской стратотектонической ассоциации Керетского зеленокаменного пояса: петрогеохимия и условия формирования.....	14
<i>О. С. Сибелев, Н. С. Кушкова, П. Н. Анисимов.</i> Тектонометаморфиты зон меланжа Беломорского подвижного пояса (на примере структуры района оз. Коржино)	23
<i>Н. Е. Король.</i> Преобразования основных гранулитов Беломорского подвижного пояса в эклогитоподобные породы.....	37
<i>В. С. Степанов, А. В. Степанова.</i> Ранние палеопротерозойские метагаббро района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс)	55
<i>Н. Н. Трофимов, А. И. Голубев, Н. К. Смирнова.</i> Особенности строения и минерогения Пудожгорского дифференцированного интрузива	72
<i>Л. В. Кулешевич.</i> Эволюция эндогенных режимов формирования золотого оруденения Карелии.....	81
<i>М. Ю. Нилов, С. Н. Юдин, Л. В. Кулешевич.</i> Геологическое строение и геофизические исследования Северной Приграничной площади зеленокаменного пояса Ялонвара – Хатту – Тулос.....	100
<i>Н. Н. Трофимов, В. Н. Сафронов, Г. П. Греченкова.</i> Находка фрагмента древней коры выветривания на Онежско-Ладожском перешейке	121
<i>Б. Н. Клабуков.</i> Возможности петроэлектрики в изучении земной коры Карелии.....	127
<i>Г. Н. Зайцев, В. В. Ковалевский.</i> Влияние структуры и влажности шунгитовых пород на их электрические свойства	135
<i>Г. И. Емельянова, Л. Е. Горленко, В. В. Лунин, Н. Н. Рожкова, А. Янковска.</i> Нетрадиционные методы модифицирования свойств углеродсодержащих материалов	140
<i>В. А. Тимофеева, А. Б. Соловьева, Н. А. Ерина, С. С. Рожков, Н. Ф. Кедрина, Т. С. Зархина, Л. В. Нецадина, Н. Н. Рожкова.</i> Влияние шунгитового наполнителя на структуру и свойства полипропилена	145
<i>О. К. Фомин, А. Д. Хахаев, А. А. Хомиченко.</i> Пиролитическая масс-спектрометрия с поверхностной ионизацией продуктов пиролиза в исследовании проблем миграции органического вещества шунгитоносных пород	155
<i>Г. А. Лебедева, Г. П. Озерова, В. П. Ильина.</i> Стеклокристаллические и керамические материалы на основе горных пород и техногенного минерального сырья Карелии	161
<i>Д. С. Рыбаков.</i> Геологическая классификация факторов экологического риска в регионе Карелия	167
<i>И. Н. Демидов.</i> О максимальной стадии развития Онежского приледникового озера, изменениях его уровня и гляциоизостатическом поднятии побережий в позднеледниковье	171
<i>Н. Б. Лаврова.</i> Некоторые особенности состава спорово-пыльцевых спектров позднеледниковых отложений Олонецкого плато.....	183
<i>Т. С. Шелехова.</i> Диатомовые водоросли – индикаторы естественной ацидофикации малых водоемов Карелии	189

CONTENTS

<i>S. A. Svetov, A. I. Svetova, H. Huhma, T. N. Nazarova.</i> Magmatic series of volcanic arcs in the Mesoarchean ocean-continent transition zone. Examples from the western Vodlozero Block boundary. Aspects of geochemical typization and isotopic characteristics	5
<i>A. I. Slabunov.</i> Mesoarchean graywackes of the Maiozero stratotectonic association in the Keret Greenstone Belt: petrogeochemistry and conditions of formation.....	14
<i>O. S. Sibelev, N. S. Kushkova, P. N. Anisimov.</i> Tectonometamorphic rocks of melange zones. Examples from the Korzha structure, Belomorian Mobile Belt.....	23
<i>N. E. Korol.</i> Alteration of mafic granulites of the Belomorian Mobile Belt to eclogite-like rocks.....	37
<i>V. S. Stepanov, A. V. Stepanova.</i> Early Proterozoic metagabbro from the Gridino area, Belomorian Mobile Belt.....	55
<i>N. N. Trofimov, A. I. Golubev, N. K. Smirnova.</i> Structural characteristics and minerageny of the Pudozhgora differentiated intrusive.....	72
<i>L. V. Kuleshevich.</i> Evolution of the endogenous regimes of formation of gold mineralization in Karelia	81
<i>M. Y. Nilov, S. N. Yudin, L. V. Kuleshevich.</i> Geological structure and geophysical study of the northern border area of the Jalonvaara-Hattu-Tuulos Greenstone Belt.....	100
<i>N. N. Trofimov, V. N. Safronov, G. P. Grechenkova.</i> Fragment of an old crust of weathering found on the Onega-Ladoga Isthmus	121
<i>B. N. Klabukov.</i> The potential of petroelectrics in the study of Karelia's earth crust.....	127
<i>G. N. Zaitsev, V. V. Kovalevsky.</i> The effect of the structure and moisture content of shungite rocks on their electrical properties.....	135
<i>G. I. Yemelyanova, L. E. Gorlenko, V. V. Lunin, N. N. Rozhkova, A. Jankovska.</i> Nonconventional methods for modification of the properties of carbonaceous materials	140
<i>V. A. Timofeyeva, A. B. Solovyova, N. A. Yerina, S. S. Rozhkov, N. F. Kedrina, T. S. Zarkhina, L. V. Neshchadina, N. N. Rozhkova.</i> The effect of a shungite filler on the structure and properties of polypropylene.....	145
<i>O. K. Fomin, A. D. Khakhaev, A. A. Khomichenko.</i> Pyrolytic mess-spectrometry with surface ionization of pyrolysis products in the study of the migration of the organic matter of shungite-bearing rocks	155
<i>G. A. Lebedeva, G. P. Ozerova, V. P. Ilyina.</i> Vitrocrystalline and ceramic materials based on Karelian rocks and technogenic mineral products.....	161
<i>D. S. Rybakov.</i> Geological classification of environmental risk factors in the Karelian region.....	167
<i>I. N. Demidov.</i> On the maximum stage in the evolution of periglacial Lake Onega, variations in its water level and glacioisostatic coastal uplifts in Late Glacial time	171
<i>N. B. Lavrova.</i> Some compositional characteristics of the pollen-and-spore spectra of Late Glacial deposits on the Olonets Plateau	183
<i>T. S. Shelekhova.</i> Diatoms as indicators of the natural acidification of small water bodies in Karelia.....	189

РЕФЕРАТЫ

УДК 550.42: 552.313: 551.71 (470.22)

Магматические серии вулканических дуг мезоархейской зоны перехода океан – континент на примере западного обрамления Водлозерского блока. Аспекты геохимической типизации и изотопной характеристики. Светов С. А., Светова А. И., Хухма Х., Назарова Т. Н. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. С. 5–13: ил. 3, табл. 2. Библиогр. 33 назв.

В статье приводится уточненная геохимическая классификация вулканитов андезитового ряда двух временных уровней (3,05–2,90 и 2,90–2,80 млрд лет), выявленных в пределах Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. К установленным ранее специфическим ассоциациям вулканитов и субвулканитов базальт-андезит-дацит-риолитового (БАДР), андезит-дацит-риолитового (АДР), адакитового, толеитового ряда выявлены серии высоко-Mg андезитов, высоко-Nb базальтов и андезитов коматитового ряда. Все рассмотренные серии представляют собой единый породный ансамбль, характеризующий различные фазы эволюционного развития мезоархейской конвергентной межплитной зоны перехода «протоокеан – протоконтинент (Водлозерский блок)». На основе прецизионной геохимической характеристики сформулированы классификационные параметры, позволяющие проводить сериальное расчленение андезитовых ассоциаций в пределах транзитали.

A more accurate geochemical classification of andesite-series volcanics of two time levels (3.05–2.90 and 2.90–2.80 Ga), distinguished in the Vedlozero-Segozero Greenstone Belt, is presented. In addition to the distinctive basalt-andesite-dacite-rhyolite- (BADR), andesite-dacite-rhyolite- (ADR), adakite- and tholeiite-series volcanic and subvolcanic associations revealed earlier, komatiite-series high-Mg andesites, high-Nb basalts and andesites were identified. All the series discussed form an integral rock ensemble that characterizes phases in the Mesoarchean convergent interplate protoocean-protocontinent transition zone (Vodlozero Block). Based on precision geochemical characteristics, the authors have formulated classification parameters to subdivide andesite associations into series in the transition zone.

УДК 550.4: 552.4+551.71 (470.22)

Мезоархейские метаграувакки майозерской стратотектонической ассоциации Керетского зеленокаменного пояса: петрогеохимия и условия формирования. Слабунов А. И. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. С. 14–22: ил. 6, табл. 1. Библиогр. 29 назв.

В статье рассматриваются петрогеохимические особенности мезоархейских парагнейсов майозерской стратотек-

тонической ассоциации (СТА) Керетского зеленокаменного пояса и делаются на этом основании выводы о геодинамической обстановке их формирования. Совокупность представленных и уже опубликованных данных позволяет сделать заключение о том, что изученные парагнейсы являются метаморфизованными граувакками, которые образовались за счет разрушения средне-кислых вулканитов хаттомозерской СТА, базитов и ультрабазитов майозерской СТА; ассоциация майозерских вулканитов и граувакк формировалась во фронтальной части энсиматической вулканической дуги, возможно, субсинхронно с островодужными вулканитами дифференцированной андезибазальт-андезит-дацитовой ассоциации хаттомозерской СТА.

The petrogeochemical characteristics of the Mesoarchean paragneisses of the Maiozero stratotectonic association (STA) in the Keret Greenstone Belt are discussed and their geodynamic environment is inferred. Based on the data presented and earlier evidence, the conclusion is drawn that the paragneisses studied are metamorphosed graywackes that formed by destruction of intermediate to felsic volcanics of the Hattomozero STA and basic and ultrabasic rocks of the Maiozero STA; the Maiozero volcanic rock-graywacke association was formed in the frontal part of an ensimatic volcanic arc, presumably almost simultaneously with island-arc volcanics of the differentiated andesite-basalt-andesite-dacite association of the Hattomozero STA.

УДК 551.243 (470.22)

Тектонометаморфиты зон меланжа Беломорского подвижного пояса (на примере структуры района оз. Коржино). Сибелев О. С., Кушкова Н. С., Анисимов П. Н. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. С. 23–36: ил. 6, табл. 5. Библиогр. 28 назв.

На основе детального картирования рассматривается геологическое строение фрагмента зоны тектонического меланжа, особенности ее вещественного наполнения, структурного развития и метаморфизма. Установлено пологое, надвигового типа, залегание, с характерным для подобных зон, сдвиговым стилем деформаций. Траектория транспорта толщ – ЮЮЗ. Обломочная гетерогенная часть зоны представлена различными амфиболитами, апоандезитами, мраморами, глиноземистыми и другими гнейсами, метаморфизованными в условиях до Т 689 °С и Р 8,6 кбар, что ниже уровня метаморфизма матрикса (Т в среднем – 700–800 °С и Р – до 11,8 кбар), представленного тектонометаморфитами. Тектонометаморфиты представляют собой синтетектонические мигматиты, окаймляющие линзы и обломки пород матрикса. Они формировались при интенсивных тектонических движениях по неоднородному субстрату и под воздействием мощного, неравновесного флюидного потока и кислого мигматизирующего расплава.

Based on detailed mapping, the geological structure, mineralogical composition, structural evolution and metamorphism of a fragment of a tectonic melange zone are discussed. Gentle, overthrust-type bedding with a shear deformation style, typical of such zones, was recognized. The units were transported SSW. The heterogeneous elastic portion of the zone consists of amphibolites, apandesites, marbles, alumina and other gneisses metamorphosed at a temperature of 689 °C and a pressure of 8,6 kbar, which is lower than the metamorphic grade of the matrix (average temperatures of 700–800 °C and pressures of up to 11,8 kbar) composed of tectonometamorphic rocks. The latter are syntectonic migmatites that rim lenses and fragments of matrix rocks. They were formed by intense tectonic movement after heterogeneous substrate and were affected by vigorous non-equilibrium fluid flow and felsic migmatizing melt.

УДК 552: 552.163: 552.18: 552.4 (470.22)

Преобразования основных гранулитов Беломорского подвижного пояса в эклогитоподобные породы. Коль Н. Е. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. С. 37–54: ил. 15, табл. 8. Библиогр. 11 назв.

В районах оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро, оз. Керчуг, п-ова Поньгомнаволоок – губы Поньгомы Белого моря, полуостровов Вичаны и Мундиннаволоок оз. Кереть, в пределах которых развиты ГЭЧ комплексы [1–4] БПП, изучены геолого-петрологические особенности преобразований основных гранулитов в эклогитоподобные породы. Диафорические превращения ОГ в СР и в ЕКЛ осуществляются в условиях метаморфизма беломорского типа кянитовой (амфиболитовой) и (или) кянит-мусковитовой (эпидот-амфиболитовой) фаций, что связывается с коллизионным этапом развития БПП. Кроме того, образование метасоматических эклогитоподобных пород может происходить в условиях гранулитовой фации и последней – переходящей в амфиболитовую, что изучено на полуостровах Вичаны и Мундиннаволоок оз. Кереть в ГЭЧ комплексе [3]. Исследованы и проанализированы последовательность, типы и характер, сходство и отличие метаморфических и метасоматических процессов, приводящих к последовательному двустадийному переходу основных гранулитов в клинопироксен-плагиоклазовые и далее – в эклогитоподобные породы.

The geological and petrological pattern of alteration of mafic granulites to eclogite-like rocks was studied in the Lake Notozero-Lake Kovdozero area, on the Pongomnavolok Peninsula, in Pongoma Bay of the White Sea and on the Vichany and Mundinnavolok Peninsulas on Lake Keret, where GEC-complexes [1–4] of BMB occur. Diaphthoric alterations of OG to CP and EKL took place under Belomorian-type kyanite (amphibolite) and/or kyanite-muscovite (epidote-amphibolite)-facies conditions, which is attributed to a collision stage in the evolution of BMB. Furthermore, studies, conducted on the Vichany and Mundinnavolok Peninsulas of Lake Keret in the GEC-complex, have shown that metasomatic eclogite-like rocks can be formed under granulite-facies conditions that pass into amphibolite-facies [3]. The sequence, types, pattern, similarity and difference of metamorphic and metasomatic processes that result in the consecutive two-stage transition of mafic granulites to clinopyroxene-plagioclase and farther to eclogite-like rocks.

УДК 552.3: 552.11 (470.22)

Ранние палеопротерозойские метагаббро района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс). Степа-

нов В. С., Степанова А. В. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. С. 55–71: ил. 11, табл. 2. Библиогр. 13 назв.

В статье рассмотрены вопросы геологии, петрографии и геохимии ранних палеопротерозойских метагабброидов, формирующих рои даек в пределах Гридинского дайкового поля (район с. Гридино, Западное Беломорье). Приведенные данные, полученные в результате работ последних лет, позволяют выделить среди мафических комплексов Беломорского подвижного пояса новую группу пород, сформированную в относительно узком и слабо изученном временном интервале 2,50–2,43 млрд лет.

The geology, petrography and geochemistry of the Early Proterozoic metagabbroids that form dyke swarms in the Gridino dyke field (Gridino area, western White Sea region) is discussed. Based on the data, obtained in the past few years, a new group of rocks, formed over a relatively narrow and poorly understood time interval of 2,50–4,43 Ga, is distinguished in the mafic complexes of the Belomorian Mobile Belt.

УДК 552.312+549.02 (470.22)

Особенности строения и минерогенеза Пудожгорского дифференцированного интрузива. Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Смирнова Н. К. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. С. 72–80: ил. 3, табл. 7. Библиогр.

Рассматривается дифференцированное строение Пудожгорского интрузива кварцевых габбро-долеритов, подразделяемого на три горизонта – подрудный, рудный и надрудный. Приведен химический состав пород дифференциатов и состав слагающих их первичных минеральных парагенезисов – авгита и плагиоклаза. По их составу устанавливается скрытая расслоенность. Намечаются различия в составе авгита по простиранию интрузива. Особенности строения рудного титаномагнетитового горизонта иллюстрированы серией фотографий.

The authors discuss the differentiated structure of the Pudozhgora quartz gabbro-dolerite intrusive, which is subdivided into three horizons: sub-ore, ore and above-ore. The chemical composition of differentiate rocks and the composition of their constituent primary parageneses, augite and plagioclase, presented in the paper indicate latent stratification. The augite varies in composition along the strike of the intrusive. A series of photographs shows the structural characteristics of a titanomagnetite horizon.

УДК 553.26: 553.41 (470.22)

Эволюция эндогенных режимов формирования золотого оруденения Карелии. Кулешевич Л. В. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. С. 81–99: ил. 1, табл. 2. Библиогр. 101 назв.

Золотое оруденение в зеленокаменных поясах Карелии сформировалось в позднеархейскую (2,7–2,6 млрд лет) и протерозойскую (1,86–1,8 млрд лет) орогенические эпохи эндогенного рудообразования, сопоставимые с мировыми орогеническими событиями образования наиболее крупных месторождений золота в докембрийских щитах Земли. Геодинамическая позиция орогенических золоторудных месторождений и проявлений Карелии, так же как и в других регионах мира, связана с эволюцией геологических структур над зонами субдукции и обусловлена формированием сдвиговых зон в результате коллизии. На аккреции

онной стадии развития в связи с вулканическими процессами формируются месторождения колчеданного семейства. На коллизионной стадии образуются золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые месторождения и проявления, ассоциирующие с гранитоидами и порфировым дайковым комплексом, золото-сульфидные и золото-сульфидно-кварцевые – в зонах сдвиговых деформаций и метасоматоза, локализующиеся в различных породах.

К первичным факторам, контролирующим рудную минерализацию, могут быть отнесены литологические горизонты колчеданных руд, сульфидсодержащие углеродистые толщи, кварциты, туфогенно-осадочные породы, обогащенные карбонатом и сульфидной вкрапленностью. К вторичным факторам, обеспечивающим локализацию золота, относятся зоны расщепления на контактах даек и гранитных тел и непосредственно в них, а также зоны упруго-пластичных деформаций, сопровождающиеся низко-, среднетемпературными метасоматитами и жилами, как в участках с первичным сингенетичным его накоплением, так и в различных породах.

Gold mineralization in Karelian greenstone belts was formed during the Late Archean (2,7–2,6 Ga) and Proterozoic (1,86–1,8 Ga) orogenic epochs of endogenous ore formation, correlatable with global orogenic events – the formation of the biggest gold deposits on the Earth's Precambrian shields. The geodynamic position of orogenic gold deposits and occurrences in Karelia and other regions of the world is related to the evolution of geological structures above subduction zones, and is due to the formation of shear zones as a result of collision. At the accretion stage of evolution, a pyrite family of deposits is formed in connection with volcanic processes. At the collision stage, gold-quartz and gold-sulphide-quartz deposits, associated with granitoids and a porphyric dyke complex, are formed, and gold-sulphide and gold-sulphide-quartz deposits develop in zones of shear strain and metasomatism located in various rocks.

The primary factors that control ore mineralization are lithological pyrite ore horizons, sulphide-bearing carbonaceous units, quartzites and tuffaceous-sedimentary rocks enriched in carbonate and sulphide dissemination. Secondary factors that contribute to gold localization are schistosity zones at the contacts of dykes and granite bodies and directly in them and zones of resilient-ductile deformations accompanied by low- to medium-temperature metasomatic rocks and veins in primary syngenetic accumulation patches and in various rocks.

УДК 550.8+550.3 (470.22)

Геологическое строение и геофизические исследования Северной Приграничной площади зеленокаменного пояса Ялонвара – Хатту – Тулос. Нилов М. Ю., Юдин С. Н., Кулешевич Л. В. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. С. 100–120: ил. 6, табл. 3. Библиогр.

На территории западной Карелии в северной приграничной площади зеленокаменного пояса Ялонвара – Хатту – Тулос (участок Приграничный Северный) работами КГЭ прослежено продолжение зеленокаменного пояса Хатту. Выделены диорит-тоналитовый и гранодиоритовый комплексы, по своим петрохимическим характеристикам близкие комплексам Куйттила и Вилуваара, благоприятные для обнаружения золота. К подобному типу отнесен массив Кадилампи со штокерковой сульфид-кварцевой зоной с молибденитовой и золото-сульфидной минерализацией. От оз. Кайдолампи, участков Кадилампи, Горное, Солуха до оз. Куслокки выделена субмеридиональная

шир-зона Кадилампи – Куслокки, в которой развиты зоны изменений с золото-редкометалльной минерализацией в гранитоидах и совмещенные щелочные и кислотные метасоматиты с магнетитом, сульфидной вкрапленностью и золотом во вмещающих толщах. К дайкам протерозойских габбро-долеритов и калиевых щелочных метасоматитов приурочены наиболее интенсивные магнитные аномалии, обусловленные титаномagnetитовой и magnetитовой минерализацией.

An extension of the Hattu Greenstone Belt was traced in West Karelia near the boundary of the Jalonvaara-Hattu-Tuulos Greenstone Belt (Prigranichny Severny prospect) by the Karelian Geological Survey. Diorite-tonalite and granodiorite complexes that are similar in petrochemical characteristics to the Kuittila and Viluvaara complexes and are likely to contain gold were identified. An example of this type is the Kadilampi massif with a stockwork sulphide-quartz zone that hosts gold-sulphide mineralization. A near-N-S-striking shear zone, named Kadilampi-Kuslokki, which extends from Lake Kaidolampi and the Kadilampi, Gornoye and Solukha to Lake Kuslokki, was revealed. Alteration zones with gold-rare metal mineralization in granitoids and combined alkaline and felsic metasomatic rocks with magnetite, sulphide dissemination and gold in host units are widespread in the shear zone. Restricted to Proterozoic gabbro-dolerite and potassic alkaline metasomatic rock dykes are the most intense magnetic anomalies triggered by titanomagnetite and magnetite mineralization.

УДК 551.311.231: 551.55 (470.22)

Находка фрагмента древней коры выветривания на Онежско-Ладожском перешейке. Трофимов Н. Н., Сафронov В. Н., Греченкова Г. П. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. С. 121–126: ил. 5, табл. 3. Библиогр. 7 назв.

На склоне крупной Вохтозерской аккумулятивной возвышенности в толще флювиогляциальных отложений обнаружен погребенный пласт древней коры выветривания. Определен ее химический и минеральный состав. Реконструирован путь перемещения ледником фрагмента древней коры выветривания и условия его консервации в водно-ледниковых отложениях. Высказано предположение, что это кора линейного типа на карбонатных породах, имеющая возраст венд или ранний фанерозой.

A buried bed of an old crust of weathering was found on the slope of the big Vokhtzero aggradation hill. Its chemical and mineral compositions were analysed. The path of glacial transport of a fragment of the crust of weathering and its conservation conditions in aqueo-glacial deposits were reconstructed. The fragment is assumed to be a Vendian or Early Phanerozoic linear-type crust formed on carbonate rocks.

УДК 550.83: 550.372 (470.22)

Возможности петроэлектрики в изучении земной коры Карелии. Клабуков Б. Н. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. С. 127–134: ил. 1, табл. 6. Библиогр. 23 назв.

Приводятся удельные электрические характеристики выведенных на поверхность современного эрозионного среза докембрийских пород. Исследуемый материал приведен к одинаковому стандарту, позволяющим сопоставлять данные, полученные с привлечением различных технологий. Электрические характеристики вещества земной коры изу-

ченны для трех геоструктур I-го порядка, возраст консолидации древнего фундамента которых различен. Показано, что фоновая проводимость земной коры характерна для блоковых структур и определяется в основном электрическим сопротивлением пород гранит-гранодиоритовой группы. Аномалии электропроводности земной коры Карелии встречаются как в блоковых, так и в линейных структурах, но природа проводимости их разная. Если электропроводность линейных структур, как правило, связана с электропроводящими минералами, то в блоковых структурах мы имеем дело с электронной и флюидной проводимостью.

The specific electrical characteristics of Precambrian rocks, exposed on the present erosion surface, are described. The material studied is standardized to compare data obtained by various technologies. The electrical characteristics of crustal matter were studied for three first-order geosstructures that differ in old basement consolidation age. It has been shown that the background conductivity of the earth crust is characteristic of block structures and depends chiefly on the electrical resistance of rocks from a granite-granodiorite group. Anomalies in the electrical conductivity of the earth crust in Karelia are encountered in both block and linear structures, but they differ in the nature of conductivity. The electrical conductivity of linear structures is commonly connected with electron-conductive minerals, whereas in block structures we deal with electron and fluid conductivity.

УДК 553.98 (470.22)

Влияние структуры и влажности шунгитовых пород на их электрические свойства. Зайцев Г. Н., Ковалевский В. В. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. С. 135–139; ил. 3, табл. 1. Библиогр. 12 назв.

Проведено электрофизическое исследование шунгитовых пород, характеризующихся различными текстурно-структурными особенностями. Выявлено, что электрическая проводимость определяется микроструктурой и изменяется в определенных пределах для каждого конкретного образца: минимальные значения связаны с брекчированностью породы, а максимальные – соответствуют наиболее однородным областям и обусловлены распределением и проводимостью углерода. Предложен «коэффициент анизотропии проводимости», количественно отражающий текстурно-структурную анизотропию образцов и равный отношению максимального значения электрической проводимости к минимальному. Осуществлены модельные эксперименты по контролируемому увлажнению шунгитовых пород.

The electrophysical study of shungite rocks, differing in textural and structural characteristics, was carried out. Electrical conductivity was found to depend on microstructure and to vary over a certain range for each sample: minimum values are connected with rock brecciation and maximum values correspond to the more homogeneous zones and are due to the distribution and conductivity of carbon. The "coefficient of conductivity anisotropy", which shows quantitatively the textural and structural anisotropy of samples and is equal to the maximum to minimum electrical conductivity ratio, is proposed. Model experiments on controlled moistening of shungite rocks were conducted.

УДК 541.124: 542.943.5

Нетрадиционные методы модифицирования свойств углеродсодержащих материалов. Емельянова Г. И., Гор-

ленко Л. Е., Лунин В. В., Рожкова Н. Н., Янковская А. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. С. 140–144; ил. 6, табл. 4. Библиогр. 13 назв.

С целью управления процессом при создании углеродных материалов с заранее заданными свойствами для использования их в качестве адсорбентов, катализаторов и наполнителей углеродсодержащие материалы (УМ) подвергаются предварительной активации, что приводит к модификации их функциональных свойств: достигается увеличение пористости, площади удельной поверхности, изменяется состав поверхностных функциональных групп. В работе показаны результаты применения нетрадиционных методов модифицирования, таких как низкотемпературное озонирование, действие кислородной и инертной плазмы тлеющего разряда, ВЧ- и СВЧ-разрядов и ультразвука. Изучены синтетические УМ, в том числе карбонизованные и активированные углеродные волокна, ленты углеродные на основе полиакрилонитрила, активированные угли из сахарозы, бурые угли, коксы и карельские шунгиты. Для выяснения основных закономерностей и интерпретации экспериментальных результатов были использованы методы: кинетический, адсорбционный, химического анализа кислотных групп на поверхности, методы ИК- и ЭПР-спектроскопии, просвечивающей электронной микроскопии.

To control the production of carbonaceous materials with preset properties to be used as adsorbents, catalysts and fillers, carbonaceous materials (CM) are pre-activated. As a result, their functional properties are modified: porosity and specific surface area increase and the composition of functional groups changes. The authors have shown the results of the use of non-conventional modification methods, such as low temperature ozonizing, the effect of the oxygen and inert plasma of a decaying charge, HF- and SHF-charges and ultrasound. Synthetic CM, such as carbonized and activated carbon fibres, polyacrylonitrile-based carbon ribbons, activated coals produced from sucrose, brown coal, coke and Karelian shungites. To interpret experimental results, the following methods were used: the kinetic method, the adsorption method, the method for analysing acid groups on the surface, IR- and EPR-spectroscopy methods and X-ray electron microscopy.

УДК 541.64: 539.3

Влияние шунгитового наполнителя на структуру и свойства полипропилена. Тимофеева В. А., Соловьева А. Б., Ерина Н. А., Рожков С. С., Кедрин Н. Ф., Зархина Т. С., Нецадина Л. В., Рожкова Н. Н. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. С. 145–154; ил. 13, табл. 4. Библиогр. 34 назв.

Исследовано влияние шунгитовых наполнителей (ШН), получаемых при измельчении шунгитовых пород с содержанием углерода от 98 до 2,5%, на физико-механические и электрофизические свойства композиций на основе полипропилена (ПП). С помощью атомно-силовой микроскопии (АСМ) определены структурные изменения, происходящие в матрице ПП на субмикронных масштабах. Обнаружена взаимосвязь модуля упругости и предела текучести композиций, а также электрофизических параметров композиций ПП – ШН с изменениями структурной организации полимерной матрицы (размерами сферолитов, степенью кристалличности) при изменении объемной доли ШН. В частности, с увеличением содержания ШН до ~40 об.% проис-

ходил рост модуля упругости (в 3–4 раза) и удельной электропроводности (на 5–15 порядков). При этом наблюдалось увеличение степени кристалличности на 15–20% и уменьшение размера сферолитов от 80 до 2–10 мкм. Показано, что введение в ПП порошкообразных шунгитов позволяет получать электропроводящие композиции со значениями удельной электропроводности σ_{dc} до $\sim 10^{-2}$ (Ом·см)⁻¹, а также увеличить адгезию композиций ПП – ППН к внешним субстратам. Значения данных показателей зависят от типа вводимого ППН.

The effect of shungite fillers (SF), produced by grinding shungite rocks that contain 98 to 2,5% carbon, on the physico-mechanical and electrophysical properties of polypropylene (PP)-based compositions. Using atomic power microscopy (APM), structural changes that occur on a submicron scale in the matrix of PP were assessed. It has been found that the modulus of elasticity is related to the flowability limit of the compositions, and the electrophysical parameters of PP-SF compositions are related to changes in the structural pattern of the polymer matrix (the sizes of spherulites, the extent of crystallinity) that occur with a change in the bulk share of SF. For example, as SF content increased to ca. 40 vol.%, the modulus of elasticity rose 3–4 times and specific electrical conductivity by 5–15 orders of magnitude, the extent of crystallinity being observed to rise by 15–20% and the size of spherulites to diminish from 80 to 2–10 μm . It has been shown that addition of powder-like shungites to PP helps produce electroconductive compositions with specific electrical conductivity values σ_{dc} of up to $\sim 10^{-2}$ (ohm · cm)⁻¹ and increase the adhesion of PP-SF compositions to external substrates. The values of the above indices depend on the type of SF added.

УДК 537.58; 543: 553; 543.824.2

Пиролитическая масс-спектрометрия с поверхностной ионизацией продуктов пиролиза в исследовании проблем миграции органического вещества шунгитовых пород. Фомин О. К., Хахаев А. Д., Хомиченко А. А. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. С. 155–160: табл. 1. Библиогр. 6 назв.

В работе сделана попытка применить пиролитическую масс-спектрометрию с использованием поверхностной ионизации для регистрации продуктов пиролиза в момент их выделения. Этот метод обладает высокой чувствительностью регистрации частиц (молекул, радикалов), потенциалы ионизации которых ≤ 8 эВ. Как следствие последнего свойства, метод достаточно селективен и позволяет в определенных условиях регистрировать индивидуальные органические соединения или группы соединений в сложных органических смесях, что в нашем случае очень важно, так как это освобождает от необходимости предварительной химической обработки образцов, которая сопряжена с внесением мешающих примесей. Удалось показать, что в антраксолитах сохранились следы ОВ, причем его природа зависит от миграционных процессов, в которых участвовало протовещество. Там, где миграция проходила в мягких условиях, сохранилась генетическая связь ОВ антраксолита с ОВ материнской породы. Идентифицировано два типа ОВ в шунгитах: углеводороды и малые примеси протовещества неопределенной химической природы.

An attempt is made to apply pyrolytic mass-spectrometry, using surface ionization to detect the products of pyrolysis as they are released. This method has a high registration sensitivity of particles (molecules, radicals) with an ionization poten-

tial of ≤ 8 eV. As a consequence of the latter property, the method is selective enough and can be used under certain conditions to detect individual organic compounds or groups of compounds in complex organic mixtures – an important feature in our case because no preliminary chemical treatment of samples, which may result in the penetration of alien impurities, is needed. The authors have shown that anthraxolites exhibit traces of organic matter (OM), its nature being dependent on migration processes in which protomatter was involved. Where migration occurred under mild conditions, the OM of anthraxolite retained its genetic relation to that of parent rock. Two types of OM, hydrocarbons and minor protomatter impurities of uncertain chemical nature, were identified in shungites.

УДК 666.885+666.32/36: 691.214

Стеклокристаллические и керамические материалы на основе горных пород и техногенного минерального сырья Карелии. Лебедева Г. А., Озерова Г. П., Ильина В. П. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. С. 161–166: табл. 4. Библиогр. 16 назв.

Проведены геолого-технологические исследования природного и техногенного неметаллического сырья Карелии с целью определения возможных областей использования. Показано, что исследованное сырье является перспективным для изготовления стеклокристаллических и керамических материалов, которые могут найти применение в различных отраслях промышленности.

Geological and technological studies of natural and artificially produced nonmetallic raw materials from Karelia were conducted to delineate fields of their possible use. It has been shown that the raw materials studied are prospective for the production of vitrocrySTALLINE and ceramic materials that can be used in various industries.

УДК 502.52 (470.22)

Геологическая классификация факторов экологического риска в регионе Карелии. Рыбаков Д. С. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. С. 167–170: табл. 1. Библиогр. 14 назв.

Впервые для территории Карелии предложена геологическая классификация факторов экологического риска. Последние могут иметь как природное, так и техногенное происхождение, оказывая влияние на оцениваемые параметры окружающей среды и состояния живых организмов. В соответствии с представлениями об экологических функциях литосферы, выделены геохимическая, геофизическая, геодинамическая и ресурсная группы факторов риска. Наибольшее значение в регионе имеют геохимическая и геофизическая группы. С ними связаны геодинамические и ресурсные факторы. При суммировании техногенного и природного воздействия изменение параметров окружающей среды может значительно возрасти, что необходимо учитывать в ходе работ по оценке экологических рисков.

The first geological classification of environmental risk factors is proposed for Karelia. Risks of both natural and artificial origin affect the environmental parameters assessed and the state of living organisms. Based on our knowledge of the environmental functions of the lithosphere, risk factors are split up into geochemical, geophysical, geodynamic and resource groups. Connected with them are geodynamic and resource

factors. When artificially-induced and natural impacts are combined, greater changes in environmental parameters may occur, which should be considered in evaluation of environmental risks.

УДК 551.332.56: 551.334 (282.247.11)

О максимальной стадии развития Онежского приледникового озера, изменениях его уровня и гляциоизостатическом поднятии побережий в позднеледниковье. Демидов И. Н. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. С. 171–182; ил. 4. Библиогр. 37 назв.

На основе комплексного изучения и датирования береговых и донных образований Онежского озера предложена модель развития Онежского приледникового озера (ОПО) и гляциоизостатического поднятия земной коры в пределах его бассейна в позднеледниковье и раннем голоцене. ОПО достигло максимальных размеров около 11 400 (по C^{14}) лет назад. Около 11 300 лет назад последовательно открываются новые пороги стока в Беломорскую котловину и в Ладогу через р. Видлицу, что вызывает падение уровня водоема примерно на 20 м. Следующая масштабная регрессия связана с повторным открытием стока по р. Свири около 10 300 лет назад. Регрессия сменяется трансгрессией, связанной с активизацией гляциоизостатического поднятия северных побережий озера 9800–9700 лет назад, а также с общим потеплением климата и оползневыми процессами в районе порога стока в долине р. Свири. Градиент перекаса котловины на 100 км составлял 11 300 лет назад 30 м, 10 300 лет назад – 25–27 м, 9600 лет назад – 18 м.

Based on the integrated study and dating of coastal and bottom deposits of Lake Onega, a model of the evolution of periglacial Lake Onega (PLO) and the glacioisostatic uplift of the earth crust within the lake basin and Late Glacial and Early Holocene times. PLO had reached its maximum size about 11 400 years ago, as shown by C^{14} -dating. About 11 300 y.a. new lake thresholds to the White Sea basin and Lake Ladoga via the River Vidlitsa were opened consecutively. As a result, the water level of Lake Onega dropped by about 20 m. The next large-scale regression was brought about by re-opening runoff along the River Svir ca. 10 300 y.a. Regression was followed by transgression connected with the active uplifting of the northern lakeshore 9 800–9 700 y.a., a general warming of the climate and landslide processes in the lake threshold area in the Svir River valley. The gradient of distortion of the lake basin by 100 km was 30 m 11 300 y.a., 25–27 m 10 300 y.a. and 18 m 9600 y.a.

УДК 902.672 (470.22)

Некоторые особенности состава спорово-пыльцевых спектров позднеледниковых отложений Олонецкого плато. Лаврова Н. Б. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. С. 183–188; ил. 5. Библиогр. 9 назв.

Данные, полученные в результате палинологического анализа разрезов позднеледниковых отложений Олонецкого плато, характеризуют особенности спорово-пыльцевых спектров и показывают, что они схожи по составу и изменениям кривых основных компонентов спектров, а некоторые особенности обусловлены влиянием локальной растительности. Наиболее значительные отличия, выявленные в палиноспектрах СПД донных отложений оз. Четырехверстного, связаны с положением разреза в области распространения средневалдайских подморенных межледниковых отложений.

Data, obtained by palynological analysis of the section of Late Glacial deposits on the Olonets Plateau, throw light on the characteristics of spore and pollen spectra and show that they are similar in composition and variations in the curves of major spectrum constituents, and some characteristics are due to the effect of local vegetation. The most considerable differences, revealed in the palynological spectra of the PSD of bottom sediments from Lake Chetyrekhverstnoye are associated with the position of the section in the area formed by Middle Valdai submorainic Interglacial deposits.

УДК 561.26 (470.22)

Диатомовые водоросли – индикаторы естественной ацидофикации малых водоемов Карелии. Шелехова Т. С. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. С. 189–196; ил. 4, табл. 2. Библиогр. 8 назв.

На основе анализа диатомовой флоры донных отложений из малого безымянного озера показана тенденция к закислению воды в озере, начиная с бореального времени. Выделены виды-индикаторы ацидофикации вод. Результаты диатомового анализа выявили пять этапов развития водоема в голоцене.

Analysis of the diatom flora of bottom sediments from a minor nameless lake has shown a tendency for water acidification, which started in Boreal time. Species, indicative of water acidification, were identified. Based on analytical results, the Holocene evolution of the lake was subdivided into five stages.

Научное издание

**ГЕОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
КАРЕЛИИ**

Выпуск 9

*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 00.00.06г. Формат 60x84¹/₈. Гарнитура Times.
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 23,2. Усл. печ. л. 23,7. Тираж 300 экз. Изд. № 00. Заказ № 000.

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
Петрозаводск, пр.А.Невского, 50