

---

---

# Геология и полезные ископаемые Карелии

6

ПЕТРОЗАВОДСК 2003

КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ



**ГЕОЛОГИЯ  
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ  
КАРЕЛИИ**

**Выпуск 6**

**Ответственные редакторы:  
А. И. Голубев, М. М. Филиппов**

ПЕТРОЗАВОДСК  
2003

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

*А. И. Голубев* (председатель), *О. И. Володичев*, *В. Я. Горьковец*, *И. Н. Демидов*,  
*В. В. Ковалевский*, *В. Н. Кожевников*, *А. П. Светов*, *А. И. Слабунов* (зам. председателя),  
*М. М. Филиппов*, *Н. В. Шаров*, *В. В. Щипцов*, *Н. К. Смирнова* (секретарь)

Рецензент М. М. Стенарь

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

## КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ РЕПЕРНЫЕ УРОВНИ В ВЕРХНЕАРХЕЙСКОМ ХАУТАВААРО-КОЙКАРСКОМ СТРАТОТИПЕ\*

В общей стратиграфической шкале нижнего докембрия России, утвержденной МСК в 2001 г., в верхнем архее в лопийской эоноте в качестве стратотипа средней эратемы утверждена хаутаваарская серия Карелии в геохронологических рубежах 3000–2800 млн. лет с нижней границей в  $2995 \pm 20$  млн. лет (Сергеев, 1989; Общие вопросы..., 2000). Опорный разрез Хаутавааро-Койкарского полигона, мощностью 6 км, детально описан по свитам и сопровожден геологическими схемами в монографии «Стратиграфия докембрия Карелии...» (1992).

В работе приведены новые данные, полученные при системном анализе и латеральном изучении типовых (маркерных) породных ассоциаций для различных свит и их непосредственных границ в пределах доменов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Основой исследования стало переосмысление максимально сохраненного разреза Хаутаваарской структуры (с привлечением дополнительных материалов по Койкарскому зеленокаменному домену). В качестве базовой геодинамической эволюционной модели формирования пояса принимается концепция эволюции межмикроплитной конвергентной зоны (Светова, Светов, 1996, 1998, 1999; Светов, 2003; Svetov, Svetova, 2001; Svetov et al., 2001), проходившей в несколько этапов.

В период  $3,1-3,0$  млрд. лет образовалась энсиалическая вулканическая дуга, маркируемая в Хаутаваарской структуре (в отдельных доменах) Няльмозеро – Игнойла – Хаутаваара – Чалка – Остер аккумулятивными постройками стратовулканов дифференцированной известково-щелочной серии (BADR-серии), сформировавшая мощные толщи лав и пирокластитов андезитового и дацитового состава в субаэральных и субаквальных обстановках. Фронтальные и тыловые бассейны в этот период заполнялись в основном внутренними осадками – перемытыми вулканокластическими образованиями проксимальных и дистальных фаций турбидитового ряда и хемогенными кремнистыми породами, с завершением активной вулканической деятельности замещались вулканогенно-терригенными породами.

Субсинхронно с развитием вулканической дуги, в интервале  $3,05-2,95$  млрд. лет, происходит открытие глубоководного задугового протоокеанического бассейна (реликты выявлены в Хаутаваарской, Киндасовской, Койкарской, Семченской, Совдозерской, Паласельгинской, Остерской и Листьегубской структурах), в аллохтонных фрагментах которого сохранились вещественные комплексы спрединговой зоны – коматиит-толеитовая ассоциация в сочетании с морскими осадками – кремнистыми, хемогенными (рудно-кремнистыми), туфо-туффитами мафитового ряда.

В период  $2,9-2,85$  млрд. лет после аккретирования древней вулканической дуги и захлопывания «Лоухиваарского палеоокеана» продолжающаяся субдукция привела к образованию «молодой» вулканической дуги с вулканитами известково-щелочной серии, слабо дифференцированными, представленными андезидацитами, дацитами и риолитами (дуга реконструируется по реликтам Масельского, Янишского, Корбозерского, Семченского, Эльмусского палеовулканов). При этом во фронтальном бассейне отлагались терригенные породы, возникшие за счет разрушения края континента, стратиграфически выше и в тыловом бассейне отлагались продукты разрушения субаэральной «молодой» вулканической дуги, вулканогенно-хемогенные, вулканогенно-терригенные, хемогенные и осадочные породы, а во внутренних отчлененных лагунах шло накопление органогенных илов, туфопесчаников, кварцевых песчаников, силицитов и серноколчеданных руд.

В то же время происходит открытие «кульонского окраинного моря», заполняемого подушечными лавами толеитовых базальтов с гиалокластитам и туфами. Предшествовавшая лавам базальтов седиментогенная брекчия, включающая мелкие остроугольные литокласты базальтов и редко графитистого сланца, предполагает возможность того, что в данном случае базальты также находятся в аллохтонном залегании.

Закрывание морского бассейна и аккретирование с молодой вулканической дугой привели к образованию тылового бассейна, в котором отлагались прибрежно-морские осадки, представленные ритмично-слоистыми вулканокластитам и переслаиванием лапиллиевых, псаммитовых туфов, туфопесчаников с

\* Работа осуществлена в рамках программы, выполняемой по тематике РАН «Эволюция конвергентных зон перехода океан – континент в верхнем архее Восточной Финноскандии».

графитистыми алевролитами, продуктами разрушения вулканической дуги и органогенными илами фоновой морской (лагунной) седиментации.

Интерпретация геологической истории Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса в рамках теории литосферных плит вносит некоторые ограничения на трактовку стратиграфических разрезов, обсуждаемых ранее с позиций статического накопления. Однако при этом формирование каждой свиты отражает собственную палеогеографическую обстановку отложения вулканитов и осадков и характеризуется литостратиграфическими колонками, отличающимися по латерали. Литостратиграфическая последовательность внутри выделенных свит в пределах рассматриваемых террейнов сохраняется независимо от типа границ террейнов – стратиграфических или тектонических – и исчезновения отдельных свит по латерали.

Решению основной задачи исследования – выделению корреляционных горизонтов и реперных пачек-маркеров в нижних и верхних частях горизонтов – способствует прослеживание их границ в пределах географического распространения и закрепление их в стратотипической местности. Главным определяющим корреляционным признаком выделенных горизонтов является их вещественное наполнение, отвечающее законченным, разделенным во времени и пространстве вулканическим циклам.

В качестве горизонтов выделены: 1) Виетуккалампинский горизонт включает островодужные вулканиты БАДР-серии ( $2995 \pm 20$  млн. лет) (Сергеев, 1989) и сопутствующие ему вулканогенно-осадочные, вулканогенно-хемогенные и вулканотерригенные породы; 2) Лоухиваарский горизонт содержит маркерные коматит-базальтовые стратифицированные ассоциации ( $2921 \pm 55$  млн. лет) (Svetov et al., 2001), сопровождаемые внутрiformационными осадками (туфами – туффитами – силицитами); 3) Каляярвинский горизонт представлен вторым во времени этапом средне-кислого вулканизма СМА-типа ( $2854 \pm 14$  млн. лет) (Сергеев, 1989), предваряемого осадками – слоистой пачкой аренит-аркозов и завершаемого мощной пачкой графитистых алевролитов, включающих серноколчеданные руды; 4) Кульюнский горизонт состоит из стратифицированной толщи базальтовых лав с редкими линзами гиалокластитов и туфов.

Материал в работе излагается последовательно для каждого горизонта в хронологическом порядке стратиграфической схемы Хаутаваарской структуры и дополняется опорными коррелянтами Койкарского зеленокаменного домена.

### **Виетуккалампинский горизонт**

Максимальные мощности толщи приурочены к центрам активного островодужного вулканизма и представлены лаво-туфовыми накоплениями андезитового, андезидацитового и дацитового состава с субвулканитами адацитового ряда.

Завершение эксплозивной деятельности палеовулканов приводит к формированию в палеодепрессиях грубонаслоенных (мощность слоев 15–50 м) пачек мелкообломочных туфов-туффитов, сменяемых

ритмитами (туф – туффит – туфопесчаник – силицит) с мощностью слоев 0,05–0,2 до 0,8 м. Общая мощность 300–500 м.

В качестве маркера выделена пачка вулканотерригенных пород, сложенная вулканомиктовыми аренитами, субаркозовыми аренитами с редкими прослоями силицитов и алевролитов, завершающая разрез свиты. В районе д. Игнойла в левом берегу р. Шуи мощность пачки составляет 60 м (рис. 1, В), и она представлена следующим разрезом.

На туфах-туффитах в сближенных выходах залегают:

1. Грубозернистые вулканомиктовые субаркозовые арениты, темно-серые, на поверхности видны зерна полевого шпата размером от 1–2 до 6–8 мм и зерна голубого кварца размером 1–3 мм. Содержат линзы, длиной 30–40 см при ширине 5–15 см, мелкозернистого песчаника и редкие тонкие линзочки хлоритового сланца. Мощность 16,5 м.

2. Слой афанитового темно-серого силицита, массивного. Мощность 1,7 м.

3. Вулканомиктовые аркозы, крупнозернистые, со светло-розовым полевым шпатом и голубым кварцем. Мощность 1,5 м.

4. Вулканомиктовые среднезернистые арениты с линзами грубозернистых аренитов и тонкими слоями хлоритового сланца, массивные, кверху слоя породы становятся грубозернистыми с линзовидной слоистостью, подчеркиваемой тонкими слоечками хлорит-серицитового сланца (флазерная слоистость). Мощность 21 м.

5. Крупнозернистые вулканомиктовые арениты, неяснослоистые. Видимая мощность 19 м.

6. Мелкозернистые параллельнослоистые вулканомиктовые арениты. Мощность 1,7 м.

7. Граувакки темно-зеленые, тонкослоистые, с вкрапленностью сульфидов и магнетита, представляющие образования лоухиваарской свиты.

Таким образом, верхний маркерный уровень виетуккалампинского горизонта трассируется по появлению пачки вулканотерригенных пород в разрезе туфо-туффитовых накоплений игнойльской толщи. При формировании вулканотерригенной пачки источниками сноса являлись вулканические постройки андезитового состава и гранитоидные массивы, выведенные в область эрозии, что подтверждено геохимически.

Представленная маркерная пачка терригенных пород четко отражает обстановку формирования осадков в приливно-отливной зоне прибрежной мелководной части бассейна. Полиmodalность первого слоя грубозернистых аренитов с реликтами линзовидной слоистости и тонкими линзами тонкозернистых алевролитов и песчаников образовалась в условиях наступающей трансгрессии, на грубых песках отлагаются тонкозернистые осадки (илы и тонкозернистые пески) более глубоких частей бассейна. Это положение подтверждается отложением темно-серых тонкозернистых кремнистых пород (силицитов), массивных, неслоистых. Следующий слой осадков – грубозернистые аркозы с градационной слоистостью – привнесены низкоскоростным мутьевым потоком. Выше пласт среднезернистых аренитов мощностью в 21 м, в нижней части пласта неясно выражена волнистая слоистость, а в верхней – флазерная слоистость. Нижняя часть

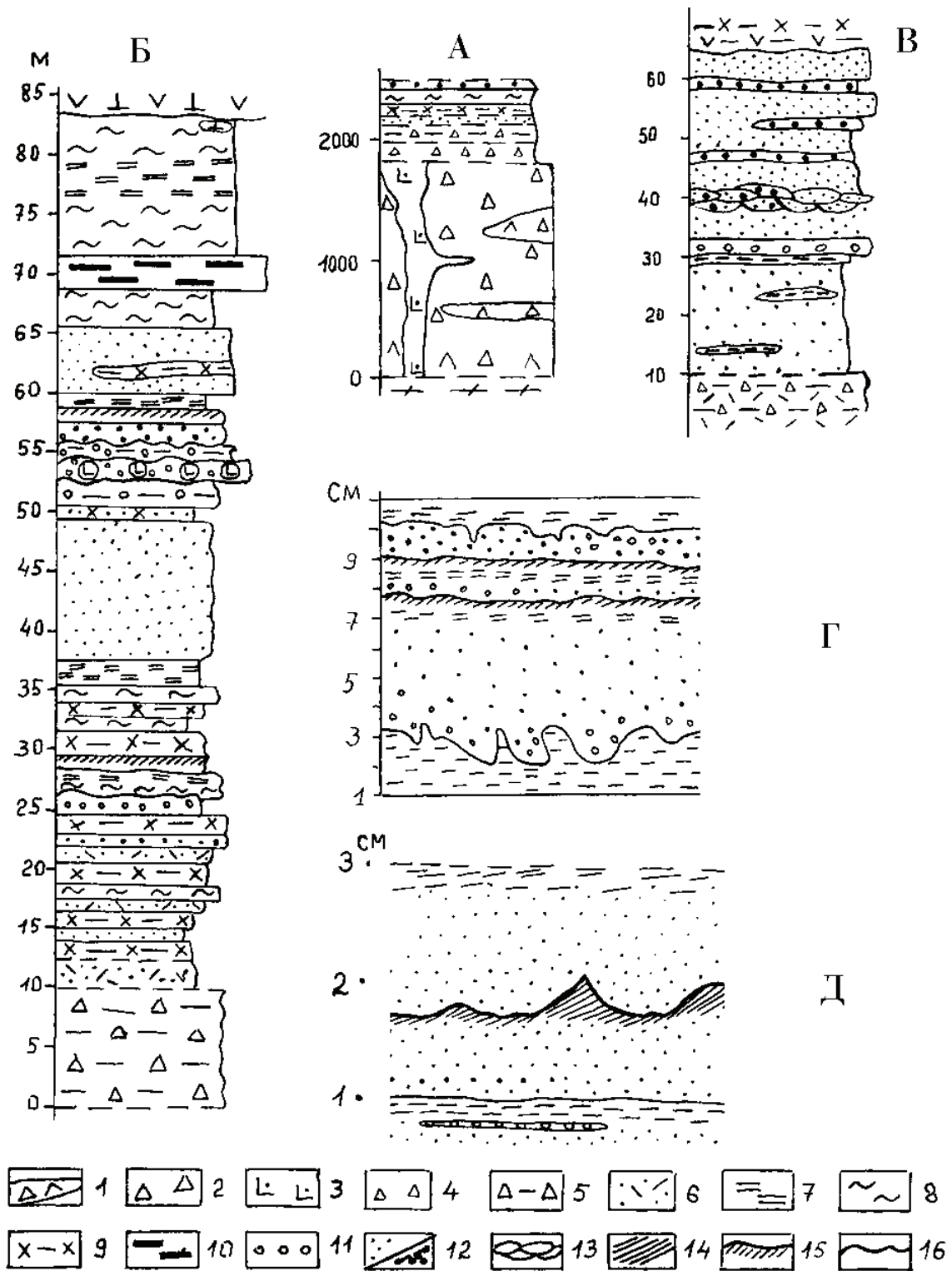


Рис. 1. Литолого-стратиграфические колонки виетуккалампинской свиты:

А – генерализованный разрез виетуккалампинской свиты, Б – верхняя реперная пачка свиты к с-з от ст. Хаутаваара, В – верхняя реперная пачка, Д. Игнойла, Г, Д – обнажение 2845, градационная слоистость вулканомиктовых аренитов со знаками нагрузки в подошве слоя и элементами срезания косой слоистости в кровле слоя (обн. 350);

1 – лавы, лавобрекчии андезидацитов, андезитов, дацитов, 2 – глыбовые, агломеративные, лапиллиевые туфы, 3 – нек дацитов, 4 – лапиллиевые, псаммитовые туфы, 5 – туфы, кремнистые туфы, туффиты андезидацитов, 6 – псаммитовые кристаллокластические туфы андезидацитов, 7 – силициты, 8 – графитистые алевролиты, 9 – граувакки (вулканомиктовые кварцполевошпатовые, лититовые), 10 – мафитовые туффиты, силициты, 11 – субаркозовые арениты, 12 – вулканомиктовые кварцевые арениты: а – крупнозернистые, б – среднезернистые, 13 – флюазерная слоистость в грубозернистых аренитах, 14 – мономиктовые конгломераты, гравелиты, 15 – косая слоистость в кровле слойков, 16 – следы размыва

сформировалась в условиях регрессии – в основной среднезернистой части появляются линзы грубозернистых аренитов. Флазерная слоистость развивается в приливно-отливной зоне в движущихся в противоположных направлениях течениях, перемежающихся с периодами высокого и низкого стояния воды (Рейнек, Сингк, 1981). Выше вновь следует пачка массивных неслоистых грубозернистых аренитов, отложившихся из высокоскоростного мутьевого потока. Завершает разрез пачка среднезернистых аренитов с нечеткой параллельной слоистостью, отложившаяся в динамически спокойной прибрежной обстановке.

В районе ст. Хаутаваара в 15 км к северу уровень-маркер сложен более разнообразными породами, в его составе появляются продукты разрушения мафитовой толщи – граувакки, графитистые туффиты, валунные моноконгломераты, графитистые алевролиты, силициты, вулканомиктовые арениты, туфопесчаники. Характерна тонконаслоенная стратификация этой маркерной пачки. Приводится ее унифицированный разрез (рис. 1, Б).

На лапильевых, псаммитовых туфах дацитов залегает:

1–4. Переслаивание слоев светлого туфопесчаника и темно-зеленой вулканомиктовой и лититовой граувакки. Мощность слоев 1,1–1,5 м.

5. Графитистый алевролит, тонкослоистый. Мощность 1,5 м.

6. Кремнистый туффит. Мощность 1,2 м.

7. Лититовая мафитовая граувакка, темно-зеленая с литокластами базальтов, с водно-оползновыми текстурами, следами размыва слоев, сингенетичными деформациями. Мощность 1,5 м.

8. Вулканомиктовый аренит. Мощность 0,9 м.

9. Кварц-полевошпатовая граувакка. Мощность 1,2 м.

10. Лититовая граувакка, зеленая, с мелкими обломками основных и кислых пород. Мощность 1,5 м.

11. Вулканомиктовый аренит. Мощность 1,1 м.

12. Слой тонкого переслаивания графитистого алевролита, силицита и зеленой граувакки. Мощность 2,5 м.

13. Туфопесчаник мелкозернистый, с тонкой косяй слоистостью в кровле слойка. Мощность 0,9 м.

14. Кварц-полевошпатовая зеленая граувакка. Мощность 0,5–0,7 м.

15. Силицит. Мощность 1,7 м.

16. Светло-серый туфопесчаник, с пятнами силицита. Мощность 12 м.

17. Гравелит темно-серый, с градационной слоистостью в слоях мощностью до 50 см. Обломки дацитов (0,5–2 см) заключены в темно-серый песчаный цемент. Сечется дайкой базальтов. Мощность 2 м.

18. С размывом ложится слой мономиктовых конгломератов. Гальки и мелкие валуны округлые или угловатые, размером 5–25 см, сложены крупнозернистыми дацитами с вкрапленниками голубого кварца и плагиоклаза, редко округлые литокласты гравелита. Цемент мелкообломочный, контактовый. Мощность 2,2 м.

19. С размывом залегает слой гравелита, темно-зеленого, с редкими галечками дацита. Мощность 0,6 м.

20. Светло-серый туфопесчаник, в кровле косяя слоистость. Мощность 0,6 м.

21. Переслаивание кремнистого туффита, туфопесчаника, линз граувакк и графитистых сланцев. Мощность 5 м.

22. Графитистый алевролит. Мощность 3,5 м.

23. Амфиболовый силицит. Мощность слоя 0,7–2,3 м.

24. Графитистый алевролит с прослоями силицитов. Мощность 15 м.

Представленный разрез отражает литологические нюансы второго варианта маркерной пачки виетуккалампинской свиты. Арениты и субаркозы присутствуют в редких слоях, основная масса осадков принадлежит продуктам перемыва местных вулканов (туфопесчаник, кремнистый туффит, силицит, алевролит), и появляются граувакки, связанные с разрушением мафического аллохтона, выведенного на поверхность выше уровня эрозии.

Таким образом, в качестве маркера верхней границы горизонта (свиты) предлагается пачка вулканотерригенных пород, определяемая и трассируемая в структуре по появлению первых терригенных пород – вулканомиктовых аренитов, субаркозов и граувакк.

### Лоухиваарский горизонт

Коматиит-базальтовая ассоциация (Al-недеплетированного типа) с изменяющейся мощностью разрезов от 150–500 м до 1500–2200 м является достаточно ярким маркером в стратиграфической схеме (Стратиграфия..., 1992; Svetov et al., 2001) (рис. 2, А).

Анализируя разрез свиты по морфологическим особенностям лав и литологии осадочных составляющих, можно отметить некоторые характерные особенности их формирования. Коматииты отлагались в задуговом океаническом бассейне со сглаженным рельефом дна и спокойной динамикой водной среды. Осадки представлены туфами-туффитами, обогащенными органическим или кремнистым веществом. С отложением пачки плагиофировых базальтов (массивные лавовые потоки) связана интенсивная фумарольно-гидротермальная деятельность, поставившая в бассейн рудные компоненты (магнетит, ильменит, сульфиды), кремнезем, графит. Верхняя пачка базальтовых лав образовалась в условиях малоглубинного бассейна с расчлененным рельефом, в кровле потоков появляются миндалекаменные, пенные лавы, а межподушечное пространство заполняется среднезернистой грауваккой.

Реперная пачка осадков завершает разрез Лоухиваарского горизонта и представлена в основном граувакками, прослеживаемыми по восточному борту структуры, с сохранившейся мощностью от 20–45 м до 150 м в районе 4-го порога р. Шуи. В 2 км западнее д. Хаутаваара в канаве и обнажениях представлен следующий разрез верхней пачки (рис. 2, Б).

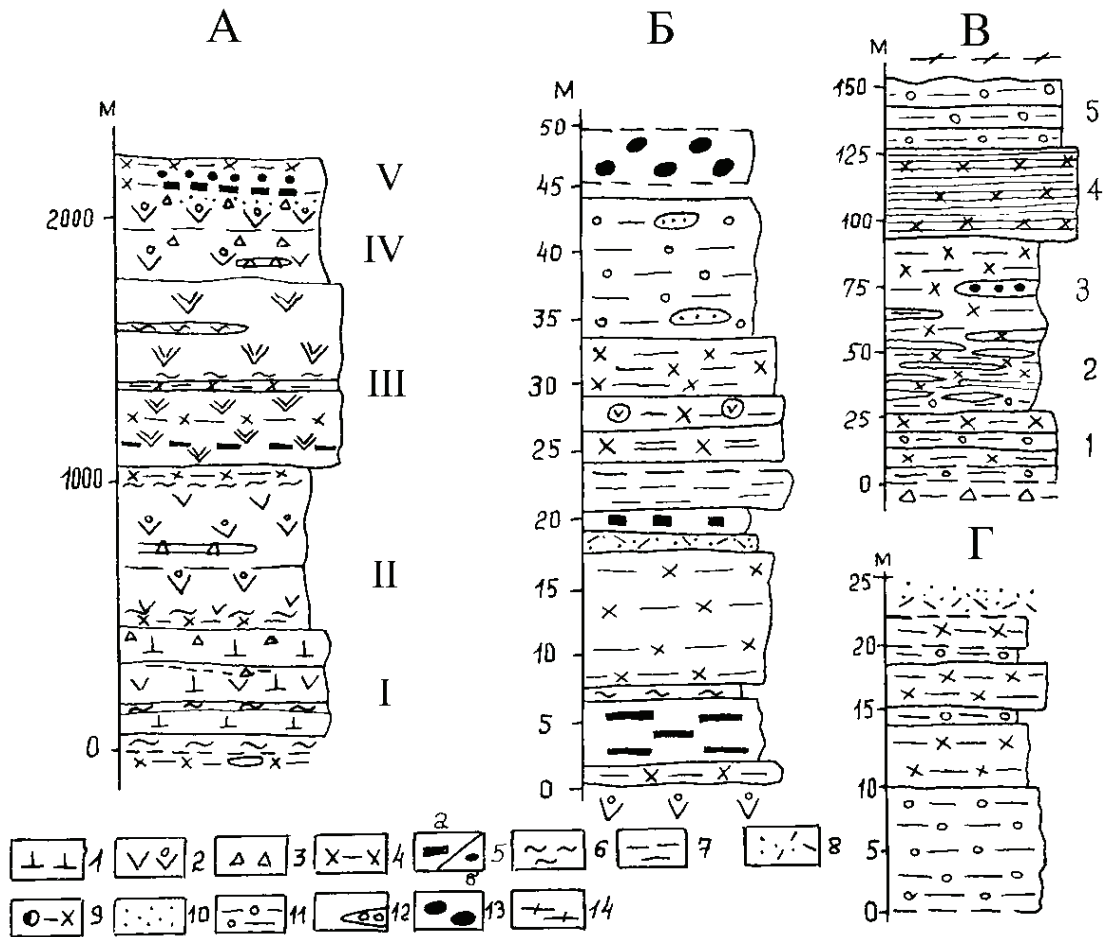
На кровле подушечных лав базальтов залегают:

1. Вулканогенная граувакка, темно-зеленая, мелкозернистая, неясно слоистая. Мощность 1,1–2,5 м.

2. Магнетит-амфиболовый кварцит. Мощность 3–5 м.

3. Графитистый мафитовый туффит. Мощность 0,8 м.

4. Вулканомиктовая мафитовая граувакка, зеленая. Мощность 9 м.



**Рис. 2. Литостратиграфия лоухиварской свиты:**

**А** – стратиграфическая колонка лоухиварской свиты: I – коматитовая толща в ассоциации с графитистыми алевролитами, графитистыми туффитами, силицитами и тонкозернистыми граувакками; II – толща массивных и подушечных лав базальтов с редкими линзами агломератовых и псаммитовых туфов, силицитов; III – толща массивных плагиофировых базальтов с горизонтами магнетитовых кварцитов, коматитовых туффитов, графитистых сланцев, силицитов; IV – толща подушечных и массивных лав базальтов с редкими слоями тонких туфов и мелко-, среднезернистых граувакк; V – верхняя пачка вулканогенно-осадочных пород; **Б, В, Г** – частные литостратиграфические колонки верхней реперной пачки Лоухиварской свиты: **Б** – опорный разрез 123 км за д. Хаутаваара, **В** – р. Шуя, 4-й порог от д. Игнойла. На рис. В: 1 – параллельная слоистость вулканогенных и вулканомиктовых граувакк, 2 – линзовидная слоистость (в линзах туфопесчаники и силициты), 3 – вулканомиктовые, лититовые граувакки, с линзами к/з аркоз, 4 – тонкая слоистость, плейчатость, силицит – граувакка, 5 – параллельная слоистость в лититовых граувакках, **Г** – разрез 112 км;

1 – коматиты, 2 – базальты массивные и подушечные, 3 – агломератовые, псаммитовые туфы, 4 – вулканогенные мафитовые граувакки, 5а – магнетитовые кварциты, 5б – серноколчеданные руды, 6 – графитистые сланцы, 7 – силициты, 8 – туфопесчаники, 9 – мономиктовые конгломераты, 10 – кварц-полевошпатовые граувакки, 11 – вулканомиктовые лититовые граувакки, 12 – линзы аркоз, 13 – полимиктовые конгломераты каляярвинской свиты, 14 – гранито-гнейсы

5. Кварц-полевошпатовая граувакка, темно-серая. Мощность 1,5 м.

6. Серноколчеданная руда. Мощность 1,2 м.

7. Силицит, темно-серый, массивный. Мощность 8 м.

8. Туффит базальтовый, темно-зеленый, слоистый. Мощность 1,6–4 м.

9. Внутриформационный конгломерат. Хорошо окатанные валуны базальта диаметром до 30 см в базальном цементе вулканомиктовой зеленой граувакки. Мощность 2,1 м.

10. Вулканомиктовая мафитовая граувакка. Мощность 4,5–5 м.

11. Кварц-полевошпатовая темно-серая граувакка. Мощность 3,5–4 м.

12. Лититовая граувакка, в цементе встречаются мелкие обломки кремнистых пород. Мощность 20 м.

Выше залегают полимиктовые конгломераты каляярвинской свиты.

Общая мощность верхней реперной пачки 40–45 м.

В районе д. Игнойла (рис. 2, Г) сохранившаяся в разрезе мощность пачки граувакк составляет 35–40 м.

В 5–6 км южнее д. Игнойла в районе 4-го порога р. Шуи (рис. 2, В) выходит 150-метровая пачка мафитовых граувакк, представленная переслаиванием лититовых среднезернистых, реже крупнозернистых граувакк с редкими мелкими обломочками дацитов, параллельно- или линзовидно-слоистых, с мощностью слоев от первых метров до 25–30 м и тонкозернистых тонкослоистых вулканогенных граувакк. Среди граувакк отмечены редкие маломощные прослои аренитов, туфопесчаников, силицитов. Завершается разрез лититовой грауваккой.



Верхняя реперная пачка лоухиваарской свиты представлена в основном разными литотипами граувакк с прослоями туффилов базальтов, реже линзами моноконгломератов, магнетит-амфиболовых кварцитов, серноколчеданных руд, несет в структуре функцию маркера, отмечая положение в разрезе лоухиваарской свиты в случае отсутствия лавовых горизонтов.

В Койкарской структуре коррелянтом лоухиваарской свиты является питкилампинская свита коматит-базальтового состава. В качестве маркера выделяется завершающая разрез пачка граувакк (рис. 3), видимой мощностью 150–200 м. Генерализованный разрез (рис. 3, Б) реперной пачки представлен следующим образом (снизу вверх):

1. Вулканогенная алевролитовая граувакка, темно-зеленая, мелкозернистая, тонкослоистая. Мощность 25–30 м.

2. Вулканомиктовая мафитовая граувакка, среднезернистая, темно-зеленая, массивная или слоистая порода, в породе присутствует кластический плагиоклаз размером 1–3 мм. Слоистость отмечается по изменению гранулометрии (мелко-, крупнозернистые породы), по появлению слоев вулканогенных алевролитовых граувакк (мощностью 2–4 см), основных туффилов (мощностью 20–30 см), в них наблюдалась единичная линза субаркозового крупнозернистого арениита, мощностью 0,6–1,5 м. Мощность слоя 70–80 м.

3. Туффит базальтов. Мощность 25 м.

4. Лититовая мафитовая граувакка, темно-зеленая псаммитовая, с редкими обломочками базальтов (размером 1–2 см).

5. Кварц-полевошпатовая граувакка, зеленовато-серая, темно-серая, мелкозернистая до тонкозернистой, иногда ритмичнослоистая. Видимая мощность 50 м.

Из представленных породных литотипов маркерного горизонта наиболее широко развиты основные туффиты, вулканогенные алевролитовые и вулканомиктовые мафитовые граувакки, перекрывающие коматиты и базальты и распространенные наиболее компактно в районе озер Ребо, по восточному склону палеопостройки или в виде локальных пятен в центральной и северной частях структуры.

Ксенолиты туфов, туффилов, граувакк содержатся в субвулканических дацитах, следовательно, возраст их древнее  $2935 \pm 15$  млн. лет (Бибикова, Крылов, 1983).

### Каляярвинский горизонт

Основным маркером свиты является нижняя пачка, общей мощностью до 320 м, сложенная осадочными породами, довольно редко встречаемыми в таком объеме в доменах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (рис. 4). Разрез начинается с полимиктовых конгломератов, представленных одним выходом. Валунны и гальки базальтов, габбро-диабазов, амфиболитов, андезитов, кремнистых пород, кварца заключены в базальном цементе кварцевого арениита.

Выше залегает пачка арениитов (рис. 4, Б, В), слоистых, для которых характерно переслаивание слоев различной зернистости, алевролитов, силицитов, внутриформационных конгломератов. Слои арениита имеют мощность от первых метров до 10–25 м, алевролита – 1–3 см и слои темно-серого силицита – 5–10 см. Иногда силициты встречаются в виде жел-

ваков, диаметром 10–15 см, среди песчаников. В минеральном составе песчаников присутствует кварц, плагиоклаз (олигоклаз, в зональных зернах олигоклаз-андезин), биотит, хлорит, эпидот, иногда турмалин, рудный минерал. В арениитах отмечены зерна темно-серого и голубого кварца размером 2–3 мм. Характерна как грубая слоистость, так и тонкая ритмичность внутри отдельных слоев с трансгрессивной и регрессивной направленностью, градационная слоистость в мелкозернистых слоях. Грубая слоистость обусловлена чередованием слоев, различных по зернистости и составу, – кварцевых, вулканомиктовых, субаркозовых арениитов. В слоях арениитов присутствуют линзы мономиктовых конгломератов, содержащих окатанные валуны и гальки пород подстилающих слоев, мощностью 0,3–1,2 м.

В пачке арениитов встречен слой темно-серого вулканокластического арениита мощностью 7 м, содержащего таблитчатые, игольчатые кристаллокласты плагиоклаза.

Выше следует 80-метровая пачка аркозовых арениитов, массивных, светло-серых пород, содержащих терригенные зерна голубого и темно-серого кварца, плагиоклаза, микроклина и линзовидные стяжения кремнезема длиной 5–7 см при ширине 1,0–1,5 см.

Второй маркер каляярвинского горизонта – пачка пирокластитов андезидацитового и дацитового состава, сменяемых туффитами, туфопесчаниками, силицитами.

Завершающая пачка каляярвинского горизонта мощностью от 150 до 300 м представлена графитистыми алевролитами.

Возраст каляярвинской свиты *древнее 2810 млн. лет* получен по прорывающим гранитам (Тугаринов, Бибикова, 1980).

В стратиграфическом аналоге – кивилампинской свите Койкарской структуры – разрез начинается с толщи вулканических андезидацитового и дацитового состава в ассоциации с хемогенными, вулканогенно-осадочными породами и завершается терригенной толщей. Последняя сложена туфопесчаниками, граувакками (вулканомиктовыми мафитовыми, лититовыми, кварц-полевошпатовыми), вулканомиктовыми арениитами, субаркозовыми арениитами, внутриформационными моноконгломератами, хемогенными породами.

Особенно характерны для толщи несколько разновидностей силицитов – массивных, конкреционных, седиментогенных брекчий силицитов, смешанных пород – чертовых арениитов.

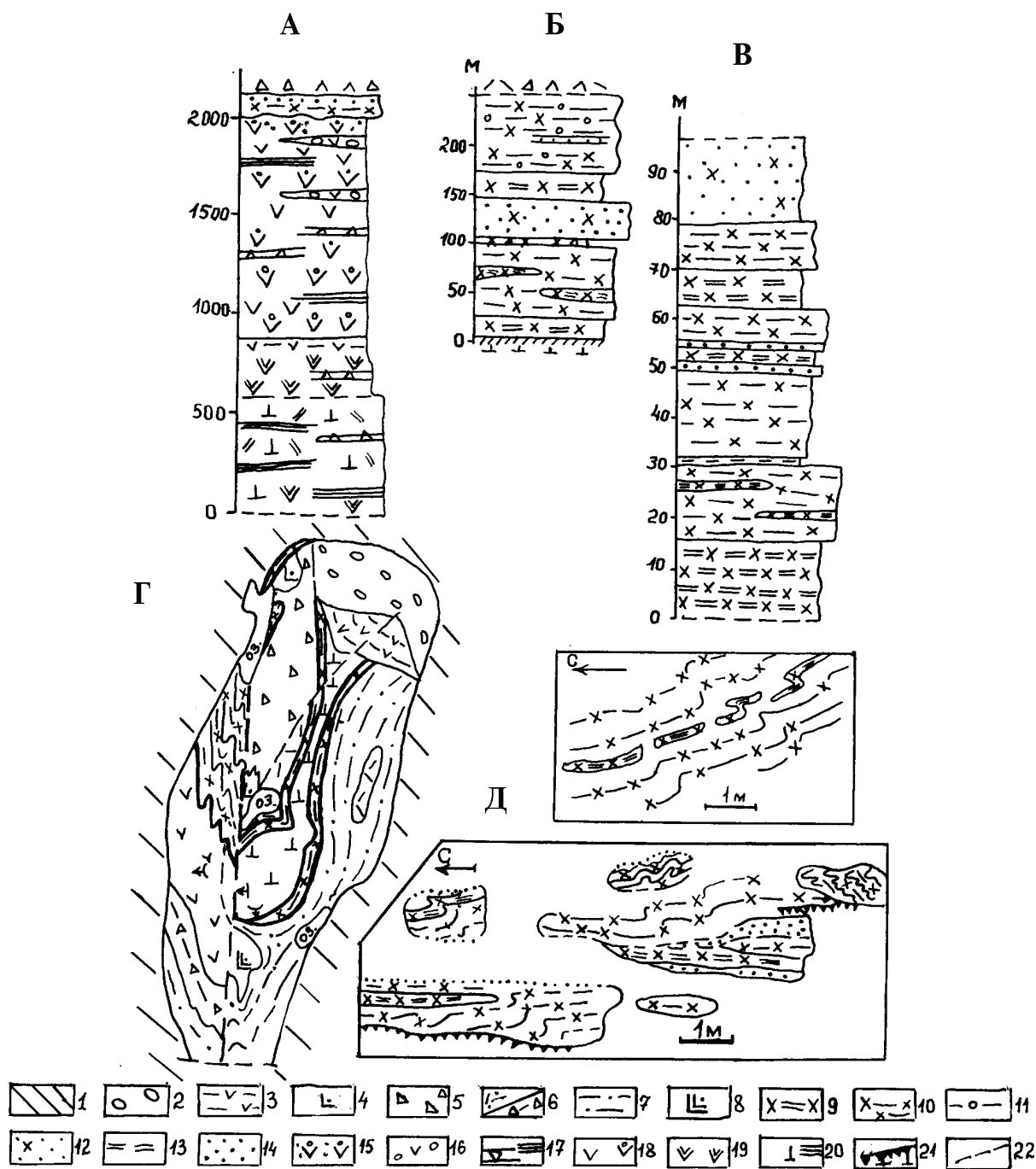
Доломиты темно-красные, белые, темно-серые слагают самостоятельный горизонт мощностью 25–30 м. Завершают разрез толщи тонкослоистые графитистые алевролиты мощностью до 150 м.

Терригенная пачка включает набор довольно эксклюзивных пород (силициты, доломиты) и может выполнять роль маркера.

Возраст кислых вулканических пород в Койкарах составляет  $2860 \pm 15$  млн. лет (Самсонов и др., 1996).

### Кульюнский горизонт

Сложен стратифицированной толщей базальтов – массивные, подушечные, вариолитовые лавы,



**Рис. 3. Литостратиграфия питкилампинской свиты и деталиные зарисовки:**

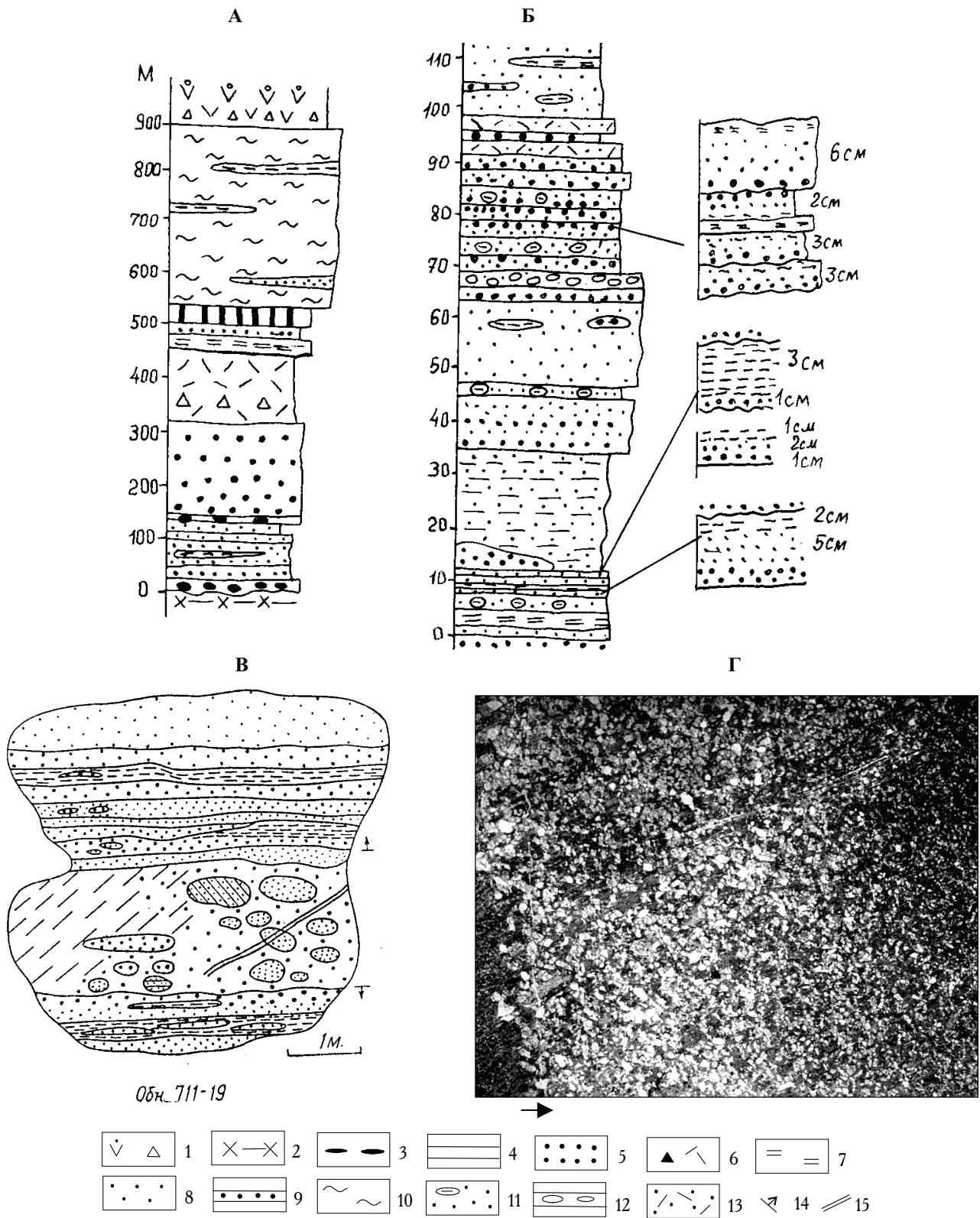
А – питкилампинская свита в Койкарско-Семченской зоне, Б – унифицированный разрез верхней реперной пачки питкилампинской свиты Койкарской структуры, В – частный разрез реперной пачки в районе оз. Ребо, Г – распространение верхней реперной пачки питкилампинской свиты в Койкарской структуре (обозначена знаком ××), Д – зарисовка обнажений в районе оз. Ребо;

1 – ятулий, 2 – сарилий, 3 – сумий, лопий; 4 – дайка риодацитов, 5 – андезидацитовые вулканиты (лавы, грубые туфы), 6 – псаммитовые, перемытые туфы, 7 – верхняя терригенная пачка кивилампинской свиты, 8 – дайка дацитов, 9 – вулканогенная граувакка, 10 – вулканомиктовая граувакка, 11 – литовая граувакка, 12 – кварц-полевошпатовая граувакка, 13 – силициты, 14 – субаркозовые песчаники, 15 – подушечные базальты с граувакковой засыпкой, 16 – гиалокластиты, 17 – прослои тонких и лапиллиевых мафитовых туфов, 18 – подушечные и массивные толстые базальты, 19 – высокомагнезиальные базальты, 20 – коматиты со спинифекс-структурами и без, 21 – кора выветривания на коматитах, 22 – зона разлома

гиалокластиты, туфы, агломератовые и псаммитовые, общая мощность ~600 м.

В качестве маркера служит реперная пачка обломочных пород в основании свиты – олигомиктовые конгломераты, туфобрекчии, граувакки.

Олигомиктовые конгломераты сложены окатанными гальками дацитов, их туфами, размером в 2–3 см, реже 6–7 см, погруженными в базальный цемент среднезернистого кварцевого аренита. Мощность 2,5–3 м.



**Рис. 4. Литостратиграфия каляярвинской свиты:**

А — опорный разрез каляярвинской свиты, д. Хаутаваара, Б — частный разрез (р. 711) реперной пачки и примеры прямой и обратной ритмичности, В — слой внутриформационного конгломерата (обн. 711-19), Г — шлиф-градационная слоистость в арените;

Выше следует слой туфобрекчий темно-зеленых, массивных, сложенных остроугольными литокластами базальтов, размером 1–2–4 см и единичных 10–15 см, реже в литокластах графитистые алевролиты, силициты, граувакки, заключенные в матрикс мелкозернистой темно-зеленой граувакки. В нижней части слоя туфобрекчий выходит линза крупнозернистого аренита, мощностью 0,2 м. Общая мощность слоя 12 м. В кровле осадочной пачки наблюдается переслаивание тонкозернистых, тонкополосчатых, мелко-, среднезернистых темно-зеленых граувакк мощностью 1,2–1,5 м, на осадки налегают лавовые потоки базальтов.

### Выводы

В основе корреляции архейских образований в пределах зеленокаменных структур должны лежать геохронологические и литостратиграфические принципы. Несмотря на террейновое строение зеленокаменных доменов – аккреционных террейнов, по классификации J. H. Dover (1990), внутренняя стратификация разрезов имеет первичную природу и бесспорно является основой для стратиграфических реконструкций.

Детальный литостратиграфический анализ частных разрезов зеленокаменных доменов Ведлозерско-Сегозерского пояса позволил для Хаутавааро-Койкарской стратотипической местности выделить, литологически охарактеризовать и проследить по латерали реперные осадочные пачки (уровни) основных горизонтов лопийского разреза.

1. Так, нижняя вьетуккалампинская свита, связанная с андезитовым вулканизмом островодужного типа, представлена только в пределах Хаутаваарской структуры, при этом имеет реконструированную мощность до 2,5 км. В свите отсутствует устанавливаемая нижняя граница, а верхняя представлена реперной пачкой терригенных пород – аренитов, аркозов, туфопесчаников, формирующихся в мелковод-

ных прибрежных условиях, подобные условия сохраняются в южной и северной частях структуры, в центральной части при общем терригенном характере осадков резко изменяется характер стратификации – пачка приобретает тонконаслоенный характер, в ее составе появляются мафитовые граувакки, моноконгломераты, графитистые алевролиты – продукты разрушения мафического плато появляются раньше самих мафитов, что может свидетельствовать об аллохтонном залегании.

2. Для лоухиваарской и питкилампинской свит стало возможным выделить реперную пачку, представленную граувакковым парагенезом, который в первой свите достигает мощности 150 м, а во второй – 200–230 м. Кроме граувакк в пачке встречаются прослой железистых силицитов, серноколчеданных руд, силицитов. В Койкарской структуре маркерная пачка начинается с коры выветривания и переходит в граувакковый комплекс, подобная пачка сохранилась также в Семченской структуре и маркирует завершение разреза питкилампинской свиты.

3. Выделена толща терригенных осадков калаярвинской свиты в виде ее стартовой маркерной ассоциации. Свита залегает на лоухиваарской с угловым стратиграфическим несогласием и слоем полимиктовых конгломератов в основании.

4. В качестве верхней маркерной пачки для калаярвинской и кивилампинской свит может быть предложена пачка графитистых алевролитов с доломитами, силицитами и туфопесчаниками, отражающая лагунные фации мелководного бассейна.

5. Для разреза кульюнской свиты, сложенной базальтами, реперная пачка представлена в основании конгломератами, кварцевыми аренитами, седиментогенными брекчиями с кластикой базальтов, реже черных сланцев, в тонкозернистом граувакковом цементе и граувакками. В свите появление продуктов разрушения мафитов наблюдается ранее самой мафитовой ассоциации.

### ЛИТЕРАТУРА

Бибилова Е. В., Крылов И. Н. Изотопный возраст кислых вулканитов Карелии // ДАН. 1983. Т. 268, № 5. С. 1231–1235.

Общие вопросы расчленения докембрия: Материалы 3-го Всерос. совещ. Апатиты, 2000. 315 с.

Рейнек Г. Э., Синг И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М., 1981. 440 с.

Самсонов А. Б., Бибилова Е. В., Пухтель И. С. и др. Изотопные и геохимические различия кислых вулканических пород зеленокаменных поясов Карелии и их геотектоническое значение // Тез. докл. «Корреляция геологических комплексов Фенноскандии». СПб., 1996. С. 74.

Светов С. А. Новые данные по геохимии древнейших (3,05–2,95 млрд. лет) андезитовых ассоциаций Восточной Фенноскандии // ДАН. 2003. Т. 388, № 5. С. 1–5.

Светова А. И., Светов С. А. Стратиграфическая граница нижнего и верхнего лопия (верхний архей) в зеленокаменных структурах Центральной Карелии // Тез. докл. 1-й междунар. конф. «Fennoscandian geological correlation», 8–10 сент. 1996 г. СПб., 1996. С. 79–80.

Светова А. И., Светов С. А. REE систематика позднеархейских граувакк Койкарского стратотипа Ведлозерско-Сегозерского ЗКП Центральной Карелии // Материалы совещ. «Осадочные формации докембрия и их рудоносность». СПб., 1998. С. 64–65.

Светова А. И., Светов С. А. Палеовулканологические реконструкции верхнеархейского андезитового вулканизма Центральной Карелии (Морфология, петрохимия, РЗЭ систематика) // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии: Материалы междунар. конф. Петрозаводск, 1999. С. 145–146.

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

Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений / Под ред. С. И. Рыбакова. Петрозаводск, 1992. 190 с.

Тугаринов А. И., Бибилова Е. В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М., 1980. 130 с.

*Dover J. H.* Problems of terrane terminology – causes and effects // *Geology*. 1990. Vol. 18. P. 487–488.

*Svetov S. A., Svetova A. I.* Accretion-collision model for the formation of Archean greenstone belts in the central Karelian craton // Wehéd P., Golubev A. (eds.) Abstract volume & Field trip guidebook, 3<sup>rd</sup> annual GEODE-Fennoscandian field workshop on Paleoproterozoic and

Archean greenstone belts and VMS districts in Fennoscandian Shield, Russia, SC "Mineral" & Karelian Research Centre, 2001. P. 82–83.

*Svetov S. A., Svetova A. I., Huhma H.* Geochemistry of the komatiite-tholeiite rock association in the Vedlozero-Segozero archean greenstone belt, Central Karelia // *Geochemistry International*. 2001. Vol. 39, Suppl. 1. P. 24–38.

**А. П. Светов**\*, **Л. П. Свириденко**\*, **А. А. Кременецкий**\*\*\*, **Н. А. Юшко**\*\*

## ПРОЯВЛЕНИЕ СУМИЙСКО-САРИОЛИЙСКОГО ГРАНИТНОГО МАГМАТИЗМА В КУМСИНСКОЙ СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

Протерозойские осадочно-вулканогенные образования Кумсинской структуры Центральной Карелии относятся к эрозионно-тектоническому останцу двух осадочно-вулканогенных протоплатформенных чехлов – сумийско-сариолийскому и ятулийскому. Каждый из них в основании содержит комплекс базальных элювиально-делювиальных терригенно-обломочных пород, мощные площадные коры выветривания и региональные угловые несогласия с породами фундамента. Проявления раннепротерозойского гранитного магматизма известны лишь вдоль шовной зоны сочленения Карельского и Беломорского геоблоков и в гранито-гнейсовом фундаменте в связи с процессами тектоно-магматической активизации (Свириденко, 1980; Шинкарев и др., 1984; Воинова, 1988). Среди свежикарельских образований Центральной Карелии подобные проявления нами впервые были выявлены в Кумсинской структуре (рис. 1).

Кумсинская структура входит в состав тектонического каркаса обрамления Онежской вулканотектонической структуры (ОВТС), которая в свою очередь неразрывно связана с краевой радиальной трансрегиональной геофлексурой А. А. Полканова (Полканов, 1956; Светов, 1972; Светов, Свириденко, 1991, 1999). Геометрический центр ОВТС совпадает с главной осью геофлексуры, разделяющей ее северную часть (свежикарельскую Северо-Онежскую наложенную депрессию) и южную – раннерифейскую Западно-Онежскую депрессию. Бортовые ограничения ОВТС в значительной степени определяются системами поперечных к геофлекуре разломов и сопряженными с ними складчато-разрывными нарушениями внутрикорового заложения. Наиболее поздними здесь являются сколово-субширотные и субмеридиональные системы разломов, ответственные за формирование тектонического каркаса современной структуры ОВТС в режиме левосторонних сдвиговых деформаций, в том числе и на неотектоническом этапе.

Современная Кумсинская структура может быть классифицирована как приразломная узкая и сжатая асимметричная синклираль со взброшенным северным

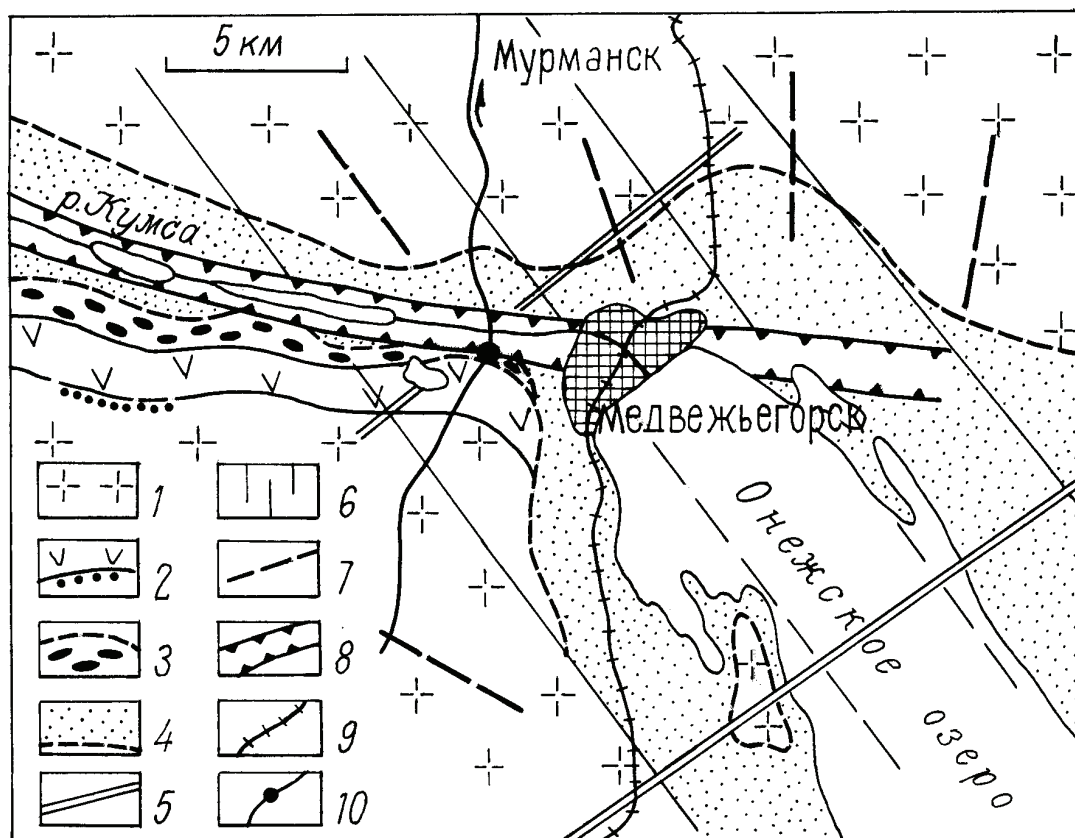
крылом и опущенным южным. Ось Кумсинской структуры с заметными признаками ундуляции полого погружается в сторону северного замыкания ОВТС.

Южное крыло Кумсинской структуры сложено мощной толщей сариолийских платобазальтов (толеитовых базальтов), андезито-базальтов и андезитов общей мощностью до 2100 м, залегающей на элювиальных грубообломочных терригенных отложениях коры выветривания подстилающего гранито-гнейсового лопийского фундамента. Последующую часть разреза занимают в ритмичном переслаивании грубообломочные вулканомиктовые конгломераты, песчаники, алевролиты общей мощностью до 670 м (рис. 2). Завершает разрез пачка грубо-крупнозернистых серых однородных вулканомиктовых песчаников, светлых кварцито-песчаников, имеющих отчетливые признаки отложений коры физического выветривания с незначительной дальностью переноса. Сумийско-сариолийские осадочно-вулканогенные отложения в Кумсинской структуре с угловым и азимутальным несогласием перекрываются терригенными осадочными породами нижнего ятулия.

Выявленная система гранитных жил локализована в узкой полосе шириной 20–30 м однородных песчаников и кварцито-песчаников, вскрытых дорожной выемкой на 621 км автомагистрали С.-Петербург – Мурманск в южном борту долины р. Кумсы. Жильные мусковитовые граниты образуют сеть ветвящихся субпараллельных тел северо-западного простирания с падением на северо-восток под углом 25–30°, имеющих многочисленные раздувы и апофизы. Их мощность по простиранию меняется от нитевидных и тонких прожилков в 1–2 см до более выдержанных жил мощностью в 15–20 см, в раздувах их мощность возрастает до 1,2 м. Структура гранита преимущественно мелкозернистая, иногда проявлена зональностью с крупнозернистыми пегматоидными обособлениями в центральной части наиболее мощных участков жилы. Главными порообразующими минералами гранитов являются кварц, альбит и мусковит, иногда встречаются единичные зерна микроклина. Во вмещающих метапесчаниках, сохраняющих blastosammittovую структуру, местами наблюдается метасоматический микроклин. Граниты брекчированы. К зонам катаклаза местами приурочены микропрожилки тонкочешуйчатого мусковита (рис. 3).

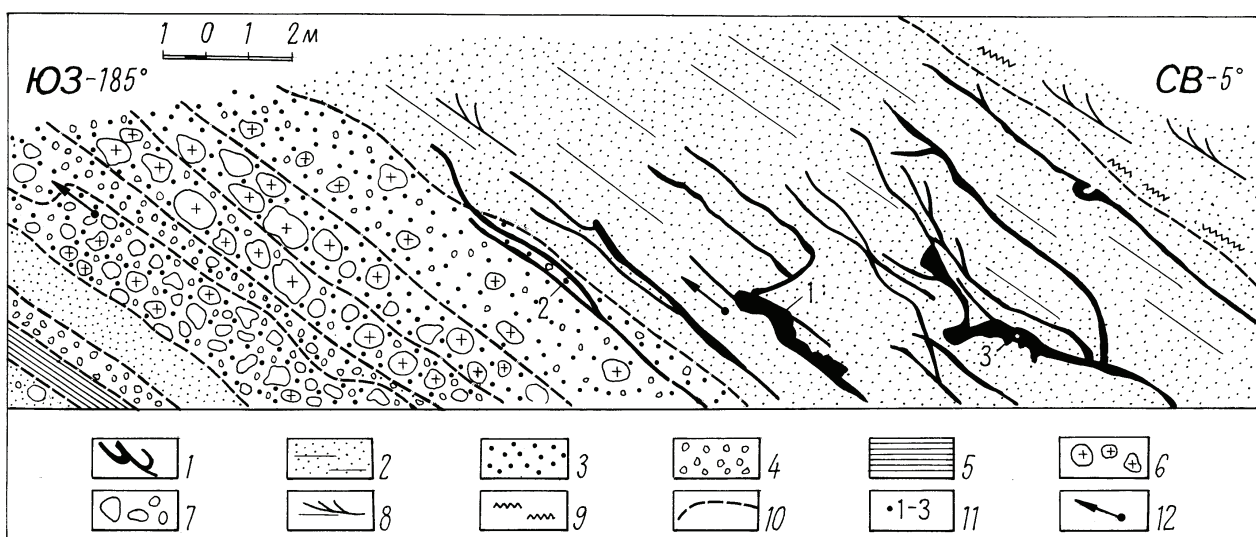
\* Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск.

\*\* Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, РАН, Москва.



**Рис. 1. Схема геолого-тектонического строения северо-западного обрамления Онежской структуры:**

1 – гранито-гнейсовый долийский фундамент свекокарелид (нерасчлененный); 2 – лавовая толща платобазальтов сумия – сариолия; 3 – вулканомиктовые грубообломочные отложения сумия – сариолия и их базальные терригенные образования продуктов переотложения сариолийско-ятулийских кор выветривания; 4 – ятулийские осадочно-вулканогенные образования. Разрывные нарушения: 5 – параллельные региональной геофлексуре Полканова; 6 – поперечные к геофлексуре Полканова; 7 – радиальные Онежской вулcano-тектонической депрессии в обрамлении Кумсинской геотектонической структуры; 8 – троговая неотектоническая долина р. Кумсы; 9 – железная дорога; 10 – автомагистраль С.-Петербург – Мурманск и объекты мусковитовых гранитов (621 км)



**Рис. 2. Морфология жильных мусковитовых гранитов в грубообломочных отложениях верхней части разреза сумия – сариолия (южный борт Кумсинской структуры):**

1 – система жильных мусковитовых гранитов. Сариолий: 2 – грубозернистые песчаники, кварцито-песчаники – продукты переотложения кор выветривания; 3 – вулканомиктовые гравелиты и мелкообломочные конгломераты; 4 – полимиктовые конгломераты; 5 – вулканомиктовые алевриты; 6 – обломочный материал гранитоидного состава; 7 – обломочный материал базальтового-андезитового состава; 8 – косая слоистость; 9 – поверхность местного размыва; 10 – линии поверхностей с признаками размыва слоистости; 11 – места отбора проб и их номера (табл.); 12 – направления сдвиговых деформаций

Химический состав гранитов довольно устойчивый (табл.). Вариации глинозема, по-видимому, обусловлены неравномерным распределением мусковита. В целом состав гранита отвечает кварц-альбитовой котектике в условиях высокой водонасыщенности расплава при общем давлении 5 кбар (Nekvasil, Carroll, 1996). Гранитный расплав такого состава мог образоваться за счет малой степени частичного плавления архейского фундамента, что согласуется с наблюдениями о частичном плавлении архейского фундамента юго-западнее рассматриваемого района (Геология и петрология..., 1969).

Вмещающие породы, как и граниты, испытывают разнонаправленные разрывные нарушения. Прежде всего, необходимо указать на сорванные контакты лавовых потоков, на отчетливые сдвиговые смещения по пластовой отдельности и близким к пластовым трещинам скола с образованием малоамплитудных взбросо-сдвигов и коротких надвигов. Широко развита система наложенной трещиноватости с тектонической глиной мощностью до 60 см и зеркалами скольжения. При этом в лавовых потоках к субмеридиональным трещинам скола ( $350^\circ \rightarrow \text{ЮВ } 70^\circ$ ) приурочена прожилково-гнездовая кварц-эпидот-полевошпат-халькопиритовая и кварц-эпидот-альбит-гематитовая минерализация. В некоторых кварцевых и кварц-альбитовых прожилках наблюдается обильная вкрапленность турмалина. Все это свидетельствует о длительной гидротермальной деятельности, генетически связанной с проявлением рассматриваемых мусковитовых гранитов.

Согласно полученным данным изотопного К-Аг датирования крупнотаблитчатого мусковита, возраст 2450 млн. лет соответствует времени формирования жил и позднесариолийских (селецких) разрывных блоковых дислокаций. Возраст 1975 млн. лет мелкочешуйчатого мусковита относится ко времени последующей тектонической и гидротермальной активности (рис. 3). Определения К-Аг возраста выполнялись в Лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН под руководством М. М. Аракелян. Объектами исследований явились фракции крупнотаблитчатого (2–10 мм) мусковита из пегматитовых зон гранитных жил, а также мелкочешуйчатый мусковит из равномернотекстурированного плагмогранита. Определения содержания радиогенного аргона проводились на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера  $^{38}\text{Ar}$ . Содержания калия определялись методом пламенной спектрофотометрии.

Проявление высоконариевых мусковитовых гранитов в сумийско-сариолийских отложениях в обстановке повышенной тектонической активности и длительность связанных с ними гидротермальных процессов позволяют предполагать длительность существования гранитной системы и наличие достаточно крупного магматического очага в фундаменте протерозойского вулканогенно-осадочного чехла. Подобные высоководные граниты могут служить источником гидротермальных

растворов, формирующих уран-ванадиевые месторождения Онежской вулканотектонической структуры. Это предположение согласуется с выводом (Леденева, Пакульнис, 1997) об источнике полезных компонентов этих месторождений, в качестве которого рассматривается комплекс фундамента Онежской структуры.



Рис. 3. Микропрожилок тонкочешуйчатого мусковита по зоне дробления в граните

#### Химический состав гранитов и мусковита

| SAMPLE                         | 1     | 2     | 3      | 4     |
|--------------------------------|-------|-------|--------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 76,02 | 76,46 | 77,60  | 45,14 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,03  | 0,04  | 0,04   | 0,23  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,89 | 13,10 | 12,57  | 31,98 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,22  | 0,80  | 0,64   | 4,18  |
| FeO                            | 0,29  | 0,57  | 0,72   | 1,13  |
| MnO                            | 0,015 | 0,017 | 0,027  | 0,037 |
| MgO                            | 0,10  | 0,10  | 0,26   | 0,61  |
| CaO                            | 0,43  | 0,72  | 0,58   | 0,23  |
| Na <sub>2</sub> O              | 5,78  | 5,90  | 5,55   | 0,64  |
| K <sub>2</sub> O               | 1,16  | 1,21  | 1,28   | 9,83  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,05  | 0,02  | 0,04   |       |
| H <sub>2</sub> O               | 0,10  | 0,10  | 0,08   |       |
| LOI                            | 0,72  | 0,58  | 0,52   | 5,37  |
| Total                          | 99,81 | 99,62 | 100,09 | 99,7  |
| Ba                             | 90    | 320   | 360    |       |
| Sr                             | 120   | 120   | 150    |       |
| Li                             | 16    | 20    | 19     | 228   |
| Rb                             | 54    | 54    | 72     | 3280  |
| Cs                             | 3     | 2     | 2      |       |
| Cr                             | 60    | 40    | 50     |       |
| V                              |       | 80    |        |       |
| Co                             |       | 10    | 10     |       |
| Ni                             | 30    | 30    | 30     |       |
| Cu                             | 6     | 20    | 20     |       |
| Zn                             | 10    | 10    | 130    | 261   |
| S                              |       | 0,005 | 0,005  |       |
| Q                              | 37,45 | 36,15 | 38,86  |       |
| Or                             | 6,93  | 7,23  | 7,62   |       |
| Ab                             | 49,35 | 50,40 | 47,23  |       |
| An                             | 1,86  | 3,49  | 2,66   |       |

Примечание. Главные элементы – в процентах, редкие – в г/т; 1–3 – гранит, 4 – мусковит крупночешуйчатый.

## ЛИТЕРАТУРА

Воинова О. А. Позднеархейские – раннепротерозойские гранитоиды и метасоматиты западного обрамления Онежского прогиба: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л., 1988. 16 с.

Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии / Отв. ред. К. О. Кратц. Л., 1969. 225 с.



*Леденева Н. В., Пакульнис Г. В.* Минералогия и условия образования уран-ванадиевых месторождений Онежской впадины (Россия) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39, № 3. С. 258–268.

*Полканов А. А.* Геология хогландия-йотния Балтийского щита (стратиграфия, тектоника, кинематика, магматизм) / Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1956. Вып. 6. 122 с.

*Светов А. П.* Палеовулканология ятулия Центральной Карелии. Л., 1972. 120 с.

*Светов А. П., Свириденко Л. П.* Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л., 1991. 192 с.

*Светов А. П., Свириденко Л. П.* Эволюция бимодального магматизма Салминского центра эндогенной магматиче-

ской активности Юго-Западной Карелии // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии: Материалы междунар. конф. Петрозаводск, 1999. С. 137–139.

*Свириденко Л. П.* Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Л., 1980. 216 с.

*Шинкарев Н. Ф., Григорьева Л. В., Иваников В. В., Лапшин С. Г.* Новые данные о гранитообразовании в Онежском блоке // Вест. ЛГУ. 1984. Вып. 3. С. 75–78.

*Nekvasil H., Carroll W.* Experimental constraints on the compositional evolution of crustal magmas // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 1996. Vol. 87. P. 139–146.

*В. С. Степанов, А. И. Слабунов, А. В. Степанова*

## **ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ И АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ПОЗДНЕАРХЕЙСКИХ ПЕРИДОТИТОВ РАЙОНА ОЗЕРА СЕРЯК (БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)\***

Изучение состава первичных магматических минералов имеет важное значение для установления генетической природы ультраосновных пород. В ультрамафитах индикаторную роль выполняют составы оливинов и шпинелей, которые используются в ряде дискриминационных диаграмм (Evans, Frost, 1975; Arai, 1994; Vedard, 1997). В древних, как правило, преобразованных процессами метаморфизма ультраосновных породах находки первичных минералов особенно важны. Так, например, в западной Гренландии в составе Итсакского гнейсового комплекса (Itsaq Gneiss Complex) благодаря хорошей сохранности первичных минералов установлены древнейшие (более 3,8 млрд. лет) абиссальные перидотиты (Friend et al., 2002).

В Беломорском подвижном поясе позднеархейские перидотиты известны в составе Центрально-Беломорской мафической зоны (Степанов, 1981, 1983; Степанов, Слабунов, 1983; Бибилова и др., 1999; Лобач-Жученко и др., 1999; Slabunov, Stepanov, 1998) (рис. 1). Центрально-Беломорская мафическая зона (ЦБМЗ) – это узкая линейная структура (0,5–3,0 км), имеющая генеральное СЗ простирание с падением на СВ. Она прослеживается с небольшими перерывами от оз. Серяк в юго-восточном направлении на 150–160 км. Кроме того, аналоги его, вероятно, присутствуют в южной части Беломорского пояса (например, на о. Разостров). На схеме геологического строения района отчетливо видно азимутальное несогласие между этой зоной и окружающими ее структурами (рис. 1). Оно интерпретируется как нижняя граница хетоламбинского покрова (Миллер, Милькевич, 1995). Мафическая зона сложена преимущественно амфиболитами, среди которых встречаются тела ультрабазитов. В ее составе выделено три фрагмента: Серякский, Нигрозерский и Лоухско-Пиземский (Slabunov, Stepanov, 1998).

*Серякский* фрагмент ЦБМЗ прослеживается более чем на 70 км – это наиболее хорошо сохранившийся и обнаженный элемент структуры (рис. 1). В его пределах детально изучен участок на северо-восточном берегу оз. Серяк. Здесь среди полосчатых амфиболитов закартирован ряд ультрабазитовых тел, вероятно являю-

щихся крупными будинами сложной конфигурации. Наиболее крупное из них имеет видимую мощность более 300 м. В ряде участков (Кивгуба и Ругозерская губа Белого моря) в амфиболитах ЦБМЗ отмечены рудопроявления колчеданов. Мафит-ультрамафитовая толща интродуцирована кварцевыми диоритами с возрастом  $2850 \pm 20$  млн. лет (Borisova et al., 1997), что определяет верхний возрастной предел формирования слагающих ее пород. Южнее расположен Лоухско-Пиземский фрагмент ЦБМЗ. Он прослеживается в виде дуги примерно на 55 км (рис. 1). Здесь в районе оз. Мал. Ворочистое, на участке, детально закартированном Ю. И. Сыстрой (1978), в составе мафит-ультрамафитового комплекса установлен (Бибилова и др., 1999) прослой мелкозернистых гнейсов, отвечающий по составу плагиогранитам толеитовой серии и являющийся, по-видимому, компонентом этого комплекса. U-Pb возраст цирконов из этих гнейсов равен  $2878 \pm 13$  млн. лет и отвечает магматической стадии их образования (Бибилова и др., 1999). Таким образом, рассматриваемый мафит-ультрамафитовый комплекс ЦБМЗ сформировался около 2,88 млн. лет назад.

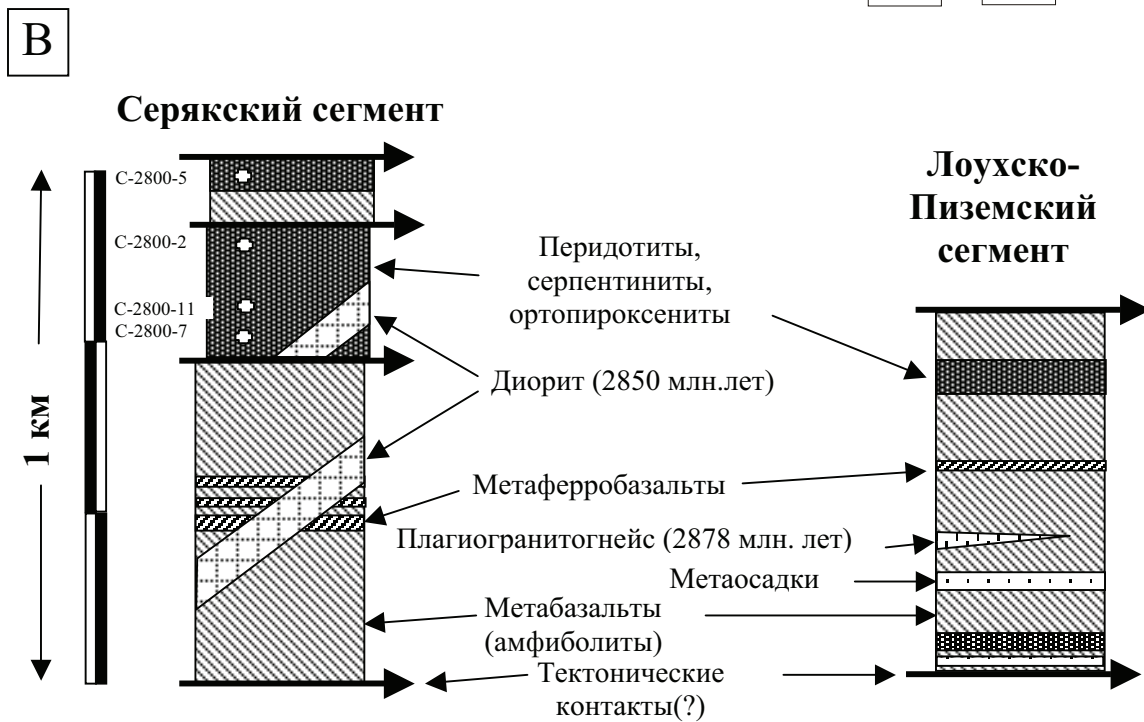
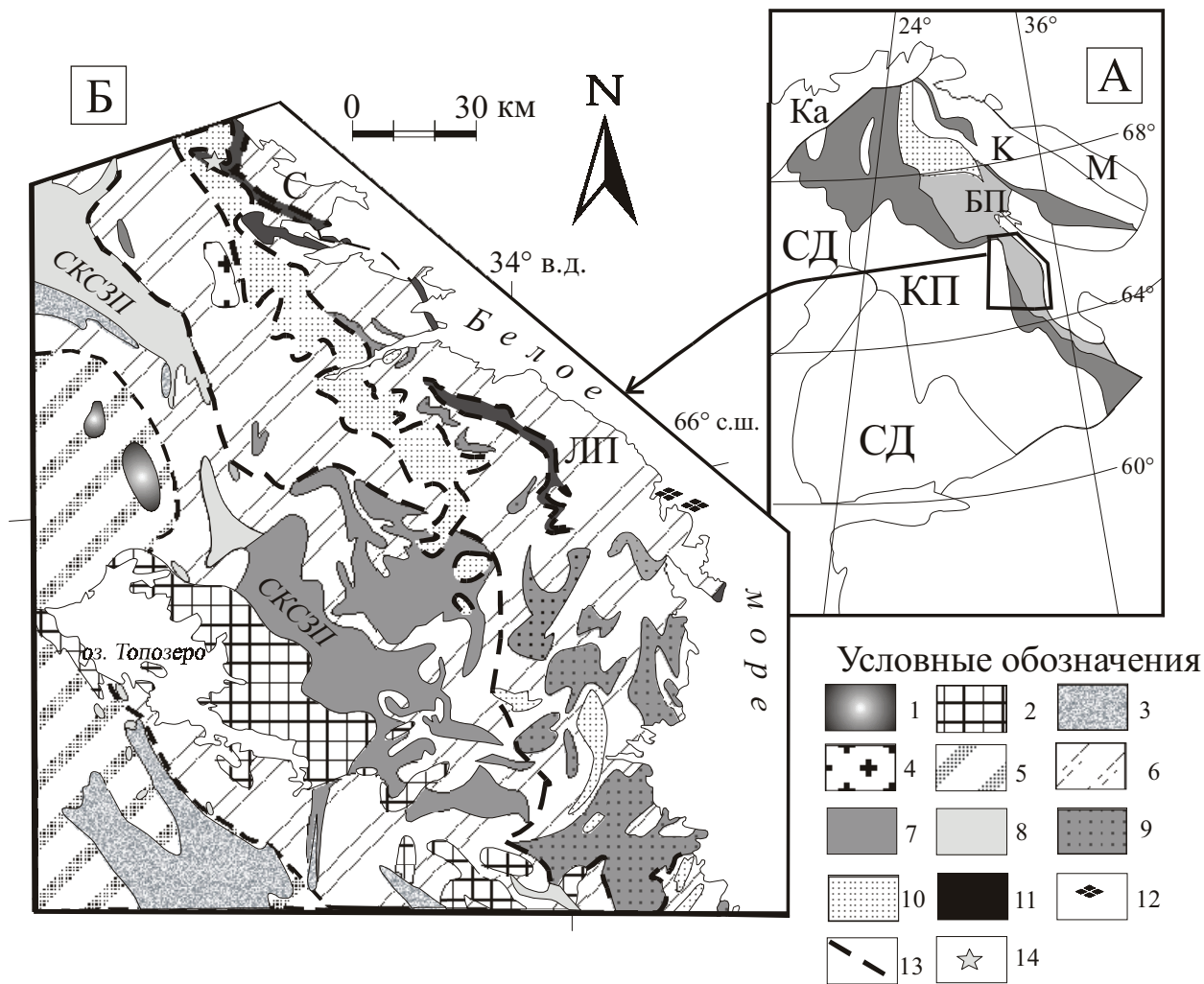
### **Минералогия и петрография гипербазитов оз. Серяк**

Среди рассматриваемых гипербазитов главную роль играют метаперидотиты, которыми сложены центральные части тел. В их краевых частях часто наблюдаются ортопироксеновые оторочки, обычно небольшой (первые метры) мощности. Ортопироксениты связаны постепенными переходами (через оливиновые ортопироксениты) с метаперидотитами и «зелеными» апоультрабазитовыми амфиболитами (через амфибол-ортопироксеновые породы). В зоне экзоконтакта ультрабазитов местами установлены крупнозернистые амфиболовые гранатиты. Отмечены мелкие тела, центральные части которых сложены амфиболитизированными ортопироксенитами.

*Метаперидотиты* представлены метагарцбургитами и отчасти метадуниитами\*\*. Их первичные

\* Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 03-05-64010).

\*\* Ранее описаны как оливиниты (Степанов, 1983 и др.).



минералы – оливин, ортопироксен и хромшпинелид. Судя по форме серпентиновых псевдоморфоз, позволяющих реконструировать панидиоморфнозернистые структуры (рис. 2), и количественным соотношениям реликтовых минералов, оливин в этих породах резко преобладал над ортопироксеном. Метагарцбургиты выделяются по несколько большему содержанию (до 10–20%) ортопироксена и отличаются большей степенью амфиболитизации. Количественные соотношения между гарцбургитами и дунитами не поддаются серьезной оценке из-за наличия постепенных переходов между ними, а также метаморфических преобразований, видимо включающих и пироксенизацию первичных пород.

Оливины метаперидотитов представлены мелкими (10–300 мк) реликтовыми зернами, локализованными в пределах серпентиновых псевдоморфоз. Судя по размерам последних, первичные зерна оливина составляли до 400–800 мк в максимальном измерении. По составу оливины отвечают хризолиту (84–86% Fo, табл. 1). Для них характерны микропримеси Mn и Ni. Магнезиальность оливинов положительно коррелируется с магнезиальностью пород и близка к ней по абсолютным значениям, что наряду с наличием микропримесей свидетельствует в пользу их первичной магматической природы.

Ортопироксен метаперидотитов по составу отвечает бронзиту (85–86% Fs). Химические составы ортопироксенов представлены в табл. 2, обычны микропримеси Mn, Ni, Cr. Наряду с мелкими зернами, в метаперидотитах отмечаются крупные порфирированные зерна. Морфология зерен позволяет утверждать, что ортопироксен кристаллизовался несколько позднее оливина.

Из аксессуарных минералов в метаперидотитах присутствуют хромшпинелиды, магнетит, ильменит и изредка сульфиды Cu. Хромшпинелиды играют особую роль в генетической диагностике гипербазитов и более подробно рассматриваются ниже.

*Ортопироксениты* имеют подчиненное распространение среди гипербазитов оз. Серяк и связаны постепенными переходами с метаперидотитами. Они наблюдаются в виде зон небольшой мощности на периферии крупных метаперидотитовых тел, а также небольших линз, приуроченных к ядерным частям мелких объектов, сложенных тремолитовыми амфиболитами. От метаперидотитов они отличаются более крупной зернистостью: обычно размер ортопироксеновых зерен измеряется первыми сантиметрами и иногда достигает 4–6 см в длину.

Оливиновые зерна значительно меньше по размерам, но местами достигают  $0,5 \times 2$  см. Структурный облик породы определяется кристаллами ортопироксена, количество которых в пироксенитах превышает 50%. Промежутки между ними заполнены более мелкими индивидами оливина, ортопироксена и вторичных минералов – амфиболов, карбоната, серпентина, хлорита и магнетита. Минеральные составы ортопироксенитов варьируют в широких пределах как по соотношению оливин – ортопироксен, так и по содержанию вторичных минералов. По текстурным признакам среди них отмечены как массивные породы, так и разновидности с признаками расщепления и предпочтительной ориентировкой кристаллов ортопироксена.

Таблица 1

Химические составы оливинов из гипербазитов оз. Серяк, масс. %

| Оксиды                                 | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>                       | 39,74 | 40,00 | 39,17 | 39,45 | 40,26 | 36,22 | 39,43 | 39,11 |
| TiO <sub>2</sub>                       | Сл.   | –     | Сл.   | Сл.   | 0,08  | 0,07  | –     | –     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>         | Сл.   | –     | Сл.   | Сл.   | 0,52  | 0,52  | Сл.   | –     |
| FeO'                                   | 14,02 | 13,85 | 14,73 | 14,98 | 13,51 | 17,89 | 15,34 | 15,52 |
| MnO                                    | Сл.   | Сл.   | 0,31  | 0,25  | 0,220 | 0,300 | 0,36  | 0,22  |
| MgO                                    | 46,03 | 46,00 | 44,97 | 44,80 | 44,33 | 42,84 | 44,63 | 44,92 |
| CaO                                    | Сл.   | Сл.   | Сл.   | Сл.   | 0,07  | 0,46  | –     | –     |
| Na <sub>2</sub> O                      | –     | Сл.   | Сл.   | –     | 0,05  | 0,05  | –     | Сл.   |
| K <sub>2</sub> O                       | –     | –     | Сл.   | –     | 0,05  | 0,05  | Сл.   | Сл.   |
| NiO                                    | –     | –     | 0,55  | 0,39  | 0,680 | 0,390 | –     | –     |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>         | –     | –     | Сл.   | –     | –     | –     | –     | Сл.   |
| V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>          | –     | –     | –     | –     | 0,021 | 0,017 | –     | –     |
| CoO                                    | –     | –     | –     | –     | 0,024 | 0,029 | –     | –     |
| Σ                                      | 99,79 | 99,85 | 99,73 | 99,88 | 99,77 | 98,79 | 99,76 | 99,77 |
| Формульный состав в пересчете на 4 (O) |       |       |       |       |       |       |       |       |
| Si                                     | 0,99  | 1,0   | 0,99  | 0,99  | 1,02  | 0,93  | 0,99  | 0,98  |
| Al                                     | –     | –     | –     | –     | 0,02  | 0,02  | –     | –     |
| Ti                                     | –     | –     | –     | –     | –     | –     | –     | –     |
| Cr                                     | –     | –     | –     | –     | –     | –     | –     | –     |
| Fe <sup>2+</sup>                       | 0,29  | 0,29  | 0,31  | 0,32  | 0,28  | 0,38  | 0,32  | 0,33  |
| Mn                                     | –     | –     | 0,01  | 0,01  | 0,00  | 0,01  | 0,01  | –     |
| Mg                                     | 1,72  | 1,71  | 1,69  | 1,68  | 1,67  | 1,65  | 1,67  | 1,68  |
| Ni                                     | –     | –     | 0,01  | 0,007 | 0,014 | 0,01  | –     | –     |
| Mg# (%)                                | 86    | 86    | 85    | 84    | 86    | 81    | 84    | 84    |

Примечание. 1–6 – метаперидотиты и метадуниты: 1 – обр. 2800-2-3; 2 – обр. 2800-2-7; 3 – обр. 2800-7-3; 4 – обр. 2800-7-4; 5 – обр. 1776-5; 6 – обр. 1776-3; 7–8 – оливиновые ортопироксениты: 7 – обр. 2800-5-3; 8 – обр. 2800-5-4. 5 и 6 – результат химического анализа монофракций оливина, выполнен в аналитической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН; 1–4, 7, 8 – здесь и далее микронзондовые определения минералов выполнены О. В. Парфеновой в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ. Электронный микроскоп Camscan 4DV с энергодисперсионной приставкой Link 1000.

**Рис. 1. На врезке А. Главные структуры восточной части Балтийского щита и местоположение рассматриваемой территории:**

М – Мурманский блок; К – Кольская провинция; БП – Беломорская провинция; КП – Карельская провинция; СД – Свекофенский домен; Ка – каледониды;

**На врезке Б. Схема геологического строения Северной Карелии (составлена с использованием материалов О. И. Володичева):**

1 – Ельтозерский ультрамафит-габбро-щелочной комплекс (1,745–1,827 млрд. лет); 2 – интрузивные чарнокиты топорского типа (~2,45 млрд. лет); 3 – карельские осадочные и вулканогенные образования (2,5–1,92 млрд. лет); 4 – чарнокиты пажминского типа (2,66 млрд. лет); 5 – комплекс ТТГ КП (3,2–2,85 млрд. лет); 6 – гнейсотоналиты, гнейсоплагиограниты, гнейсограниты и мигматиты БП (2,9–2,7 млрд. лет); 7–8 – позднearerхейские зеленокаменные комплексы Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов (СКСЗП); 7 – ранний (2,9–2,82 млрд. лет), 8 – поздний (2,8–2,78 млрд. лет); 9 – амфиболиты (метабазальты) с прослоями парагнейсов; 10 – парагнейсы с редкими прослоями амфиболитов; 11 – мафит-ультрамафиты ЦБМЗ (офиолитоподобный комплекс): С – Серякский сегмент, ЛП – Лоухско-Пиземский сегмент; 12 – позднearerхейские эклогиты в составе меланжа; 13 – поверхности сместителей предполагаемых покровов; 14 – участок детальных исследований на оз. Серяк

**На врезке В. Схематические разрезы офиолитоподобного комплекса в сегментах Центрально-Беломорской мафической зоны и положение исследованных образцов**

Таблица 2

## Химические составы ортопироксенов из гипербазитов оз. Саяк, масс. %

|  | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7      |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>                       | 56,67 | 56,35 | 56,47 | 56,06 | 55,48 | 53,50 | 53,53  |
| TiO <sub>2</sub>                       | Сл.   | Сл.   | Сл.   | Сл.   | Сл.   | 0,12  | 0,13   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>         | 0,47  | 1,13  | 0,93  | 1,06  | 1,34  | 2,02  | 1,23   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>         |       |       |       |       |       | 1,50  | 3,76   |
| FeO                                    | 9,55  | 9,42  | 10,09 | 10,47 | 10,08 | 10,18 | 8,54   |
| MnO                                    | 0,31  | 0,21  | 0,32  | 0,15  | 0,29  | 0,260 | 0,213  |
| MgO                                    | 32,76 | 32,62 | 31,87 | 31,87 | 32,06 | 30,05 | 30,08  |
| CaO                                    | 0,19  | 0,1   | 0,15  |       |       | 0,14  | 0,70   |
| Na <sub>2</sub> O                      | 0     |       |       |       |       | 0,07  | 0,03   |
| K <sub>2</sub> O                       | 0     |       |       |       |       | 0,08  | 0,11   |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>          |       |       |       |       |       |       | 0,10   |
| ppp                                    |       |       |       |       |       |       | 1,76   |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>         | 0     | 0     | Сл.   | Сл.   | Сл.   | 0,290 |        |
| CoO                                    |       |       |       |       |       | 0,011 |        |
| NiO                                    |       |       |       |       |       | 0,058 | 0,177  |
| V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>          |       |       |       |       |       | 0,058 |        |
| Сумма                                  | 99,95 | 99,82 | 99,83 | 99,61 | 99,86 | 99,63 | 100,36 |
| Формульный состав в пересчете на 6 (O) |       |       |       |       |       |       |        |
| Si                                     | 1,98  | 1,97  | 1,98  | 1,97  | 1,96  | 1,96  | 2,0    |
| Ti                                     |       |       |       |       |       |       |        |
| Al                                     | 0,02  | 0,05  | 0,04  | 0,04  | 0,06  | 0,09  | 0,06   |
| Fe <sup>2+</sup>                       | 0,28  | 0,28  | 0,3   | 0,31  | 0,3   | 0,29  | 0,22   |
| Mn                                     | 0,01  | 0,01  | 0,01  | 0,01  | 0,01  | 0,01  | 0,01   |
| Mg                                     | 1,71  | 1,7   | 1,67  | 1,67  | 1,68  | 1,64  | 1,68   |
| Ca                                     | 0,01  |       | 0,01  |       |       |       | 0,03   |
| Na                                     |       |       |       |       |       |       |        |
| K                                      |       |       |       |       |       |       |        |
| Cr                                     | н/о   | н/о   |       |       |       | 0,01  |        |
| Al4                                    | 0,02  | 0,03  | 0,02  | 0,03  | 0,04  | 0,04  |        |
| Al6                                    |       | 0,02  | 0,02  | 0,01  | 0,02  | 0,05  | 0,06   |
| Mg#                                    | 86    | 86    | 85    | 84    | 85    | 85    | 88     |

Примечание. Микронзондовые определения ортопироксенов: 1–3 – из метаперидотитов – метадунитов, 4–5 – из оливинового ортопироксенита; 1 – С-2800-2-2; 2 – С-2800-2-6; 3 – С-2800-7-2; 4 – С-2800-5-1; 5 – С-2800-5-2; 6 и 7 – химические анализы монофракций из метаперидотитов, выполнены в аналитической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН, аналитики В. А. Кукина и З. Я. Барменкова. При расчете формульных составов из химического анализа вычтен магнетит в обр. С-1776-3 (6) – 2,37 масс. % и в обр. С-1776-5 (7) – 5,84 масс. %.

Оливины ортопироксенитов по составу (табл. 1) аналогичны оливинам метаперидотитов. Обычно это мелкие реликты в пределах серпентиновых псевдоморфоз. Кроме того, наблюдаются мелкие округлые зерна оливина, образующие пойкилитовые включения в ортопироксеновых фенокристаллах. Синхронное групповое погасание таких зерен, очевидно, отражает их принадлежность к одному кристаллическому индивиду, в той или иной степени замещенному ортопироксеном. Таким образом, в этих случаях несомненно более поздняя по отношению к оливину кристаллизация ортопироксена.

Ортопироксены представлены бронзитом (85% Fs, табл. 2; обр. С-2800-5). По химическому составу они аналогичны ортопироксенам, образующим фенокристаллы в метаперидотитах (табл. 2; обр. С-2800-2). Ортопироксены заметно различаются по облику кристаллов. Наряду с хорошо образованными идиоморфными призматическими кристаллами, характерными для обр. С-2800-5, встречаются кристаллы с неровными бухтообразными границами и значительным количеством мелких включений оливина и хромшпинелидов. По форме эти зерна очень похожи на порфиробласты. Такие же фенокристаллы отмечены и в метаперидотитах (обр. С-2800-2).

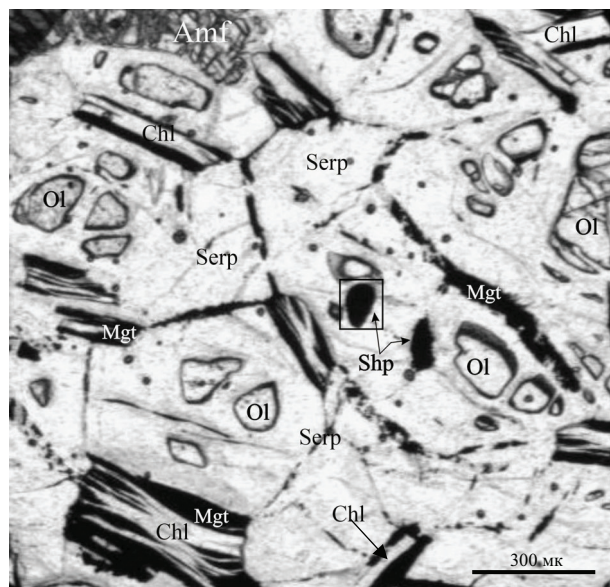


Рис. 2. Аподунитовый серпентинит с реликтами панидиоморфозернистой структуры; без анализатора:

Ol – оливин, Serp – серпентин, Mgt – магнетит, Shp – шпинель, Chl – хлорит, Amf – амфибол

Вторичные минералы гипербазитов представлены антофиллитом, роговой обманкой (тремолитовой или высокомагнезиальной, карбонатом (вероятно магнетитом), серпентином и хлоритом. При этом антофиллит и карбонат характерны для пироксенитов, а остальные минералы отмечаются во всех типах пород. Антофиллит и карбонат образуются на ранней стадии метаморфизма ультрабазитов. Очевидно, образование роговой обманки – магнезиальной в метаперидотитах и тремолитовой в метапироксенитах – обусловлено регионально проявленным метаморфизмом амфиболитовой фации. Интенсивное развитие этого процесса приводит к образованию «зеленых» тремолитовых амфиболитов. С более поздними метаморфическими процессами в гипербазитах связаны серпентинизация и хлоритизация. Местами достаточно отчетливо устанавливается более позднее по отношению к амфиболу развитие серпентина. Он избирательно замещает зерна оливина и в значительно меньшей степени – ортопироксена. Наиболее интенсивно серпентинизированы дуниты, в которых нередко полностью отсутствуют первичные минералы. Наблюдаются разные стадии процесса серпентинизации: от развития петельчатых структур до образования полных псевдоморфоз по оливину. В серпентине из метаперидотита установлены (масс. %): NiO – 0,33; CoO – 0,023; ZnO – 0,016; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,058 и V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,017. Наиболее поздним минеральным образованием в гипербазитах является хлорит (Mg# = 0,92), тесно ассоциирующий с пылевидным магнетитом. В монофракции хлорита (обр. С-1776-5) химическим анализом установлены (масс. %): NiO – 0,47; CoO – 0,01; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,28 и V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,064.

Хромшпинелиды имеют особое значение для генетической диагностики гипербазитов, вследствие чего именно они являлись объектом детального изучения. В шлифах хромшпинелиды из ультрабазитов

Таблица 3

## Химические составы хромшпинелидов из гипербазитов района оз. Серяк, масс. %

|   | C-2800-7-6 | C-2800-7-1 | C-2800-7-1A | C-2800-7-1B | C-2800-5-5 | C-2800-5-7 | C-2800-5-8 | C-2800-5-9 |
|---|------------|------------|-------------|-------------|------------|------------|------------|------------|
| SiO <sub>2</sub>                        | Сл.        | 0,25       | 0,28        | Сл.         | Сл.        | 0,257      | Сл.        | Сл.        |
| TiO <sub>2</sub>                        | 1,13       | 1,72       | 3,99        | 1,85        | 1,29       | 1,59       | 1,77       | 2,60       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>          | 16,34      | 10,94      | 2,94        | 11,75       | 1,66       | 1,96       | 2,36       | 1,47       |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>          | 28,66      | 25,02      | 15,36       | 26,27       | 8,36       | 9,91       | 11,41      | 3,76       |
| V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>           | 0,46       | –          | 0,62        | 0,40        | 0,49       | 0,61       | 0,58       | 0,52       |
| FeO                                     | 46,73      | 58,1       | 73,86       | 55,38       | 86,46      | 83,17      | 80,73      | 89,47      |
| MnO                                     | 0,42       | 0,18       | Сл.         | Сл.         | Сл.        | 0,35       | Сл.        | Сл.        |
| MgO                                     | 3,78       | 3,02       | 1,47        | 2,87        | 1,05       | 1,17       | 1,52       | 1,35       |
| NiO                                     | 0,64       | –          | 0,62        | Сл.         | 0,43       | 0,64       | 0,88       | Сл.        |
| ZnO                                     | 0,92       | Сл.        | Сл.         | Сл.         | Сл.        | –          | Сл.        | –          |
| Сумма                                   | 99,08      | 99,23      | 99,14       | 98,52       | 99,74      | 99,65      | 99,25      | 99,1       |
| Формульный состав в пересчете на 32 (O) |            |            |             |             |            |            |            |            |
| Ti                                      | 0,23       | 0,36       | 0,86        | 0,39        | 0,27       | 0,34       | 0,38       | 0,55       |
| Al                                      | 5,18       | 3,55       | 1,0         | 3,91        | 0,57       | 0,65       | 0,79       | 0,49       |
| Cr                                      | 6,08       | 5,44       | 3,49        | 5,86        | 1,89       | 2,24       | 2,59       | 0,84       |
| V                                       | 0,08       | –          | 0,12        | 0,07        | 0,09       | 0,12       | 0,10       | 0,09       |
| Fe <sup>3+</sup>                        | 4,43       | 6,65       | 10,58       | 5,77        | 13,18      | 12,65      | 12,15      | 14,03      |
| Fe <sup>2+</sup>                        | 6,06       | 6,72       | 7,23        | 6,81        | 7,46       | 7,26       | 7,15       | 7,44       |
| Mn                                      | 0,1        | 0,04       | –           | –           | Сл.        | 0,09       | –          | –          |
| Mg                                      | 1,52       | 1,24       | 0,62        | 1,2         | 0,45       | 0,05       | 0,65       | 0,57       |
| Ni                                      | 0,15       | –          | 0,14        | Сл.         | 0,1        | 0,15       | 0,21       | Сл.        |
| Zn                                      | 0,18       | Сл.        | Сл.         | Сл.         | –          | –          | Сл.        | –          |

Примечание. Микронзондовые анализы хромшпинелидов из метаперидотитов – метадунитов – обр. C-2800-7-6, -1, -1A, -1B и оливковых ортопироксенитов – обр. C-2800-5-5, -7, -8, -9.

района оз. Серяк представлены мелкими (до 100 мк) непрозрачными неправильно изометричными, значительно реже идиоморфными зернами. На микронзонде исследовался состав ряда минеральных индивидов, определенных в прозрачных шлифах как вероятные зерна шпинели. Проанализированные образцы были отобраны из ультрабазитов разного состава и разной степени серпентинизации, в результате чего в выборку вошли зерна, ассоциирующие с различными породообразующими минералами. По химизму (табл. 3) исследованные хромшпинелиды варьируют от ферроферриалюмохромита до хроммагнетита и магнетита. Ферроферриалюмохромит установлен в метаперидотитах ( $Mg\#_{\text{породы}} = 86$ ), где ассоциирует с оливковым составом ( $Fo_{85}$ ) и ортопироксеном состава ( $En_{86}$ ), серпентином, хлоритом и пылевидным магнетитом. Для ферроферриалюмохромита (обр. C-2800-7-6, -1, -1B) характерны низкая магнезиальность  $Mg/(Mg + Fe^{2+}) = 0,15-0,2$  и относительно высокая хромистость  $Cr/(Cr + Al) = 0,61-0,87$  при значительной доле железа (46,73–57,34% FeO\*) и высокой его окисленности:  $Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+}) = 0,42-0,50$ .

В одном из зерен ферроферриалюмохромита (обр. C-2800-7-1B, см. рис. 2, 3) установлены структуры распада, представленные пакетами тонких параллельных индивидов, ориентированных почти под прямыми углами друг к другу. Сходные структуры в хромшпинелидах связываются (Плаксенко, 1989) с высокотемпературным ( $T = 710-755$  °C) распадом шпинелей, содержащих титановый компонент. В краевых частях этого зерна выделены участки, сложенные хроммагнетитом (обр. C-2800-7-1A; табл. 3, рис. 3) и железистой шпинелью (?) (обр. C-2800-7-1c; рис. 3). Кроме того, в этом зерне отмечены также жилки чистого магнетита. Таким образом, отчетливо устанавливается распад зерен шпинели и замещение их более железистыми, менее хромистыми фазами.

На диаграмме Al – Cr – Fe<sup>3+</sup> фигуративные точки составов хромшпинелидов из метаперидотитов района оз. Серяк образуют четко выраженный тренд (рис. 4). В железистой части диаграммы он дополняется фигуративными точками хроммагнетитов из метапироксенита (обр. C-2800-5-5, C-2800-5-8, C-2800-5-9) и магнетитом – обр. C-2800-2-4. Данные по оливковому

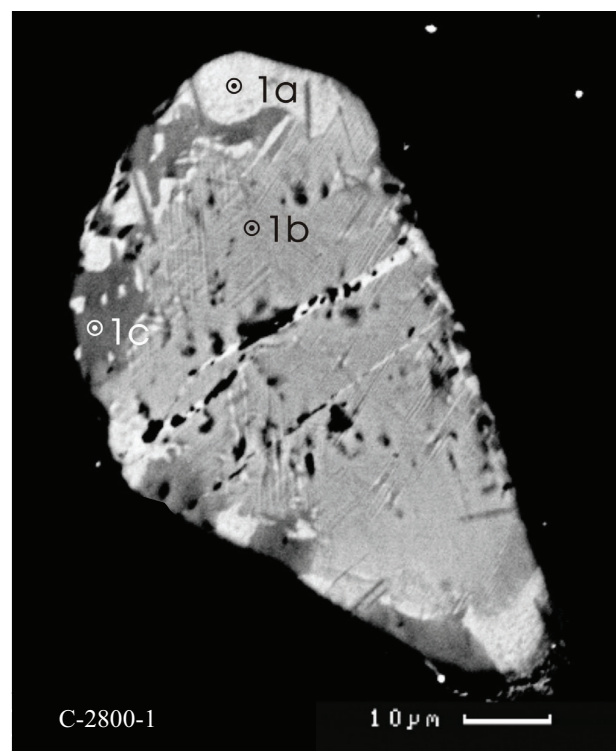


Рис. 3. Микрофото зерна хромшпинели в отраженном свете (деталь рис. 2; точки 1a и 1b отвечают анализам в табл. 3)

пироксениту (обр. С-2800-5) показывают, что наиболее хромистые магнетиты (9,9–11,4 % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) ассоциируют с зернами оливина, заметно меньшее содержание хрома (8,36% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) в магнетитах из ортопироксеновых зерен и наименьшие значения (3,76% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) – в магнетитах, ассоциирующих с хлоритом. Сопоставление этих данных с содержанием хрома в силикатных фазах рассматриваемых ультрабазитов (Ol – 0, Орх – 0,074–0,084; Chl – 0,28–0,42% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) выявляет отчетливую тенденцию перераспределения Cr между шпинелидами и силикатами. Конечными продуктами эволюции рудных аксессуаров являются магнетит и ильменит, обычно ассоциирующие в виде самостоятельных зерен с хлоритом и серпентином, при практически полном замещении первичных силикатов и хромшпинелей.

Таким образом, в процессе замещения высокотемпературных силикатных минералов более низкотемпературными происходило значительное снижение хромистости шпинелидов. Предполагается, что этот процесс, реализованный в «несколько этапов», начался с пироксенизации перидотитов и закончился интенсивной серпентинизацией. Изложенное позволяет однозначно определить рассматриваемый тренд изменения составов хромшпинелидов из гипербазитов оз. Серяк как вторичный, преимущественно метаморфический. В основе его лежит замещение (Cr + Al) → (Fe<sup>2+</sup> + Fe<sup>3+</sup>), обусловленное перераспределением этих компонентов между вновь образующимися силикатными и рудными фазами. Сходные тренды характерны для хромшпинелидов из метаморфизованных ультраосновных пород и, в частности, для альпийских гипербазитов Урала (Плаксенко, 1989; Макеев, 1992). Интерполяция рассматриваемого тренда (рис. 4) в область более высокотемпературных и более хромистых составов, как это предполагается для массива Рай-Из (Макеев, 1992), позволяет предположить, что первичный хромшпинелид гипербазитов оз. Серяк был близок к алюмохромиту.

Ильменит в незначительных количествах отмечен во всех исследованных на микрозонде шлифах. В шлифе С-2800-7 он ассоциирует с наиболее хромистым шпинелидом и продуктами его замещения. В этом случае порода представлена практически полностью серпентинизированным дунитом, имеющим максимальную для ультрабазитов оз. Серяк Mg# = 89%. Химический состав ильменитов приведен в табл. 4.

Т а б л и ц а 4

Химические составы ильменитов из гипербазитов района оз. Серяк, масс. %

|                                | 2800-2-1 | 2800-2-5 | 2800-7-5 | 2800-11-1 |
|--------------------------------|----------|----------|----------|-----------|
| TiO <sub>2</sub>               | 52,62    | 52,53    | 52,76    | 53,56     |
| FeO                            | 41,16    | 42,31    | 41,28    | 39,34     |
| MnO                            | 0,54     | 0,52     | 0,75     | 0,85      |
| MgO                            | 5,46     | 4,111    | 4,25     | 5,19      |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | –        | –        | 0,50     | –         |
| Сумма                          | 99,78    | 99,47    | 99,54    | 99,94     |

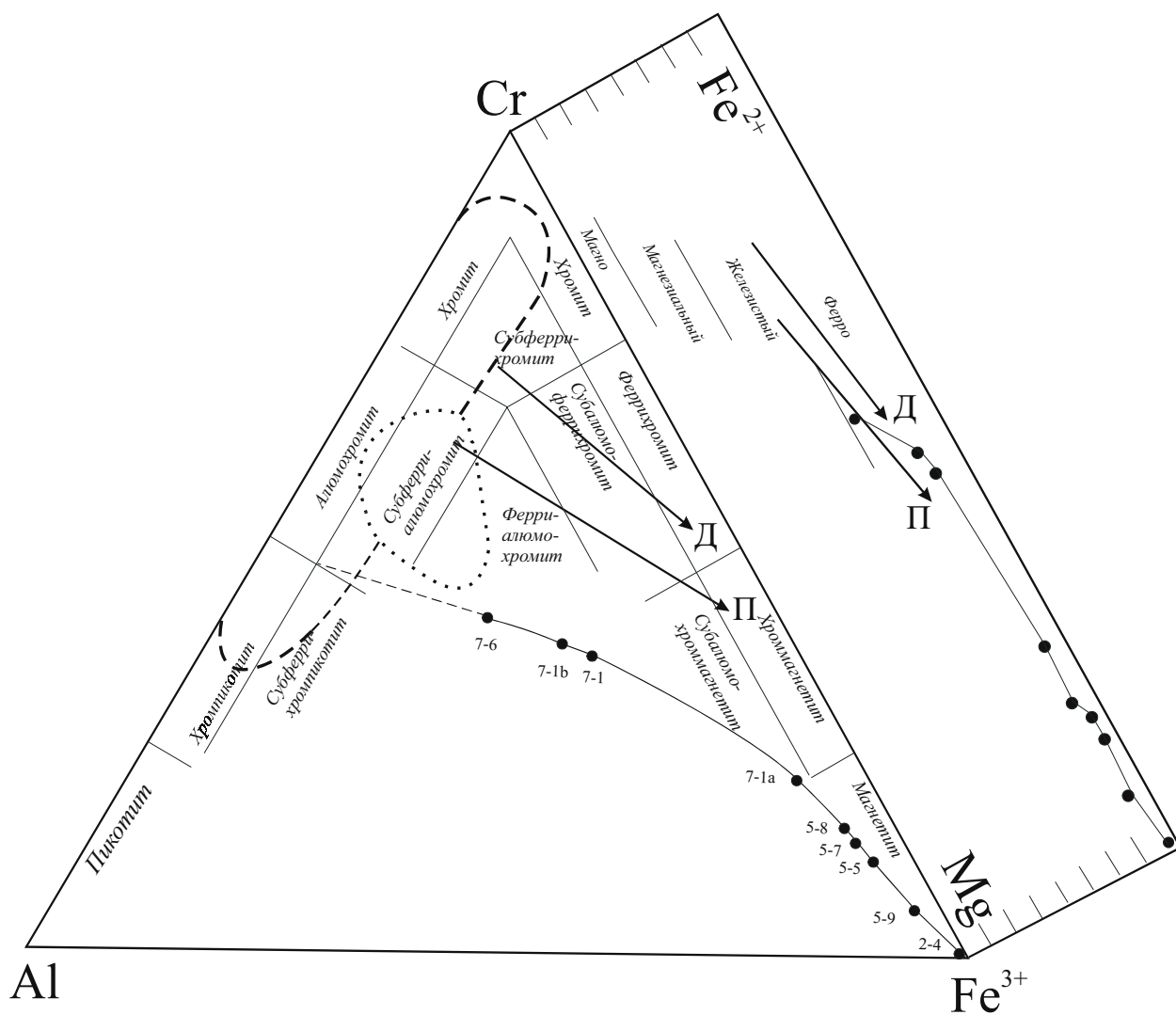
### Обсуждение результатов

Представление о генетической природе ультраосновных пород базируется на комплексе критериев, среди которых значительная роль отводится их петрографическим и минералогическим особенностям. Ранее (Степанов, 1983; Степанов, Слабунов, 1989) на

основании геологических, петрологических и петрохимических данных ультрабазиты оз. Серяк были отнесены к гипербазитовой формации, что подтверждается и более поздними исследованиями (Лобач-Жученко и др., 1999; Бибикина и др., 1999).

Расчеты по известным геотермометрам (Mori, Green, 1978; Podvin, 1988) для оливин-ортопироксенового парагенеза рассматриваемых гипербазитов свидетельствуют об их формировании в интервале 1050–1350 °С. Использование других геотермометров (оливин-шпинелевого, ортопироксен-шпинелевого, ортопироксенового) дает противоречивые результаты, интерпретация которых, видимо, невозможна без дополнительной проработки вопроса. Вместе с тем полученные данные определяют гипербазиты оз. Серяк как изначально высокотемпературные магматогенные образования. Формирование в перидотитах крупных ортопироксеновых ойкокристаллов, по-видимому, связано с укрупнением (собирающей кристаллизацией) первичных более мелких зерен близкого состава. Имеются данные (Метасоматизм..., 1998, с. 40–42) о том, что такой процесс может развиваться самопроизвольно в закрытой системе и протекает с освобождением некоторого количества энергии. Предполагается, что в нашем случае он осуществлялся на позднем магматической, возможно, субсолидусной стадии и сопровождался замещением некоторой части оливиновых зерен и перекристаллизацией первичных хромшпинелидов (часть Cr и Al вошла при этом в новообразованные ортопироксены). Эндоконтактовые ортопироксениты формировались в условиях высокотемпературного метасоматоза с существенным привнесом SiO<sub>2</sub>. Температурный режим образования ортопироксенов в обоих случаях, судя по их составам, был близок. Позднее, в процессе амфиболитизации, в анагипербазитовые породы привносились Ca и Al (Степанов, 1983). Изложенное показывает, что первичными породами данной гипербазитовой ассоциации являются гарцбургиты и дуниты. Отсутствие в гипербазитах клинопироксена и плагиоклаза отражает истощенность химического состава и, вероятно, является признаком их реститовой природы. Это в определенной мере увязывается с отсутствием в телах перидотитов интрузивных контактов. Таким образом, по петрографическим параметрам ультрабазиты оз. Серяк сопоставимы с гипербазитами офиолитовых комплексов.

Из минералогических критериев при определении генетической природы ультраосновных пород важное значение придается химическим составам оливинов и шпинелей. Оливины дунит-гарцбургитовой формации характеризуются высокой магниальностью (95–88% Fo; Типоморфизм..., 1989). В раннедокембрийских офиолитовых гипербазитах Финляндии они содержат 92–94% Fo (Vuollo, Piirinen, 1989). Оливины из гипербазитов оз. Серяк отличаются несколько меньшей магниальностью – 85–86% Fo. По этому признаку они сопоставимы с оливинами кумулятивных перидотитов габброидного комплекса офиолитов и с оливинами глубинных кумулятивных перидотитов. Важное типоморфное значение придается в составе оливинов микропримесям. Из них для оливинов дунит-гарцбургитовой формации важны содержания Ni, Co и их отношение (Типоморфизм..., 1989). По концентрации Ni и отношению Ni/Co = 17,0–28,3 оливины гипербазитов оз. Серяк сопоставимы с оливинами дунит-гипербазитовой формации (Ni/Co = 27,8).



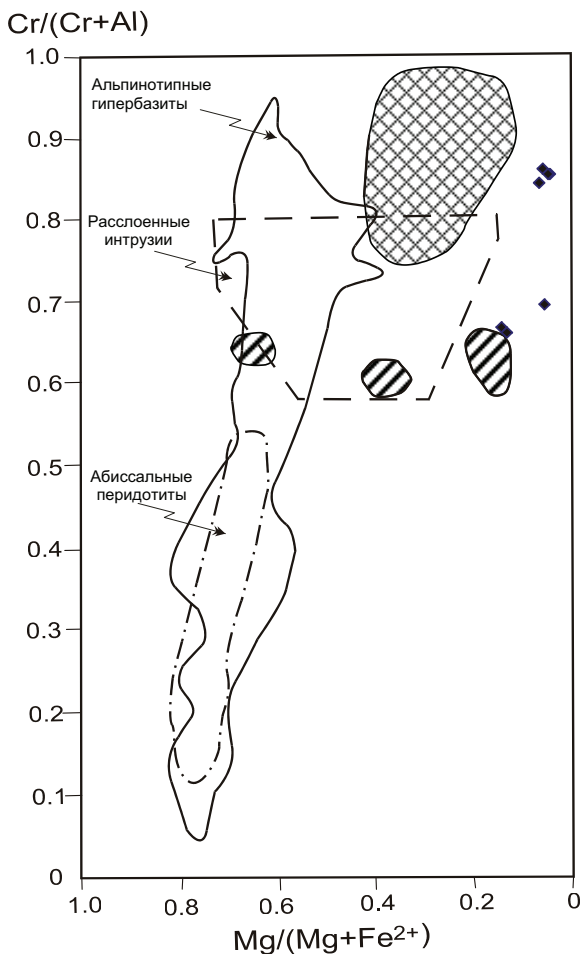
- П Тренды изменения составов аксессуарных хромшпинелидов из перидотитов
- Д Тренды изменения составов аксессуарных хромшпинелидов из дунитов (Д) альпинотипных гипербазитов Урала (Макеев, 1992)
- Точки составов хромшпинелидов из метабазитов района оз. Серяк
- Поле составов хромшпинелидов альпинотипных гипербазитов
- ..... Поле составов хромшпинелидов расслоенных интрузий

Рис. 4. Составы хромшпинелидов из ультрабазитов района оз. Серяк на классификационной диаграмме Н. В. Павлова

При типизации гипербазитов важную индикаторную роль играют составы хромшпинелидов (Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973; Плаксенко, 1989; Макеев, 1992; Evans, Forst, 1975 и др.). На дискриминационной диаграмме (рис. 5) хромшпинелиды из гипербазитов оз. Серяк лишь частично перекрывают поле хромшпинелей раннепротерозойских офиолитов Финляндии, отличаясь от них главным образом более низкой магнезиальностью. Как было показано, этот параметр в значительной степени определяется изменением химизма шпинелей в процессе метамор-

физма пород. Вместе с тем предполагаемый исходный состав хромшпинелидов из гипербазитов оз. Серяк определяется как близкий к аллюмохромииту, типичному аксессуарному гипербазитов офиолитовых комплексов. Важными типоморфными признаками шпинелей считаются микропримеси (Плаксенко, 1989; Типоморфизм..., 1989). В хромшпинелидах из гипербазитов оз. Серяк в заметных количествах установлены Ti, Mn и Zn (табл. 3). Mn и Zn обычны в шпинелях перидотитовых коматиитов (MnO до 0,5%, ZnO до 2–4%), причем повышенные содержания





- ◆ Хромшпинелиды из ультрабазитов оз. Серяк  
Комплекс Outokumpu (Vuollo, Piirainen, 1989):
- ▨ Западная зона; хромшпинели из реститовых ультрамафитов
- ▧ Восточная зона; хромшпинели из кумулатов

**Рис. 5.** Дискриминационная диаграмма для составов хромшпинелидов из ультраосновных пород (Evans, Frost, 1975)

(выше 0,6% Zn) характерны для рудоносных (Ni) коматитов (Плаксенко, 1989; Типоморфизм., 1989). Заметные количества этих элементов (Mn до 0,47%, Zn до 1,9%) установлены также в офиолитах Оутокумпу и Ёрмуа Финляндии (Vuollo, Piirainen, 1989). Таким образом, по содержанию Mn и Zn в шпинелях ультрабазиты Серякской структуры сходны как с перидотитами офиолитов, так и с коматитами, однако последние богаче Ca и обычно содержат клинопироксен. Наиболее специфичной чертой рассматриваемых шпинелидов, наряду с высокой окисленностью железа, являются повышенные содержания титана (1,13–1,85% TiO<sub>2</sub> в ферроферриалюмохромите и до 2,6–3,99% – в хроммагнетите). Кроме того, во всех проанализированных на микронзонде шлифах установлен акцессорный ильменит, иногда являющийся единственной рудной фазой (обр. С-2800-11). По-видимо-

му, это связано с несколько повышенным содержанием в метаперидотитах оз. Серяк TiO<sub>2</sub> (0,15–0,16%). Несмотря на то что среди офиолитовых комплексов отмечены аналогичные уровни концентрации титана в ультрабазитах (Магматические., 1988), шпинели с таким содержанием титана, как в породах оз. Серяк, для них не описаны. Титансодержащие хромшпинелиды типичны для расслоенных массивов, дифференцированных трапповых интрузий и пород щелочно-ультраосновной формации, однако эти комплексы не сопоставимы с рассматриваемыми образованиями по многим другим параметрам. Вместе с тем довольно высокие содержания титана в шпинелях характерны для мантийных перидотитов и хондритов (Типоморфизм., 1989). Это, наряду с некоторой специфичностью архейских гипербазитов, отличающихся от фанерозойских повышенной железистостью (Геохимия гипербазитов., 1971), позволяет предположить, что аномальная титанистость шпинелей, возможно, является особенностью архейских офиолитов. С другой стороны, хромшпинелиды пород Серякской структуры, как было показано, испытали определенные метасоматические изменения состава, сопровождающиеся повышением их железистости и, может быть, титанистости. Таким образом, несмотря на отмеченные особенности состава, хромшпинелиды из позднеархейских перидотитов района оз. Серяк наиболее близки к шпинелям из гипербазитов офиолитовых комплексов (рис. 5).

## Выводы

1. Поздние архейские перидотиты оз. Серяк представлены метагарцбургитами и метадуниитами, в которых сохранились реликты интрузивных структур, первичные оливины и ортопироксены. Полное отсутствие в составе этих гипербазитов клинопироксен- и плагиоклазсодержащих пород, вероятно, отражает их реститовую природу.

2. Оливины из перидотитов оз. Серяк отличаются от оливинов из аналогичных пород типичных фанерозойских офиолитовых комплексов несколько меньшей магнезиальностью, но по содержанию Ni и отношению Ni/Co сопоставимы с ними.

3. Хромшпинелиды исследованных метаперидотитов представлены метаморфически измененными высокожелезистыми разновидностями. Состав магматических шпинелей, реконструированный для этих пород, близок к алюмохромиту, который обычен для гипербазитов офиолитовых комплексов.

4. Рассмотренные петрографические и минералогические особенности перидотитов оз. Серяк позволяют сопоставить их по этим параметрам с гипербазитами офиолитовых комплексов.

Авторы выражают благодарность О. В. Парфеновой (геологический факультет МГУ им. М. В. Ломоносова, кафедра петрологии) за выполнение микронзондовых анализов и обсуждение их результатов, А. К. Карповой за помощь в работе над статьей.

## 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.
- Геохимия гипербазитов* Карело-Кольского региона. Л., 1971. 140 с.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Степанов В. С. и др.* Беломорский пояс – позднеархейская аккреционно-коллизонная зона Балтийского щита // *Докл. РАН*. 1998. Т. 358, № 2. С. 226–229.
- Магматические горные породы. Ультраосновные породы*. Т. 5. М., 1988. 508 с.
- Макеев А. Б.* Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб., 1992. 195 с.
- Метасоматизм и метасоматические породы* / Ред. В. А. Жариков, В. Л. Русинов. М., 1998. 392 с.
- Миллер Ю. В., Милькевич Р. И.* Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // *Геотектоника*. 1995. № 6. С. 80–93.
- Павлов Н. В., Григорьева-Чупрынина И. И.* Закономерности формирования хромитовых месторождений. М., 1973. 198 с.
- Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И.* Хромиты Кемпирсайского Плутона. М., 1968. 178 с.
- Плаксенко А. Н.* Типоморфизм акцессорных хромшпинелидов ультрамафит-мафитовых магматических формаций. Воронеж, 1989. 224 с.
- Степанов В. С.* Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л., 1981. 216 с.
- Степанов В. С.* Ультрабазиты и амфиболиты оз. Серяк (к проблеме генезиса беломорских амфиболитов) // *Петрология глубокометаморфизованных комплексов Карелии*. Петрозаводск, 1983. С. 27–38.
- Степанов В. С., Слабунов А. И.* Амфиболиты, ультрабазиты и сульфидная минерализация зоны оз. Серяк – Кивгуба Белого моря // *Магматизм и металлогения докембрийских образований Карелии: Опер.-информ. материалы за 1982 г.* Петрозаводск, 1983. С. 38–41.
- Степанов В. С., Слабунов А. И.* Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л., 1989. 175 с.
- Сыстра Ю. Й.* Структурная эволюция беломорид Западного Беломорья. Л., 1978. 168 с.
- Типоморфизм минералов: Справочник* / Под ред. Л. В. Чернышевой. М., 1989. 560 с.
- Arai S.* Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation // *Chem. Geol.* 1994. Vol. 113. P. 347–354.
- Bedard J. H.* A new projection scheme and differentiation index for Cr-spinels // *Lithos*. 1997. Vol. 42. P. 37–45.
- Borisova E. Yu., Bibikova E. V., Lvov A. B. et al.* U-Pb age and nature of magmatic complex of Seryak mafic zone (Belomorian mobile belt, Baltic Shield) // *Terra Nova*. 1997. Vol. 9. Abstract Supplement. № 1. P. 132.
- Evans B. W., Frost B. R.* Chrome-spinel in progressive metamorphism – a preliminary analysis // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1975. Vol. 39. P. 959–972.
- Friend C. R. L., Bennett V. C., Nutman A. P.* Abyssal peridotites >3,800 Ma from southern West Greenland: field relationships, petrography, geochronology, whole-rock and mineral chemistry of dunite and harzburgite inclusions in the Itsaq Gneiss Complex // *Contrib Mineral Petrol.* 2002. Vol. 143. P. 71–92.
- Mori T., Green D. H.* Laboratory duplication of phase equilibria observed in natural garnet lherzolites // *J. Geol.* 1978. Vol. 86. P. 83–97.
- Podvin P.* Ni-Mg partitioning between synthetic olivines and orthopyroxenes: applications to geothermometry // *Am. Mineral.* 1982. Vol. 73, N 3/4. P. 274–280.
- Slabunov A. I., Stepanov V. S.* Late archean ophiolites in the Belomorian mobile belt of the Fennoscandian (Baltic Shield). Why not? // *Geological Survey of Finland*. 1998. Special Paper 26. P. 56.
- Vuollo J., Piirinen T.* Mineralogical evidence for an ophiolite from the Outokumpu serpentinites in North Karelia, Finland // *Bull. Geol. Soc. Finland*. 1989. 61. Part 1. P. 95–112.

*Н. Н. Трофимов, А. И. Голубев*

## **ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПЛАТИНОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ КАРЕЛИИ**

Основные перспективы платиноносности Карело-Кольской металлогенической провинции связаны с раннепротерозойским магматизмом, обусловленным развитием Беломорско-Лапландской рифтогенной системы (Магматизм..., 1993) и процессами ее активизации. Эта система наследует направление раздвига, смещающееся на юго-запад от верхнеархейского Колмозеро-Вороньинского зеленокаменного пояса (2,82 млрд. лет, кварцевые порфиры Вороньих тундр (Кудряшов и др., 1999)) через позднеархейскую Кейвскую структуру со щелочным (2,68–2,61 млрд. лет) и анортозитовым (2,68–2,66 млрд. лет) магматизмом (Баянова, 2002). Габбро-анортозитовые массивы Кейвской структуры (Цагинский, Ачинский, Медвежье-Щучьеозерский) являются наиболее ранними расслоенными массивами, сформированными флюидонасыщенными расплавами, будучи выплавками меньших глубин, чем более поздние расслоенные перидотит-габброноритовые (2507–2436 млн. лет).

Время заложения Беломорско-Лапландской рифтовой структуры можно сопоставить с возрастом расслоенных массивов Кольского полуострова первого этапа внедрения (2507–2491 млн. лет) – Мончегорского, Федорово-Панского, Генеральского (Баянова, 2002). Спустя примерно 50 млн. лет, видимо с развитием суперплюма, продолжается расширение и укрупнение рифтогенной структуры, сопровождающееся заложением на плечах рифта системы нижнепротерозойских палеорифтовых прогибов. В Кольском регионе это пояс Полмак – Пасвик – Имандра – Варзуга, в Карельском – со структурами Онежской, Ветренный пояс, Лехтинско-Шомбозерской, Пана-Куоляярвинской и Сала-Соданкюля (Финляндия) и Карасйок (Норвегия) (рис.). По обрамлению этих структур внедряется комплекс расслоенных массивов с интервалом возрастов 2449–2433 млн. лет (Баянова, 2002).

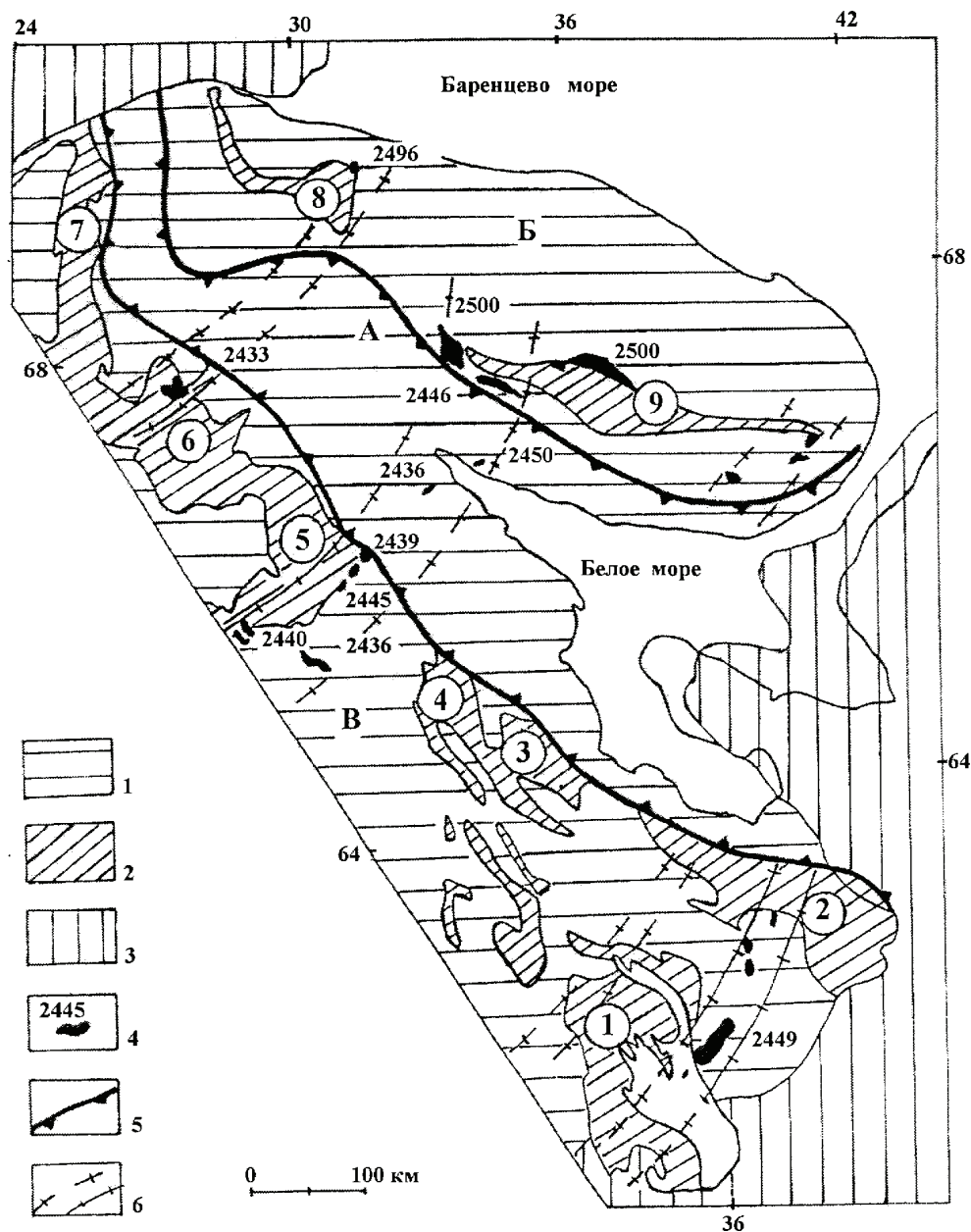
Развитие Беломорско-Лапландской рифтогенной структуры завершается формированием на границе с Русской платформой трехлучевого рифта с образованием южной – Онежской ветви и северо-восточной – Беломорской, проходящей через гирло Белого моря и обрамляющей Кольский п-ов. Трехлучевой Лапландско-Беломорско-Онежский рифт по форме является как бы зеркальным отражением Норильского, заложившегося по границе с Западно-Сибирской плитой, но по масштабу в 2 раза меньше. Позиции п-ова Таймыр соответствует Кольский п-ов, а краевой части

Сибирской платформы – Карельский блок Балтийского щита. Для обеих рифтогенных структур в период верхнерифейской и палеозойской активизации характерно внедрение уникальных щелочных массивов. Для Кольского п-ова это Хибинский и Лавозерский плутоны, для Норильска – Томтор и др.

Главная (срединная) зона рифта соответствует Беломорскому геоблоку и Лапландскому гранулитовому поясу, в пределах которых закартировано несколько тысяч мелких интрузивов, принадлежащих в основном к двум формациям: габбро-лерцолит-пироксенитовой и вебстерит-габбро-норитовой. U-Pb возраст наиболее крупного Ковдозерского массива –  $2436 \pm 9$  млн. лет (Баянова, 2002). Известны также габбро-анортозитовые интрузии (массив Колвицкий) с возрастом  $2450 \pm 10$  млн. лет (Магматизм..., 1993). С отдельными массивами этих формационных типов связано сульфидное Cu-Ni оруденение син- и эпигенетического типа (Медно-никелевые..., 1985). Главную зону рифта можно выделить в отдельную Беломорскую платиноносную субпровинцию, перспективы и масштабы которой пока не ясны. По аналогии с другими регионами, наиболее важными в металлогеническом аспекте являются плечевые части рифта.

На плечевых частях рифта, параллельно его главной оси, формируются протяженные пояса компенсационных структур прогибания с вулканогенно-осадочным наполнением – пояса континентальных вулканотектонических депрессий. Они образуют соответственно Кольскую и Карельскую металлогенические субпровинции. Предполагается, что уровень эрозионного среза в пределах Кольского плеча выше, по сравнению с Карельским, в связи с неоген-четвертичным воздыманием территории полуострова. Компенсационные структуры прогибания заложены в сумийско-сарийское время, сопровождались вулканоплутонической ассоциацией: андезито-базальтовой (в депрессиях) и базит-гипербазитовой (по краям депрессий или в областях сводовых поднятий). Последние представлены ритмично расслоенными габбро-норит-перидотитовыми интрузиями с U-Pb возрастом в пределах Карельского блока 2433–2449 млн. лет (Баянова, 2002).

Анализ пространственной ориентировки расслоенных интрузивов перидотит-габбро-норитовой формации Карело-Кольского региона показывает, что имеется ряд двух возрастных групп, ориентированных вдоль главной оси рифта: Койлисмаа (Нярянкяваара – Портываара) – Имандра (2436–2446 млн. лет);



**Раннепротерозойская Беломорско-Лапландская внутриконтинентальная рифтогенная структура** (составлен с использованием материалов: Магматизм..., 1993; Байанова, 2002):

1 – архейские нерасчлененные образования; 2 – нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 3 – фанерозойские отложения; 4 – раннепротерозойские расслоенные интрузии и их радиогенный возраст; 5 – границы срединной зоны рифта и субпровинций в составе Карело-Кольской платиноносной металлогенической провинции: А – Беломорской, Б – Кольской (северо-восточное плечо рифта), В – Карельской (юго-западное плечо рифта); 6 – поперечные зоны растяжения, контролирующие внедрение расслоенных интрузий. Раннепротерозойские компенсационные структуры прогибания (номера структур в кружке): 1 – Онежская, 2 – Ветренный пояс, 3 – Лехтинская, 4 – Шомбозерская, 5 – Пана-Куоляярвинская, 6 – Сала-Соданкюля, 7 – Карасйок, 8 – Печенгская, 9 – Имандра-Варзугская

Федорово-Панский, Мончегорский (около 2500 млн. лет); а также ряд практически одновозрастных массивов, группирующихся в поперечные пояса, – Бураковско-Монастырско-Шидмозерский и Кеми-Контярви-Олангский. И если первый трассируется в пределах Карельского плеча, то во второй достаточно хорошо вписываются и массивы главной оси рифта – Ковдозерский перидотит-габбро-норитовый и Колвицкий габбро-анортозитовый, а также ориентированные вкрест пояса Имандровский (Кольский геоблок) и Койлисмаа (Ка-

рельский геоблок), имеющие очень узкий интервал колебания возрастов – 2433–2459 млн. лет.

Наличие поперечных поясов и продольно ориентированных расслоенных массивов предположительно отражает различную ориентировку и возраст лучей рифта. Поперечные пояса (раздвиговые зоны) – Бураковско-Монастырско-Шидмозерский и Кеми-Контярви-Олангский – развиваются параллельно предполагаемому Онежскому лучу, имеющему север-северо-восточное простирание.

Наличие расслоенных массивов, ориентированных параллельно главной оси Беломорско-Лапландского рифта в Имандра-Варзугской и в районе Пана-Куолярвинской структур, позволяет надеяться на обнаружение таковых в структурах Ветренный пояс и Лехтинско-Шомбозерской. Кроме того, по северному обрамлению Онежской впадины можно предполагать наличие еще одной поперечной раздвиговой зоны (направление Суоярви – Медвежьегорск – Вирандозеро). В ее юго-западной части (Хаутаваарская структура) имеется мощная, протяженностью около 30 км, дайка Кивач – Сямозеро, относимая к формации расслоенных интрузий, и предполагается наличие массивов на участках Виетукка-Лампи и Святнаволоок. Не исключено, что к формации раннепротерозойских расслоенных интрузий относится и Хюрсюльский дифференцированный гипербазитовый массив. Таким образом, на территории Карелии можно прогнозировать выявление новых расслоенных интрузивов, что заметно увеличивает перспективы платинометалльного оруденения малосульфидного типа.

Данная схема рифтогенеза выводит по перспективности на первый план из всего комплекса нижепротерозойских прогибов две структуры – Ветренный пояс и Онежскую, занимающие в составе трехлучевого рифта как бы зеркально отраженную позицию Норильско-Талнахского рудного узла. Особенности их строения рассмотрим на примере наиболее изученной Онежской впадины. Для всех рифтогенных депрессий Карело-Кольского региона типичен трапповый магматизм и концентрации восстановленных форм углерода в людиковийское время. Трапповый магматизм является многофазным, имеет антидромный характер, трещинный тип излияний и характеризуется умеренным обогащением легкими лантаноидами (как и норильские траппы) со слабо выраженным европиевым минимумом (Трофимов, Голубев, 2000). Все депрессии имеют вулканогенно-осадочное наполнение и одну общую особенность, отражающую изменение состава флюидного потока: изначальное поступление окисленных форм углерода – в верхнеятулийское время (карбонаты); в более позднее (заонежское) – восстановленных форм углерода (шунгиты) или сочетания окисленных и восстановленных форм. При этом привнос подавляющей массы углерода приходится на завершающий этап вулканизма базитовой субформации и предшествует гипербазитовой. Все эти процессы рассматриваются нами как единая система – трапповая-углеродаккумуляционная. Согласно классификации Ф. А. Летникова (1987), раннепротерозойские впадины Карело-Кольского региона относятся к типу «С» – структура, характеризующихся, в связи с воздействием специфических флюидных систем, широким накоплением углеродсодержащих пород и минералов. Онежская впадина является по этим параметрам наиболее контрастной, а по масштабу концентрирования восстановленных форм углерода в раннем протерозое – уникальным мировым объектом. Мощности высокоуглеродистых пластов шунгитов достигают 35 м, а в диапироподобных структурах – 120 м при среднем содержании углерода 33% (Зажогинское месторождение). Это свидетельствует о высокой флюид-

ной активности (видимо максимальной в Онежской структуре) и как следствие – о внедрении предрасположенных к дифференциации флюидонасыщенных расплавов.

Пока не ясно, формирование флюидонасыщенных расплавов с повышенным региональным фоном БЭ и трендом дифференциации с отщеплением ультраосновных железистых расплавов, легко подвергающихся сульфуризации, происходит на стадии преимущественного выноса трансмагматическим флюидным потоком окисленных или восстановленных форм углерода. В частности, для норильских дифференцированных интрузий основными компонентами летучих магматического этапа являются  $\text{CO}_2$  (79,2–98%) и кислые газы –  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$  (Аплоннов, Додина, 1999). При этом углеводороды авторы не упоминаются, но для завершающих стадий магматического процесса их отсутствие отмечено. И в то же время факторы литолого-стратиграфического контроля неодинаковы для гипабиссальных рудоносных печенгских и норильских интрузий. Печенгские интрузии характеризуются тесной пространственной связью с черносланцевыми комплексами (Смолькин и др., 1995), а норильские – с терригенно-сульфаткарбонатными (Петрология., 1978).

Согласно А. А. Маракушеву, подкоровое выплавление базальтовых магм происходит с участием сильно восстановленных флюидов –  $\text{H}_2$ ,  $\text{CH}_4$  и др. (Маракушев, Перчук, 1974), что применительно к условиям Карелии соответствует ятулийским и заонежским фазам вулканизма. Если высказанные выше положения верны, то появление рудоносных интрузий, видимо, связано с этапами смены режима флюидного потока: окислительного на восстановительный – пудожгорский тип; восстановительного на чередование кратковременных окислительно-восстановительных – печенгский тип.

По геодинамическому характеру развития магматизма и режиму осадконакопления Онежская впадина близка Печенгской и депрессиям Норильской рифтовой структуры (Норильской, Хараелахской и др.), что позволяет прогнозировать наличие гипабиссальных дифференцированных никеленосных интрузий с МПГ габбро-верлитовой формации печенгского типа или норильского с малосульфидным оруденением, в связи с людиковийской фазой траппового магматизма. Пока только в суйсарии установлены дифференцированные силлы гипербазитовой субформации, но они относятся к субвулканической фации и характеризуются дефицитом серы. Sm-Nd возраст габбро-перидотитовых силлов –  $1975 \pm 24$  млн. лет (Куликов и др., 1999). U-Pb возраст рудоносных дифференцированных габбро-пироксенит-верлитовых интрузий (гипабиссальная фация) печенгской депрессии –  $1982 \pm 8$  млн. лет (Баянова, 2002). Наиболее интересные результаты получены в последнее время в связи с изучением двух дифференцированных силлов базитовой субформации Пудожгорского комплекса. Как выяснилось, они занимают особую геодинамическую позицию, располагаясь симметрично в бортах Онежской впадины в пределах юго-западного плеча Беломорско-Лапландского рифта (Трофимов, Голубев, 2000). Анализ условий образования Cu-Ni сульфидных месторождений в траппо-

вых формациях Печенгского и Норильского рудных районов, выполненный А. А. Маракушевым и др., показывает, что рудные месторождения локализируются в бортах Печенгской структуры или, если они еще не вскрыты эрозией (Хараелакская структура), составляют ложе впадины, размещаясь в ее осадочной составляющей (Маракушев и др., 2002).

Наличие субвулканических тел дифференцированных габбродолеритов с ликвационным титаномангнетитовым оруденением предполагает присутствие еще не вскрытых эрозией глубинных залежей МПГ, вероятно, малосульфидного типа – вследствие прогнозируемого скергаардского тренда дифференциации (но более типичного для плутонических фаций). Исходные расплавы, их сформировавшие, являются очень своеобразными по своему химическому составу и наиболее близки к дифференциатам зоны магнетитовых габбродиоритов Бураковской расслоенной интрузии (Трофимов и др., 1998). Они обогащены Fe, Ti, V, S, Cu, BЭ, но истощены по Cr, Ni, Co, характеризуются высокой флюидонасыщенностью, т. е. явно являются продуктами внутрикоровой камерной дифференциации. Следовательно, можно допустить два варианта их появления и развития: отрыв Fe-Ti дифференциатов от абиссальной или гипабиссальной камеры с оставшейся магниальной составляющей и формированием обособленной субвулканической фации или переход с глубиной базитовых титаномангнетитовых тел в гипербазитовые. Таким образом, субвулканические интрузивы пудожгорского типа, с которыми связаны крупные (200–300 т) месторождения бедных золото-платиноидных руд, совмещенных с титаномангнетитовыми, одновременно являются реперными объектами и поисковыми предпосылками возможности обнаружения на глубине богатых платиновых руд. Также имеется набор признаков, позволяющих прогнозировать в Онежской впадине наличие сульфидных Cu-Ni с МПГ руд печенгско-норильского типа. Возможны два основных тренда дифференциации магниальных расплавов: печенгско-норильский и скергаардский, что определяется составом флюидов и, в первую очередь, соотношением сероводородного ( $H_2S$ ) и углеродно-водородного ( $H_2 + CH_4$ ) компонентов (Маракушев, 1980) и предопределяет развитие процессов сульфуризации, приводящих к формированию сульфидных руд печенгско-норильского типа. Потенциальными рудовмещающими толщами являются: туломозерская сульфатсодержащая свита ятулия (внедрен Койкарско-Святнаволоцкий силл) и нижняя подсвита заонежской свиты общей мощностью 500 м, содержащая сульфидную серу; средняя (предпочтительнее) и верхняя подсвиты заонежской свиты (принято трехчленное деление по Ю. С. Полеховскому и А. И. Голубеву (Проблемы..., 1989)) с наиболее высокими содержаниями S и C. Для печенгских и норильских месторождений характерно наличие верхнего лавового экрана. В Печенгской структуре он представлен (ферро)-пикрит-базальтовым комплексом свиты матер с возрастом 1955–1980 млн. лет (Смолькин и др., 1995). Радиогенный (U-Pb) возраст рудоносных интрузивов пудожгорского типа пока не определен и принимается условно 2050 ± 70 (Бибикова и др., 1990), но верхней границей можно считать возраст габбро-верлитов

никеленосных интрузий Печенги – 1982 ± 8 млн. лет (Баянова, 2002). Поэтому наиболее перспективны участки Онежской впадины с соответствующим типом экранированного лавами разреза.

Углеродсодержащие комплексы в Карело-Кольской металлогенической платинометальной провинции присутствуют в позднеархейских зеленокаменных поясах (карельский тип по Д. А. Додину) и в нижнепротерозойских интра- и перикратонных рифтогенных компенсационных впадинах с вулканогенно-осадочным накоплением (онежский тип) (Додин и др., 2000). В последних черносланцевая формация пространственно и генетически связана с трапповой – ее людиковийскими фазами, что характерно для обоих поясов палеорифтовых прогибов Карело-Кольского региона (рис.). Под черносланцевой формацией Карелии понимаются шунгитосодержащие карбонатно-кремнисто-глинистые породы, переслаивающиеся с лавами основного состава и горизонтами шунгитов, а также карбонатно-слюдитые метасоматиты по ним. В пределах Карелии формация проявлена в структурах Ветреный пояс, Онежской и Пана-Куоляярвинской, лучше всего изучена в Онежской, где наиболее полно и масштабно представлена ее высокоуглеродистая составляющая и проведены работы по оценке платиноносности и рудоносности метасоматитов на U, V, Cu.

Площадь Онежской структуры составляет 14000 км<sup>2</sup> (Печенгской – 1700 км<sup>2</sup>), что согласно принятой иерархии позволяет классифицировать ее как впадину. Форма ее мульдообразная, как и Печенгской – округлая в плане, с максимальной мощностью вулканогенно-осадочных образований, по данным геофизики, порядка 3 км, с учетом реконструкции разреза слагающих стратиграфических подразделений – 6 км. С юго-востока она ограничена раздвиговой зоной с Бураковским комплексом расслоенных интрузий (Трофимов, Голубев, 2000). Возраст Бураковского плутона – 2449 ± 1,5 млн. лет (Koptev-Dvornikov, 1995). В связи с рифейским этапом активизации, к юго-востоку от Бураковской раздвиговой зоны происходит интенсивное опускание территории, компенсирующееся накоплением мощной (1 км) красноцветной терригенной континентальной формации, сопровождающееся одноактным внедрением Ропручейского силла габбродолеритов площадью 2000 км<sup>2</sup> с возрастом 1770 ± 12 млн. лет (Бибикова и др., 1990). Именно этому этапу соответствует активизация линейных зон складчато-разрывных дислокаций (СРД) и проявление щелочно-карбонатного метасоматоза с ванадиевой, радиоактивной и благороднометальной минерализацией. По данным А. В. Булавина установлено несколько генераций уранинита и настурана с возрастом 1790 и 1082 ± 120 млн. лет (Металлогения Карелии, 1999).

Онежская впадина является уникальным мировым объектом по масштабу и концентрациям восстановленных форм углерода – шунгита и сопоставима с угольными бассейнами палеозоя (Трофимов, Голубев, 2000). Основное поступление углерода неразрывно связано с трапповым магматизмом заонежского этапа людиковия. Его аккумуляция происходит в восстановленной форме в рассеянном – 1–2% или концентрированном виде в пластах и линзах с содержанием  $C_{св}$  20–40%. Мощность пластов – 2–40 м, в раздувах – до 120 м.

Вынос углерода в Онежской впадине запаздывает относительно начала трапсового магматизма и проявлен после третьей ятулийской фазы – происходит накопление окисленных форм углерода в виде карбонатов (туломозерская свита). Восстановленные же формы начинают появляться лишь в основании людиковия (нижняя подсвита заонежской свиты) и достигают пика в заонежском надгоризонте (средняя подсвита), для которого характерен максимум привноса S и P. Кроме пластов восстановленного углерода – шунгита, имеются пачки совмещенных форм – шунгитсодержащих доломитов. Сера распределена по всему разрезу заонежской свиты, уровень концентрации ее не оценен, среднее содержание в шунгитах Заонежского месторождения – 1,74%. Имеется несколько уровней, где S образует интенсивно сульфидизированные горизонты или слои с углерод-сульфидными конкрециями (Проблемы..., 1989), которые рассматриваются как потенциальные стратиформные горизонты на МПГ и комплекс рудных элементов – Cu, V, U, Mo, Co, Pb, Zn (уницкий подтип).

Стратиформное оруденение МПГ онежского типа уницкого подтипа, выявленное работами ПГО Невско-геология и ВСЕГЕИ (Савицкий и др., 1994) в Онежской впадине, пока не находит своего подтверждения по масштабности и уровню концентраций. Анализ известных мировых платинометалльных проявлений черносланцевого типа для геодинамически схожих позиций (платформы, кратоны) показывает, что для каждого из них характерно доминирование одного или двух элементов: Cu – польский, Ni-Mo (V) или Ni-Zn (Pb) – южнокитайский, канадский, U – австралийский, V – онежский (табл. 1). Формирование рудных пластов происходит в условиях мелководных внутренних бассейнов, континентальных лагун, а в случае морских условий осадконакопления – в области шельфа. Первично-аномальные концентрации благородных и рудных элементов приводят к формированию как стратиформных (пластовых) залежей руд, так и гидротермально-метасоматических. При этом стратиформные месторождения МПГ всегда ассоциируют с металлоносными пластами черносланцевых пород, в значительной мере обогащенных серой и часто фосфором. Платинометалльное оруденение в них может образовывать обогащенные слои (польский тип, Любинское м-е) или рассредоточиваться в виде сопутствующих элементов по всей мощности пласта. Мощность таких стратиформных горизонтов МПГ очень мала – десятые доли метра – первые метры, что резко затрудняет их поиски в многокилометровых толщах перспективных пород (табл. 1). Однако для многих месторождений имеется стратиграфический контроль – приуроченность металлоносных пластов к основаниям черносланцевых толщ или стратиграфическим несогласиям, а также к областям смены условий осадконакопления с окислительного (красноцветы) на восстановительный (углеродистые породы) – канадский, польский типы. Для Онежской впадины это соответствует смене туломозерских красноцветных карбонатных пород на черносланцевые заонежские. Однако низы заонежского надгоризонта характеризуются слабой насыщенностью серой, накопление которой максимально проявилось в средней заонежской подсвите. Но в конечном итоге положение рудоносного горизонта в

разрезу определяется режимом поступления вулканических терм на фоне смены окислительно-восстановительных условий. Для всех стратиформных типов выявляется трансгрессивный режим осадконакопления, что указывает на формирование их в условиях прогибания структур и характеризуется строгой литологической последовательностью разреза.

Комплексное оруденение онежского типа падминского подтипа связано с метасоматитами, в которых МПГ являются сопутствующими элементами с невысокими концентрациями (0, n г/т). Эти объекты изучались и разведывались прежде всего как ванадиевые или урановые руды, содержащие Mo и Cu, – Средняя и Верхняя Падма, Царевское, Весеннее и др. Можно предположить, что состав флюидного потока и связанного с ним комплекса рудных и БЭ, транспортировавшегося по проницаемым зонам – зонам СРД, был неодинаков по составу от центра впадины к бортам, что обеспечило специализацию зон или их участков на определенную группу элементов (горизонтальная, площадная зональность), а с учетом различных геохимических барьеров на пути метасоматической колонны – и вертикальную зональность. Поскольку разброс крайних представителей площадной зональности (по зонам СРД) представлен достаточно контрастными рудопроявлениями: Cu (Воронов бор) и Cu-U-Mo-V (падминская группа), можно ожидать обнаружения как собственно платиновых объектов, так и рудных с другим набором ведущих и сопутствующих элементов.

Метасоматическое оруденение падминской группы месторождений и рудопроявлений локализовано в пачке шунгитсодержащих сланцев и алевролитов нижней подсвиты заонежского горизонта на крутопадающих и опрокинутых крыльях и в сводовых частях антиклиналей и контролируется зонами складчато-разрывных дислокаций – антиклинальных зон шириной 2–5 км и протяженностью десятки километров, ориентированных параллельно главной оси рифта (Металлогения Карелии, 1999). Установлено шесть зон СРД в восточной части Онежской впадины, а по геолого-геофизическим данным предполагается еще пять – в западной. Согласно А. В. Булавину, зоны СРД, с которыми связаны месторождения падминской подгруппы, можно охарактеризовать как линейные антиклинальные поднятия, осложненные системой продольных складок и разрывных нарушений (Металлогения Карелии, 1999). Характеристическими признаками зон СРД, наиболее полно проявленными на уровне нижней подсвиты заонежского горизонта, являются морфологические особенности складок, проявления щелочно-карбонатного метасоматоза, а также V-U и Cu-сульфидная минерализация, линейные магнитные аномалии и гравитационные минимумы. В ореолах метасоматитов внешние части колонок представлены щелочно-амфиболовыми пропилитами, а внутренние – кварц-альбитовыми и слюдисто-карбонатными породами, вмещающими U-Mo-V оруденение. Положение и масштаб сопутствующего золото-платинометалльного оруденения не совсем ясны, однако Л. И. Гурская (2000) на основании единичных ураганных проб связывает его с центральными частями колонки внутри контура подсчета запасов V. В молибдените обнаружен Re, содержащий дорогостоящий изотоп <sup>187</sup>Os.

Таблица 1

## Характеристика основных типов платинометаллового оруденения в связи с чернотанцевой формацией

| Геодинамическая позиция, возраст                                 | Черносланцевый тип МПГ      | Регion, месторождение, рудопроявление, провинция | Фаши   | Состав рудоносной толщи  | Содержание ОВ, %                   | Морфология, содерж. сульф., %   | Характеристика рудной залежи |                               |                                | Мощность, м   | Мощность МПГ, горизонты, МПГ, содержание, г/т |
|--|-----------------------------|--|--|--|------------------------------------|---|------------------------------|-------------------------------|--------------------------------|---|---|
|  |                             |  |  |  |                                    |   | Ветушие                      | Сопутствующие                 | Рудные элементы                |   |   |
| Западно-Европейская платформа Рифтовая структура PZ <sub>2</sub> | Польский                    | Польша, м. Люблинское и др.                      | Морской шельф, лагуно-континентальные                        | Глинистые, глинисто-доломитовые сланцы, песчаники (5-40 м)     | 2,4-12,5                           | Пласт   | Cu                           | Pb, Zn, Ni, Mo, Co, Se, U, BЭ | Pt, Pd, Os, Ir, Re, Au, Ag     | Самост. гор-т 0,05-0,2 м, Pt-30-370 Pd 10-120 Au 5-360  |   |
| Южно-Китайская платформа Рифтовая структура PZ <sub>1</sub>      | Южно-Китайский (китайский)  | Германия, м. Мансфельд                           | Морской шельф, прибрежные и лагуно-континентальные           | Глинисто-мергельные сланцы                                     | 10                                 | Пласт 8-10  | Cu                           | Ni, Mo, V, BЭ                 | Pt, Pd, Ir, Os, Ru, Rh, Au, Ag | Сопутств. Pt-0,03-0,3 Pd-0,05-0,1 ΣМПГ <1, иногда до 5  |   |
| Платформа Максензи Рифтовая структура PZ <sub>1-2</sub>          | Канада, Селвин              | Китай, Гуйжоу, Хунань                            | Морские, прибрежно-континентальные                           | Фосфатно-глинистые, кремнистые углеродистые сланцы             | 6-22                               | Пласт   | Ni-Mo, Ni-V                  | Mo, Zn, Cu, V, BЭ             | Pt, Pd, Ir, Os, Ru, Rh, Au, Ag | Сопутств. Pt-0,3 Pd-0,8 Au-0,7 ΣМПГ 1-2   |   |
| Австралийский щит PR <sub>1</sub>                                | Австралийский               | Юж. Алме-гейтер, м. Коро-нейшен Хил              | Нет сведений   | Углеродисто-кремнистые и глинисто-карбонатные сланцы           | 1,3-2,5 ср. 2,12                   | Пласт 40-60 (S до 30%)  | Ni-Zn, Pb Ni-Zn-Pb           | Mo, V, Co, Cu, Cd, Sb         | Pt, Pd, Re, Au, Ag             | Сопутств. Pt-0,7 Pd-0,3 Au-0,1  |   |
| Баггийский щит Рифтогенные структуры                             | Онежский, Падминский подтип | США, Чаттануга, Мекка, Кворри                    | Прибрежно-континентальные (мелководный бассейн)              | Два уровня Д - кремнисто-фосфатные сланцы С - глинистые сланцы | 3,8-4,6                            | Пласт   | Mo-Zn                        | Ni, V, Co, Cu, U              | Pt, Ir, Os, Au                 | Сопутств. ΣМПГ -0,1 ΣМПГ -0,3   |   |
| Уральско-Монгольский щит   | Уральско-Монгольский        | Юж. Алме-гейтер, м. Коро-нейшен Хил              | Нет сведений   | Полиметаллическая обломочная черная сланцевая и вулканитовая   | До 30%, но в рудовмещающем разрезе | Шток, контроль нарушениями, согласными с осевыми шлоками складок  | U                            | V, Cu, Zn                     | Pt, Pd, Au                     | Самост. тела Au-Pt минералы   |   |
| Сибирский щит  | Сибирский                   | Карелия, Онежская впадина, м. Ср. Падма и др.    | Прибрежно-континентальные (мелководный бассейн)              | Углеродисто-глинисто-кремнистые, углеродисто-доломитовый       | До 40%                             | Линзовидные залежи в линейных антиклинальных поднятиях (зоны СРП), зоны гидротермально измененных пород | V                            | Mo, U, Cu, Pb, BЭ, Bi, Se     | Pt, Pd, Re, Au, Ag             | Самост. тела Au-Pd минералы средние 0,2-0,3 ураганные - до 140  |   |
| Окраинно-Сибирский щит Рифтовая структура R                      | Сухоложский                 | р. Уничское                                      | То же  | То же  | То же                              | Линзовидно-сланцевая, сульф. конкреции с углеродом в шунгитовом сланце                                  | МПГ                          | Cu, Ni, Zn, BЭ                | Pt, Pd, Ir, Au, Ag             | 0,5-2,0 м Высокие сол. МПГ не подтвердили Pd - до 2,6; Pt - до 0,2 Минер. форм. установлена Pt-0,93-1,5 Pd-0,1-0,2 Os-0,1 |   |
| Уральско-Монгольский щит Рифтовая структура R <sub>1</sub> -PZ   | Уральско-Монгольский        | В. Сибирь, Бодайбинский прогиб, м. Сухой лог     | Глубоководный шельф пассивных окраин континента (филицидные) | Углеродосодержащие алевросланцы                                | 1-7                                | Зона гидротермально-измененных пород (березитизация), линзовидная и пластовая                           | Au                           | BЭ                            | Au, Pt, Pd, Os, Ru, Ir         | Pt-0,93-1,5 Pd-0,1-0,2 Os-0,1   |   |
| На коре океанического типа                                       | На коре океанического типа  | Узбекистан, м. Мурунтау                          | Глубоководный шельф (филицидные)                             | Углеродосодержащие алевросланцы                                | 2,5-3,8                            | Субпластовые залежи, метасоматиты, штокверы, сульфидно-кварцевые жилы                                   | Au до 1,2                    | BЭ                            | Pt, Pd                         | Pt-0,12-0,19 Pd-0,24-0,27 Pt-0,38-0,80 Pd-0,28-0,75 Pt-0,1-0,3 Pd до 1,5  |   |

Примечание. Таблица составлена с использованием материалов Л. И. Гурской (2000).



Таблица 2

## Сводная таблица прогнозных ресурсов, т

| Рудно-формационный тип                   | ЭПГ по категориям                    |                |                |       | Au  |
|--|--------------------------------------|----------------|----------------|-------|-----|
|  | P <sub>1</sub>                       | P <sub>2</sub> | P <sub>3</sub> | Всего |     |
| Малосульфидный платинометалльный         | Собственно платинометалльный тип     |                |                |       | *   |
|  | 8                                    | 130            | 400            | 538   |     |
| Платиносодержащий хромитовый             | Сопутствующие платинометалльные типы |                |                |       | *   |
|  | –                                    | 10             | 110            | 120   |     |
| Платиноидносодержащий титаномагнетитовый | 170                                  | 205            | 50             | 425   | 170 |
| Сульфидный платиноидно-медно-никелевый   | 2                                    | 11             | 3              | 16    | *   |
| Платино-полиметалльный онежского типа    | 5                                    | 1              | 95             | 101   | 75  |
| Итого ресурсов сопутствующих ЭПГ         | 177                                  | 227            | 258            | 662   | 245 |
| Всего ресурсов ЭПГ по Республике Карелия | 185                                  | 357            | 658            | 1200  | 245 |

Примечание. \* – ресурсы не оценивались.

Пока не ясно, какой подтип – падминский или уницкий – является ведущим для Онежской впадины. Не исключено, что концентрации рудных и благородных элементов в стратифицированных горизонтах, будучи лишь на несколько порядков выше кларковых, не дотягивают до промышленного уровня. В метасоматическом падминском типе коэффициент концентрации рудных элементов несомненно выше за счет процессов мобилизации из черносланцевых толщ и дополнительного их привноса флюидным потоком в связи с вепсийским этапом активизации (базальтовый магматизм с последующим щелочным метасоматозом). Думается, что здесь еще не определено положение наиболее богатого платинометалльного оруденения относительно главного рудного компонента. Тяготеющие к рудным зонам существенно палладиевые ореолы наводят на мысль о наличии смещенных платиновых ореолов. Несмотря на высокий минерагенический потенциал черносланцевой формации в уже хорошо изученной Онежской впадине, оценить ресурсы ЭПГ согласно инструкциям МПР по-прежнему не представляется возможным вследствие неясности достоверности аналитических результатов, накопившихся в достаточно большом количестве.

Металлогеническая специализация раннепротерозойского этапа активизации Кольской субпровинции представлена Ni, Cu, Cr, ЭПГ. Платинометалльное оруденение относится к двум формациям – сульфидной и малосульфидной. Для Карельской субпровинции к этому набору элементов добавляются Ti, V (Муставаара, Пудожгора и др.) с подчиненным значением Ni и Cu и явно выраженной Au-Pd специализацией. Ведущие рудно-формационные типы ЭПГ – малосульфидный, хромитовый, титаномагнетитовый (Голубев и др., 2002). Основными мировыми источниками металлов платиновой группы являются месторождения малосульфидной рудной формации в расслоенных раннепротерозойских ультрабазит-базитовых интрузивах (90% мировых запасов) и сульфидной медно-никелевой, прежде всего норильский тип в

связи с трапповым магматизмом (Платиноносность..., 1995). В последнее десятилетие увеличилась роль черносланцевой формации – польский, канадский и китайский типы. Для Карелии сохраняется та же тенденция, но заметно возрастает значение платиносодержащих рудных формаций – хромитовой и титаномагнетитовой с сопутствующими ЭПГ. Последняя характерна прежде всего для трапповой формации – Пудожгорское и Койкарско-Святнаволоцкое месторождения.

В завершенной Институтом геологии КарНЦ РАН научно-исследовательской работе по «Оценке перспектив новых источников элементов платиновой группы (ЭПГ) в Республике Карелия» (Трофимов и др., 2002) прогнозные ресурсы МПГ Республики Карелия оценены на уровне 1200 т (табл. 2), в том числе по Онежской впадине – 1010 т. Проведенный на геодинамической основе анализ магматических и рудных формаций позволяет в несколько раз повысить данную оценку ресурсов Республики Карелия и, в первую очередь, наиболее перспективных структур – Онежской и Ветреного пояса.

Таким образом, Карелия является новой крупной платиноносной субпровинцией России с золотосодержащей палладиевой геохимической специализацией, потенциал которой еще слабо изучен и может быть значительно увеличен. Все перспективные рудно-формационные типы связаны с нижнепротерозойским этапом активизации кратона и локализируются на площади Карельского геоблока. Из-за слабой изученности не получили должной оценки Ладожский геоблок (более сопоставляется как возрастной аналог Воронежского щита) и Беломорский геоблок. Платиноносность верхнеархейских зеленокаменных поясов и этапов их активизаций (2,7–2,6 и 1,9–1,8 млрд. лет) изучена слабо и неравномерно и также пока не оценена. Исследована лишь сульфидная Cu-Ni рудная формация в Каменноозерской и Хаутаваарской структурах, перспективы которой не высоки. Пока не ясны перспективы позднепротерозойских массивов щелочно-ультраосновной формации – Тикшеозерского и Еletzозерского.

## ЛИТЕРАТУРА

Аглонов В. С., Додина Т. С. Флюидно-геохимическая модель уникального Талнахского платиносодержащего месторождения // Платина России. Т. IV. М., 1999. С. 100–120.

Баянова Т. Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М., 2002. 46 с.

- Бибикова Е. В., Кириозова Т. И., Лазарев Ю. И. и др.* U-Pb изотопный возраст вепся Карелии // ДАН СССР. 1990. Т. 310, № 1. С. 189–191.
- Голубев А. И., Филитов Н. Б., Трофимов Н. Н.* Перспективные рудно-формационные типы платиноносных объектов Карелии // Материалы Всерос. симпозиума «Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов». М., 2002. С. 128–132.
- Гурская Л. И.* Платинометальное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб., 2000. 208 с.
- Додин Д. А., Чернышов Н. М., Яцкевич Б. А.* Платинометальные месторождения России. СПб., 2000. 755 с.
- Кудряшов Н. М., Гавриленко Б. В., Ананасевич Е. А.* Возраст пород архейского зеленокаменного пояса Колмозеро – Воронье // Геология и полезные ископаемые северо-запада и центра России. Апатиты, 1999. С. 66–70.
- Куликов В. С., Куликова В. В., Лавров Б. С. и др.* Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск, 1999. 96 с.
- Летников Ф. А.* К проблеме создания флюидной модели формирования континентальной литосферы // Земная кора и верхняя мантия Восточной Сибири. Иркутск, 1987. С. 25–34.
- Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита / Под ред. А. Д. Щеглова.* СПб., 1993. 244 с.
- Маракушев А. А.* О генезисе хромитовых руд и вмещающих их гипербазитов // Геология рудных месторождений. 1980. Т. XXI, № 1. С. 3–23.
- Маракушев А. А., Перчук Л. Л.* Термодинамическая модель флюидного режима Земли // Очерки физико-химической петрологии. М., 1974. Вып. 4. С. 102–130.
- Маракушев А. А., Панях Н. А., Зотов И. А.* Специфика образования медно-никелевых сульфидных месторождений в трапповых формациях (на примере Печенги и Норильска) // ДАН. 2002. Т. 382, № 5. С. 668–673.
- Медно-никелевые месторождения Балтийского щита.* Л., 1985. С. 329.
- Металлогения Карелии / Отв. ред. С. И. Рыбаков, А. И. Голубев.* Петрозаводск, 1999. 340 с.
- Минералы благородных металлов: Справочник* (О. Е. Юшко-Захарова, В. В. Иванов, Л. Н. Соболева и др.). М., 1986.
- Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы.* Новосибирск, 1978. 217 с.
- Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири.* Новосибирск, 1995. 151 с.
- Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии.* Петрозаводск, 1989. 159 с.
- Савицкий А. В., Титов В. К., Афанасьева Е. Н. и др.* Платиноносность докембрийских черносланцевых толщ Карелии // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М., 1994. С. 55–65.
- Смолькин В. Ф., Митрофанов Ф. П., Аведисян А. А. и др.* Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтовой структуры. Апатиты, 1995. 256 с.
- Трофимов Н. Н., Голубев А. И.* Геодинамические условия формирования и металлогения Онежской впадины // Руды и металлы. 2000. № 5. С. 10–25.
- Трофимов Н. Н., Голубев А. И., 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., Филитов Н. Б.* Платиноидно- и золотосодержащие ванадий-титаномагнетитовые месторождения в дифференцированных габбро-долеритовых интрузиях Карелии // Платина России. Т. III. 1999. С. 200–211.
- Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Смирнова Н. К. и др.* Отчет о научно-исследовательской работе по «Оценке перспектив новых источников элементов платиновой группы (ЭПГ) в Республике Карелия». Петрозаводск, 2002.
- Koptev-Dvornikov E. V.* Usage of the convective-cumulative model simulation of the layered intrusions crystallization // Petrology and Metallogeny of Volcanic and Intrusive Rocks of the Midcontinent Rift System (Fild Conference and Symp. 1995 IGCP Projret 336). Duluth, 1995. P. 85–86.

В. Д. Слюсарев, А. И. Голубев

## ЭЛЕМЕНТЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В ПОРОДАХ ЮЖНО-ВЫГОЗЕРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА

Работами производственных организаций и тематических исследований Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск) выявлена благороднометаллическая (серебро, золото, платиноиды) металлогеническая специализация Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса. Общая характеристика геологии, основного магматизма, ильменит-титаномагнетитовых, хромитовых, сульфидно-медно-никелевых руд этого пояса приведена в ряде публикаций (Слюсарев и др., 1976, 1981, 1982; Земная кора и металлогения..., 1983) и отчетах (Ермолаева, Сеницын, 1972; Горошко, 1980). Основные сведения о золотоносности Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса сосредоточены в производственных отчетах и ряде печатных работ (Горошко, 1980; Юдин и др., 1991; Кулешевич, Слюсарев, 1997; Металлогения Карелии, 1999).

Краткая информация о концентрациях платиноидов в отдельных геологических объектах Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса (габброиды с малосульфидным ильменит-титаномагнетитовым вкрапленным оруденением массивов Тайгиницкого и Заломаевого ручья, хромитоносный массив Южно-Рыбозерского рудопроявления, сульфидное Cu-Ni оруденение в ассоциации с магнетитовыми рудами в амфиболитизированных пироксенитах габбро-пироксенитового массива Рыбозерского рудопроявления) приведена в одной из последних публикаций (Рыбаков и др., 1994). Основной задачей настоящей статьи является более детальная характеристика специфики проявления платинометаллического (с сопутствующим золотом) оруденения в пределах Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса.

*Фактический материал.* Нами было проведено штучное опробование на ЭПГ и сопутствующего Au ряда геологических объектов в пределах зеленокаменного пояса и сделано 99 пробирно-спектральных определений на Pt, Pd, Rh, Au в лаборатории г. Тулы, филиала ЦНИГРИ. Основная часть проб отбиралась на Рыбозерском детальном участке. Ранее на этом участке Л. А. Ермолаевой и А. В. Сеницыным были выполнены 35 определений ЭПГ (Pt, Pd, Rh, Au, Ag) в секционных керновых пробах (длиной 1–4 м) Рыбозерского участка по скважинам 2Р, 20, 5. Поэтому оценка всей Выгозерской структуры в отношении платинометаллическости на основе имеющихся ограниченных данных едва ли возможна. Но тем не менее полученные данные могут служить одним из признаков для общей потенциальной оценки архейских

зеленокаменных поясов на металлы платиновой группы.

Для более наглядного представления о характере локализации ЭПГ на Рыбозерском участке и мест отбора образцов приводится геологическая схема с положением скважин на ней (рис. 1) и колонки скважин с геохимической нагрузкой (рис. 2–6), данные для которых приводятся в приложении в таблицах 1–2, 4.

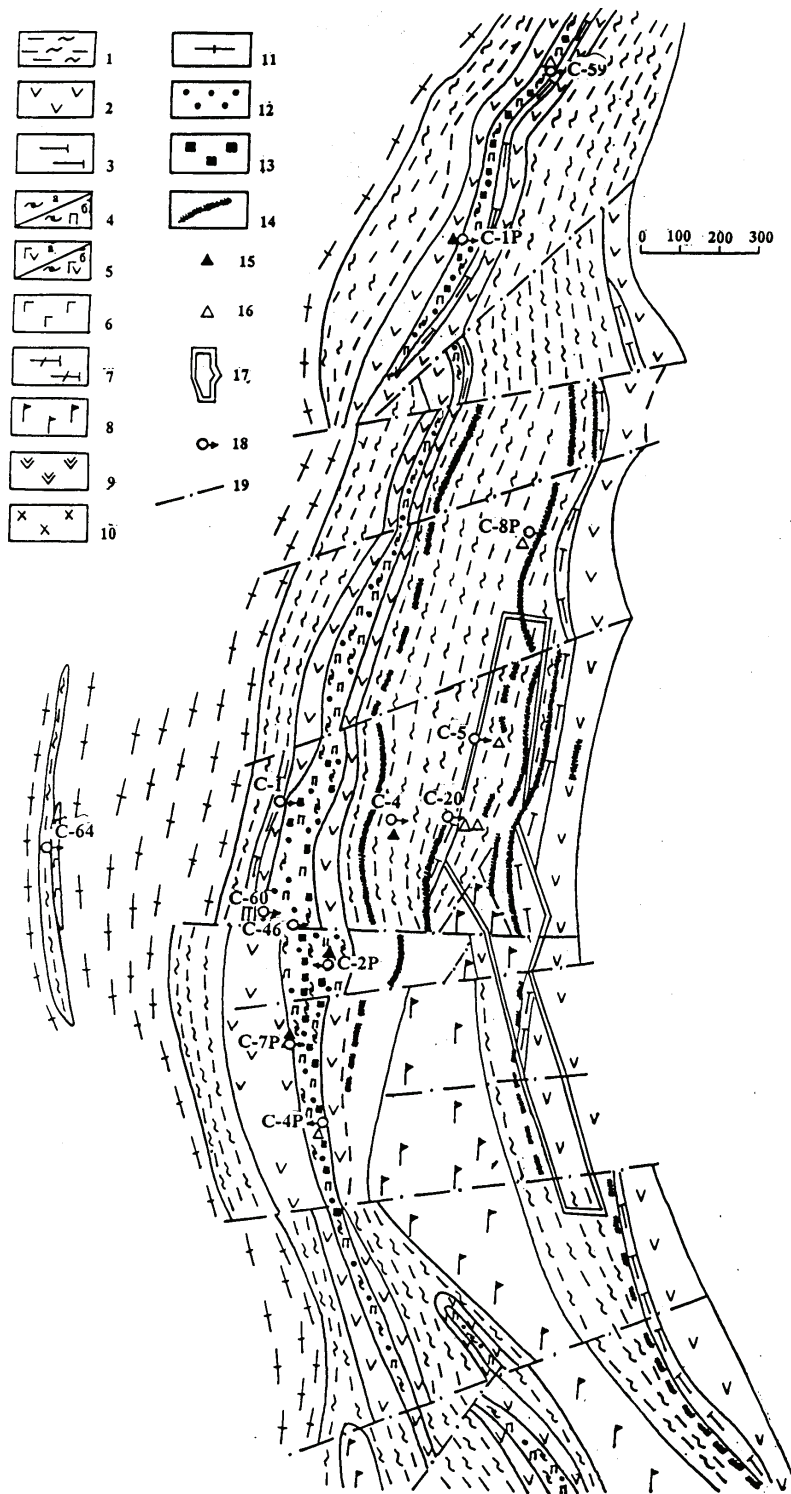
### Результаты изучения

*Архейские габброидные массивы.* Опробование на наличие ЭПГ (табл. 1) малосульфидных вкрапленных ильменит-титаномагнетитовых руд показало, что в Тайгиницком массиве из 4 анализируемых проб только в одной установлены признаки Pd = 0,01 г/т. В Шилосском массиве из 11 проб лишь в одной установлены признаки Pd = 0,011 г/т. В массиве ручья Заломаева из 2 проб в одной выявлены признаки Pd = 0,011–0,012 г/т и в другой – Au = 0,0074 г/т. Признаки Pd (0,003–0,007 г/т) с ощутимыми концентрациями Au (до 4,6 г/т) выявлены в сульфидно-кварцевой зоне среди габброидов с титаномагнетитовым оруденением скважины 30, расположенной южнее ручья Тайгиницкого на северном продолжении Рыбозерской зеленокаменной структуры. Оруденение этой зоны представлено халькопиритом, пиритом, пирротинном.

В целом архейские габброидные массивы зеленокаменного пояса с вкрапленным сульфидным оруденением и окисными титаномагнетитовыми или ильменитовыми рудами едва ли могут представлять интерес в отношении ЭПГ.

*Ятулийские габбро-долериты.* В отличие от архейских габброидов, судя по одиночным штучным пробам, для ятулийских габбро-долеритов с бедной титаномагнетитовой и сульфидной вкрапленностью характерны повышенные фоновые концентрации Pd (0,029–0,030 г/т). Поэтому ятулийские габбро-долеритовые массивы района с ощутимыми концентрациями сульфидно-титаномагнетитового оруденения могут заслуживать внимания на палладиевое оруденение.

*Перидотитовые массивы.* На площади Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса известно несколько перидотитовых тел севернее оз. Конжозеро и южнее участка Рыбозеро. Опробовался только Рыбозерский перидотит-оливинитовый массив (скв. 9Р). Распределение ЭПГ по разрезу перидотитового тела неоднородно. Эндоконтактные амфиболиты по пироксенитам



**Рис. 1. Схема геологического строения и размещения скважин в центральной части Рыбозерского участка:**

здесь и на рис. 2–6: 1 – нерасчлененные туфогенно-осадочные толщи кислого-среднего состава (частью эффузивы дацитового состава); 2 – метабазальты; 3 – хлорит-талек-карбонатные (частью серпентинсодержащие) сланцы по коматиитам; 4 – нерасчлененные амфиболиты (а) и амфиболиты по пироксенитам (б); 5 – амфиболиты по габброидам (а) и амфиболиты по габброидам-пироксенитам (б); 6 – амфиболиты по меланократовым габброидам; 7 – тремолит-талековые породы по пироксенитам; 8 – лейкократовые метагабброиды и плагиоклазиты; 9 – дайковые тела метадиабазов; 10 – дайковые тела кварц-плагиопорфиров; 11 – плагиограниты; 12 – магнетитовое оруденение; 13 – сульфидно-никелевое оруденение; 14 – колчеданное оруденение; 15 – рудопоявления ЭПГ; 16 – признаки проявления ЭПГ; 17 – зона устойчивого проявления золотого прожилково-вкрапленного оруденения (данные Кондопожской ГРП); 18 – скважина и ее номер; 19 – зоны тектонических нарушений

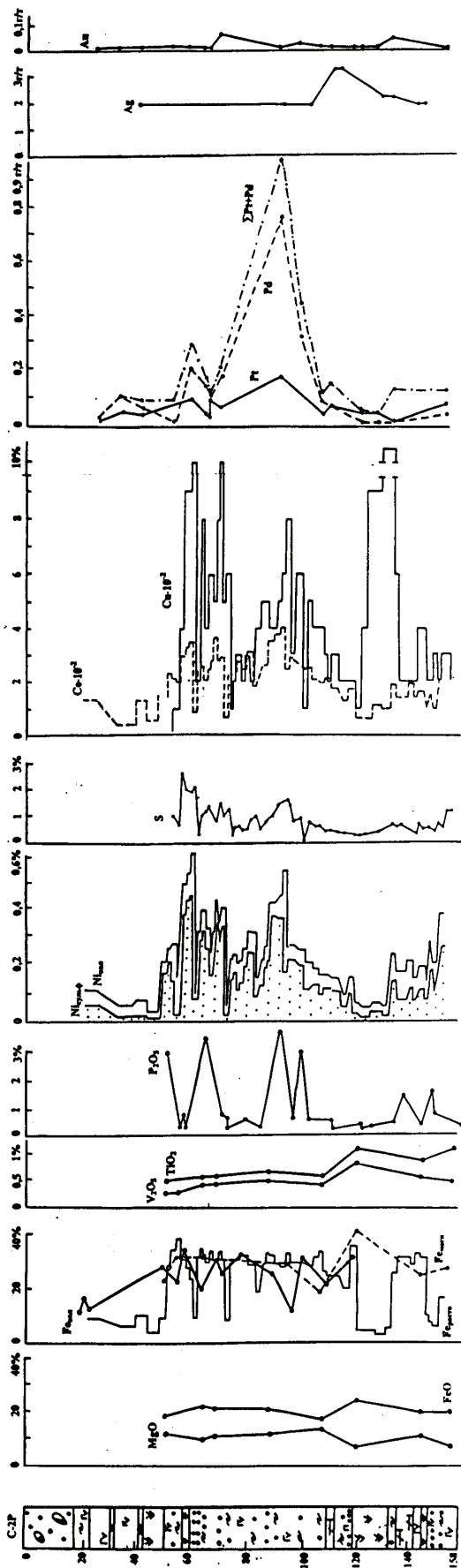


Рис. 2. Характер распределения рудных компонентов в скв. С-2Р западной полосы Рыбозерского участка

Усл. обозн. см. на рис. 1

(в интервале 10–90 м) кровли массива содержат сульфиды – пирит, пирротин, халькопирит до 1%. В них установлены Pd – 0,002–0,007 г/т и Au – 0,007–0,026 г/т, Pt не обнаружена. Ниже по разрезу в серпентинитах по перидотитам (интервал 90–140 м) содержание Pd повышается до 0,022–0,024 г/т. В серпентинитах по нижележащим оливинитам, параллельно с появлением сплошных хромитовых руд в интервале 180–182 м и вкрапленных в интервале 200–230 м (с содержанием Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 5–9%), установлены Pt (0,045–0,68 г/т) и повышенные концентрации Pd (до 0,084 г/т). В сплошных хромитовых рудах на глубине 181 м содержание Pd равно 0,021–0,023 г/т. Сумма ЭПГ составляет 0,100–0,150 г/т. Признаком Au, за исключением амфиболитов по пироксенитам в ультрабазитах, не установлено; во всех разновидностях пород отсутствует Rh. К сожалению, не были определены концентрации триады тугоплавких платиноидов (Os, Jr, Ru), которые, как известно, являются существенно преобладающими ЭПГ в хромитовых альпинотипных гипербазитах. Так что окончательная оценка платиноносности массива может быть дана только после определения концентраций тугоплавких ЭПГ.

### Рыбозерский участок

Основной побудительной причиной наиболее детального опробования западной части Рыбозерского участка (см. рис. 1) на ЭПГ послужило выявление здесь признаков ассоциации Pd и Rh (Ермолаева, Сеницын, 1972; табл. 2) и наличие бедного сульфидного никелевого оруденения (табл. 4), пространственно совмещенного с магнетитовыми рудами (Горошко, 1980; Земная кора и металлогения..., 1983).

Наиболее ошутимое рудопроявление ЭПГ установлено в западной полосе протяженностью порядка 3500 м, вскрытой скважинами 2Р, 7Р, 46, 4Р. С учетом же результатов по хромитовому массиву метаперидотитов (скв. 9Р) можно предполагать пунктирное проявление ЭПГ в южном направлении еще по крайней мере на 5 км. Не исключено продолжение проявлений ЭПГ и севернее С-59 (рис. 1).

Наиболее детально изучено распределение ЭПГ в скв. 2Р (рис. 2). Здесь аномалия ЭПГ локализована в зоне развития метасоматического сульфидного никелевого оруденения и реоморфизованных первичных апатит-магнетитовых руд, тяготеющих к приподошвенной части габбро-пироксенитового массива. Отчетливо проявляется прямая корреляция Ni сульфидного, S, Co, частично Cu с ЭПГ. Наиболее обычные, в целом повышенные концентрации Pt и Pd – в пределах 0,1 г/т. Pd существенно преобладает над Pt. На общем фоне отмечаются одиночные пробы с повышенными концентрациями Pd до 0,845 г/т и Pt до 0,171 г/т, совпадающими в общем с максимумами сульфидного и валового никеля.

В скважине 46 (рис. 3), расположенной в 120 м севернее С-2Р и пройденной вкост падения тех же магнетитовых руд с наложенной сульфидной никелевой минерализацией, концентрации Ni значи-

тельно более высокие (рис. 3). Здесь можно ожидать и значительно более высокие концентрации ЭПГ. Но, к сожалению, опробование на платиноиды в этой части разреза не проводилось.

Южнее С-46 в 300 м (С-7Р) и 500 м (С-4Р) также отмечается наличие ЭПГ. Так, в С-7Р (рис. 4) в ассоциации с бедным никелевым оруденением установлены повышенные концентрации ЭПГ: Pd до 0,93–1,00 г/т, Pt до 0,29 г/т. При этом обращает на себя внимание также повышенное содержание Au (до 0,427 г/т) и отсутствие связи последнего с максимумами концентраций ЭПГ. В С-4Р (табл. 1) в сульфидосодержащих метакоматитах содержание Pt до 0,120 г/т, Pd до 0,239 г/т и Au до 0,046 г/т. Судя по результатам анализа единичных штучных проб, признаки наличия бедного сульфидного никелевого оруденения, иногда в ассоциации с ЭПГ, отмечаются значительно севернее С-46 (С-1, С-1Р, С-59, рис. 1, 5, 6). Причем примесь ЭПГ (С-59, табл. 3) и Au характерны для монофракций пиритов из тальк-карбонат-хлорит-тремолитовых с магнетитом сланцев.

В безрудных амфиболитах по пироксенитам (табл. 1, С-60, 60а) только в единичных случаях отмечены следы Pd (до 0,011 г/т) и Au (до 0,015 г/т).

В скважине 8Р в окварцованных и карбонатизированных амфиболитах с наложенной сульфидной минерализацией отмечаются лишь признаки Pt (до 0,006 г/т), а содержание Pd достигает 0,018 г/т, Au до 0,020 г/т.

Признаки никелевого оруденения установлены в скважинах 1Р и 1 (рис. 5, 6), в том числе вместе с ЭПГ. В монофракциях пиритов восточной полосы колчеданных руд также зафиксированы платиноиды, например, в С-59 – Pt до 0,065 г/т и Pd – до 0,11 г/т (ААС-3, лаборатория Института геологии).

Исходя из приведенных данных и прямых корреляций ЭПГ, Ni, Co, перспективы выявления новых проявлений платиноидов в западной полосе Рыбозерского участка, очевидно, следует ожидать в ассоциации с сульфидным никелевым оруденением. В ряде скважин (С-4Р: Pd – до 0,044 г/т, Au – до 0,046 г/т) наблюдается корреляция Pd с Au.

Весь спектр оруденения восточной золотоносной полосы Рыбозерского участка (см. ст. Л. В. Кулешевич, В. А. Костина в наст. сб.) охарактеризован в отношении ЭПГ слабо. Поэтому следует признать, что восточная полоса Рыбозерского участка требует доизучения на ЭПГ. Ранее (Ермолаева, Сеницын, 1972) в скв. 5 и 20 восточной полосы была выявлена Ag-Au-Rh-металльная ассоциация. Нами в пиритах из целого ряда скважин (табл. 3) этой же полосы установлена Pt-Pd-Au-металльная ассоциация. Более ощутимые концентрации ЭПГ отмечаются в окварцованных и карбонатизированных хлорит-актинолитовых сульфидсодержащих сланцах по коматитам (С-4, Pt до 0,120 г/т, Pd до 0,239 г/т) и амфиболитах по коматитам с наложенной сульфидной минерализацией (С-8Р, Pt – 0,006 г/т, Pd – 0,016–0,018 г/т и Au до 0,020 г/т).

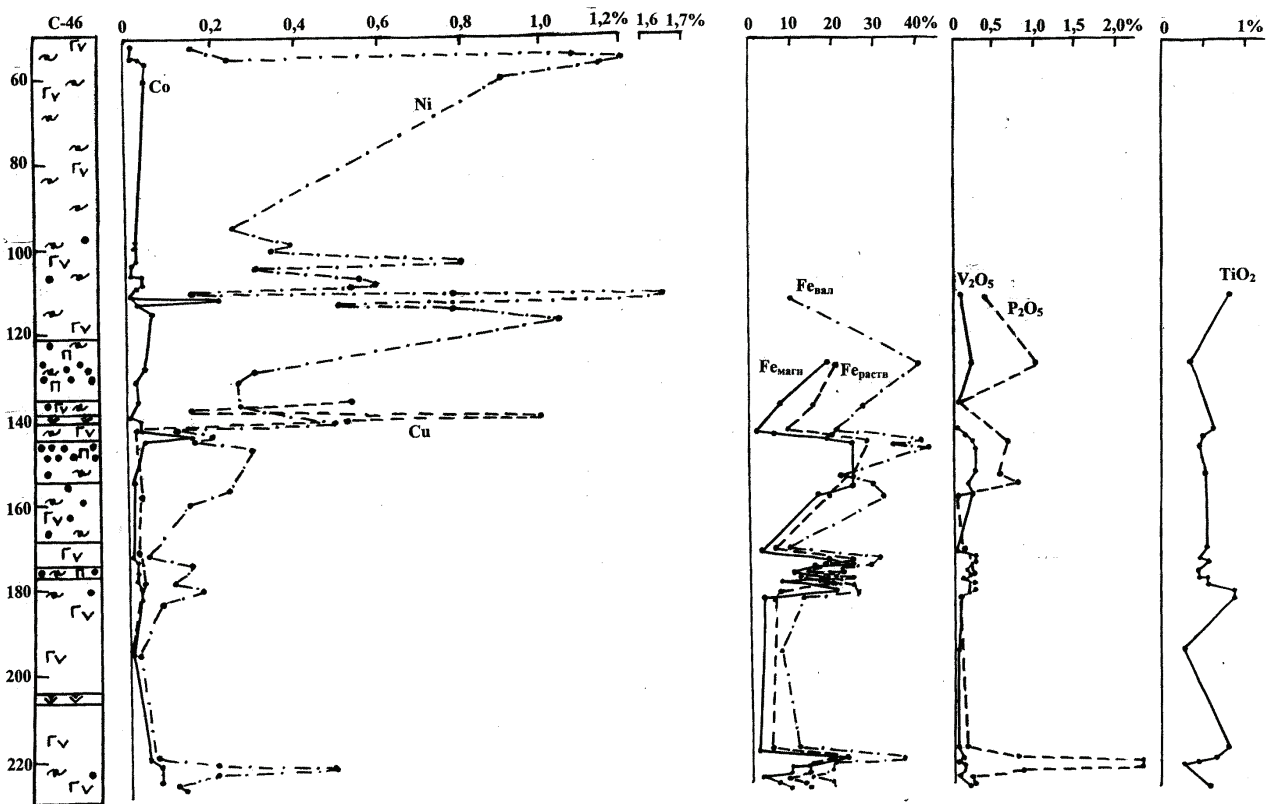


Рис. 3. Характер распределения рудных компонентов в скв. С-46 западной полосы Рыбозерского участка

Усл. обозн. см. на рис. 1

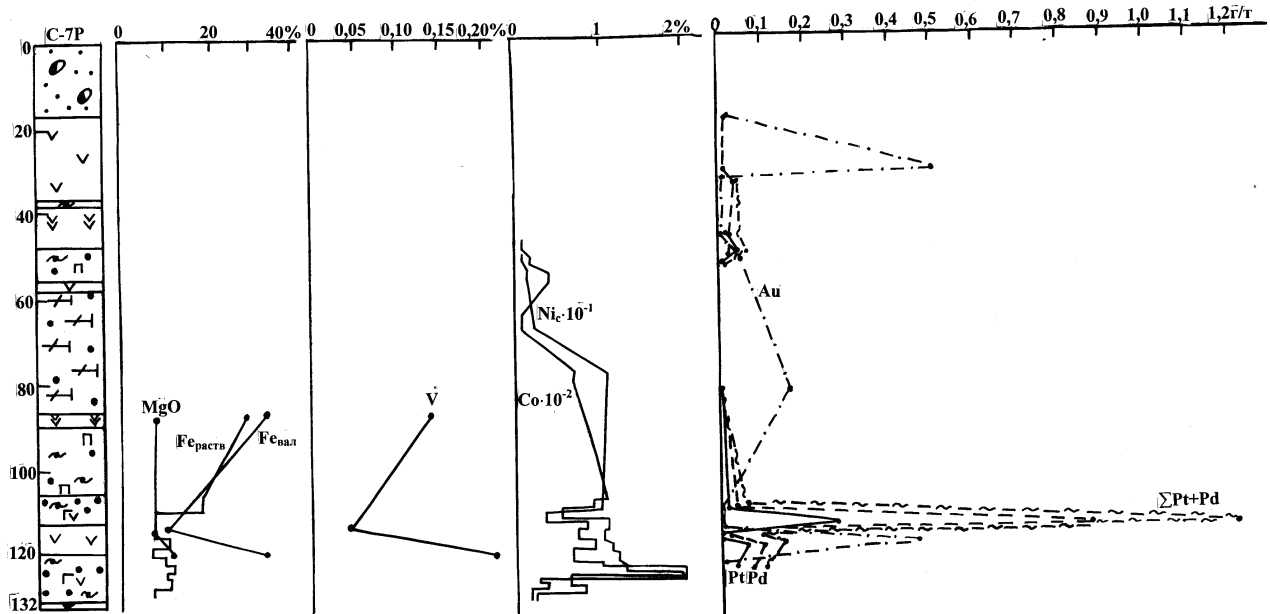


Рис. 4. Характер распределения рудных компонентов в скв. С-7Р западной полосы Рыбозерского участка

Усл. обозн. см. на рис. 1

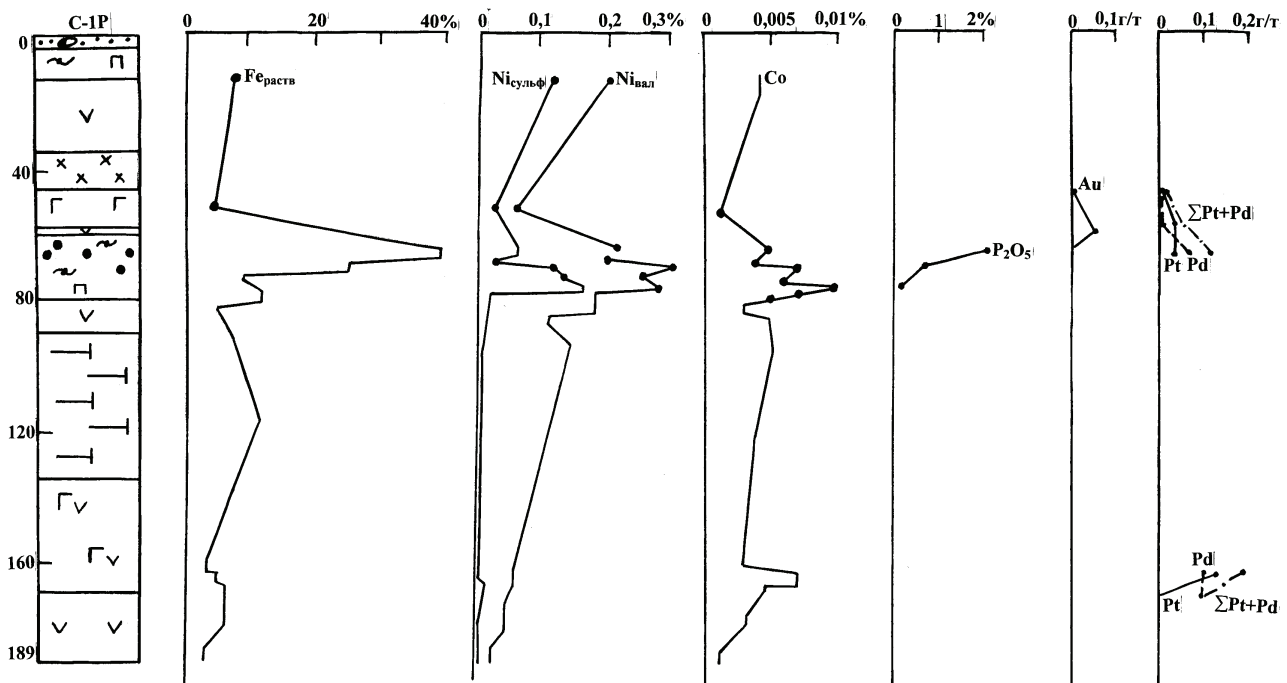


Рис. 5. Характер распределения рудных компонентов в скв. С-1Р западной полосы Рыбозерского участка

Усл. обозн. см. на рис. 1

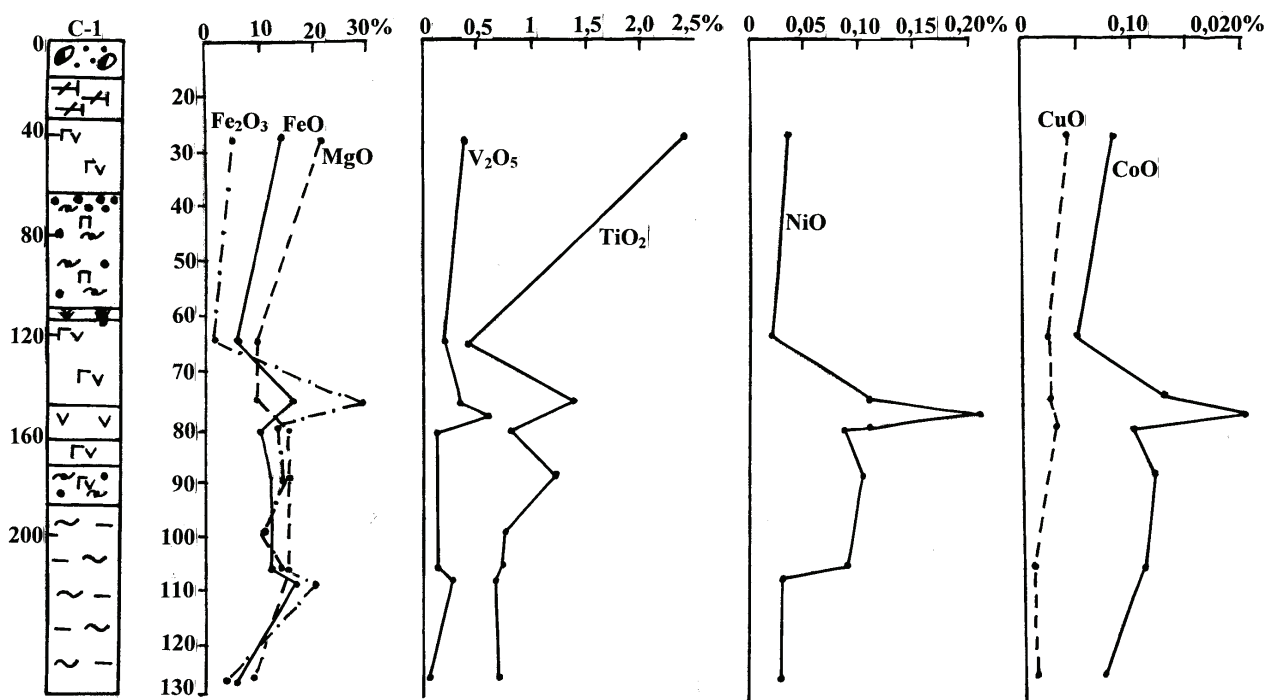


Рис. 6. Характер распределения рудных компонентов в скв. С-1 западной полосы Рыбозерского участка

Усл. обозн. см. на рис. 1

### Выводы

1. В целом Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс является структурой с благороднометаллической специализацией (Au, ЭПГ). Необходимо дальнейшее исследование по изучению платинотометальности всего зеленокаменного пояса.

2. Наиболее перспективными на ЭПГ являются коматитит-базальтовые части разреза и интрузив-

ные перidotитовые тела как первичные источники Ni, Co и ЭПГ. Оруденение платиноидов может локализоваться в горизонтах метаморфогенных руд.

3. На примере Рыбозерского участка установлено практически пространственное совмещение метаморфогенного сульфидного никелевого оруденения и ЭПГ, а также геохимическая связь Au и ЭПГ.

### ЛИТЕРАТУРА

Ермолаева Л. А., Силицын А. В. Оценка перспектив никеленосности ультраосновных массивов западной части Ветреного пояса: Отчет по теме. Центральная геохимическая партия ПГО «Севзапгеология». Л., 1972. 115 с.

Горошко А. Ф. Отчет о результатах поисковых работ на золото в центральной части Повенчанского зеленокаменного прогиба, проведенных Кондопожской ГРП в 1978–1980 гг. (Рыбозерский объект) // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1980.

Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита. Л., 1983. 303 с.

Кулешевич Л. В., Слюсарев В. Д. Золотоносность Восточно-Карельской подвижной зоны // Проблемы золотоносности и алмазности Севера европейской части России. Петрозаводск, 1997. С. 32–40.

Металлогения Карелии / Отв. ред. С. И. Рыбаков, А. И. Голубев. Петрозаводск, 1999. 340 с.

Рыбаков С. И., Голубев А. И., Лавров М. М. и др. Платиноиды в докембрийских комплексах Карелии // Минералогия магматических и метаморфических пород докембрия Карелии. Петрозаводск, 1994. С. 77–104.

Слюсарев В. Д., Каиряк А. И., Богачев А. И. и др. Новый генетический тип железных руд в Выгозерском зеленокаменном поясе юго-восточной части Карелии // Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. Л., 1981. С. 39–51.

Слюсарев В. Д., Пекуров А. В., Богачев А. И. и др. Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1982. С. 92–125.

Слюсарев В. Д., Пекуров А. В., Ейн А. С. Гипербазитовая формация Восточной Карелии // Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л., 1976. С. 58–68.

Юдин С. Н. и др. Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 с общими поисками, проведенный Южно-Выгозерской партией в 1986–1991 гг. в Восточной Карелии // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1991.



ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица 1

Содержание благородных элементов в породах и рудах Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса, г/т

| № п/п   | № обр.      | Порода  | Pt          | Pd          | Rh    | Σ (Pt + Pd + Rh) | Au          |
|---|-------------|---|-------------|-------------|-------|------------------|-------------|
| <b>Шилосский массив габброидов</b>                    |             |   |             |             |       |                  |             |
| 1   | 9025        | Рудные габбро (малосульфидные)  | 0           | 0,011       | 0     | 0                | 0           |
| <b>Заломаев ручей. Массив габбро</b>                  |             |   |             |             |       |                  |             |
| 2   | 7060/1      | Рудные габбро (малосульфидные)  | 0           | 0,011–0,012 | 0     | 0                | 0           |
| 3   | 7060/3      | Рудные габбро (малосульфидные)  | 0           | 0           | 0     | 0                | 0,0074      |
| <b>Массив габбро южнее пос. Тайгиницкого</b>          |             |   |             |             |       |                  |             |
| 4   | C-30p/31,7  | Зона окварцевания с сульфидами в габброидах с Ti-Mt ору-<br>денением              | 0           | 0           | 0     | 0                | 0,48–4,6    |
| 5   | C-30p/39    | Габбро  | 0           | 0,003–0,007 | 0     | 0                |             |
| 6   | C-30p/56    | Габбро  | 0           | 0,005–0,004 | 0     | 0                | 0,009       |
| <b>Рыбозеро. Массив габброидов в кислой толще</b>     |             |   |             |             |       |                  |             |
| 7   | C-64        | Метагаббро с Ti-Mt и сульфидами   | 0           | 0,002       | 0     | 0                | 0           |
| <b>Рыбозеро. Метапироксениты с Mt рудами</b>          |             |   |             |             |       |                  |             |
| 8   | C-1p/48     | Амфиболит с полосчатыми Mt рудами   | 0           | 0           | 0     | 0                | 0,006       |
| 9   | C-1p/58     | Амфиболит с полосчатыми Mt рудами   | 0,041–0,028 | 0,010–0,008 | 0     | 0,051–0,036      | 0,034       |
| 10  | C-1p/65     | Амфиболит с полосчатыми Mt рудами   | 0,043–0,043 | 0,075–0,080 | 0     | 0,118–0,123      | 0           |
| 11  | C-1p/162,5  | Амфиболит с кварц-карбонатными прожилками и богатой<br>сульфидной вкрапленностью  | 0,102–0,150 | 0,109–0,123 | 0     | 0,211–0,173      | 0           |
| 12  | C-1p/168,0  | Амфиболит с бедной сульфидной и Mt вкрапленностью                                 | 0           | 0,103–0,107 | 0     | 0,103–0,107      | 0           |
| 13  | C-7p/20,5   | Амфиболит по пироксениту с кварц-карбонатными прожил-<br>ками, с сульфидами и Mt  | 0           | 0,005       | 0     | 0,005            | 0           |
| 14  | C-7p/32,7   | Амфиболит по пироксениту с кварц-карбонатными прожил-<br>ками, с сульфидами и Mt  | 0           | 0,007–0,010 | 0     | 0,07–0,010       | 0,556       |
| 15  | C-7p/35,0   | Амфиболит по пироксениту с кварц-карбонатными прожил-<br>ками, с сульфидами и Mt  | 0           | 0,032–0,034 | 0     | 0,032–0,034      | 0,009       |
| 16  | C-7p/47,6   | Тремолитовый сланец с Mt  | 0,010–0,015 | 0,016–0,024 | 0,002 | 0,026–0,041      | 0,007–0,009 |
| 17  | C-7p/51,5   | Карбонатизированный амфиболит с богатой сульфидной<br>вкрапленностью              | 0,029–0,044 | 0,016–0,022 | 0     | 0,045–0,066      | 0,020–0,033 |
| 18  | C-7p/53,0   | Тальк-тремолитовый сланец с сульфидами  | 0,002       | 0,013–0,018 | 0     | 0,015–0,018      | 0,038–0,067 |
| 19  | C-7p/84     | Хлоритовый сланец с сульфидной вкрапленностью                                     | 0           | 0           | 0     | 0                | 0,17        |
| 20  | C-7p/112    | Карбонатизированный амфиболит с богатой сульфидной<br>вкрапленностью              | 0,018–0,020 | 0,013–0,034 | 0     | 0,031–0,054      | 0,008       |
| 21  | C-7p/116,75 | Амфиболит с карбонатными прожилками и богатой суль-<br>фидной вкрапленностью      | 0,25–0,29   | 0,93–1,0    | 0     | 1,18–1,29        | 0           |
| 22  | C-7p/117,5  | Амфиболит с карбонатными прожилками и богатой суль-<br>фидной вкрапленностью      | 0,006       | 0,032–0,036 | 0     | 0,045–0,053      | 0,013–0,017 |
| 23  | C-7p/120,2  | Амфиболит с карбонатными прожилками и богатой суль-<br>фидной вкрапленностью      | 0,056–0,062 | 0,103–0,103 | 0,001 | 0,159–0,166      | 0,185–0,472 |
| 24  | C-7p/125,0  | Хлорит-тремолитовый сланец с сульфидами   | 0,034–0,038 | 0,080–0,083 | 0     | 0,114–0,121      | 0,019–0,026 |
| 25  | C-2p/25,7   | Амфиболиты с Mt и сульфидной вкрапленностью                                       | 0           | 0,011–0,014 | 0     | 0,011–0,014      | 0           |
| 26  | C-2p/33,8   | Амфиболиты с Q прожилками и бедной сульфидной вкрап-<br>ленностью                 | 0,038       | 0,10–0,11   | 0     | 0,10–0,11        | 0           |
| 27  | C-2p/41,0   | Амфиболиты с Q прожилками и бедной сульфидной вкрап-<br>ленностью                 | 0,026–0,029 | 0,053–0,062 | 0     | 0,079–0,091      | 0,008       |
| 28  | C-2p/53,0   | Амфиболиты с Mt и сульфидной вкрапленностью                                       | 0,073–0,079 | 0,007–0,010 | 0     | 0,080–0,089      | 0,009–0,013 |
| 29  | C-2p/58,5   | Амфиболиты с Mt и сульфидной вкрапленностью                                       | 0,086–0,086 | 0,207–0,215 | 0     | 0,293–0,3        | 0,006–0,017 |
| 30  | C-2p/64,5   | Амфиболиты с послойной сульфидной вкрапленностью                                  | 0,027–0,030 | 0,125–0,141 | 0     | 0,152–0,171      | 0,006–0,07  |
| 31  | C-2p/65,5   | Амфиболиты с Q-карбонатными прожилками, Mt и сульфи-<br>дами                      | 0           | 0,085–0,087 | 0     | 0,085–0,087      | 0,009–0,010 |
| 32  | C-2p/69,7   | Амфиболиты с Q-карбонатными прожилками, Mt и сульфи-<br>дами                      | 0,055–0,053 | 0,174–0,142 | 0     | 0,195–0,219      | 0,037–0,060 |
| 33  | C-2p/91,1   | Амфиболиты с Q-карбонатными прожилками, Mt и сульфи-<br>дами                      | 0,171–0,171 | 0,724–0,845 | 0     | 0,895–0,016      | 0,005–0,06  |
| 34  | C-2p/98,0   | Амфиболиты с Q-карбонатными прожилками, Mt и богатой<br>сульфидной вкрапленностью | 0,084–0,106 | 0,313–0,346 | 0     | 0,397–0,459      | 0,023–0,026 |
| 35  | C-2p/106,3  | Амфиболиты с бедной вкрапленностью Mt   | 0,028–0,030 | 0,079–0,087 | 0     | 0,107–0,117      | 0,004–0,008 |
| 36  | C-2p/109,2  | Амфиболиты с бедной вкрапленностью Mt   | 0,064–0,083 | 0,068–0,076 | 0     | 0,132–0,159      | 0           |
| 37  | C-2p/119,6  | Магнетитовая руда   | 0,032–0,034 | 0,015–0,017 | 0     | 0,047–0,051      | 0           |
| 38  | C-2p/126    | Сланец по базальту (дайка) с бедной сульфидной вкраплен-<br>ностью                | 0,026       | 0,002       | 0     | 0,028            | 0           |
| 39  | C-2p/131,7  | Амфиболит с карбонатными прожилками с сульфидами                                  | 0           | 0,001–0,003 | 0     | 0,065–0,137      | 0,023–0,035 |
| 40  | C-2p/151,2  | Амфиболит с бедной сульфидной вкрапленностью                                      | 0,047–0,069 | 0,018–0,068 | 0     | 0,065–0,137      | 0           |
| <b>Рыбозеро. Амфиболиты по безрудным пироксенитам</b> |             |   |             |             |       |                  |             |
| 41  | C-60/40     | Тальк-карбонат-хлорит-тремолитовый сланец с Mt                                    | 0           | 0,003       | 0     | 0                | 0           |
| 42  | C-60/81     | Тальк-карбонат-хлорит-тремолитовый сланец с Mt                                    | 0           | 0,010–0,011 | 0     | 0                | 0           |
| 43  | C-60/135,5  | Амфиболит с Q-карбонатными прожилками с арсенопири-<br>том                        | 0           | 0,003       | 0     | 0                | 0           |

Окончание табл. 1

| № п/п   | № обр.      | Порода  | Pt          | Pd          | Rh | Σ (Pt + Pd + Rh) | Au          |
|---|-------------|---|-------------|-------------|----|------------------|-------------|
| 44  | C-60a/162   | Хлорит-тремолит-карбонатный сланец с Mt и халькопиритовой вкрапленностью в карбонатном прожилке | 0           | 0           | 0  | 0                | 0,009–0,015 |
| 45  | C-60a/175   | Тальк-карбонат-тремолит-хлоритовый сланец с Mt и сульфидами                                     | 0           | 0           | 0  | 0                | 0,008–0,009 |
| 46  | C-61/64,5   | Альбит-эпидот-карбонат-скаполитовый метасоматит с богатой пиритовой вкрапленностью              | 0           | 0           | 0  | 0                | 0,004       |
| <b>Метакоматиты</b>                             |             |   |             |             |    |                  |             |
| 47  | C-4p/46,4   | Амфиболит с карбонатными прожилками и халькопиритом   | 0           | 0,004–0,044 | 0  | 0                | 0,028–0,046 |
| 48  | C-4p/60,0   | Тальк-хлорит-тремолитовый сланец с Mt вкрапленностью  | 0           | 0,002–0,006 | 0  | 0                | 0           |
| 49  | C-4p/95,7   | Хлорит-тремолитовый сланец с Mt   | 0           | 0,001–0,002 | 0  | 0                | 0           |
| 50  | C-4p/122,5  | Хлоритовый сланец с бедной сульфидной вкрапленностью  | 0           | 0           | 0  | 0                | 0           |
| 51  | C-4p/171,4  | Тальк-хлорит-тремолитовый сланец  | 0           | 0,002       | 0  | 0                | 0,008–0,009 |
| 52  | C-4p/187,0  | Актинолит-хлоритовый сланец с Mt и сульфидами (пирит, пирротин, халькопирит)                    | 0,071–0,120 | 0,158–0,239 | 0  | 0,229–0,359      | 0           |
| 53  | C-8p/19,5   | Амфиболит с Q-карбонатными прожилками и богатой сульфидной вкрапленностью                       | 0,006       | 0,017–0,018 | 0  | 0,024            | 0,005       |
| 54  | C-8p/35     | Амфиболит с Q-карбонатными прожилками и богатой сульфидной вкрапленностью                       | 0           | 0,009–0,018 | 0  | 0                | 0,010       |
| 55  | C-8p/111    | Хлорит-тальк-карбонатный сланец с богатой сульфидной вкрапленностью                             | 0           | 0,002       | 0  | 0                | 0,012–0,020 |
| 56  | C-8p/120,65 | Хлорит-тальк-карбонатный сланец с бедной сульфидной вкрапленностью                              | 0           | 0,005–0,016 | 0  | 0                | 0,005       |
| 57  | C-59/52,3   | Тальк-карбонат-хлорит-тремолитовый сланец с Mt  | 0           | 0           | 0  | 0                | 0           |
| <b>Ятулий</b>                                   |             |   |             |             |    |                  |             |
| 58  | 9048        | Ятулийские габбро-долериты с Ti-Mt и сульфидами   | 0           | 0,029–0,030 | 0  | 0                | 0           |
| 59  | 9107        | Эпидот-гематитовое орудение в базальтоидах ятулия   | 0           | 0           | 0  | 0                | 0           |
| <b>Хромитовый массив перидотитов-оливинитов</b> |             |   |             |             |    |                  |             |
| 60  | C-9p/35,0   | Амфиболиты по пироксенитам  | 0           | 0,002       | 0  | 0                | 0           |
| 61  | C-9p/43,5   | Амфиболиты по пироксенитам  | 0           | 0,002       | 0  | 0                | 0–0,007     |
| 62  | C-9p/50,0   | Амфиболиты по пироксенитам  | 0           | 0,005–0,007 | 0  | 0                | 0,026       |
| 63  | C-9p/67,5   | Амфиболиты по пироксенитам  | 0           | 0           | 0  | 0                | 0           |
| 64  | C-9p/102,1  | Метаперидотиты  | 0           | 0,004       | 0  | 0                | 0–0,004     |
| 65  | C-9p/130    | Метаперидотиты  | 0           | 0,024       | 0  | 0                | 0           |
| 66  | C-9p/143    | Метаперидотиты  | 0           | 0,022–0,23  | 0  | 0                | 0           |
| 67  | C-9p/163    | Метаперидотиты  | 0           | 0           | 0  | 0                | 0           |
| 68  | C-9p/170    | Метаоливиниты   | 0           | 0           | 0  | 0                | 0           |
| 69  | C-9p/180    | Метаоливиниты   | 0           | 0–0,022     | 0  | 0                | 0           |
| 70  | C-9p/181    | Метаоливиниты   | 0           | 0,021–0,023 | 0  | 0                | 0           |
| 71  | C-9p/190    | Метаоливиниты   | 0,063–0,057 | 0,028–0,084 | 0  | 0,085–0,147      | 0           |
| 72  | C-9p/211    | Метаоливиниты   | 0           | 0,018       | 0  | 0                | 0           |
| 73  | C-9p/217,3  | Метаоливиниты   | 0           | 0,022–0,042 | 0  | 0                | 0           |
| 74  | C-9p/230    | Метаперидотиты  | 0,068–0,045 | 0,032–0,035 | 0  | 0,077–0,103      | 0           |
| 75  | C-9p/263    | Метаперидотиты  | 0           | 0           | 0  | 0                | 0           |

Примечание. Приводятся данные пробирно-спектрального анализа, выполненного в филиале ЦНИГРИ, г. Тула. 0 – элемент не обнаружен. В названиях пород используются принятые краткие обозначения минералов.

Таблица 2

**Содержание благородных элементов в породах и рудах участка Рыбозеро,  
по данным Л. А. Ермолаевой, А. В. Синицына (1972), г/т**

| № п/п | № обр.              | Au   | Ag   | Pt | Pd    | Rh    |
|-------|---------------------|------|------|----|-------|-------|
| 1     | C-5к/22,0           | 0,01 | 2,0  | 0  | 0,012 | 0,008 |
| 2     | C-5к/33,80          | 0,02 | 3,2  | 0  | 0     | 0,007 |
| 3     | C-5к/33,90          | 0,03 | 4,2  | 0  | 0     | 0,001 |
| 4     | C-5к/33,90-37,0     | 0,02 | 3,5  | 0  | 0     | 0     |
| 5     | C-5к/37,10          | 0,01 | 2,1  | 0  | 0     | 0     |
| 6     | C-5к/43,60          | 0,06 | 2,4  | 0  | 0     | 0     |
| 7     | C-5к/45-45,80       | 0,05 | 3,4  | 0  | 0     | 0     |
| 8     | C-5к/45,80          | 0,06 | 0    | 0  | 0     | 0     |
| 9     | C-5к/46,50          | 0,03 | 2,4  | 0  | 0     | 0     |
| 10    | C-5к/46,50-47,40    | 0,02 | 3,5  | 0  | 0     | 0,003 |
| 11    | C-5к/47,40-48,10    | 0,07 | 3,7  | 0  | 0     | 0     |
| 12    | C-5к/48,50-49,50    | 0,10 | 4,0  | 0  | 0     | 0,006 |
| 13    | C-5к/49<50-51<10    | 0,09 | 5,7  | 0  | 0     | 0,001 |
| 14    | C-5к/51,10-51,90    | 0,10 | 4,2  | 0  | 0     | 0     |
| 15    | C-5к/47,40-48<90    | 0,18 | 14,7 | 0  | 0     | 0     |
| 16    | C-5к/52,50-54,0     | 0,30 | 4,5  | 0  | 0     | 0     |
| 17    | C-5к/54,0-55,50     | 0,71 | 12,2 | 0  | 0     | 0     |
| 18    | C-5к/55,5-56,25     | 1,10 | 9,7  | 0  | 0     | 0,015 |
| 19    | C-5к/56,60-56,75    | 0,08 | 4,4  | 0  | 0     | 0,004 |
| 20    | C-5к/110,80-115,5   | 0,03 | 5,4  | 0  | 0     | 0,001 |
| 21    | C-5к/115,15-117     | 0,04 | 3,4  | 0  | 0     | 0,008 |
| 22    | C-5к/162,90-175,0   | 0,06 | 5,5  | 0  | 0     | 0     |
| 23    | C-20к/67,21-67,35   | 0,04 | 2,0  | 0  | 0     | 0     |
| 24    | C-20к/88            | 0,02 | 2,0  | 0  | 0     | 0,001 |
| 25    | C-20к/103,80-104    | 0,04 | 2,0  | 0  | 0     | 0     |
| 26    | C-20к/105,50-109,70 | 0,04 | 10,5 | 0  | 0     | 0     |
| 27    | C-20к/11,8-112,0    | 0,18 | 7,5  | 0  | 0     | 0     |
| 28    | C-20к/124,3-124,4   | 0,03 | 6,4  | 0  | 0     | 0     |
| 29    | C-20к/160,0-160,10  | 0,08 | 3,6  | 0  | 0     | 0     |
| 30    | C-20к/161-162       | 0,06 | 2,2  | 0  | 0     | 0,001 |
| 31    | C-2р/39,70          | 0,01 | 2,0  | 0  | 0     | 0     |
| 32    | C-2р/90,85-101,5    | 0,02 | 2,0  | 0  | 0,052 | 0     |
| 33    | C-2р/109-112        | 0,02 | 3,3  | 0  | 0     | 0,008 |
| 34    | C-2р/127,15-130     | 0,02 | 2,0  | 0  | 0,004 | 0,008 |
| 35    | C-2р/139,7-141,7    | 0,02 | 2,0  | 0  | 0,004 | 0,008 |

Таблица 3

**Содержание благородных элементов в рудных габбро и пиритах Рыбозерского участка,  
по данным атомно-абсорбционного анализа, г/т**

| № п/п | № обр.     | Порода, минерал | Pt            | Pd          | Au            |
|-------|------------|-----------------|---------------|-------------|---------------|
| 1     | C-54/71,4  | Пирит           | 0,0013        | 0           | 0,0090        |
| 2     | C-52/81    | Пирит           | 0,0022–0,0025 | 0           | 0,0021–0,0049 |
| 3     | C-52/84,4  | Пирит           | 0,0023        | 0           | 0,0042        |
| 4     | C-52/86,4  | Пирит           | 0,0034        | 0           | 0,0024        |
| 5     | C-52/84,9  | Пирит           | 0,0040        | 0           | 0,0048–0,0052 |
| 6     | C-37/59,1  | Пирит           | 0,0016–0,0023 | 0           | 0             |
| 7     | C-37/201   | Пирит           | 0,0039–0,0047 | 0           | 0,0008–0,0009 |
| 8     | C-73/408a  | Пирит           | 0,0042–0,0048 | 0           | <2            |
| 9     | C-56/61,1  | Пирит           | 0,0032–0,011  | 0           | 0,0017        |
| 10    | C-56/157   | Пирит           | 0,0034        | 0           | 0,35          |
| 11    | C-56/171,2 | Пирит           | 0,0032–0,0040 | 0           | 0,0043–0,0082 |
| 12    | C-73/40,8  | Пирит           | 0,0021        | 0           | ≈3,5          |
| 13    | C-48/35,7  | Пирит           | 0,0064        | 0           | 0,0022        |
| 14    | C-48/38,2  | Пирит           | Не опр.       | 0           | 0,078–0,070   |
| 15    | C-48/42,1  | Пирит           | Не опр.       | 0           | 0,266–0,372   |
| 16    | C-59/12,7* | Пирит           | 0,044–0,065   | 0,109–0,107 | 0,008–0,009   |
| 17    | C-27/215,4 | Пирит           | Не опр.       | 0           | 0,012         |
| 18    | C-34/31,5  | Пирит           | Не опр.       | 0           | 0,117–0,112   |
| 19    | C-38/64,5  | Пирит           | Не опр.       | 0,004–0,003 | 0,029–0,033   |

Примечание. Приводятся данные лаборатории Института геологии КарНЦ РАН, ААС-3. \* – западная полоса, остальные скважины – восточная.

Таблица 4

## Содержание Fe, S, Ni, Co, Cu в породах и рудах Рыбозерского участка (Горошко, 1980)

| № п/п | № скв., глубина   | Порода   | Ферас-твор | S    | Ni <sub>n</sub> | Ni <sub>s</sub> | Co    | Cu   |
|-------|-------------------|--|------------|------|-----------------|-----------------|-------|------|
| 1     | C-2/50,9          | Амфиболитовый сланец с Mt                            | 25,58      |      |                 |                 |       |      |
| 2     | C-2/52,6-54,6     | Амфиболитовый сланец с Mt                            | 34,65      | 0,77 | 0,27            | 0,14            | 0,022 | 0,01 |
| 3     | C-2/55            | Амфиболитовый сланец с Mt                            | 34,46      |      |                 |                 |       |      |
| 4     | C-2/54,6-55,4     | Амфиболитовый сланец с Mt                            | 38,62      | 0,57 | 0,15            | 0,02            | 0,021 | 0,01 |
| 5     | C-2/55,4-56,5     | Амфиболитовый сланец с Mt                            | 29,16      | 2,59 | 0,49            | 0,39            | 0,021 | 0,04 |
| 6     | C-2/56,5-58,15    | Амфиболитовый сланец с Mt                            | 31,0       | 1,93 | 0,49            | 0,38            | 0,03  | 0,09 |
| 7     | C-2/57,4-59,4     | Амфибол-Mt сланец                                    | 27,38      | 1,83 | 0,53            | 0,44            | 0,033 | 0,04 |
| 8     | C-60,55-61,05     | Амфибол-Mt сланец                                    | 23,58      | 2,09 | 0,62            | 0,44            | 0,036 | 0,10 |
| 9     | C-2/61,05-62,1    | Амфибол-Mt сланец                                    | 8,88       | 0,36 | 0,09            | 0,07            | 0,009 | 0,02 |
| 10    | C-2/62,1-63,2     | Амфибол-Mt сланец                                    | 32,12      | 0,84 | 0,31            | 0,22            | 0,021 | 0,08 |
| 11    | C-2/63,2-64,2     | Амфибол-Mt сланец                                    | 35,31      | 1,15 | 0,38            | 0,28            | 0,024 | 0,04 |
| 12    | C-2/64,2-65,2     | Амфибол-Mt сланец                                    | 33,14      | 1,25 | 0,30            | 0,32            | 0,026 | 0,06 |
| 13    | C-2/65,5          | Амфибол-Mt сланец                                    | 36,75      |      |                 |                 |       |      |
| 14    | C-2/65,2-67,2     | Амфибол-Mt сланец                                    | 29,04      | 1,02 | 0,32            | 0,25            | 0,021 | 0,06 |
| 15    | C-2/67,2-68,2     | Амфибол-Mt сланец                                    | 34,51      | 0,7  | 0,23            | 0,16            | 0,025 | 0,05 |
| 16    | C-2/68,2-69,2     | Карбонатизированный амфибол-Mt сланец                | 30,98      | 1,06 | 0,31            | 0,25            | 0,028 | 0,08 |
| 17    | C-2/69,2-70,2     | Карбонатизированный амфибол-Mt сланец                | 28,82      | 1,57 | 0,43            | 0,36            | 0,038 | 0,10 |
| 18    | C-2/70,4          | Карбонатизированный амфибол-Mt сланец                | 33,79      |      |                 |                 |       |      |
| 19    | C-2/70,2-71,15    | Карбонатизированный амфибол-Mt сланец                | 34,51      | 0,91 | 0,32            | 0,26            | 0,028 | 0,05 |
| 20    | C-2/71,15-73,15   | Карбонатизированный амфибол-Mt сланец                | 31,09      | 1,19 | 0,40            | 0,33            | 0,030 | 0,06 |
| 21    | C-2/73,15-74,4    | Карбонатизированный амфибол-Mt сланец                | 8,54       | 0,17 | 0,03            | 0,018           | 0,007 | 0,01 |
| 22    | C-2/74,4-75,4     | Карбонатизированный амфибол-Mt сланец                | 28,7       | 0,50 | 0,22            | 0,15            | 0,023 | 0,02 |
| 23    | C-2/75,4-77,4     | Карбонатизированный амфибол-Mt сланец                | 30,98      | 0,58 | 0,23            | 0,17            | 0,024 | 0,03 |
| 24    | C-2/77,4-78,4     | Карбонатизированный амфибол-Mt сланец                | 30,75      | 0,47 | 0,20            | 0,11            | 0,024 | 0,02 |
| 25    | C-2/78,4-79,4     | Карбонатизированный амфибол-Mt сланец                | 30,75      | 0,49 | 0,21            | 0,13            | 0,028 | 0,03 |
| 26    | C-2/79,4-81,4     | Карбонатизированный амфибол-Mt сланец                | 30,86      | 0,76 | 0,25            | 0,18            | 0,025 | 0,02 |
| 27    | C-2/81,4-83,4     | Карбонатизированный амфибол-Mt сланец                | 27,9       | 0,98 | 0,31            | 0,24            | 0,032 | 0,04 |
| 28    | C-2/83,4-84,8     | Карбонатизированный амфибол-Mt сланец                | 18,38      | 0,48 | 0,14            | 0,08            | 0,018 | 0,05 |
| 29    | C-2/86,8-87,8     | Карбонатизированный амфибол-Mt сланец                | 28,47      | 0,77 | 0,26            | 0,19            | 0,026 | 0,04 |
| 30    | C-2/87,8-88,85    | Карбонатизированный амфибол-Mt сланец                | 33,03      | 0,93 | 0,26            | 0,21            | 0,026 | 0,04 |
| 31    | C-2/88,85-90,85   | Карбонатизированный амфибол-Mt сланец                | 32,35      | 1,43 | 0,42            | 0,36            | 0,035 | 0,05 |
| 32    | C-2/90,85-93,20   | Карбонат-амфибол-Mt сланец                           | 27,04      | 0,28 | 0,75            | 0,54            | 0,038 | 0,06 |
| 33    | C-2/93,20-94,3    | Mt-амфибол-карбонатизированный сланец                | 27,56      | 1,37 | 0,44            | 0,36            | 0,038 | 0,08 |
| 34    | C-2/94,3-95,3     | Mt-амфибол-карбонатизированный сланец                | 27,33      | 1,43 | 0,54            | 0,36            | 0,041 | 0,08 |
| 35    | C-2/95,3-96,65    | Mt-амфибол-карбонатизированный сланец                | 32,80      | 0,65 | 0,25            | 0,17            | 0,024 | 0,03 |
| 36    | C-2/96,65-99      | Mt-амфибол-карбонатизированный сланец                | 30,41      | 0,88 | 0,26            | 0,21            | 0,029 | 0,06 |
| 37    | C-2/92-101        | Карбонатизированный Mt-амфиболовый сланец            | 7,06       | 0,07 | 0,005           | Сл.             | 0,006 | 0,01 |
| 38    | C-2/96            | Карбонатизированный Mt-амфиболовый сланец            | 32,0       |      |                 |                 |       |      |
| 39    | C-2/101,1-102,3   | Карбонатизированный Mt-амфиболовый сланец            | 28,9       | 0,80 | 0,24            | 0,19            | 0,026 | 0,05 |
| 40    | C-2/102,3-105,0   | Карбонатизированный Mt-амфиболовый сланец            | 28,47      | 0,61 | 0,20            | 0,11            | 0,025 | 0,04 |
| 41    | C-2/105-107       | Карбонатизированный Mt-амфиболитовый сланец          | 31,55      | 0,51 | 0,18            | 0,12            | 0,020 | 0,04 |
| 42    | C-2/107-108       | Карбонатизированный Mt-амфиболовый сланец            | 32,69      | 0,42 | 0,16            | 0,09            | 0,020 | 0,03 |
| 43    | C-2/108-109       | Карбонатизированный Mt-амфиболовый сланец            | 25,4       | 0,40 | 0,16            | 0,09            | 0,019 | 0,02 |
| 44    | C-2/109-112       | Карбонатизированный Mt-амфиболовый сланец            | 24,83      | 0,40 | 0,16            | 0,11            | 0,021 | 0,03 |
| 45    | C-2/109,2         | Карбонатизированный Mt-амфиболовый сланец            | 20,70      |      |                 |                 |       |      |
| 46    | C-2/112-115,15    | Mt-амфиболовый сланец с карбонатом и Mt              | 24,37      | 0,35 | 0,14            | 0,10            | 0,017 | 0,02 |
| 47    | C-2/116,15-118,15 | Mt-Ta-аст сланец                                     | 18,90      | 0,33 | 0,09            | 0,04            | 0,013 | 0,02 |
| 48    | C-2/119,6         | Карбонатизированный chl-amf-Q сланец                 | 47,11      |      |                 |                 |       |      |
| 49    | C-2/118,15-120,35 | Карбонатизированный chl-amf-Q сланец                 | 35,42      | 0,24 | 0,15            | 0,09            | 0,018 | 0,01 |
| 50    | C-2/120,35-122,7  | Метадиабаз с редкой сульфидной вкрапленностью        | 4,10       | 0,31 | 0,06            | 0,02            | 0,007 | 0,04 |
| 51    | C-2/122,7-127,15  | Метадиабаз с хлоритовыми прожилками                  | 3,94       | 0,41 | 0,05            | 0,01            | 0,007 | 0,09 |
| 52    | C-2/127,15-131,15 | Метагаббродиабаз                                     | 3,30       | 0,67 | 0,06            | 0,03            | 0,011 | 0,21 |
| 53    | C-2/131,15-133,3  | Хлорит-амфиболовый сланец с вкрапленностью сульфидов | 5,12       | 0,58 | 0,05            | 0,02            | 0,010 | 0,06 |
| 54    | C-2/133,5-134,75  | Хлорит-талк-Mt сланец                                | 24,83      | 0,59 | 0,23            | 0,14            | 0,019 | 0,02 |
| 55    | C-2/134,9-140,05  | Хлорит-талк-Mt сланец                                | 30,75      | 0,32 | 0,17            | 0,07            | 0,014 | 0,02 |
| 56    | C-2/140-141,6     | Тремолит-хлоритовый сланец                           | 28,97      | 0,71 | 0,21            | 0,12            | 0,02  | 0,04 |
| 57    | C-2/141,6-143,05  | Актинолит-талк-Mt сланец с сульфидами                | 32,0       | 0,42 | 0,15            | 0,07            | 0,015 | 0,04 |
| 58    | C-2/143,05-146,25 | Mt-амфиболовый сланец                                | 30,75      | 0,51 | 0,19            | 0,12            | 0,017 | 0,02 |
| 59    | C-2/146,25-147,25 | Mt-амфиболовый сланец                                | 9,68       | 0,42 | 0,13            | 0,07            | 0,01  | 0,03 |
| 60    | C-2/147,25-148,3  | Mt-амфиболовый сланец                                | 6,95       | 0,70 | 0,28            | 0,18            | 0,016 | 0,02 |
| 61    | C-2/148,3-150,75  | Метадиабаз   | 6,60       | 0,54 | 0,20            | 0,10            | 0,01  | 0,03 |
| 62    | C-2/151,6-152,6   | Метадиабаз   | 16,74      | 1,13 | 0,37            | 0,26            | 0,021 | 0,03 |
| 63    | C-2/155,5         | Метадиабаз   | 28,40      |      |                 |                 |       |      |

*Л. В. Кулешевич, В. А. Костин*

## **КИСЛЫЙ МАГМАТИЗМ И ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЮЖНО-ВЫГОЗЕРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА**

Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс изучался на протяжении последних 20 лет в разных аспектах: геологическое строение, магматизм, металлогения (Вулканизм архейских..., 1981; Слюсарев и др., 1981, 1982; Костин, Костина, 1982; Земная кора..., 1983; Юдин и др., 1991; Кулешевич, 1992; Лобач-Жученко и др., 1999). Строение Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса (рис. 1, табл. 1) обусловлено внедрением массивов плагиогранитов – Шилосско-Рыбозерского, Шелтозерского, Муромского, калиевых гранитов Конжозерского массива.

### **Геологическое строение**

На основании геолого-геофизических данных, полученных при изучении Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса, можно предположить, что Шилосский и Рыбозерский гранитные массивы образуют единый более крупный Шилосско-Рыбозерский массив, слагающий брахиантиклинальную структуру центральной части зеленокаменного пояса. Размещение небольших зеленокаменных структур, формирующих весь зеленокаменный пояс, в основном зависит от этого центрального наиболее крупного массива. Породы лопийского комплекса в его обрамлении представлены преимущественно базальтами вожминской свиты, кислыми и средними вулканитами и их туфами каменноозерской свиты, базальтами, туфами, коматитами и их интрузивными комагматами кумбуксинской свиты, в незначительном объеме породами вулканогенно-осадочной толщи савинской толщи.

Вмещающие толщи падают в стороны от Шилосско-Рыбозерского массива и осложнены в зонах разломов дополнительной складчатостью. Массив разбит субширотной тектонической зоной на две части. На его коре выветривания по этой зоне залегают ятулийские толщи нижнего протерозоя.

Шилосский массив был впервые детально изучен и выделен в качестве вулcano-плутонической структуры с пропилитовой гидротермальной рудообразующей системой В. А. Костиным. По его мнению (Земная кора..., 1983), в состав вулcano-плутонической системы входят вулканиты и туфы кислого-среднего состава и двухфазная гранитная интрузия: ранняя (1) – плагиограниты главного массива и поздняя (2) – малые тела и дайки порфиоров. На геологических картах КГЭ (Юдин и др., 1991) к первой фазе комплекса отнесены титансодержащие габброиды, что не поддерживается

исследователями, занимавшимися основным магматизмом в этом районе. Ко второй фазе относятся диориты, кварцевые диориты, третью фазу образуют плагиограниты основного массива и наиболее позднюю порфиоровую – гранит-порфиры и дайки кварц-плагио-порфиоров (риодацитов).

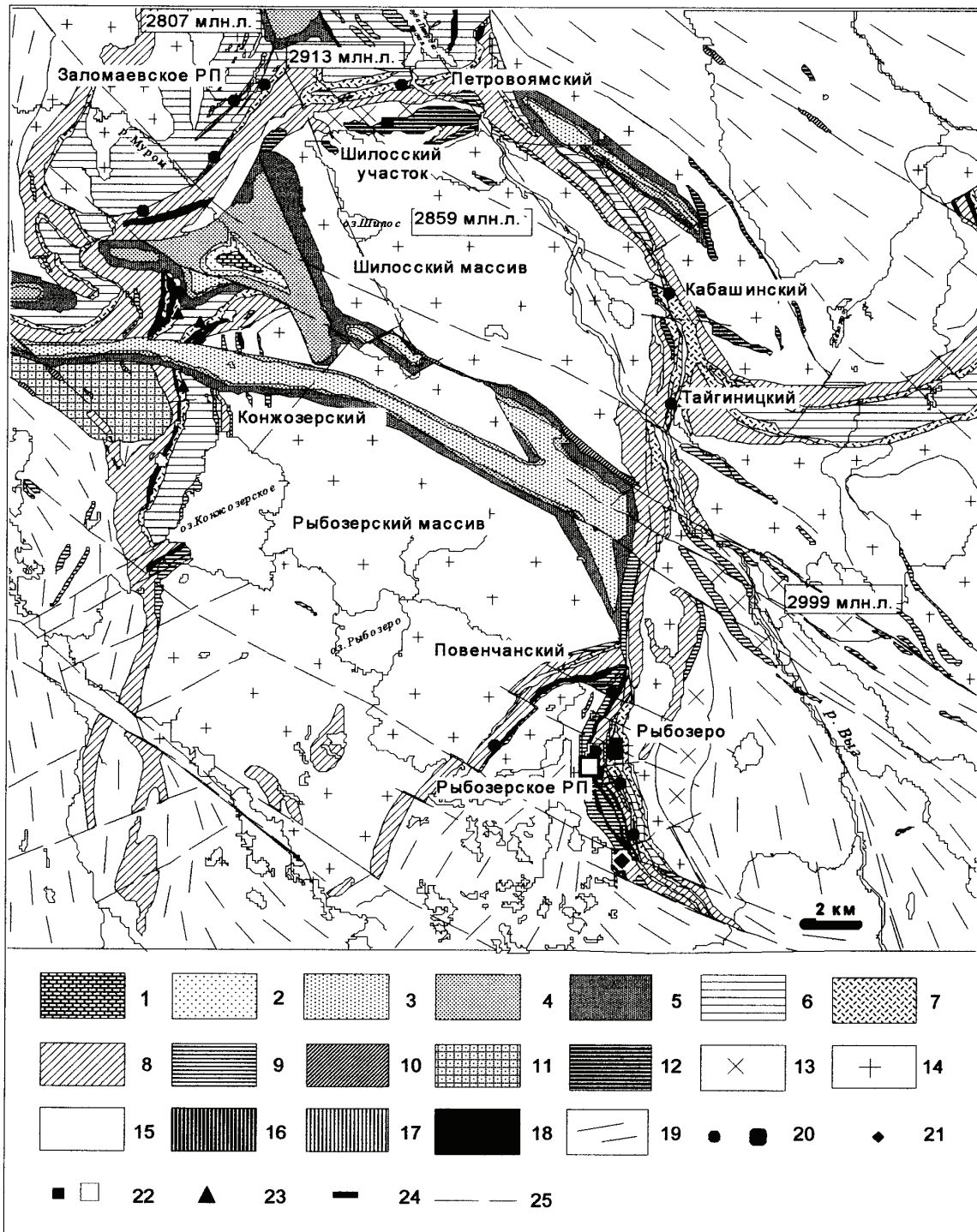
**Структурно-тектонические деформации** в породах лопийского комплекса связаны: 1 – с формированием непосредственно самого Шилосско-Рыбозерского массива и облекают его; 2 – со сдвиговыми процессами коллизионного этапа деформаций, усложняющими внутреннее строение отдельных участков и сопровождающимися смещениями (особенно в зоне Южно-Выгозерского глубинного разлома и в Рыбозерской структуре); 3 – с ранне- и позднепротерозойскими сдвигами запад-северо-западного и северо-западного простираний.

**Оруденение.** В Южно-Выгозерском зеленокаменном поясе известны проявления колчеданных, хромитовых, ильменитовых, высокованадиевых титаномагнетитовых руд и сульфидно-медно-никелевая минерализация.

Золоторудная минерализация в Южно-Выгозерском зеленокаменном поясе установлена в следующих ситуациях: 1 – в зонах гидротермального изменения в ореоле даек кварц-плагиопорфиоров и гранит-порфиоров в обрамлении Шилосско-Рыбозерского плагиогранитного массива; 2 – в сдвиговых зонах, выраженных в наложенном расщеплении и гидротермальных изменениях. В связи с этим весь комплекс порфиоровых пород, входящих в Шилосско-Рыбозерскую рудно-магматическую систему, и зоны гидротермальной переработки, сопровождающие их и возникшие в результате более поздних сдвиговых процессов, представляют интерес при поисках золота, а основными факторами, контролирующими оруденение, являются магматический и структурный.

### **Вулcano-плутоническая ассоциация**

**Ассоциация вулканогенно-осадочных пород** кислого-среднего состава наиболее широко развита в средней части разреза (каменноозерская свита). Она представлена вулканитами дацитового и риодацитового состава и их туфами (карбонат-хлорит-серицит-альбит-кварцевые, хлорит-карбонат-альбит-кварц-серицитовые сланцы) на участках Заломаев ручей, Конжозеро, Тайгиницкий, андезитами, дацитами, риодацитами,



**Рис. 1. Схема геологического строения и рудопроявлений в Шилоско-Рыбозерской структуре, Южно-Волгозерский зеленокаменный пояс (составлена на основе карты С. Н. Юдина, Карельская ГЭ):**

нижний протерозой, ятулийский комплекс. 1 – телекинская свита (алевролиты, песчаники, доломиты). Конжозерская свита (2–4): 2 – базальты, песчаники, 3 – роговообманковые порфириды, 4 – базальты, туфы, песчаники, 5 – янгозерская свита (кварцевые конгломераты, кварцито-песчаники). Верхний архей, лопийский комплекс: 6 – вожмозерская свита (базальты, андезитобазальты), 7 – каменноозерская свита (средние-кислые вулканиты и их туфы), 8 – кумбуксинская свита (метабаза-льты, коматииты), 9 – савинская свита (сланцы). Интрузивные образования. Нижний протерозой: 10 – габбро-долериты конжозерского комплекса. Верхний архей, интрузивные комплексы: 11 – телекинский (граниты), 12–16 – шилооский, 17–18 – каменноозерский, 19 – волозерский. Шилооский комплекс: 12 – дайки кварц-плагиопорфиоров, 13 – гранит-порфи-ры, 14 – плагиограниты, тоналиты, 15 – диориты, кварцевые диориты. 16 – высокотитанистые габбро. Каменноозерский комплекс: 17 – нерасчлененные габбро, 18 – интрузии ультрабазитов, а также коматииты. Волозерский комплекс: 19 – гранито-гнейсы, мигматиты, нерасчлененные гранитоиды. Рудопроявления (а) и месторождения (б): 20 – золота, 21 – хромито-вые, 22 – титановые (а), титан-ванадиевые с МПГ (б), 23 – сульфидно-медно-никелевые, 24 – колчеданные, 25 – разломы

Таблица 1

## Стадийность золотого рудообразования в общей последовательности геологических событий, фиксируемых в Южно-Волгозерском зеленокаменном поясе

| Этап развития Палеопротерозой | Геодинамическая обстановка, режим   | Возраст (млн. л.) [ссылка]   | Осадочно-вулканогенные образования  | Возраст (млн. л.) [ссылка]                      | Интрузивные комплексы   | Структурно-тектоническая перестройка, метаморфизм, метасоматоз   | Металлогеническая специализация   |
|-------------------------------|---|--|---|---|---|--|---|
| Верхний архей L2 (2650–2700)  | Постколлизияльная   |  | Осадки и базальты ятулийского надгоризонта  | ~2680–2700 [1]                                  | Конжозерский к-с: габбро  | В лопийских толщах и гранитах расщепление (Д6), катаклаз, эпидиот-альбитовые изменения. Разломы ЗСЗ (Д5)<br>Деформации (Д4)  |   |
| (2700–2800)                   | Коллизияльная (слабо проявлена)   |  |   |   | Телекинский к-с К-гранитов: Конжозерский массив<br>Волгозерский блок: Кубовский и Охтомозерский массивы (2680–2700)<br>Мigmatit-граниты в обрамлении.<br>Пегматиты  | Метаморфизм зеленосланцевой-амфиболитовой фации, (Д3'). Сдвиговые зоны деформаций в пределах глубинных разломов (Д3'), расщепление, метасоматиты<br><b>березит-лиственитового типа</b>   | <b>Рыбозерское Р.П.:</b><br><b>Аи-S руды (2700 млн. л.).</b><br>Переглаженное S-Cu-Ni-оруденение                          |
| (2800–2850)                   | Андерллейтинг, за счет мантийного источника (1)   |  |   | 2807 ± 12 [1]<br>2807 ± 14 [3]<br>2859 ± 24 [1] | <b>Заломаявский к-с:</b><br>дайки риолитов, дацитов, андезитов, гранит-порфиры<br><b>Шилосский к-с:</b> плагиограниты, диориты, габбро  | Зоны расщепления в контактах даек (Д2'). Березит-лиственитовые изменения.<br>Деформации в контактах ореоле плагиогранитов (Д2'), зеленосланцевая – эпидиотамфиболитовая фация; пропилиты | <b>Заломаявское Р.П.:</b><br><b>Аи-S-кварцевое,</b><br><b>Аи-S оруденение</b><br><b>Аи-S бедная минерализация.</b> Ti, Cu |
| Верхний лопий L2 (2800–2900)  | Субдукционная, Островодужный  | 2875 ± 2 [5]<br>2920 [4]   | Вожмозерская свита: базальты, андезиты, дациты, риолиты<br><b>Каменнозерская свита: дациты, риолиты, туфы, сланцы</b> |   | Пироксениты   | Гидротермальные изменения  | <b>Рыбозерское Р.П.:</b><br><b>колчеданы,</b><br><b>фоновые концентрации</b><br><b>Au</b>                                 |
| Нижний лопий L1 (2900–3000)   | Рифтогенная. В обрамлении – приращение континентальной коры за счет корово-мантийного источника | 2892 ± 130 [5]<br>2916 ± 117 [5]<br>3054 ± 84 [4]<br>2916 ± 70 [2]<br>2913 ± 13 [1]<br>? | Кумбуксинская свита: коматиты, коматитовые базальты, туфы<br>Базальты Шилосской структуры<br>Савинская толща (?)      | 2999 [1]<br>2961–2987 [1]                       | З/к пояс: перидотиты, габбро. СЗ обрамление Волгозерского блока: дайки риолитов р. Выг, секущие диориты.<br>Волгозерский блок: Лайручейский к-с габбро-диоритов (2987 ± 11).<br>Тоналиты-диориты оз. Черного (2971 ± 11) – р. Каляя (2961 ± 26) | Ранние деформации (Д1)   | S-Cu-Ni, Cr   |
| Нижний архей (>3000)          | Приращение континентальной коры за счет гранитообразования                                      |  |   | 3150–3320 [1]                                   | Волгозерский блок: тоналиты – мигматиты   |  |   |

Примечание. Жирным шрифтом выделены рудовмещающие, золотосодержащие и золоторудные формации. Р.П. – рудное поле. Ссылки: 1 – Лобач-Жученко и др., 1999; 2 – Сочеванов и др., 1991; 3 – Левченко и др., 1989. Данные по Каменнозерской структуре: 4 – Самсонов и др., 1996; 5 – Puchtel et al., 1999.

их туфами, гидротермально измененными (окварцованными) вулканогенно-осадочными породами и колчеданными рудами на участке Рыбозеро. Химические составы этих пород приведены в табл. 2.

Породы андезитового состава в пределах пояса развиты ограниченно и известны только на участке Рыбозеро. Дайки андезитов секут габбро шилосского типа. Метаандезиты участка Рыбозеро – это желтовато-серые рассланцованные породы с вкрапленниками или гломеропорфиловыми сростаниями плагиоклаза. Содержание  $\text{SiO}_2$  в андезитах Рыбозерского участка составляет 60,92%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 17,01,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 7,50,  $\text{K}_2\text{O}$  – 0,14%.

Более широко в разрезах каменноозерской свиты распространены туфы дацитового и риодацитового состава (табл. 2/13, 19). Риодациты – тонкозернистые желтовато-белые породы с вкрапленниками плагиоклаза, кварца, иногда фельзитовые. В туфах дацитов – риодацитов содержание  $\text{SiO}_2$  колеблется от 68,99 до 77,48%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 14,43–11,47%, сумма щелочей – 1,08–4,74%.

**Интрузивный комплекс.** Шилосский гранитоидный массив имеет интрузивные контакты с вмещающими толщами. Массив вытянут в плане на северо-запад  $330^\circ$  на 18 км при ширине 6–8 км и полого погружается на север, соответственно в своей северной части он наименее эродирован. Падение плоскости контакта с вмещающими толщами в северном и восточном обрамлении от  $35^\circ$  на С-СЗ до  $70^\circ$  на СВ, в среднем составляя  $50^\circ$  (Юдин и др., 1991). В северной эндоконтактной зоне массива отмечаются ксенолиты метабазальтов, габброидов. Породы ранней фазы брекчированы и пропитаны гранитоидным материалом поздней фазы, в связи с чем здесь же предполагается существование центра субвулканической деятельности (Земная кора., 1983). Рыбозерский массив имеет изометричную форму и размеры 16 × 17 км. Контакты Рыбозерского массива, по данным бурения, более крутые –  $70$ – $80^\circ$ . В южной части он интенсивно огнейсован и не обнажен.

Принимая во внимание позицию В. А. Костина и В. Д. Слюсарева, к породам шилосского комплекса мы относим только породы гранитоидного состава: диориты (1 фаза), плагиограниты (2), порфировые дайки (3), тем не менее в табл. 2 и на диаграммах в дальнейшем приводятся в том числе и высококальциевые дифференцированные до лейкократовых габбро шилосского типа. Для сравнения вынесены также калиевые гранитоиды волозерского и телекинского (Конжозерский массив) комплексов.

Породы главной фазы массива представлены преимущественно плагиогранитами и в краевой зоне – диоритами и кварцевыми диоритами, составляющими незначительный объем (Земная кора., 1983). Кроме того, диориты образуют отдельную самостоятельную фазу внедрения.

Плагиограниты – светло-серые среднезернистые породы массивной либо сланцеватой текстуры. Структура пород гранобластовая, лепидо-гранобластовая, в эндоконтакте – с признаками порфиоровой. Содержание плагиоклаза в них составляет 55–70%, кварц – 30%, темноцветные минералы (биотит, амфибол) – 20–30%, акцессорные минералы – сфен, апатит, ортит, циркон, турмалин, вторичные – серицит, хлорит, кальцит, эпидот. Диориты и кварцевые диориты отличаются более серым

цветом, содержание темноцветных минералов (биотита, амфибола) в них составляет 30–35%, кварца до 8–15%, плагиоклаза 50–70%.

Плагиоклаз (олигоклаз) и в тех и в других породах альбитизирован и представлен № 8–10. В плагиоклазе, замещенном в центральной части цоизитом, очевидно, существовала зональность от олигоклаза до альбита в краевой части. В зоне березитизации в северной части массива плагиоклаз замещается серицитом, цоизитом и карбонатом, в северо-западных зонах катаклаза и рассланцевания – альбитом № 2–3 и серицитом. Биотит буро-коричневый, замещается хлоритом. Амфибол представлен актинолитом. Кварц образует округлые и интерстиционные зерна, в зонах катаклаза раздроблен и гранулирован.

Фаза малых интрузий и даек представлена мелкозернистыми плагиогранитами, микроплагиогранитами, гранит-порфирами, кварцевыми и плагиоклазовыми порфирами. Породы светло-серые, мелко- и тонкозернистые, равномернозернистые, фельзитовые или порфиоровые. Текстуры массивные или слабосланцеватые. Главные минералы – плагиоклаз, кварц, незначительно биотит, мусковит, акцессорные – циркон, сфен, шеелит, сульфиды, вторичные – серицит, эпидот, кальцит, хлорит, кальцит. Среди порфиоровых разновидностей особо выделяются гранит-порфиры, кварцевые и кварц-плагиопорфиры. Порфиоровые зерна в них сложены кварцем или кварцем и плагиоклазом, количество которых составляет 15–20%. Плагиоклаз вкрапленников представлен олигоклазом, кварц образует водяно-прозрачные серые округлые зерна. Кварц-плагиоклазовые и плагиоклазовые порфиры более широко развиты в обрамлении Шилосского массива, где прорываются все вышеупомянутые свиты, тела и дайки габбро шилосского типа, фельзиты и микроплагиограниты – в пределах краевой северо-восточной зоны Шилосского гранитоидного массива, гранит-порфиры – в ближайшем его обрамлении (Юдин и др., 1991). Мощность даек порфиоров колеблется от 0,1 до 7 м, в среднем составляя 0,5–1,5 м. Их количество значительно, например, в скважине С-23 до глубины 224 м составляет 11. Участки наибольшего распространения – Заломаевский, Петровоямский, где дайки имеют северо-восточное и субмеридиональное простирание. Встречаются секущие взаимоотношения даек с параллельными контактами, когда дайка дацитов сечется риодацитами. Тела гранит-порфиоров более редкие, их мощность достигает 25–30 м. Наибольшее распространение они имеют на участке Тайгиницком и в северной части массива.

Содержание  $\text{SiO}_2$  (табл. 2) в гранитоидах 1–2-й фаз колеблется от 55,56 до 68,38%, сумма щелочей от 4,35 до 5,61%. Гранит-порфиры, мелкозернистые граниты и аплиты характеризуются более высоким содержанием этих компонентов – 72,87 и 69,94%, сумма щелочей – 6,37 и 5,84%. Для пород характерно более высокое содержание  $\text{Na}_2\text{O}$ , чем  $\text{K}_2\text{O}$ . Содержание  $\text{Li}_2\text{O}$  в плагиогранитах и кварцевых диоритах ранних фаз составляет 0,0050–0,0066%,  $\text{Rb}_2\text{O}$  0,0037–0,0060%. Породы являются высоко- и весьма высокоглиноземистыми с  $K_a$  от 1,9 до 2,59, в гранит-порфирах – 1,46, в аплитах – 1,74,  $mg = 0,39$ – $0,50$ , в гранит-порфирах – 0,30 и аплитах – 0,39. На диаграммах (рис. 2, 3) они занимают область от диоритов до плагиогранитов, поле,



Таблица 2

## Шилгоско-Рыбозерский вулcano-платонический комплекс

| Компоненты                           | 1      | 2      | 3      | 4      | 5      | 6      | 7      | 8     | 9      | 10     | 11     | 12     | 13     | 14     | 15    | 16     | 17    | 18    |
|--------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>                     | 46,11  | 48,84  | 52,68  | 55,56  | 62,52  | 68,38  | 72,87  | 69,94 | 60,08  | 66,48  | 70,22  | 74,76  | 77,48  | 66,87  | 60,92 | 68,99  | 72,66 | 71,20 |
| TiO <sub>2</sub>                     | 3,98   | 0,91   | 0,62   | 0,72   | 0,50   | 0,31   | 0,14   | 0,30  | 0,78   | 0,54   | 0,31   | 0,23   | 0,24   | 0,38   | 0,85  | 0,91   | 0,15  | 0,25  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | 12,49  | 14,23  | 16,74  | 17,52  | 16,20  | 15,91  | 14,22  | 15,44 | 16,35  | 15,67  | 14,64  | 12,94  | 11,47  | 14,94  | 17,01 | 14,43  | 14,28 | 14,53 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | 4,57   | 3,19   | 2,21   | 4,14   | 3,23   | 1,82   | 1,40   | 1,52  | 2,02   | 2,01   | 1,74   | 1,15   | 0,88   | 1,30   | 1,66  | 0,53   | 0,91  | 1,91  |
| FeO                                  | 11,98  | 8,87   | 5,91   | 4,19   | 2,74   | 1,79   | 1,11   | 1,72  | 3,30   | 2,38   | 2,29   | 1,37   | 1,81   | 2,79   | 1,25  | 1,74   | 0,52  | 0,61  |
| MnO                                  | 0,24   | 0,20   | 0,15   | 0,10   | 0,20   | 0,05   | 0,05   | 0,04  | 0,09   | 0,07   | 0,09   | 0,04   | 0,04   | 0,06   | 0,08  | 0,03   | 0,03  | 0,05  |
| MgO                                  | 5,97   | 8,10   | 6,39   | 3,96   | 3,10   | 1,24   | 0,58   | 1,07  | 3,58   | 1,41   | 1,24   | 0,68   | 0,69   | 1,96   | 3,13  | 7,06   | 0,40  | 0,72  |
| CaO                                  | 9,14   | 9,79   | 8,77   | 7,35   | 4,06   | 3,68   | 1,97   | 2,62  | 5,58   | 3,61   | 2,19   | 1,49   | 1,93   | 3,22   | 5,20  | 1,21   | 1,23  | 0,17  |
| Na <sub>2</sub> O                    | 2,05   | 1,87   | 2,33   | 3,67   | 3,85   | 4,08   | 5,04   | 4,54  | 5,31   | 5,37   | 5,42   | 4,96   | 4,05   | 3,95   | 7,50  | 0,72   | 4,83  | 4,30  |
| K <sub>2</sub> O                     | 0,28   | 0,32   | 0,48   | 0,68   | 1,25   | 1,53   | 1,33   | 1,30  | 0,53   | 0,62   | 0,67   | 1,29   | 0,69   | 2,40   | 0,14  | 0,36   | 4,28  | 4,10  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>        | 0,36   | 0,13   | 0,12   | 0,17   | 0,12   | 0,13   | 0,06   | 0,12  | 0,21   | 0,15   | 0,12   | 0,04   | 0,04   | 0,18   | 0,32  | 0,32   | 0,05  | 0,10  |
| H <sub>2</sub> O                     | 0,14   | 0,21   | 0,08   | 0,12   | 0,16   | 0,03   | 0,16   | 0,12  | 0,13   | 0,13   | 0,13   | 0,32   | 0,04   | 0,94   | 0,11  | 0,16   |       |       |
| шпш                                  | 2,79   | 3,11   | 3,49   | 3,27   | 2,37   | 1,61   | 1,08   |       | 1,81   | 1,36   | 1,65   | 1,34   | 0,66   | 1,92   | 0,97  | 3,97   |       |       |
| Сумма                                | 100,19 | 99,77  | 99,97  | 101,45 | 100,3  | 100,56 | 100,01 | 98,61 | 99,92  | 99,80  | 100,71 | 100,61 | 100,02 | 100,91 | 99,14 | 100,43 | 99,39 | 97,94 |
| Li <sub>2</sub> O                    | 0,0021 | 0,0047 | 0,0036 |        | 0,0066 | 0,0050 |        |       | 0,0018 | 0,0017 |        |        | 0,0015 |        |       |        |       |       |
| Rb <sub>2</sub> O                    | 0,0013 | 0,0020 | 0,0018 |        | 0,0037 | 0,0060 |        |       | 0,0009 | 0,0017 |        |        | 0,0018 |        |       |        |       |       |
| Cs <sub>2</sub> O                    | 0,0007 | 0,0017 | 0,0008 |        | 0,0004 | 0,0004 |        |       | 0,0001 | 0,003  |        |        | 0,0004 |        |       |        |       |       |
| n                                    | 35     | 25     | 5      | 4      | 11     | 12     | 2      | 9     | 5      | 12     | 16     | 10     | 5      | 7      | 2     | 3      | 2     | 1     |
| Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O | 2,33   | 2,19   | 2,81   | 4,35   | 5,1    | 5,61   | 6,37   | 5,84  | 5,84   | 5,99   | 6,09   | 6,25   | 4,74   | 6,35   | 7,64  | 1,08   | 9,11  | 8,4   |
| Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O   | 7,3    | 5,8    | 4,9    | 5,4    | 3,1    | 2,7    | 3,8    | 3,5   | 10     | 8,7    | 8,1    | 3,8    | 5,9    | 1,6    | 53,6  |        | 1,1   | 1     |
| al                                   | 0,55   | 0,71   | 1,15   | 1,4    | 1,8    | 3,3    | 4,6    | 3,6   | 1,8    | 2,7    | 2,8    | 4      | 3,4    | 2,5    | 2,8   |        | 7,8   | 4,5   |
| K <sub>n</sub>                       | 3,4    | 4,16   | 3,8    | 2,59   | 2,11   | 1,9    | 1,46   | 1,74  | 1,76   | 1,65   | 1,52   | 1,35   | 1,55   | 1,64   | 1,36  | 9,16   | 1,13  | 1,26  |
| mg#                                  | 0,40   | 0,55   | 0,59   | 0,47   | 0,50   | 0,39   | 0,30   | 0,39  | 0,56   | 0,38   | 0,36   | 0,34   | 0,32   | 0,47   | 0,67  | 0,85   | 0,36  | 0,36  |
| A/CNK                                | 1,05   | 1,15   | 1,36   | 1,30   | 1,42   | 1,36   | 1,23   | 1,37  | 1,14   | 1,22   | 1,26   | 1,19   | 1,25   | 1,24   | 0,99  | 5,39   | 1,04  | 1,24  |

Примечание. Габбро шилгоского типа. 1 – рудные (ильменитовые) габбро шилгоского типа, 2 – нормальное габбро, 3 – лейкократовое габбро. Гранитоиды шилгоского комплекса, 1 фаза: 4 – диориты, 5 – кварцевые диориты, 2 фаза: 6 – плагиограниты, 3 фаза: 7 – гранит-порфиры, 8 – гранит-аплиты, 9 – андезиты, 10 – плагиопорфиры, дациты, 11 – кварц-плагиопорфиры, риодациты, 12 – кварцевые порфиры, риолиты. 13 – туфы кислой пачки. Участок Рыбозеро: 14 – плагиограниты Рыбозерского массива, 15 – андезиты, 16 – туфы дацитов вулканогенно-осадочной толщи. 17 – плагиомикроклиновые граниты волозерского комплекса, 18 – граниты телекинского комплекса. Использованы анализы Л. В. Кулешевич, В. Д. Слосарева, В. А. Костина (Земная кора..., 1983), В. В. и В. С. Куликовых (Вулканизм архейских..., 1981), С. Н. Юдина и др. (1991). al = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + MgO); K<sub>n</sub> = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) (м. к.); mg = MgO/(FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + MgO) (м. к.); A/CNK = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) (м. к.).

близкое к линии, разделяющей их по соотношению глинозема и известково-щелочной составляющей на метаалюминиевые и пералюминиевые, и попадают в область внутриплитных известково-щелочных гранитоидов, IAG, CAG и CCG. На вариационных диаграммах Харкера (рис. 3) содержания  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  в породах комплекса подчиняются эволюционному тренду. Наблюдается корреляция  $Li_2O$  и  $K_2O$  и более слабая между  $K_2O$  и  $Li_2O$ .

Плагииграниты западного обрамления участка Рыбозеро содержат ксенолиты и клинья вмещающих пород, даек габброидов, иногда микроклинизированы. Породы розовато-серые, среднезернистые, рассланцованные. Содержание  $SiO_2$  в них составляет 66,87%,  $Al_2O_3$  – 14,94%,  $Na_2O$  – 3,95%,  $K_2O$  – 2,40%. На диаграммах они попадают в те же поля, что и плагииграниты Шилосского массива.

Гранитоиды шилосского комплекса четко отделяются от калиевых мигматит-гранитов волозерского и интрузивных гранитов телекинских комплексов, попадающих в область синколлизионных пород.

Дайки порфинового комплекса 3-й фазы представлены кварц-плагиипорфирами с различным количеством и соотношением вкрапленников (дацитами, риодацитами, реже риолитами). Кварц-плагиипорфиры, развитые в обрамлении массива, характеризуются содержанием  $SiO_2$  от 66,48 до 74,72%, более контрастным преобладанием  $Na_2O$  (4,96–5,42%) над  $K_2O$  (0,62–1,29%). Содержания  $Na_2O$  в породах иногда достигают 7%, при содержании  $K_2O$  0,02–0,3%. Количество  $Li_2O$ ,  $Rb_2O$  ниже, чем в гранитоидах, что в целом характерно также и для вулканогенного комплекса. Породы весьма высокоглиноземистые, имеют  $K_a$  от 1,35 до 1,65,  $mg = 0,34–0,38$ . На петрохимических диаграммах образуют компактные области (см. рис. 2).

**Возраст пород.** Радиологическое датирование (см. табл. 1) вмещающих пород (базальтов), плагиигранитов Шилосского массива и даек риодацитов, секущих вмещающие толщи, проведено сотрудниками ИГГД (Левченко и др., 1989; Лобач-Жученко и др., 1999). Возраст метабазальтов Шилосской структуры, полученный Sm-Nd методом (Сочеванов и др., 1991), составляет  $2913 \pm 30$  млн. лет ( $\epsilon Nd = 1,6 \pm 0,5$ ). Возраст кислых вулканитов, по аналогии с Каменноозерской структурой, равен  $2875 \pm 2$  (Puchtel et al., 1999). Плагииграниты, тоналиты (данные U/Pb метода по цирконам) имеют возраст  $2859 \pm 24$  млн. лет,  $\epsilon Nd$  в них равен 2,5–3,3. Предполагается, что гранитоиды выплавились из пород, которые отделились от мантии не ранее 2,9 млрд. лет назад. Возраст даек риодацитов участка Заломаевского –  $2807 \pm 12$  млн. лет,  $\epsilon Nd$  в них равен 1,5. Дайки среднего течения р. Выг, секущие более ранние тоналиты, входящие в волозерский комплекс, имеют возраст 2999 млн. лет ( $\epsilon Nd = -1,0$ ), их образование связывается с древним коровым источником. Коровыми характеристиками в пределах Водлозерского блока, в северо-западной части которого находится Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс, обладают также калиевые граниты с возрастом ~2700 млн. лет.

**Изменения пород.** Изменения пород в структуре представлены:

1) ранними низкотемпературными гидротермальными-метасоматическими изменениями плагиигранитов

2-й фазы и пород в их ореоле (пропилитизация и березитизация). Метаморфические преобразования вмещающих пород отвечают условиям зеленосланцевой – эпидот-амфиболитовой фазии;

2) низкотемпературными изменениями в ореоле развития порфиновых даек – березитизацией – лиственизацией;

3) более поздними изменениями коллизионного этапа, сопровождающими формирование калиевых гранитов, мигматитов, в том числе по нерасчлененным гранито-гнейсам волозерского комплекса, которые вызывают более высокотемпературный метаморфизм и метасоматические изменения;

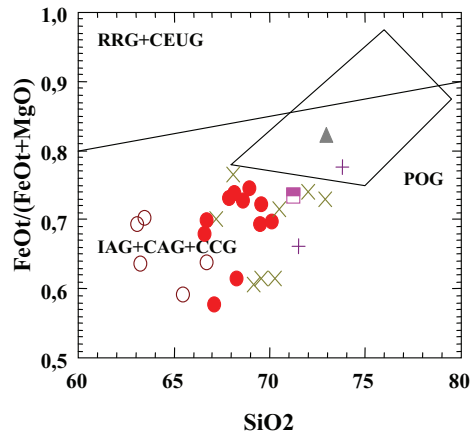
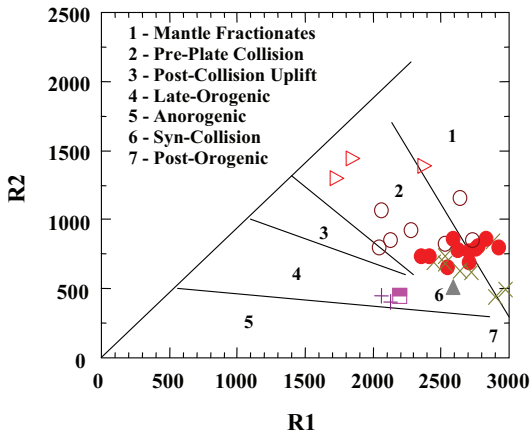
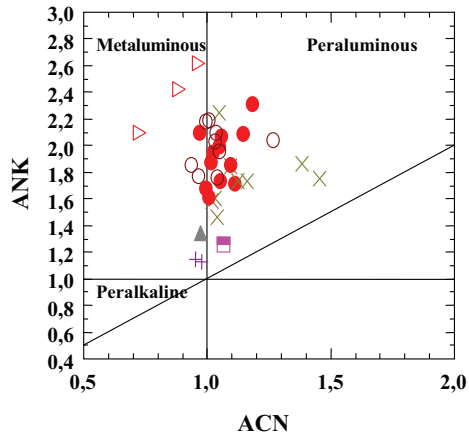
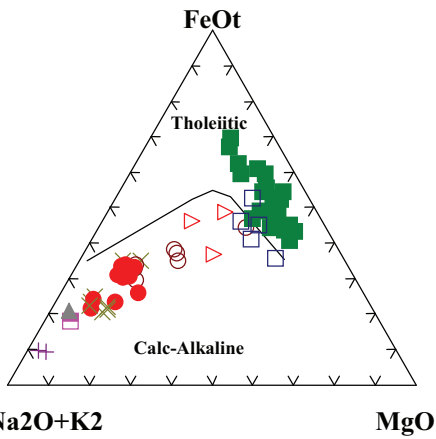
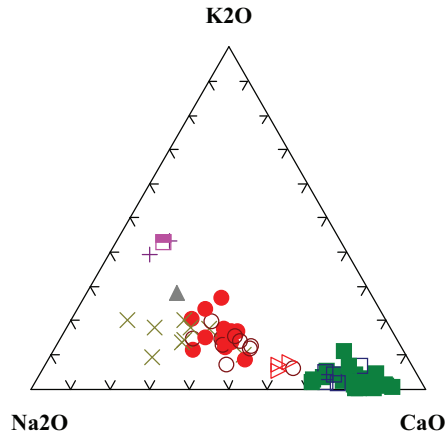
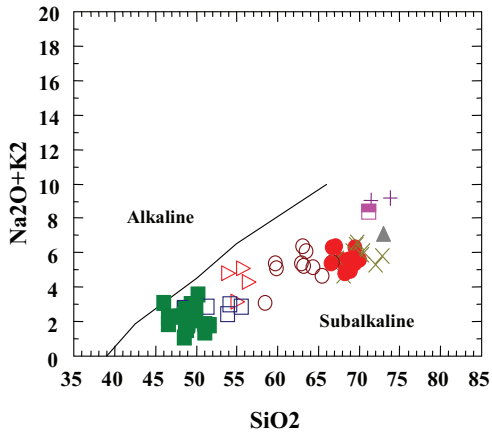
4) изменениями в зеленокаменных структурах по сдвиговым зонам северо-северо-западного и субмеридионального простирания (березитизация – лиственизация и более высокотемпературные);

5) изменениями пород протерозойского возраста (альбитизация, пропилитизация, эпидотизация) в зонах северо-западного рассланцевания, отчасти катаклазом и изменениями в породах основания и гранитоидах.

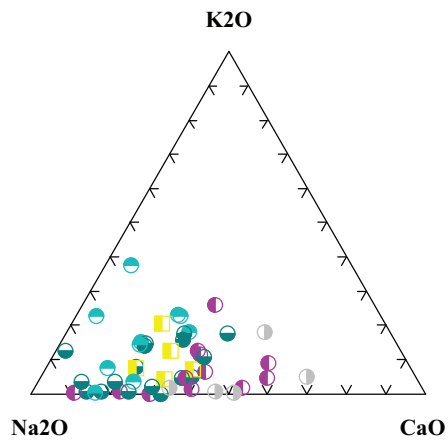
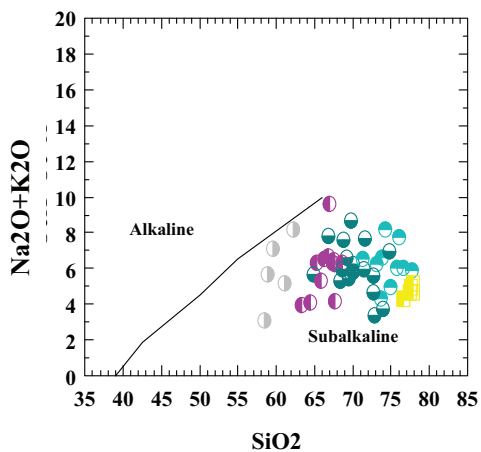
1. В связи с достаточно низким метаморфизмом (зеленосланцевая фазия) и слабым рассланцеванием в северной части Шилосского массива устанавливаются отчетливые ранние низкотемпературные гидротермальные изменения собственно гранитоидов, ксенолитов в них, габброидов шилосского комплекса и вмещающих пород – это пропилитизация и березитизация (Костин, Костина, 1982; Земная кора..., 1983).

По данным В. А. Костина, в пределах Шилосского плагиигранитного массива березитизации разной интенсивности подвергнута практически вся его северная эндоконтактная часть, особенно вблизи предполагаемого субвулканического центра. На одном из небольших участков под влиянием более поздней порфиновой фазы плагииграниты превращены в полно проявленные березиты (карбонат-кварц-серицитовые метасоматиты) с пиритовой вкрапленностью до 5%. Здесь фиксируется кальцит, железистый карбонат, кварц, серицит, из аксессуарных – апатит, циркон, рутил, турмалин. Фоновое содержание золота в плагиигранитах составляет 0,03 г/т. В пиритах из березитизированных пород содержание золота достигает 0,01–0,95 г/т, серебра 6–50 г/т (Костин, 2001).

В зоне воздействия гранитоидного массива на габброиды шилосской интрузии наблюдается интенсивная эпидотизация. Контактные метаморфические преобразования сопровождаются раскислением плагиоклаза габброидов до альбита, выделением цоизита и эпидота, замещением первичных темноцветных минералов порфиробластическим актинолитом, хлоритом, практически полным замещением титаномагнетита и ильменита сфеном, а затем лейкоксеном, появлением незначительного количества биотита, карбоната, рассеянной вкрапленности пирита, халькопирита, пирротина. Интенсивное гидротермальное воздействие (пропилитизация) в районе С-1, 2 приводит к образованию существенно эпидотовых пород (гнезд, жил) и секущих их кварц-карбонатных жил с гнездовым выделением сульфидов – халькопирита, пирита, реже пирротина с пламеневидными вкрапками пентландита. Содержание меди в этих зонах увеличивается до 0,033–0,3%.



- 1
- 2
- ▽ 3
- 4
- 5
- × 6
- ▲ 7
- 8
- + 9
- ◐ 10
- ◑ 11
- ◒ 12
- ◓ 13
- ◔ 14



2. Формирование дайкового комплекса, особенно кварц-плагиопорфиров (риодацитов) и гранит-порфиров, завершилось интенсивными кислотными гидротермальными изменениями пород ранней фазы и вмещающих толщ (березитизацией, лиственитизацией). Изменения проявлены в верхних и нижних контактах даек кварцевых и плагиопорфиров. Измененные породы представляют собой в разной степени проявленные березиты и листвениты, сопровождаются преимущественно пиритовой минерализацией и тонкими кварцевыми прожилками. В составе березитов преобладают серицит, карбонат, кварц, лиственитов по базальтам – кварц, карбонат, хлорит, серицит, по ультраосновным породам – кварц, хлорит, тальк, карбонат, иногда фуксит.

3. Более поздние изменения связаны с формированием калиевых гранитов и мигматизацией гранито-гнейсов волозерского комплекса (по материалам С. Н. Юдина и др., 1991). Плагиограниты юго-восточной части Рыбозерского массива (участок Рыбозеро) огнейсовываются, участками микроклинизируются и прорываются маломощными жилами плагиомикроклиновых гранитов. Породы в западном, южном и восточном зеленокаменном обрамлении массива деформируются. При этом степень их метаморфических преобразований возрастает до эпидот-амфиболитовой фации. Например, в западной ветви участка Рыбозеро и в южной части Конжозеро образуются тремолититы, амфиболиты и скарноиды.

4. Сдвиговые деформации в зеленокаменных породах зоны Южно-Выгозерского разлома и участка Рыбозеро сопровождаются низкотемпературными метасоматическими изменениями – серицитизацией, березитизацией, оталькованием, лиственитизацией, хлоритизацией. Более подробное описание см. по участку Рыбозеро.

5. Последующие преобразования, как предполагается, связаны со свекофенским этапом деформаций. На этом этапе сминаются в складки, деформируются и изменяются ятулийские породы. В породах Шилосского массива формируются северо-западные зоны катаклаза и милонитизации, представленные низкотемпературными парагенезисами (Юдин и др., 1991): 1 – эпидотом, хлоритом, карбонатом, сфеном, ортитом, 2 – карбонатом, серицитом, альбитом, кварцем, либо 3 – альбитом, эпидотом. В лопийских толщах широко развивается рассланцевание и низкотемпературные метаморфогенно-метасоматические преобразования.

Из всех приведенных типов метасоматических преобразований можно выделить два основных, с которыми связано золотое оруденение: 1 – гидротермально-метасоматические преобразования, сопровождающие порфиры поздней фазы шилосского комплекса, и 2 – более поздние преобразования в зонах наложенных сдвиговых деформаций.

## Локализация и характеристика золоторудной минерализации

В обрамлении Шилосско-Рыбозерского массива по данным научно-исследовательских и производственных работ геологов Института геологии КарНЦ и КГЭ (Горошко и др., 1980; Юдин и др., 1991) установлены следующие участки развития дайкового порфирового комплекса и проявления золота в его ореоле и в зонах рассланцевания: Заломаевское и Рыбозерское рудные поля, Петровоямский, Тайгиницкий, Повенчанский и Конжозерский участки.

**Заломаевское рудное поле** (см. рис. 1) расположено в северо-западной части погружающегося на северо-восток Шилосского массива. В рудном поле выделяют участки (рудопроявления) Заломаевский, Восточно-Заломаевский, Южно-Заломаевский, Петровоямский. Золотое оруденение рудного поля связано с комплексом даек кварц-плагиопорфиров и гранит-порфиров, обрамляющих гранитоидный массив. Простираение даек северо-восточное, падение субсогласное с вмещающими породами под углом 50–70° на СЗ. Типовая обстановка прослеживается от северной части участка к югу на 8 км. Насыщенность дайками значительная. Дайки прорывают кислую и основную толщу. В контактах даек установлены интенсивные изменения березит-лиственитового типа, эпидотизация и сульфидная минерализация, представленная пиритом, пирротинном (в сумме до 1–30%), галенитом (до 3–5%), незначительным количеством халькопирита, сфалерита, шеелита. Изучение kernового материала показывает, что мощность приконтактных зон метасоматоза составляет от нескольких сантиметров до 6–8 м. Причем в породах основного состава наиболее отчетливо фиксируется серицитизация и пиритизация. Содержание калия, например, в метабазальтах увеличивается до 1,5–2,0%, что отчетливо фиксируется при гамма-каротаже.

С. Н. Юдиным в пределах Заломаевского рудного поля в северо-западном обрамлении Шилосско-Рыбозерского массива на рудопроявлениях Заломаевском, Южно- и Восточно-Заломаевском, Петровоямском при проведении здесь геологических работ установлены содержания золота от 0,1 до 25 г/т.

В восточном обрамлении гранитоидного массива на участках Кабашинском (в кислых толщах), Тайгиницком (в зоне брекчирования габбро) зафиксированы содержания золота 0,1–4,6 г/т. Зоны березитизации, перспективные для обнаружения золота, выявлены на Ворожозерском участке.

В южном и западном обрамлении массива на участках Конжозерском и Повенчанском установлены содержания золота до 0,78–1,4 г/т и 0,36 г/т, соответственно.

**Рис. 2. Петрохимические диаграммы для пород шилосского комплекса, комплекса даек и вулканитов:**

$SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ ;  $Na_2O - K_2O - CaO$ ;  $(Na_2O + K_2O) - FeO_1 - MgO$ ;  $A/CNK - A/NK$  ( $A = Al_2O_3$ ,  $C = CaO$ ,  $N = Na_2O$ ,  $K = K_2O$ );  $R1 - R2$  ( $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ ;  $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$ );  $SiO_2 - FeO_1/(FeO_1 + MgO)$ ;

породы шилосского комплекса: 1 – габбро, 2 – лейкогаббро, 3 – диориты, 4 – кварцевые диориты, 5 – плагиограниты, 6 – микрограниты, аплиты, 7 – гранит-порфиры, 8 – граниты телекинского комплекса, 9 – граниты волозерского комплекса. Дайки, вулканиты: 10 – андезиты, 11 – плагиопорфиры (дациты), 12 – кварц-плагиопорфиры (риодациты), 13 – риолиты, 14 – туфы кислых-средних пород

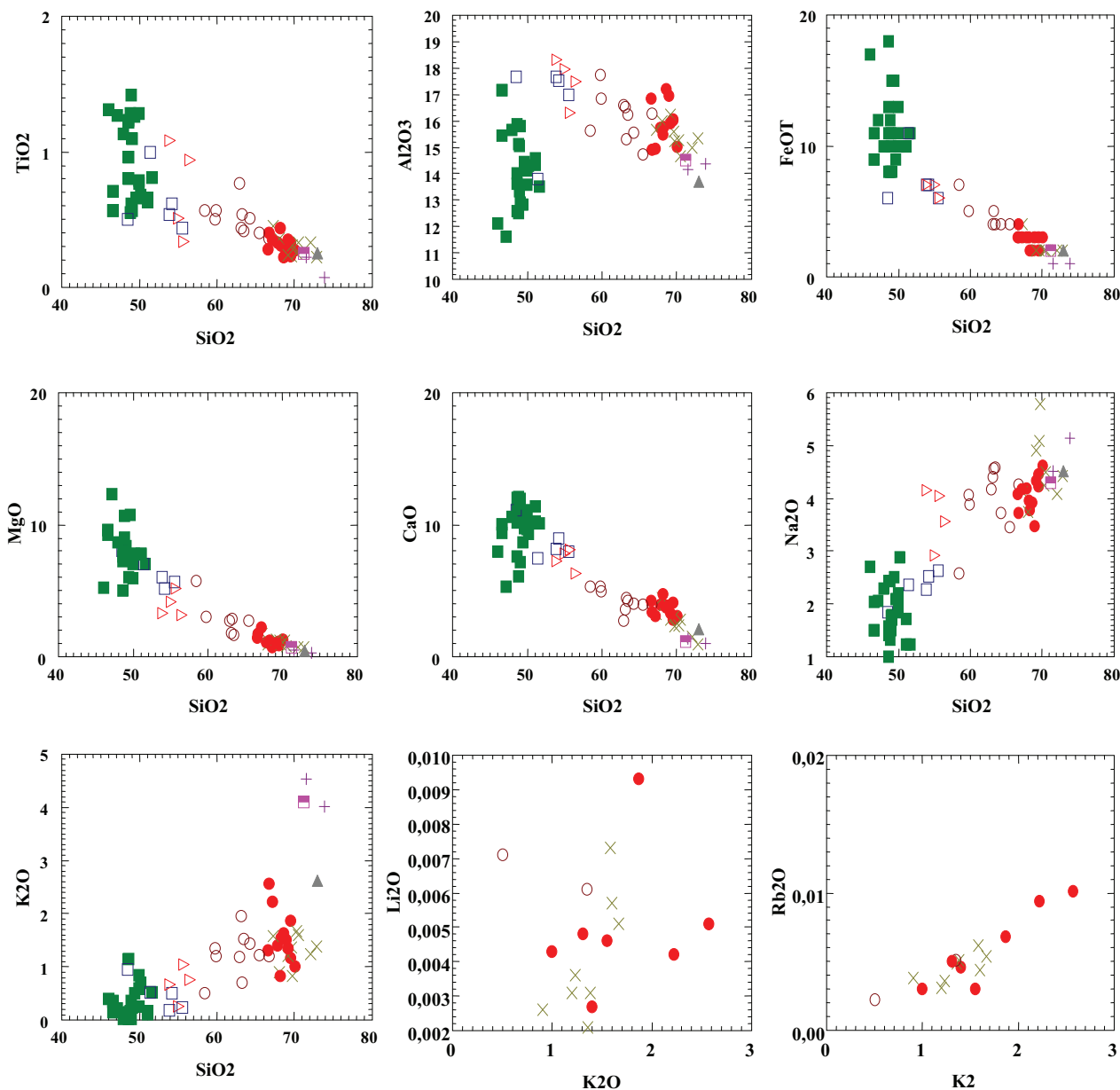


Рис. 3. Вариационные диаграммы пород шилосского комплекса

**Рыбозерское рудное поле.** Среди выявленных рудных объектов наибольший интерес в отношении золота представляют проявления Рыбозерской структуры и непосредственно небольшое месторождение Рыбозеро, по прогнозным ресурсам оцениваемое в 15 т (Горошко и др., 1980). На этом месторождении была обнаружена гидротермальная золоторудная минерализация золото-сульфидного минерального типа, ассоциирующая с субмеридиональными сдвиговыми зонами в восточной ветви участка.

Золоторудная минерализация установлена в двух ситуациях: 1 – в зонах расланцевания метакоматиитов и на их контакте с вулканогенно-осадочной толщей в восточной ветви (С-27, 28, 36, 37); 2 – в зоне перекристаллизации горизонта колчеданных руд в центральной части восточной ветви участка (подсечена С-36). Кроме месторождения Рыбозеро в пределах Рыбозерского рудного поля известно также небольшое проявление Западного фланга (С-1-4) и со-

держания золота, превышающие фоновые значения (0,28–0,56 г/т), в скважинах С-5, С-7Р, 45, 87 (по результатам опробования ядра КГЭ и Института геологии КарНЦ).

В скважине 7Р в зоне переотложения сульфидных никелевых руд содержания золота установлены в ассоциации с МПГ (см. ст. В. Д. Слюсарева в наст. сб.): Au – 0,47–0,56 г/т, Pt – 0,25–0,29 г/т, Pd – 0,9–1,0 г/т. А в крайней южной части структуры в скважине 9Р на контакте даек порфиров, секущих хромитсодержащую интрузию ультрабазитов, зафиксирован повышенный геохимический фон золота.

*Геологическое строение месторождения Рыбозеро.* Относительно геологического строения Рыбозерской зеленокаменной структуры (рис. 1, 4) существует несколько мнений (Горошко, Кайряк, 1982; Земная кора..., 1983; Кулешевич, 1992): это может быть синклиналь (1) либо моноклираль (2), осложненная субмеридиональными и субширотными смещениями.

Вмещающие породы лопийского комплекса верхнего архея здесь также представлены метабазальтами, метакоматиитами (кумбуксинская свита), туфогенно-осадочными образованиями среднего состава, метаандезитами, туфогенно-осадочными породами кислого состава, кварцитами, колчеданными рудами (каменноозерская свита), метабазальтами и андезибазальтами (вожозерская свита). Падение их крутое под углом 55–80° на запад на севере и в центре и 60° на восток в южной части. Вмещающие толщи прорваны на юге участка интрузией ультрабазитов, в центре и на западном фланге – лейкократовыми габбро и пироксенитами, на севере и в западной части – титаносодержащими габбро шилосского либо каменноозерского комплекса. Кислые интрузивные образования представлены гранитоидами натриевого ряда и дайками кварц-плагиопорфиров шилосского комплекса.

Геологическое строение участка Рыбозеро осложняется субмеридиональными взбросами с амплитудой смещения около 80 м и падением плоскости сместителя на восток под углом 60–80°, а также смещениями по вертикальным субширотным разломам.

Западная ветвь участка сложена преимущественно амфиболизированными базальтами и метакоматиитами кумбуксинской свиты. Они прорваны интрузией ультрабазитов на юге и пироксенитами в центральной части. Для интрузивных ультрабазитов характерно наличие маломощного хромитового горизонта. С пироксенитами связано магнетитовое оруденение с повышенными содержаниями ванадия, фосфора, титана, металлов платиновой группы и сульфидно-медно-никелевым оруденением, выходами за пределы интенсивно рассланцованного и метаморфизованного интрузивного тела пироксенитов.

Восточная ветвь. Выше по разрезу находятся вулканогенно-осадочные толщи кислого-среднего состава (туфы, туффиты и вулканы дацитов, андезитов и сланцы по ним), колчеданные руды, относимые к каменноозерской свите. Восточнее их в плане вновь следуют маломощные горизонты коматиитов и метабазальты кумбуксинской свиты.

К восточной ветви приурочено богатое колчеданное оруденение, образующее два сближенных горизонта. Руды массивные, полосчатые, реже вкрапленные и прожилковые вулканогенно-осадочного генезиса. По минеральному составу они преимущественно пиритовые с незначительным количеством пирротина и небольшой линзой магнетита в лежащем боку залежи. Содержание пирита в колчеданных рудах составляет от 10–15 до 90%, магнетита в маломощной линзе кварцитов до 5–10%. В центральной части участка, где развиты массивные руды (С-5Р, 36), предполагается существование подводящего рудоносные растворы канала (Горошко, Кайряк, 1982). На серноколчеданное оруденение здесь накладывается золоторудная минерализация, сопровождающаяся полиметаллами (халькопиритом, сфалеритом, галенитом), арсенипиритом, висмута-теллуридами. К северу на выклинивании рудной залежи преобладает полосчатый и вкрапленно-прожилковый тип руд с содержанием сульфидов от 5–7 до 35–50%. К югу колчеданная залежь срезается телом габброидов. Сульфидная минерализация частично рассеивается и перекри-

сталлизуется в зоне изменения (лиственнитизации) габброидов и далее прослеживается в юго-восточной полосе вкрапленно-прожилковых руд в пределах вулканогенно-осадочной толщи.

Породы лопийского комплекса зажаты между прорывающими их с запада и востока гранитоидами, содержащими ксенолиты сланцев и амфиболитов. Ширина выхода зеленокаменных пород в плане колеблется от 0,5 до 2 км, длина структуры составляет 7 км.

Порфиновые дайки поздних фаз шилосского комплекса здесь также рассматриваются как рудопроизводящие. Они прорывают различные породы участка и вскрыты рядом скважин (см. А–Б на рис. 4). На севере они прорывают вулканогенно-осадочную толщу, метабазальты и коматииты кумбуксинской свиты (С-1Р), на юге – хромитоносную интрузию (С-9Р). Содержания золота в их ореоле отчетливо превышают фоновые значения (0,28–0,56 г/т.)

Однако генетическая связь кварц-плагиопорфиров и гранит-порфиров с формированием золотого оруденения неоднозначна. Оруденение локализуется преимущественно в зонах рассланцевания и метасоматического преобразования пород, опережающих субмеридиональные сдвиговые зоны, вне развития даек. Возраст золотого оруденения месторождения Рыбозеро оценивается по галениту (образец С-73/40,5) из сульфидных прожилков, секущих хлорит-талк-карбонатные сланцы, в 2700 млн. лет ( $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  метод, выполнен в ИГФМ, г. Киев), что гораздо моложе даек порфиров (на 107 млн. лет).

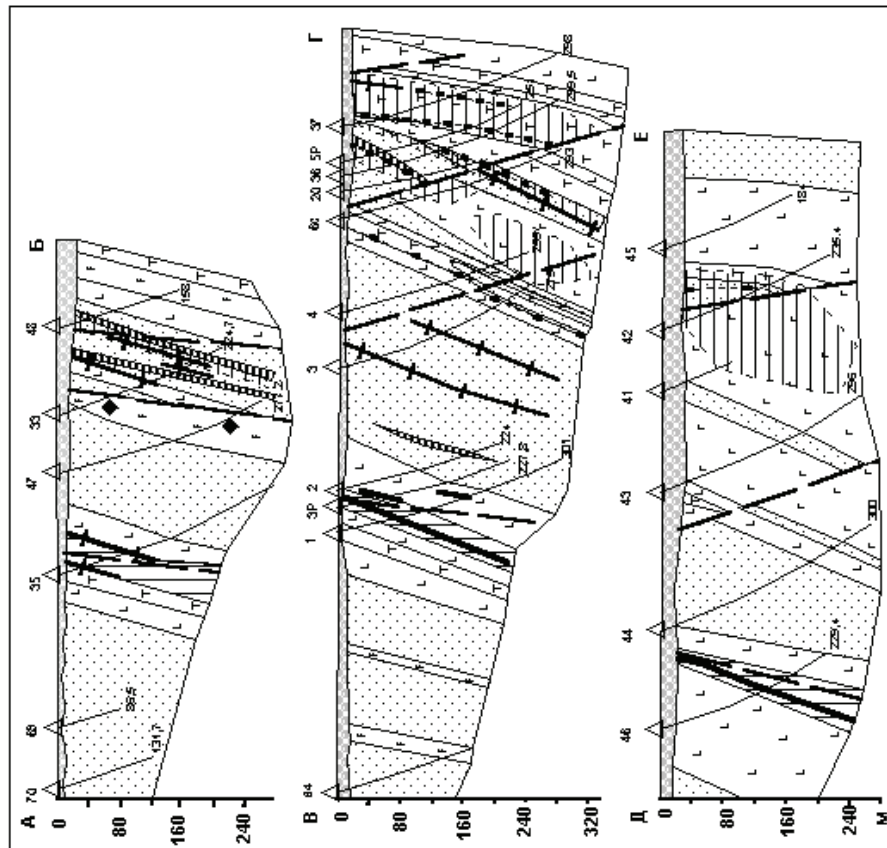
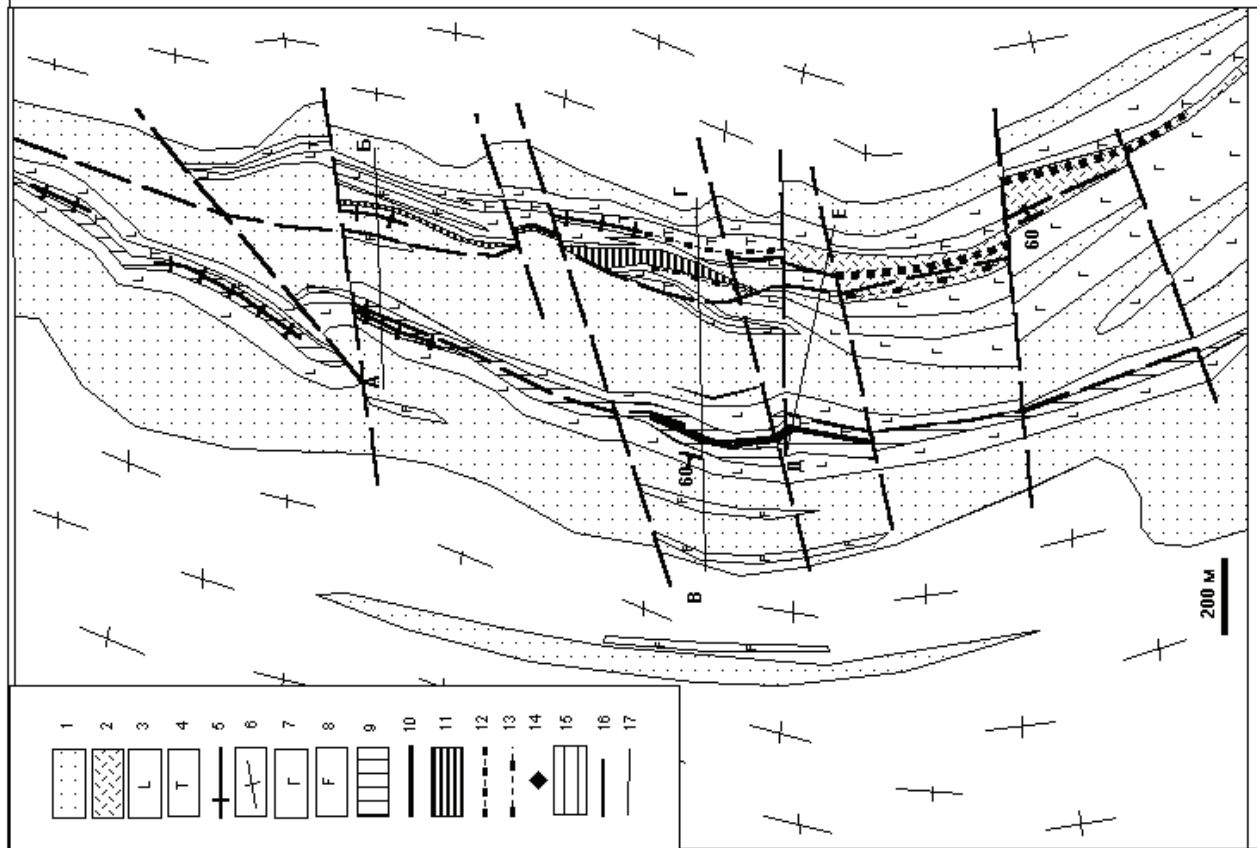
*Метасоматические преобразования.* По характеру изменений зоны наложенных преобразований Рыбозерского участка отвечают условиям безрезит-лиственитовой формации (Кулешевич, 1992). Они сопровождаются пиритизацией и наиболее благоприятны для отложения золота.

Ливениты развиваются по коматиитам и лейкогаббро, березиты – по туфам и непосредственно дайкам риодацитов. Новообразованный карбонат в хлорит-талк-карбонатных сланцах представлен разными генерациями – брейнеритом ( $f = 23\%$ ), железистым доломитом ( $f = 1,6–5,2\%$ ) или параанкеритом ( $f = 9\%$ ), хлорит – пеннинном ( $f = 20–23\%$ ), отмечается кварц. Пирит образует слегка уплощенные кристаллы пентагондодекаэдрического габитуса. В основных породах развиты доломит, кальцит, магнизиальный прохлорит ( $f = 41,7\%$ ). Изменения по лейкогаббро представлены альбитом, скаполитом, кальцитом, пеннинном ( $f = 24\%$ ), парагонитом, кварцем, пиритом.

Для березитов по вулканогенно-осадочным породам характерно присутствие серицита, доломита, кальцита, метасоматиты сопровождаются сыпью мелкозернистого пирита.

Колчеданные руды центральной части участка сохраняют свою стратификацию, но перекристаллизуются с образованием на месте полосчатых руд богатых массивных руд, обогащенных мышьяком, кобальтом, золотом, полиметаллами и более редкими элементами, в связи с привнесением этих элементов гидротермальными растворами.

*Характеристика оруденения.* В пределах восточной ветви месторождения Рыбозеро установлены два золоторудных тела золото-сульфидного минерального типа.



**Рис. 4. Схема геологического строения и распространения оруденения на участке Рыбозеро и геологические разрезы к ней:**

метаморфизованные вулканогенно-осадочные комплексы: 1 – нерасчлененная толща среднего состава; 2 – вулканиты и их туфы среднего состава; 3 – базальты; 4 – коматиты, хлорит-галльк-карбонатные сланцы. Шилосский комплекс: 5 – дайки кварц-платинопорфиров (риодацитов); 6 – платинограниты; 7 – габро, лейкократовые габро; 8 – недифференцированное габро; 9 – амфиболиты по пироксенитам, отчасти коматитам. Руды: 10 – магнетитовые высокованадиевые, содержащие МПГ, Ni; 11 – колчеданные; 12 – золото-сульфидные; 13 – вкрапленность пирита (зоны, благоприятные для обнаружения золотого оруденения); 14 – арсенивитовая минерализация. Метасоматиты (на разрезах): 15 – листвениты и березиты. 16 – тектонические нарушения (сдвиговые зоны). 17 – геологические профили

Первое рудное тело представлено линзовидно-пластовой залежью золото-сульфидных вкрапленных руд в хлорит-талк-карбонатных сланцах и лиственитах по коматитам. Оруденение визуально фиксируется по развитию метасоматических изменений (лиственитизации коматитов) и пиритовой вкрапленности (до 10–20% сульфидов). Мощность залежи 0,8–3,3 м (среднее 1,5 м), протяженность 850 м. Содержание золота колеблется от 1,4 до 3,87 г/т, среднее составляет 2,32 г/т (Горошко и др., 1980).

Минеральный состав руд (табл. 3/1–4) представлен преимущественно пиритом, единичными выделениями халькопирита и золотом. Для пирита в лиственитах характерен пентагондодекаэдрический уплощенный габитус, размер зерен 0,1–0,5 см, повышенные концентрации кобальта и никеля (Co – 0,08–0,323, Ni – 0,119–0,167, табл. 2; As – 2200–7600 г/т, Sb – 0,88–1,10 г/т, табл. 4). Содержание золота в нем составляет 0,09–0,35 г/т.

В березитах по кислым породам на контакте с метакоматитами пирит более мелкозернистый, содержит более низкие концентрации Ni, Co и микропримеси As – 220–1100 г/т, Sb – 260–0,86 г/т (табл. 4/15–17). Содержание Au в нем достигает 14 г/т, Ag – 27 г/т. Золото тонкодисперсное, встречается самостоятельно, в сростании с пиритом, либо входит в состав пирита как микропримесь.

Пирит из лиственитов по лейкократовым габбро (табл. 4/8–11) содержит As – 170–760 г/т, Co – 274–430 г/т, Ni – 220–780 г/т, Ag – 0,8–1,5 г/т, Sb – 2,3–21,2 г/т, Au – 0,012–0,12 г/т. С этой сульфидной вкрапленностью пока не установлены значимые концентрации золота.

Таблица 3

**Главные рудные минералы, сопровождающие золотое оруденение месторождения Рыбозеро**

| № | Минерал     | Cu    | S     | Fe    | Co    | Ni    | Zn    | Cd   | Сумма  |
|---|-------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|--------|
| 1 | Пирит       | –     | 53,16 | 46,32 | 0,323 | 0,165 | –     | –    | 99,96  |
| 2 | Пирит       | –     | 53,11 | 45,75 | 0,254 | 0,167 | –     | –    | 99,28  |
| 3 | Пирит       | –     | 53,17 | 46,00 | 0,080 | 0,119 | –     | –    | 99,36  |
| 4 | Пирит       | 0,018 | 53,17 | 45,53 | 0,104 | 0,149 | –     | –    | 98,98  |
| 5 | Пирит       | –     | 52,55 | 46,34 | 0,253 | 0,077 | –     | –    | 99,22  |
| 6 | Пирит       | 0,33  | 53,80 | 46,30 | –     | –     | –     | –    | 100,43 |
| 7 | Халькопирит | 34,20 | 34,47 | 30,30 | –     | –     | –     | –    | 99,72  |
| 8 | Сфалерит    | 0,79  | 32,80 | 6,70  | –     | –     | 58,10 | 0,53 | 98,92  |

Примечание. Прочерк – не определялся. Микрозондовые анализы выполнены в НПО «Севзапгеология» и Кольском НЦ. 1–4 – первое рудное тело (золото-сульфидные руды в метасоматитах): 1–3 – в хлорит-талк-карбонатных сланцах и лиственитах по коматитам (1 – С-37/112, 2 – С-38/64,5, 3 – С-42/151,2), 4 – в березитах по кислым на контакте с метакоматитами (С-36/210); 5–8 – второе рудное тело (колчеданные руды с золотом): 5 – С-36/87; 6–8 – С-36/87,1.

Второе рудное тело приурочено к верхней части (висячий контакт) серноколчеданной залежи. Имеет протяженность 340 м и мощность 0,8 м. Содержание золота в нем достигает 1–6 г/т, среднее – 1,8 г/т. Содержание микропримесей в рудах второго рудного тела составляет Co – 0,04–0,13%, Cu – 0,1–0,6%, Ag до 27 г/т, As до 0,76%, присутствуют Bi, Pb, Zn, As. Рудная залежь имеет линзовидно-пластовую форму, околнурена в центральной части участка и выклинивается на глубину.

Минеральный состав руд представлен тонкодисперсным золотом, пиритом (80%), пирротинном (5–10%), халькопиритом (5–10%), галенитом, сфалеритом (до 3), ильменитом, рутилом, маложелезистым касситеритом (оксиды в сумме до 1,5%), тетраэдрином, алтаитом, бурнонитом, стибиво-висмута-теллуридом, колорадоитом, ульманнитом, мелонитом, герсдорфитом, самородным золотом и более сложными содержащими серебро и сурьму висмута-теллуридами (табл. 3, 5–6).

В пиритах из золоторудной залежи содержание Co установлено до 0,253%, Ni – 0,077% (табл. 3/5–6), As до 4627 г/т, Ag до 22 г/т, присутствуют высокие концентрации Cu, Zn (данные сп/а, табл. 4/4). Сравнивая состав пирита (табл. 4) золоторудной залежи (второго рудного тела) с составом пирита колчеданных руд как восточной ветви участка, так и рудопроявления Западный фланг, следует отметить резкое увеличение содержания в нем практически всех микрокомпонентов, особенно количества As и Co.

Халькопирит и сфалерит встречаются обычно вместе. В сфалерите присутствуют примеси Fe – 6,7%, Cu – 0,79%, Cd – 0,53%, халькопирит имеет достаточно чистый химический состав (табл. 3/7–8). Касситерит содержит до 0,08–0,13% FeO, рутил – до 1,1–1,38% SnO<sub>2</sub>, примеси Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,5–0,58%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,08–0,18%, MnO – 0,03% (табл. 6). В ильмените присутствует Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 1,93–2,4% и MnO – 1,63–4,6%.

Редкая минерализация (табл. 5), сопровождающая золото, обеспечивает в рудах повышенные концентрации Sb, Bi, Ag, Te, Se, Hg. В бурноните установлены примеси Bi, Fe, Te либо Se. Стийво-висмута-теллурид содержит примеси Pb, S, Se. Кроме того, обнаружен редкий Ag-Sb-содержащий висмута-теллурид, в котором количество Ag составляет 17,6%, 12,6% Sb. Для тетраэдрита характерно присутствие Ag до 5,43–7,34%, Fe – 4,74–5,27%, Zn – 1,37–1,64% и микропримесей Ni, Te. В алтаите (PbTe) содержится до 0,61% Bi.

Минералы никеля представлены соединениями с Sb, Te, As: ульманнитом, мелонитом, герсдорфитом. В ульманните (NiSbS) присутствует незначительное количество Cu, Fe, As до 0,85–3,06%, в мелоните (NiTe) – примеси Bi, S, Fe, Sb, Pb. Герсдорфит содержит до 4,91% Co. Кобальт в рудной залежи распределен между пиритом и герсдорфитом.

Редкий ртутный минерал колорадоит (HgTe), впервые установленный для Карелии на участке Рыбозеро, содержит примесь Sb – 0,13%.

Рудопроявление Западный фланг приурочено к зоне перетложения сульфидной минерализации, подсеченной в скважинах С-1-4 восточнее оз. Черного. Оруденение локализуется в вулканогенно-осадочной толще вблизи с амфиболитами кумбуксинской свиты и представлено золото-сульфидным минеральным типом: пиритом, пирротинном (в сумме до 10–30%), единичными выделениями халькопирита, арсенипирита. Содержания золота здесь достигают 2,1 г/т. Для пирита этой залежи характерно присутствие Au 0,91–1,92 г/т, As 27–500 г/т, Co 925–1310 г/т, Ni до 300 г/т, Ag 1,9–3,4 г/т, Sb 0,82–1,42 г/т (табл. 3).



Таблица 4

## Содержание микропримесей в пиричах месторождения Рыбозеро, г/т

| №   | № образца  | As   | Co   | Ni   | Cu   | Zn  | Ag   | Sb   | Вид анализа | Au*         |
|---|------------|------|------|------|------|-----|------|------|-------------|-------------|
| Р-е Западный фланг  |            |      |      |      |      |     |      |      |             |             |
| 1   | C-1/209,3  | 270  | 1310 | 300  | –    | –   | 3,4  | 0,82 | н/а         | 0,21        |
| 2   | C-2/125    | 500  | 925  | 220  | –    | –   | 1,9  | 1,42 | н/а         | 1,92        |
| 3   | n = 1      | н    | 1000 | 150  | 150  | 220 | н    | н    | с/а         | –           |
| М-е Рыбозеро, второе рудное тело, золотосодержащие колчеданные руды центральной части               |            |      |      |      |      |     |      |      |             |             |
| 4   | n = 3      | 4627 | 2233 | 403  | 3700 | 83  | 22   | н    | с/а         | –           |
| Колчеданные руды, северная и южная части залежи   |            |      |      |      |      |     |      |      |             |             |
| 5   | C-34/31,5  | 1220 | 144  | 860  | –    | –   | 1,9  | 1,06 | н/а         | 0,22; 0,117 |
| 6   | C-34/55,1  | 490  | 530  | 260  | –    | 50  | 0,66 | 1,3  | н/а         | 0,04        |
| 7   | n = 29     | 436  | 276  | 244  | 215  | 112 | 2,7  | н    | с/а         | 0,021–0,372 |
| Сульфидная вкрапленность в метасоматитах по лейкогаббро   |            |      |      |      |      |     |      |      |             |             |
| 8   | C-27/215,4 | 170  | 430  | 780  | –    | 40  | 0,8  | 2,3  | н/а         | 0,032       |
| 9   | C-39/148,7 | 760  | 380  | 710  | –    | –   | 0,6  | н    | н/а         | 0,1         |
| 10  | C-39/272   | 190  | 274  | 220  | н    | н   | 1,5  | 21,2 | н/а         | 0,12        |
| 11  | n = 19     | 234  | 761  | 395  | 149  | 94  | 0,78 | н    | с/а         | 0,012–0,069 |
| Первое рудное тело, золото-сульфидная минерализация в хлорит-талк-карбонатных сланцах и лиственитах |            |      |      |      |      |     |      |      |             |             |
| 12  | C-37/201   | 7600 | 2400 | 1600 | –    | –   | н    | 0,88 | н/а         | 0,1         |
| 13  | C-38/64,5  | 2200 | 1200 | 400  | 100  | –   | 1,3  | 1,1  | н/а         | 0,09        |
| 14  | n = 14     | 431  | 2973 | 399  | 756  | 121 | 2,6  | н    | с/а         | 0,017–0,35  |
| Золото-сульфидная минерализация в березитах на контакте кислых и метасоматиитов                     |            |      |      |      |      |     |      |      |             |             |
| 15  | C-37/59,4  | 1100 | 530  | 780  | 110  | 110 | 27   | 260  | н/а         | 14; 0,77    |
| 16  | C-36/203   | 220  | 177  | 170  | н    | н   | 2    | 0,86 | н/а         | 0,23        |
| 17  | n = 2      | 1090 | 1440 | 840  | 390  | 280 | 11,5 | н    | с/а         | –           |

Примечание. Прочерк – не определялся, «н» – не обнаружен; \* – атомно-абсорбционный, н/а – нейтронно-активационный, с/а – спектральный анализы. Среднее (n) по данным спектрального анализа рассчитывалось для № 4 по C-5, 36, 49; № 7 – по C-34, 47, 48, 49, 52, 53, 54, 55; № 11 – по C-27, 39, 42, 43, 61, 62; № 14 – по C-37, 38, 49, 51, 53, 54, 56, 73; № 17 – по C-27, 37.

Таблица 5

## Редкие рудные минералы, сопровождающие золотое оруденение второго рудного тела месторождения Рыбозеро

| №  | Cu    | Ag   | Bi    | S     | Fe   | Ni    | As   | Zn   | Sb    | Pb    | Te    | Se   | Hg   | Сумма  |
|----|-------|------|-------|-------|------|-------|------|------|-------|-------|-------|------|------|--------|
| 1  | 13,10 | –    | 0,58  | 21,10 | 0,08 | 0,01  | –    | –    | 25,40 | 39,90 | 0,12  | –    | –    | 100,29 |
| 2  | 13,00 | –    | 0,43  | 21,00 | 0,17 | –     | –    | –    | 26,10 | 39,00 | 0,09  | –    | –    | 99,79  |
| 3  | 12,80 | –    | 0,66  | 19,30 | 0,15 | –     | –    | –    | 27,90 | 39,00 | 0,04  | –    | –    | 99,85  |
| 4  | 13,06 | –    | –     | 18,72 | –    | –     | –    | –    | 23,91 | 43,14 | –     | 1,13 | –    | 99,95  |
| 5  | –     | –    | 16,96 | 0,19  | –    | –     | –    | –    | 23,09 | 0,64  | 59,23 | 0,44 | –    | 100,55 |
| 6  | –     | –    | 17,36 | 0,14  | –    | –     | –    | –    | 23,29 | 0,47  | 59,30 | 0,46 | –    | 101,02 |
| 7  | –     | –    | 17,22 | 0,12  | –    | –     | –    | –    | 23,25 | 0,57  | 55,37 | 0,36 | –    | 95,88  |
| 8  | –     | 17,6 | 19,10 | –     | –    | –     | –    | –    | 12,60 | –     | 46,70 | –    | 1,43 | 97,43  |
| 9  | 31,20 | 7,34 | 0,17  | 26,00 | 4,74 | 0,12  | 0,26 | 1,64 | 30,60 | –     | 0,14  | –    | –    | 102,21 |
| 10 | 33,40 | 5,43 | 0,02  | 26,00 | 5,27 | 0,03  | 1,81 | 1,38 | 27,20 | –     | 0,14  | –    | –    | 100,68 |
| 11 | 33,50 | 5,61 | 0,28  | 25,90 | 5,15 | 0,02  | 2,53 | 1,37 | 26,30 | –     | 0,10  | –    | –    | 100,76 |
| 12 | –     | –    | 0,61  | –     | –    | –     | –    | –    | –     | 60,80 | 38,60 | –    | –    | 100,01 |
| 13 | 0,31  | –    | –     | 13,47 | 0,26 | 26,85 | 1,24 | –    | 59,09 | –     | –     | –    | –    | 101,25 |
| 14 | 0,51  | –    | –     | 14,01 | 0,47 | 26,66 | 0,85 | –    | 57,57 | –     | –     | –    | –    | 100,10 |
| 15 | 0,38  | –    | –     | 14,50 | 0,45 | 26,48 | 3,06 | –    | 56,75 | –     | –     | –    | –    | 101,64 |
| 16 | –     | –    | 0,37  | 0,22  | 0,37 | 15,93 | –    | –    | 0,41  | 0,53  | 81,83 | –    | –    | 99,70  |
| 17 | –     | –    | –     | 19,6  | 6,19 | 24,7  | 44,7 | –    | –     | –     | –     | –    | –    | 100,1  |
| 18 | –     | –    | –     | –     | –    | –     | –    | –    | 0,13  | –     | 38,40 | –    | 61,6 | 100,13 |

Примечание. Прочерк – не обнаружен. № 1–3, 9–16, 18 – C-36/87,1 (из коллекции А. Ф. Горошко); 4–8 – C-36/87. Микронзондовые анализы выполнены в НИО «Севзапгеология» и Кольском НЦ. 1–4 – бурнонит, 5–7 – Sb-Bi-теллурид, 8 – Ag-Sb-Bi-теллурид, 9–11 – тетраэдрит, 12 – алтаит, 13–15 – ульманнит, 16 – мелонит, 17 – герсдорфит (Co – 4,91%), 18 – колорадоит.

## Кристаллохимические формулы:

- $Pb_{0,91}Cu_{0,96}Sb_{0,96}S_{3,17}$
- $Pb_{0,9}Cu_{0,9}Sb_{1,3}S_{14}$
- $Pb_{0,93}Cu_{0,98}Sb_{1,13}S_{2,95}$
- $Pb_{1,05}Cu_{1,1}Sb_{1,1}(S_{2,9}Se_{0,05})_{2,95}$
- $(Sb_{2,05}Bi_{0,89}Pb_{0,89})_{2,95}(Te_5Se_{0,06}S_{0,01})_{5,07}$
- $(Sb_{2,05}Bi_{0,89}Pb_{0,02})_{2,96}(Te_5Se_{0,06}S_{0,04})_{5,1}$
- $(Sb_{2,2}Bi_{0,95}Pb_{0,04})_{2,96}(Te_5Se_{0,06}S_{0,04})_{5,1}$
- $(Ag_{0,9}Sb_{0,56}Bi_{0,5}Hg_{0,04})_2Te_2$
- $(Cu_{8,17}Fe_{1,33}Ag_{1,17}Zn_{0,5})_{11,17}Sb_{4,17}S_{13,5}$
- $(Cu_{8,72}Fe_{1,51}Ag_{0,84}Zn_{0,34})_{11,41}(Sb_{3,69}As_{0,34})S_{13,56}$
- $(Cu_{8,72}Fe_{1,51}Ag_{0,84}Zn_{0,34})_{11,41}(Sb_{3,69}As_{0,5})S_{13,41}$
- $Pb_{0,98}Te_{1,02}$
- $(Ni_{0,98}Cu_{0,02}Fe_{0,02})_{1,02}Sb_{1,04}(S_{0,89}As_{0,04})_{0,93}$
- $(Ni_{0,97}Cu_{0,02}Fe_{0,02})_{1,01}Sb_{1,01}(S_{0,95}As_{0,02})_{0,97}$
- $(Ni_{0,94}Cu_{0,02}Fe_{0,02})_{0,98}Sb_{0,99}(S_{0,94}As_{0,04})_{1,02}$
- $(Ni_{0,87}Fe_{0,03})_{0,9}(Te_{2,06}S_{0,03})_{2,09}$
- $(Ni_{0,7}Fe_{0,2}Co_{0,1})_1AsS$
- HgTe

Т а б л и ц а 6

Оксиды в золотосодержащей колчеданной залежи  
второго рудного тела

| № | Минерал    | SnO <sub>2</sub> | FeO  | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | MnO  | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MgO | Сумма  |
|---|------------|------------------|------|--------------------------------|------------------|------|--------------------------------|-----|--------|
| 1 | Касситерит | 99,7             | 0,10 | –                              | –                | –    | –                              | –   | 99,80  |
| 2 | Касситерит | 99,2             | 0,13 | –                              | –                | –    | –                              | –   | 99,33  |
| 3 | Касситерит | 101,1            | 0,08 | –                              | –                | –    | –                              | –   | 101,18 |
| 4 | Рутил      | 1,10             | –    | 0,58                           | 97,8             | –    | 0,18                           | –   | 99,66  |
| 5 | Рутил      | 1,38             | –    | 0,51                           | 98,8             | 0,03 | 0,08                           | –   | 100,8  |
| 6 | Рутил      | 1,38             | –    | 0,50                           | 97,6             | –    | 0,08                           | –   | 99,56  |
| 7 | Ильменит   | –                | 41,8 | 2,40                           | 51,3             | 4,60 | –                              | –   | 100,10 |
| 8 | Ильменит   | –                | 46,4 | 2,36                           | 50,8             | 1,39 | –                              | –   | 100,95 |
| 9 | Ильменит   | –                | 45,2 | 1,93                           | 50,2             | 1,63 | –                              | –   | 98,96  |

Примечание. Прочерк – не обнаружен, обр. С-36/87,1 (из коллекции А. Ф. Горошко).

## З а к л ю ч е н и е

Шилосско-Рыбозерский массив определяет строение Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса с возрастом вмещающих пород порядка 2913–2875 млн. лет (см. табл. 1). Он объединяет комплекс пород от диоритов, плагиогранитов до разнообразных даек порфиоров. Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс – структура, перспективная на обнаружение золота, генетически связанного как с порфировой фазой шилосского комплекса (2807 млн. лет), так и с зонами наложенного гидротермально-метасоматического изменения. Формирование этих зон и оруденения в них про-

исходило несколько позднее образования дайкового комплекса на коллизиионном этапе деформаций и оценивается в 2700 млн. лет. Наиболее перспективными площадями являются участки Заломаяевский, Рыбозеро, Кабашинско-Тайгиницкий. Золотое оруденение локализуется на контактах даек гранит-порфиоров, кварц-плагиопорфиоров или в зонах расланцевания, сопровождающихся метасоматическими изменениями – пропилитами, березитами, лиственитами. Зоны изменений визуально выделяются также появлением сульфидной минерализации.

Золотое оруденение месторождения Рыбозеро представлено золото-сульфидным типом. Оно локализуется в зонах интенсивного метасоматического изменения пород – березитов, лиственитов. Перспективы участка связываются как с восточной, так и с западной ветвью структуры. Наибольший интерес представляет восточная ветвь. Повышенные содержания золота в колчеданных рудах и в ореоле даек порфиоров, вероятно, могли быть его возможным источником при более поздней перекристаллизации. Более высокие концентрации золота, его минеральная форма и более высокая примесь в пиритах установлены лишь в березитах, лиственитах и перекристаллизованных колчеданных рудах. Тонкодисперсное золото выделяется в самородной форме, в пирите и ассоциирует с более редкими минералами Bi, Te, Ag, Sb, Hg, Co, Ni, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, арсенопиритом.

## ЛИТЕРАТУРА

- Горошко А. Ф., Кайряк А. И. Рудная минерализация в структуре зеленокаменного пояса юго-восточной Карелии // Зеленокаменные пояса древних щитов. М., 1982. С. 157–165.
- Горошко А. Ф. и др. Отчет о результатах поисковых работ на золото в центральной части Повенчанского зеленокаменного прогиба, проведенного Кондопожской ГРП в 1978–1980 гг. (Рыбозерский объект) // Фонды КГЭ. Инв. № 1466. 1980.
- Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л., 1981. 152 с.
- Земная кора и металлогения Восточной части Балтийского щита. Л., 1983. 303 с.
- Костин В. А. Древнейшая золоторудогенерирующая плагиогранит-пропилитовая система в архейских зеленокаменных поясах Карелии // Палеовулканология, вулканогенно-осадочный литогенез, гидротермальный метаморфизм и рудообразование докембрия: Тез. докл. Петрозаводск, 2001. С. 114–115.
- Костин В. А., Костина Н. А. К вопросу о пропилитизации и ее роли в металлогении архейских зеленокаменных поясов Карелии // Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1982. С. 125–132.
- Кулешевич Л. В. Метаморфизм и рудоносность архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита. Петрозаводск, 1992. 266 с.
- Левченков О. А., Лобач-Жученко С. Б., Сергеев С. А. Геохронология Карельской гранит-зеленокаменной области // Изотопная геохронология докембрия. Л., 1989. С. 63–72.
- 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.
- Самсонов А. В., Бибикина Е. В., Пухтель И. С. и др. Изотопные и геохимические различия кислых вулканических пород зеленокаменных поясов Карелии и их геотектоническое значение // Тез. докл. I-й Междунар. конф.: Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. СПб., 1996. С. 74–75.
- Слюсарев В. Д., Кайряк А. И., Богачев А. И. и др. Новый генетический тип железных руд в Выгозерском зеленокаменном поясе юго-восточной Карелии // Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. Л., 1981. С. 39–51.
- Слюсарев В. Д., Пекуров А. В., Богачев А. И. и др. Металлогенетические особенности архейских зеленокаменных поясов района Уросозера – Выгозера // Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1982. С. 92–125.
- Сочеванов Н. Н., Арестова Н. А., Матреничев 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.
- Юдин С. Н. и др. Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 с общими поисками, проведенными Южно-Выгозерской партией в 1986–1991 гг. в Восточной Карелии // Фонды КГЭ. Инв. № 1826. 1991.
- Puchtel L. S., Hofman 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.

*П. В. Фролов, В. Н. Фурман*

## **СВЕТЛООЗЕРСКОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ РУД ЖЕЛЕЗИСТОГО ТАЛЬКА – ЭТАЛОННЫЙ ОБЪЕКТ КОМПЛЕКСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ КАРЕЛИИ**

### **Введение**

Тальковая промышленность России представлена в настоящее время, в основном, месторождениями Урала (железистый тальк апоультрамафитового типа, – например, Сыростанское и Шабровское месторождения) и Сибири (маложелезистый тальк апокарбонатного типа – Онотское и другие месторождения).

Молотый тальк, получаемый из руд апокарбонатного типа, используется в химической, фарфорово-фаянсовой, медицинской, а также целлюлозно-бумажной и других отраслях промышленности.

Микротальк, получаемый из руд железистого талька апоультрамафитового типа, широко используется, в первую очередь, в целлюлозно-бумажной (наполнитель бумаги, антисмоляной агент) и лакокрасочной отраслях промышленности. Применение здесь этого компонента обусловлено, прежде всего, тонкопластинчато-чешуйчатой формой зерен талька и высокой белизной (белизна зерен маложелезистого талька обычно несколько выше, чем железистого, однако чешуйки последнего лучше сплетаются с волокнами целлюлозы). На тальковую бумагу хорошо ложится типографская краска. В соседней Финляндии около 80% добываемого железистого талька (три карьера разрабатывает компания Mondo Minerals Oy, до 1998 г. – Finnminerals Oy), из близких по геологическим условиям комплексов, поступает в бумажную промышленность. За исключением нескольких залегающих в северной Финляндии, тальк-магнезитовые проявления локализуются главным образом в восточной Финляндии. Отмечается около 100 проявлений тальковых сланцев и мыльного камня (Vesalio, 1965). Большинство из них приурочено к архейским зеленокаменным поясам или протерозойским сланцевым поясам (Tuni et al., 1991; Niemela, 2001).

Республика Карелия является также потенциальной базой талькового сырья в Северо-Западном экономическом регионе России с учетом широкого распространения высокомагнезиальных пород (Tuni et al., 1991; Kulikov, Kulikova, 2002). Здесь известно более двадцати проявлений талькосодержащих пород.

На маложелезистый тальк апокарбонатного типа перспективными можно считать Приладожскую

(Центрально-Салминское проявление) и Прионежскую (проявления Пудожгорское, Габсельгское, Пиндушское) площади Южной Карелии (Precambrian industrial minerals..., 1993), где развиты терригенно-карбонатно-глинистые отложения туломозерской свиты верхнего ятулия (онежская серия нижнего протерозоя). Определенный интерес в этом направлении могут представлять аналогичные породные комплексы южного крыла Кумсинской синклинали Центральной Карелии (Фенькина Лампи), залегающие на метадиабазах среднего ятулия (Гаранжа, 1999).

Важной геологической особенностью Карельского кратона является широкое развитие благоприятных для образования залежей железистого талька породных комплексов архейских зеленокаменных поясов, значительная часть которых приходится на Карельскую часть кратона (Металлогения Карелии, 1999). Работами Карельской геологической экспедиции здесь выявлены крупные тальковые проявления в пределах Каменноозерской (Светлоозерское, Золотопорожское, Кумбуксинское, Южно-Вожминское, Вожмозерское), Рыбозерской (Повечанка), Хаутаваарской (Игнойла) структур, доказана возможность получения талькового концентрата и применения его в промышленности. Талькосодержащие породы Карелии, в частности тальк-хлоритовые сланцы и их массивные разновидности месторождений Сегозерской группы, использовались в качестве облицовочного материала и для изготовления штучных изделий (так называемый «горшечный камень»), в измельченном виде в качестве наполнителя при изготовлении силикатных красок, сургуча, инсектофунгицидов и пр. Апробированы и другие направления использования: в качестве композиционных материалов, керамики, для изготовления обожженных прессованных изделий, в футеровке и пр. (Соколов, 1995). Но в настоящее время талькосодержащие породы Карелии не добываются, хотя ценность их свойств несомненна, а запасы представляются значительными.

### **Классификация проявлений талька и талькового камня Карелии**

Проявления талькосодержащих образований Карелии, характеризующиеся различными обстановками

нахождения и направлениями использования полезного ископаемого, слагают два типа: апокарбонатный, с которым связана формация маложелезистых тальковых руд, и апоультрамафитовый, с ним связаны формации железистых карбонат-тальковых руд и тальк-хлоритового (горшечного) камня. Руды железистого талька приурочены к породам дунит-перидотитового ряда, тальк-хлоритовый камень – к породам, в основном, перидотит-пикритового ряда, отличающимся от первых по химическому составу более значительным содержанием  $Al_2O_3$  (отражающим содержание хлорита). Обе тальконосные формации апоультрамафитового типа могут быть как пространственно разобщенными (в зависимости от исходного состава материнских пород), так и представлять собой характерную зональность в едином рудном поле, отражающую стадии произошедшего здесь метасоматоза.

Тальк-карбонатные образования апоультрамафитового типа представляют определенную ступень метасоматических преобразований высокомагнезиальных пород, и исследователи относят их к группе метасоматитов (Tuni et al., 1991; Куликова и др., 1994).

#### **Геологическое строение Светлоозерской интрузии ультрамафитов**

Светлоозерская субвулканическая интрузия, площадью около 9 км<sup>2</sup>, располагается в южной части Каменноозерской архейской зеленокаменной структуры. Интрузия относится к Вожминской группе никеленосных дифференцированных массивов лопия, приуроченных к основанию верхнеархейской осадочно-вулканогенной толщии вожминской серии – кумбуксинской свите. В составе последней широко развиты горизонты ультраосновных лав, являющиеся, вероятно, комагматами таких массивов.

Светлоозерская интрузия включает в себя два массива – Западно-Светлоозерский и Восточно-Светлоозерский (рис. 1). На современном денудационном срезе они находятся на расстоянии до 0,8 км друг от друга и разделяются дислоцированной толщей туффитов средне-кислого состава. На глубине восточная часть интрузии соединяется с западной, где, вероятно, находится ее корневая часть – магноподводящий канал. В обрамлении обоих массивов установлены горизонты коматиитов. Это, в совокупности с изометрической формой массивов в плане, дает возможность предполагать, что Светлоозерская интрузия является силлом, внедрившимся в центр постройки ультраосновного вулканизма, образовавшего коматииты кумбуксинской свиты. Указанные особенности формирования интрузии вызвали различия в рудной специализации обеих ее частей. Западно-Светлоозерский массив, расположенный непосредственно над корневой частью интрузии, специализирован на медно-никелевые и тальковые руды, а слагающие его породы наиболее сильно изменены. В плане он имеет форму овала размером 2,5 × 1,5 км, вытянутого по длинной оси в меридиональном направлении (рис. 2). Массив достаточно изучен скважинами до глубины 150–300 м, отдельные из них вскрыли контакты ульт-

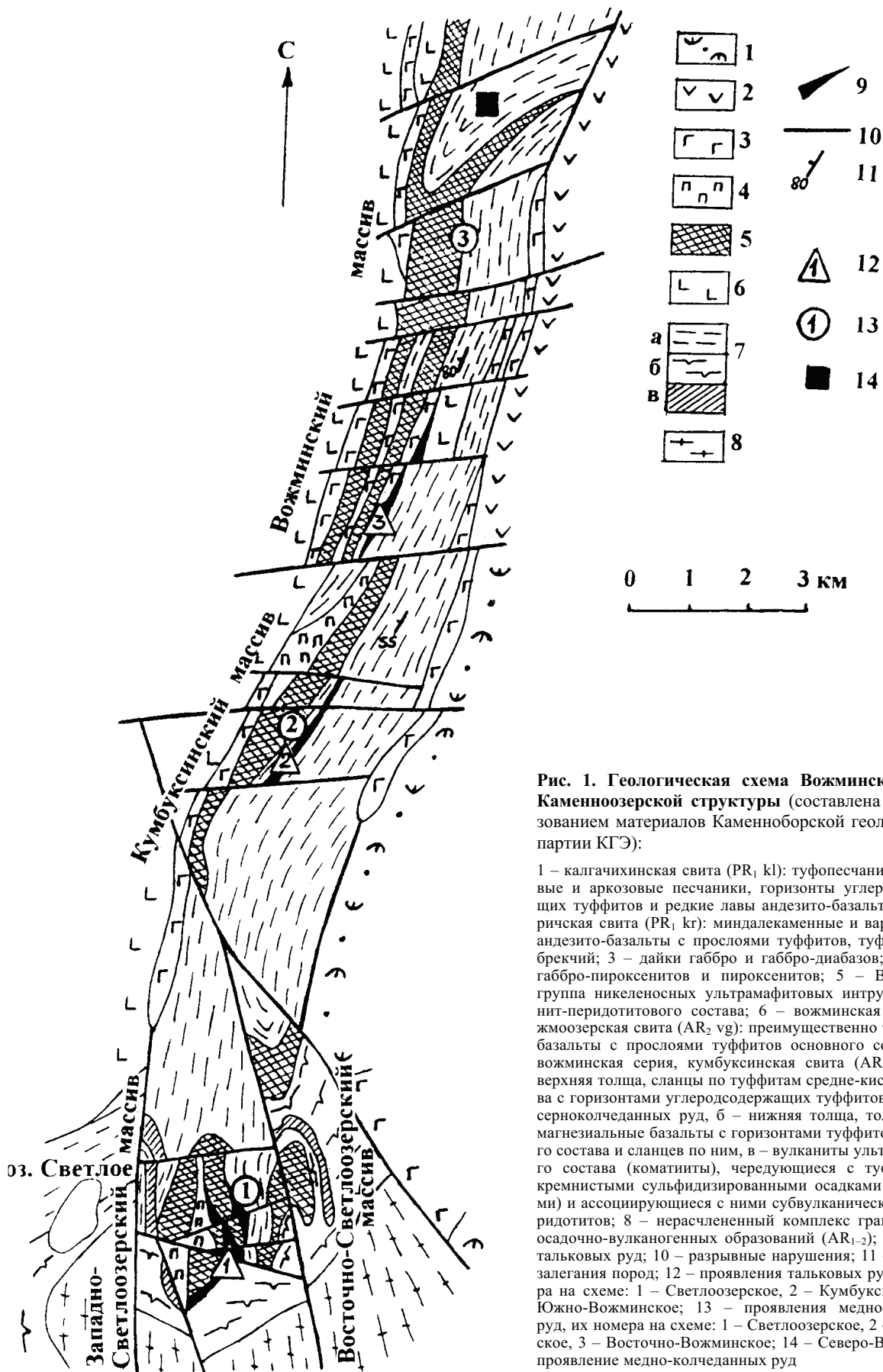
трамафитов с вмещающими породами на глубине 500–600 м. Он сложен аподунитовыми, апооливинитовыми и апоперидотитовыми серпентинитами. Восточно-Светлоозерский массив, сформированный за счет удаленной от магмовыводящего канала части расплава, сложен, в основном, аподунитовыми серпентинитами и перспективен на хризотил-асбестовое оруденение.

Контакты ультрамафитов Западно-Светлоозерского массива с вмещающими их образованиями кумбуксинской свиты крутопадающие (60–80°), обращены к центру массива. С востока и юга эндоконтакт представлен тальксодержащими породами мощностью 20–150 м (в среднем 50 м). По геофизическим данным (нарушение корреляции  $\Delta T$ ) выделяются многочисленные разрывные нарушения различного порядка и возраста, которые зафиксированы мелкими дайками диабазов, диоритов, дацитов, зонами расланцевания и метасоматоза, телами тальковых руд. Зоны дезинтеграции коренных пород (мощностью до 5–6 м) фиксируются преимущественно в центральной части массива, указывая на высокую проницаемость данного участка для гидротермальных растворов.

С поверхности массив перекрыт чехлом четвертичных отложений мощностью от 2,3 м в центральной части до 40,0 м в северной (в среднем – 11 м).

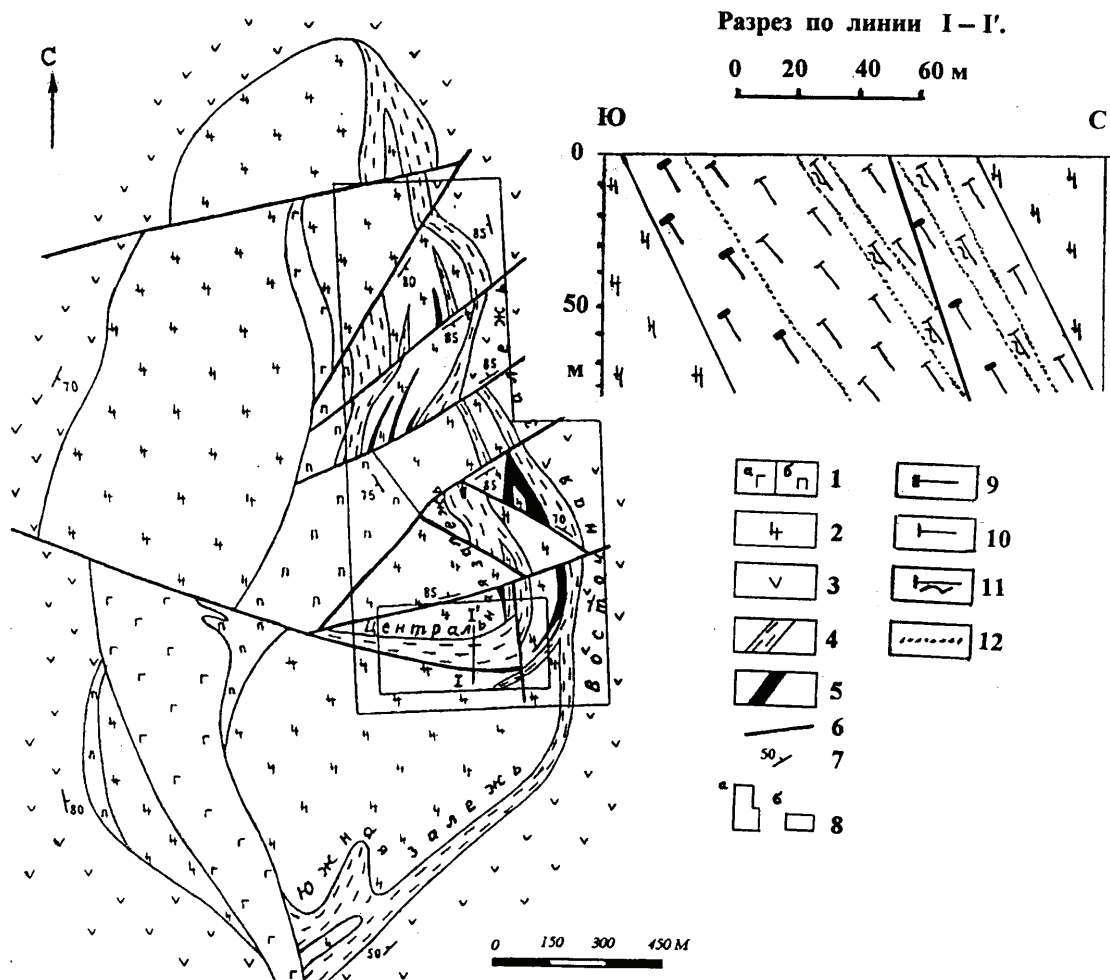
В пределах массива выделены три залежи тальковых руд, составляющие Светлоозерское проявление: Южная, Восточная и Центральная. Залежи характеризуются пластообразной формой, крутым залеганием (до 80–90°). Их протяженность 0,8–3,0 км, мощность от 5 м до 200 м (в раздувах может быть и более), прослежены на глубину до 300–500 м. Южная и Восточная залежи конформны по отношению к интрузии ультрамафитов, приурочены к тектоническим эндоконтактам массива. Центральная залежь отличается от вышеназванных более простым строением, повышенной мощностью. Качество руд высокое, в них меньше содержится вредных примесей. Залежь расположена в центральной части массива и в плане конформна крупной дайке пироксенитов. Наиболее мощная часть залежи с выдержанным высоким качеством руд находится в ее южной ветви, приуроченной к узлу тектонических нарушений. Здесь был предварительно оценен блок тальковых руд по категории  $C_2$  сетью скважин 50 × 50 м, глубиной 50–115 м, что позволяет условно классифицировать Светлоозерское проявление как месторождение. При более полном изучении качества полезного ископаемого на глубине выделенный блок при данной густоте сети можно было бы отнести к категории  $C_1$ .

Таким образом, в центральной части Западно-Светлоозерского массива максимально проявлен тектонический фактор контроля талькового оруденения, что благоприятно сказалось на качестве руд и морфологии залежи. Запасы и ресурсы тальковых руд Светлоозерского проявления:  $C_2$  – 2,9 млн. т,  $P_1$  – 12,7 млн. т,  $P_2$  – 7,4 млн. т, суммарные – 23 млн. т (по данным Карельской геологической экспедиции). Тальковые месторождения с запасами свыше 20 млн. т относятся по классификации И. Ф. Романовича (1974) к группе уникальных.



**Рис. 1. Геологическая схема Возжинской ветви Каменноозерской структуры (составлена с использованием материалов Каменноборской геологической партии КГЭ):**

1 – калгачихинская свита (PR<sub>1</sub> kl): туфопесчаники, кварцевые и аркозовые песчаники, горизонты углеродсодержащих туффитов и редкие лавы андезито-базальтов; 2 – киричская свита (PR<sub>1</sub> kr): миндалекаменные и вариолитовые андезито-базальты с прослоями туффитов, туфов и туфобрекчий; 3 – дайки габбро и габбро-диабазов; 4 – дайки габбро-пироксенитов и пироксенитов; 5 – Возжинская группа никеленосных ультрамафитовых интрузий оливинит-перидотитового состава; 6 – возжинская серия, вожноозерская свита (AR<sub>2</sub> vg): преимущественно толеитовые базальты с прослоями туффитов основного состава; 7 – возжинская серия, кумбуксинская свита (AR<sub>2</sub> km): а – верхняя толща, сланцы по туффитам средне-кислого состава с горизонтами углеродсодержащих туффитов и линзами серноколчеданных руд, б – нижняя толща, толеитовые и магнезиальные базальты с горизонтами туффитов основного состава и сланцев по ним, в – вулканы ультраосновного состава (коматиты), чередующиеся с туффитами и кремнистыми сульфидизированными осадками (кварцитами) и ассоциирующиеся с ними субвулканические тела перидотитов; 8 – нерасчлененный комплекс гранитоидов и осадочно-вулканогенных образований (AR<sub>1-2</sub>); 9 – залежи тальковых руд; 10 – разрывные нарушения; 11 – элементы залегания пород; 12 – проявления тальковых руд, их номера на схеме: 1 – Светлоозерское, 2 – Кумбуксинское, 3 – Южно-Возжинское; 13 – проявления медно-никелевых руд, их номера на схеме: 1 – Светлоозерское, 2 – Лебяжинское, 3 – Восточно-Возжинское; 14 – Северо-Возжинское проявление медно-колчеданных руд



**Рис. 2.** Схематическая геологическая карта Западно-Светлоозерского массива (составлена с использованием материалов Каменноборской геологической партии КГЭ):

1 – дайки габбро (а) и пироксенитов (б); 2 – серпентиниты; 3 – возжимская серия, кумбуксинская свита: metabазальты, метатафиты и метатафиты основного и средне-кислого состава; 4 – залежи тальковых руд; 5 – залежи медно-никелевых руд; 6 – разломы; 7 – элементы залегания; 8 – участки работ: а – поисковых, б – поисково-оценочных; природные типы тальковых руд: 9 – карбонат-тальковые крупнозернистые (тип I), 10 – карбонат-тальковые мелкозернистые (тип II), 11 – хлорит-карбонат-тальковые (тип III); 12 – фациальные границы природных типов тальковых руд

### Этапы формирования Западно-Светлоозерского массива ультрамафитов

Этапность формирования Западно-Светлоозерского массива ультрамафитов, по данным Л. В. Кулешевич (1992), представляется следующей:

*I этап, лотийский* – образование тела ультрамафитов, внедрившегося в ранее сформированную вулканическую постройку. Формирование сингенетических медно-никелевых руд. Серпентинизация пород массива в результате постмагматического автометаморфизма и высокотемпературного зеленосланцевого метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации.

*II этап, позднелотийский* – внедрение даек, заложение четырех крупных блоковых сегментов, проявление метасоматоза, вызвавшего формирование эпигенетических медно-никелевых залежей и тальковых руд. В образовании последних намечены две основные стадии. В первую стадию внедрение даек и тектоническая активизация вызвали возникновение в массиве зон высокой трещиноватости. Во вторую эти зоны, вероятно, обусловили переход к локальному низ-

котемпературному метаморфизму амфибол-хлоритовой фации и развитию низкотемпературных метасоматических процессов с привнесом углекислоты, что вызвало преобразование серпентинитов зон высокой проницаемости в тальковые руды.

*III этап, постлотийский* – оформление блокового строения массива за счет вертикальных движений по преимущественно субширотно ориентированным разломам. Наиболее активно третий этап проявился, вероятно, во время свекофеннского тектоно-магматического цикла. Структурный план массива, оформленный на этом этапе, отражается в современном рельефе и особенностях разреза рыхлых отложений, что можно объяснять унаследованным характером неотектонических движений.

### Природные типы тальковых руд Западно-Светлоозерского массива, их генезис

По петрографическим характеристикам метасоматиты Западно-Светлоозерского массива подразделяются на серпентиниты, тальк-карбонатные образова-

ния (включая тальковые руды), хлоритолиты, карбонатные жилы, амфиболсодержащие тальковые образования (Куликова и др., 1994).

При изучении качества тальковых руд массива В. Н. Фурман и С. Н. Бобылева (1995 г.) на основе минералого-петрографического метода выделили четыре главных природных типа:

Тип I – карбонат-тальковые крупнозернистые, порфириобластовые; характерны унаследованные структуры. Порфириобласты карбоната имеют размеры от 3–5 мм до 10–15 мм и представлены чаще всего темно-серым магнезитом.

Тип II – карбонат-тальковые мелкозернистые. Отличается наложенной порфириобластовой и гранолепидобластовой мелкозернистой (реже среднезернистой) структурой. Зерна карбонатов здесь мельче (до 1–2 мм) и представлены, в основном, кристаллическим брейнеритом (магнезитом). II тип руд, вероятно, является метасоматически измененным типом I, где карбонаты становятся более железистыми.

Тип III – хлорит-(серпентин)-карбонат-тальковые разнозернистые, включающие три подтипа:

III-1 – хлорит-карбонат-тальковые крупнозернистые порфириобластовые,

III-2 – хлорит-карбонат-тальковые мелкозернистые,

III-3 – хлорит-(серпентин)-карбонат-тальковые разнозернистые.

Тип IV – карбонат-хлорит-тальковые мелкозернистые.

Среди карбонатов руд III и IV типов преобладает доломит.

В двух первых типах преобладают массивные текстуры, в остальных – сланцеватые и сланцевато-полосчатые. В зависимости от содержания темноцветных минералов (магнетит, хлорит, серпентин и др.) окраска руд может меняться от светло-серой до серой с зеленоватым оттенком. Выветрелым рудам свойственна буроватая окраска с различными оттенками красного цвета из-за неравномерного распределения в них гидроксидов железа.

В строении залежей отмечается определенная зональность, но границы между природными типами руд имеют постепенные переходы.

Тальк – главный минерал во всех типах руд. Образует тонкочешуйчатые (пластинчатые, листоватые) агрегаты белого цвета, реже отдельные более крупные (до 1 мм) листоватые зерна; обычно находится в сростках с другими минералами. Второй по значимости минерал – магнезиальный карбонат (табл. 1).

С. Н. Бобылева установила, что на ранней стадии формирования руд образуется магнезит и тальк, а на поздней – доломит и хлорит.

Карбонат не является вредной примесью. Он легко отделяется при флотации и может рассматриваться как потенциально полезный компонент для промышленного применения.

К вредным технологическим примесям относятся темноцветные минералы: хлорит, серпентин, магнетит и сульфиды. Наиболее трудноотделимы при обогащении хлорит, образующий, как и тальк, листовато-чешуйчатые агрегаты, и магнетит, часто находящийся в сростках с тальком.

С учетом технологических факторов, к наиболее качественным рудам относятся руды II типа, где доля темноцветных минералов минимальная. К низко-сортным по данному признаку отнесены руды III и IV типов.

Расчеты, проведенные одним из авторов, показали, что в Центральной залежи типы руд I–III составляют 98% ее объема и находятся в соотношении, близком к 1 : 1 : 1; на долю IV типа приходится 2%.

Подтипы внутри III типа руд и отличия между III и IV типами визуально трудноразличимы, они определены при петрографическом изучении и по результатам химического анализа. I, II, III типы руд уверенно выделяются при макроскопическом просмотре.

Минеральный состав Светлоозерских тальковых руд в целом соответствует составу финского эталонного образца (табл. 2).

Природные типы руд различаются содержаниями практически всех главных химических компонентов, кроме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MnO (табл. 3). Выявлены следующие закономерности: увеличение содержания SiO<sub>2</sub> от природного типа I (среднее 31,71%) к типу IV (среднее 37,51%), пропорционально которому возрастают содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (в среднем от 0,60% до 3,13%), TiO<sub>2</sub> (в среднем от 0,05% до 0,25%), CaO (в среднем от 1,33% до 5,37%) и обратно пропорционально уменьшается содержание MgO (в среднем от 32,0% до 25,32%). Закономерности химизма руд обусловлены изменением их минерального состава и особенностями условий их образования. Так, содержание хлорита определяется по Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Повышение содержания CaO с одновременным уменьшением MgO (в том числе кислоторастворимых) связано с увеличением концентрации в рудах кальциево-железистых карбонатов (доломит и другие) и, соответственно, понижением магнезита. Обратная пропорциональная зависимость между содержаниями MgO и SiO<sub>2</sub>, вероятно, отражает характер привноса последнего в процессе формирования тальковых руд III и IV типов (лиственитизации). Намечившаяся обратная зависимость содержаний SiO<sub>2</sub> и потерь при прокаливании обусловлена уменьшением в рудах от I к IV типу количества талька и карбонатов.

Т а б л и ц а 1

Минеральный состав природных типов тальковых руд Центральной залежи Западно-Светлоозерского массива, об. %

| Тип руд | n  | Тальк |    |     | Карбонаты |    |     | Хлорит  |    |     | Серпентин |    |     | Магнетит |    |     | Сульфиды |    |     |
|---------|----|-------|----|-----|-----------|----|-----|---------|----|-----|-----------|----|-----|----------|----|-----|----------|----|-----|
|         |    | от    | до | ср. | от        | до | ср. | от      | до | ср. | от        | до | ср. | от       | до | ср. | от       | до | ср. |
| I       | 37 | 25    | 65 | 45  | 25        | 60 | 40  | Ед. зн. | 3  | –   | 1         | 15 | 5   | 5        | 15 | 10  | Ред. зн. | 5  | 1   |
| II      | 51 | 30    | 75 | 50  | 25        | 60 | 40  | Ед. зн. | 15 | 3   | 1         | 15 | 2   | Ед. зн.  | 10 | 5   | Ед. зн.  | 3  | 1   |
| III-1   | 7  | 25    | 65 | 42  | 30        | 50 | 35  | 7       | 25 | 14  | 2         | 5  | 3   | 3        | 15 | 6   | Ед. зн.  | 4  | 1   |
| III-2   | 22 | 20    | 60 | 40  | 20        | 65 | 38  | 3       | 25 | 10  | 1         | 20 | 9   | Ед. зн.  | 5  | 3   | Ед. зн.  | 3  | 1   |
| III-3   | 22 | 20    | 50 | 35  | 25        | 50 | 30  | 5       | 30 | 15  | 5         | 25 | 15  | Ед. зн.  | 15 | 5   | Ед. зн.  | 5  | 1   |
| IV      | 7  | 15    | 60 | 37  | 4         | 50 | 32  | 20      | 35 | 30  | –         | –  | –   | Ред. зн. | 3  | 1   | Ед. зн.  | 3  | 1   |

П р и м е ч а н и е . По результатам поисковых работ Карельской геологической экспедиции; n – количество анализов.

Таблица 2

**Минеральный состав тальковых руд  
Центральной залежи Западно-Светлозерского массива  
и финского эталонного образца, вес. %**

| Минерал                 | Природный тип руд |                   | Финский эталонный образец |
|-------------------------|-------------------|-------------------|---------------------------|
|                         | Тип I             | Тип II            |                           |
|                         | от-до<br>среднее  | от-до<br>среднее  |                           |
| Тальк                   | 43,5–48,9<br>46,4 | 46,1–60,3<br>50,8 | 54,0                      |
| Магнезит<br>(брейнерит) | 32,7–44,6<br>38,1 | 28,1–46,8<br>39,4 | 35,2                      |
| Доломит                 | 0,0–3,6<br>1,2    | 0,0–6,4<br>2,4    | 3,6                       |
| Хлорит                  | 2,2–13,3<br>6,6   | 2,3–6,0<br>3,8    | 5,6                       |
| Магнетит                | 0,9–8,8<br>6,4    | 0,1–5,1<br>1,7    | –                         |
| Хромшпинель             | 0,6–1,4<br>0,9    | 1,3–1,7<br>1,6    | 0,4                       |
| Сульфиды                | 0,0–0,8<br>0,4    | 0,1–0,9<br>0,3    | 1,2                       |

Примечание. По данным аналитической лаборатории АО Оутокумпу.

Геохимические исследования тальковых руд проводились с целью получения дополнительной информации и для выявления вредных примесей. Полуколичественным спектральным анализом в отдельных скважинах установлено несколько маломощных интервалов (1–3 м) с аномальными содержаниями меди (0,1–1,0%), свинца (до 0,8%), цинка (до 0,1%), связанных с зонами сульфидной (халькопирит-пирротиновой) минерализации (преимущественно в рудах III–IV типов).

В образцах руд не выявлено аномальных концентраций мышьяка и других лимитируемых примесей. Установлена тенденция вхождения никеля и железа в состав талька. Их содержания, колеблясь в широких пределах, могут достигать аномальных значений.

В формировании вещественного состава, структурно-текстурных особенностей руд, морфологии их залежей выделяются три основных этапа.

*Первый этап (дорудный)* – метаморфическое преобразование ультрамафитов в серпентиниты, сопровождающееся разрывными деформациями. Серпентинизация ультрамафитов, начавшаяся на постмагматической стадии (автометаморфизм), продолжалась в процессе зеленосланцевого метаморфизма, по-разному выразившегося на прогрессивной высокотемпературной (эпидиот-амфиболитовой), а затем регрессивной – низкотемпературной (амфибол-хлоритовой) стадиях (Кулешевич, 1992).

*Второй этап (рудный)* – низкотемпературные метасоматические изменения серпентинитов в условиях регрессивного метаморфизма и высокого химического потенциала углекислоты, что локально проявилось в ослабленных тектонических зонах, где серпентиниты превращены в тальковые руды. На ранней стадии серпентиниты были преобразованы в карбонат-тальковые руды I и II природных типов. На поздней, в условиях кислотного выщелачивания, сопровождающегося привнесом SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, из руд первых двух типов возникали новые минеральные ассоциации, образовавшие руды III, IV типов с множеством переходных разновидностей. При этом достаточно четко прослеживается тенденция изменения средних химических составов метасоматитов, выстраивающая их в следующий генетический ряд, отражающий динамику метасоматического процесса:

серпентиниты → тальковые руды: тип I → тип II → тип III → тип IV.

Главная особенность этого ряда заключается в убывании в породах слева направо содержания MgO и возрастании содержаний SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO. В качестве главного диагностирующего компонента, позволяющего во многих случаях определить границы между типами руд, выступает Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, отражающий содержание в них хлорита (условная граница между типами руд по содержанию Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> может проводиться в разрезе на уровне 1,0%). По нерастворимому остатку, отражающему содержание в породах не только талька, но и других силикатов, серпентиниты и все типы тальковых руд практически неразличимы между собой.

*Третий этап (пострудный)* – тектонический, для которого характерно блоковое перемещение отдельных участков массива и разрывные дислокации, осложняющие внутреннее строение залежей.

Залежи тальковых руд фиксируют определенный временной интервал тектоно-магматической и вулканической деятельности в пределах Каменноозерской структуры, который относят к ребольской тектоно-магматической эпохе лопийского ТМЦ (Кулешевич, 1992).

**Поисковые критерии руд железистого талька  
в пределах Каменноозерской структуры**

В Карелии промышленно значимые проявления железистого талька были выявлены попутно при поисках залежей медно-никелевых руд, связанных с коматитами.

Таблица 3

**Средние химические составы природных типов тальковых руд и вмещающих серпентинитов Центральной залежи  
Западно-Светлозерского массива, вес. %**

| Породы и типы руд | Кол-во определений | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO  | MgO   | MnO  | ппп   | Нерастворимый остаток | Растворимые в HCl              |      |       |
|-------------------|--------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|------|-------|-----------------------|--------------------------------|------|-------|
|                   |                    |                  |                  |                                |                                |      |       |      |       |                       | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO  | MgO   |
| Серпентиниты      | 30                 | 32,85            | 0,05             | 0,78                           | 12,30                          | 0,64 | 34,32 | 0,11 | 18,41 | 54,64                 | 5,03                           | 0,45 | 17,87 |
| Тип I             | 164                | 31,71            | 0,05             | 0,60                           | 12,36                          | 1,33 | 32,00 | 0,13 | 21,68 | 52,73                 | 4,75                           | 1,06 | 16,77 |
| Тип II            | 168                | 30,09            | 0,06             | 0,76                           | 11,46                          | 2,37 | 31,30 | 0,22 | 23,33 | 49,36                 | 4,76                           | 2,07 | 17,17 |
| Тип III           | 168                | 32,75            | 0,16             | 1,84                           | 12,03                          | 3,63 | 28,53 | 0,18 | 19,95 | 53,44                 | 4,86                           | 3,33 | 13,81 |
| Тип IV            | 16                 | 37,51            | 0,25             | 3,13                           | 12,23                          | 5,37 | 25,32 | 0,16 | 14,96 | 61,88                 | 4,44                           | 4,80 | 9,57  |
| I–IV              | 516                | 31,80            | 0,10             | 1,17                           | 11,95                          | 2,53 | 30,39 | 0,18 | 21,38 | 52,27                 | 4,79                           | 2,26 | 15,65 |

Примечание. По результатам поисковых работ Карельской геологической экспедиции.



Каменноозерская реликтовая структура Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса, прослеживающегося на расстояние около 350 км (от оз. Сумозеро на северо-западе до оз. Кенозеро на юго-востоке) при ширине 50–90 км, является сложной по строению и разветвленной на две части – Кумбуксинскую и Вожминскую. За период с 1971 по 1998 г. в пределах указанной структуры Карельской геологической экспедицией выполнен большой объем поисковых и разведочных работ на никель. Исследования были сосредоточены, главным образом, в пределах Вожминского, Кумбуксинского, Светлоозерского массивов ультрамафитов Вожминской ветви (рис. 1), в Кумбуксинской зоне развития коматиитов и частично на смежных территориях. В результате были выявлены и предварительно оценены Восточно-Вожминское, Лебяжинское, Светлоозерское медно-никелевые месторождения, Золотопорожское и другие мелкие рудопоявления, Северо-Вожминское проявление медно-цинковых руд, ряд рудопоявлений серного колчедана, хризотил-асбеста, талька, золоторудная и хромовая минерализации.

На территории проводились гравиметрическая (масштаба 1 : 50 000), аэромагнитная (масштабов 1 : 50 000, 1 : 25 000), геохимическая (масштабов 1 : 50 000, 1 : 25 000) съемки, а также на отдельных участках геохимические поиски масштаба 1 : 10 000. В основу постановки поисков на никель положены магнитные аномалии с выявленными многочисленными ореолами и потоками рассеяния никеля, меди, кобальта. Те же критерии нужно принимать во внимание и при поисках талькосодежащих залежей, так как материнскими породами для талькообразования являются серпентинизированные ультрамафиты.

Замещение оливина серпентином может сопровождаться выделением значительного количества магнетита, что влечет за собой фиксацию магнитных аномалий. Гравиметрические методы могут давать результат благодаря различию удельного веса толщ ультрамафитов: удельный вес неизмененных оливиновых пород значительно выше, чем метасоматитов по ним. В то же время между метасоматитами (серпентиниты и тальк-карбонатные образования) различия менее выражены. Современная высокоточная аппаратура дает возможность эффективно совместить использование магнито- и гравиметрии при поисках тальковых залежей.

*Геофизические и геохимические поисковые критерии* имеют большое значение, так как коренные породы, как правило, перекрыты чехлом четвертичных отложений.

Важнейшим поисковым критерием руд железистого талька Каменноозерской структуры является *петрографический критерий*. Он определяет состав материнских

для талькообразования пород – высокомагнезиальные ультрамафиты верхнеархейского лопийского комплекса Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса.

*Метаморфический критерий* играет ведущую роль при формировании тальконосных полей, так как процессы метаморфизма обуславливают метасоматоз, приводящий к серпентинизации и оталькованию ультрамафитов. Поля формируются в обстановке проявления регионального метаморфизма различных фаций, локального, сопряженного с тектоническими активизациями, и контактового, связанного с магматической деятельностью. Интенсивность и глубина метасоматической проработки пород имеют решающее значение для качества тальковых руд, так как от этого зависит содержание в тальк-карбонатных образованиях хлорита, магнетита, сульфидов, а также наличие или отсутствие в рудных залежах реликтов вмещающих пород (серпентинитов).

*Структурно-тектонические критерии* определяют размещение тальконосных полей. Степень тектонической проработки территории и наличие зон повышенной проницаемости для гидротермальных растворов обеспечивают возможность метасоматических преобразований горных пород (в частности, на Светлоозерском тальковом проявлении залегание наиболее качественных руд Центральной залежи, резко отличающейся от залегания крыльев массива, контролируется серией разноориентированных разломов и конформно дайке пироксенитов).

*Минералогические критерии* отражают зональность рудного поля Каменноозерской структуры. В ходе проведенных поисковых работ на никель выявлены многочисленные признаки различного вида рудной и нерудной минерализаций.

Непосредственными *поисковыми признаками* талька Каменноозерской структуры является наличие *оталькованных пород* и *зон лиственнитизации* в немногочисленных коренных обнажениях Золотопорожского участка среднего течения р. Кумбуксы.

#### Полезные ископаемые Светлоозерского объекта и перспективы Каменноозерской структуры

Главным полезным ископаемым объекта являются тальковые руды Западно-Светлоозерского массива ультрамафитов.

Из физико-технических свойств тальковых руд изучались показатель белизны и плотность (табл. 4), попутно оценены электромагнитные параметры.

Белизна является одним из важнейших показателей качества тальковых руд и зависит от их минерального состава – содержания талька и примесей темноцветных минералов (магнетита, серпентина, хлорита и других).

Т а б л и ц а 4

#### Показатели белизны и значения плотности тальковых руд Центральной залежи Западно-Светлоозерского массива

| Природный тип руд | Белизна, %         |                    |          |      | Плотность, г/см <sup>3</sup> |                    |          |      |
|-------------------|--------------------|--------------------|----------|------|------------------------------|--------------------|----------|------|
|                   | Кол-во определений | Средний показатель | Вариации |      | Кол-во определений           | Средний показатель | Вариации |      |
|                   |                    |                    | от       | до   |                              |                    | от       | до   |
| I                 | 47                 | 66,8               | 60,0     | 73,0 | 17                           | 3,01               | 2,83     | 3,15 |
| II                | 56                 | 71,6               | 59,5     | 78,5 | 18                           | 2,95               | 2,72     | 3,06 |
| III               | 55                 | 68,6               | 61,5     | 76,5 | 19                           | 2,95               | 2,71     | 3,02 |
| IV                | 8                  | 68,5               | 61,0     | 72,0 | –                            | –                  | –        | –    |
| Среднее           | –                  | 68,8               | –        | –    | –                            | 2,97               | –        | –    |

П р и м е ч а н и е . По результатам поисковых работ Карельской геологической экспедиции.

Таблица 5

## Сравнительные характеристики финталька

| Показатели                       | Мюфилл 15   | Мютальк 20   | Мюсорб 5  |
|----------------------------------|---|--|---|
| Тальк                            | Состав минеральных веществ                                    |  |   |
|                                  | >96%<br>Не содержит в видимых соотношениях асбеста или кварца | 96%<br>Не содержит в видимых соотношениях асбеста или кварца | >96%<br>Не содержит в видимых соотношениях асбеста или кварца |
| Химический анализ                |   |  |   |
| MgO                              | 31%   | 31%  | 32%   |
| SiO <sub>2</sub>                 | 59%   | 59%  | 60%   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 0,6%  | 0,6%   | 0,4%  |
| Fe                               | 1,6%  | 1,6%   | 1,6%  |
| Fe, HCl-растворимый              | 0,2%  | 0,2%   | 0,2%  |
| CO <sub>2</sub>                  | <1%   | 1%   | <1%   |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>    | 4,8%  | 4,8%   | 4,8%  |
| pH                               | 9 (Скан-П 48:83)  | 9  | 9 (Scan-P 48:83)  |
| Химические свойства              |   |  |   |
| Потери при прокаливании          | 6,0% (Скан-П 40:80)   | 6,0% (ДИН 51 081)  | 6,0% (Scan-P 40:80)   |
| Растворимость в воде             | 0,1%  | 0,1% (ДИН 53 197)  | 0,1%  |
| Физические свойства              |   |  |   |
| Плотность                        | 2800 кг/м <sup>3</sup>  | 2800 кг/м <sup>3</sup> (ДИН 53 193)                          | 2800 кг/м <sup>3</sup>  |
| Твердость (по Моосу)             | 1   | 1  | 1   |
| Абразивность (Еинлехнер АТ 1000) | 6 мг  | –  | 5 мг  |
| Белизна                          | 86% (Елрепхо, ИСО) 457 нм                                     | 88% (ДИН 53 163)   | 87% (Елрепхо, ИСО) 457 нм                                     |
| Абсорбция масла                  | 45 г/100 г (АСТМ Д 281-31)                                    | 45 г/100 г (ДИН 53 199)                                      | 52 г/100 г (АСТМ Д 281-31)                                    |
| Восприимчивость к загрязнениям   | 1%  | –  | –   |
| Удельная площадь                 | –   | 6 м <sup>2</sup> /г (ДИН 66 132)                             | 10 м <sup>2</sup> /г (БЕТ)                                    |
| Влажность                        | –   | <0,2%  | –   |
| Проводимость                     | –   | 0,05мСсм <sup>-1</sup> (ДИН 53 208)                          | –   |

Показатель белизны руд Центральной залежи колеблется от 59,5% до 78,5%, в среднем составляя 68,8%. По средним показателям белизны природные типы руд различаются незначительно. В природном типе I он минимальный (66,8%), что объясняется более высокой примесью магнетита (до 10% в среднем), чем в других типах. Для природного типа II, характеризующегося минимальной примесью темноцветных минералов и высоким содержанием талька, этот показатель максимален (71,6%).

Показатель белизны финского эталонного образца магнетит-тальковой руды составляет 75,1% (по данным АО Оутокумпу, 1995 г.).

Технологические испытания светлоозерских тальковых руд в институте ВНИИнеруд (г. Тольятти, 1989 г.) показали возможность получения из них концентрата микроталька с белизной до 86%.

Анализ физико-механических свойств светлоозерского талька, проведенный в 1989 г. в ЦНИИ бумаги, показал, что он находится на уровне финталька, соответствуя лучшим сортам этой продукции на мировом рынке (табл. 5).

По технологической схеме, разработанной для светлоозерских тальковых руд (флотационно-магнитное обогащение и микронизация), может быть получен высококачественный тальковый безреагентный микронизированный концентрат – микротальк, используемый в производстве резинотехнических изделий и пластмасс, в керамической промышленности.

Плотность руд зависит от содержания карбонатов, имеющих наибольший вес относительно других минералов, и пористости. Отмечается тенденция роста этого показателя от III природного типа к I. В целом плотность тальковых руд несколько выше, чем вмещающих их серпентинитов, у которых среднее значение этого параметра составляет 2,85 г/см<sup>3</sup>.

Тальковые руды I и II природных типов почти до половины своего объема содержат магнезиальные карбонаты – магнетит или брейнерит. При переработке руд карбонаты, магнетит и другие минералы уходят в отвалы. В технико-экономических соображениях (ТЭС, 1989 г.) рассматривался вопрос о возможных направлениях использования отходов обогащения тальковых руд:

- для получения магнезиальных карбонатов,
- в качестве минерального порошка для асфальтобетонных смесей,
- как наполнитель в производстве линолеума и резины.

При технологических испытаниях большеобъемных проб тальковых руд можно будет решать вопросы об использовании содержащихся в них магнетита и сульфидов никеля.

Талькосоудержащие сланцы, аналогичные светлоозерским рудам III и IV типов, встречаются в коренных выходах Золотопорожского участка среднего течения р. Кумбуксы. В 1989 г. по заявке Надвоицкого алюминиевого завода материал сланцев поставлялся Каменноборской геологической партией КГЭ для изготовления ниппелей форсунок плавильных печей. Тонкомолотый порошок, полученный из этих пород, может находить применение как добавка, значительно улучшающая пластинчатость и формовочные свойства глинистого сырья. Так, при испытаниях суглинков и глин района д. Вокнаволок (Калевальский район) этот материал был добавлен в шихту, что позволило получить кирпич марки М-125–150 (по данным В. Н. Бонбенкова и В. Н. Фурмана, 1992 г.). В целом можно уверенно предполагать, что использование светлоозерских талькосоудержащих пород (включая тальковые руды всех типов) возможно в тех же направлениях, где апробировано

применение тальк-хлоритовых сланцев (горшечного камня) известных карельских и финских месторождений.

Промышленное значение для производства строительных и облицовочных материалов могут иметь вмещающие тальковое оруденение породы – серпентиниты, а листвениты Золотопорожского участка могут представлять интерес как декоративный материал.

В пределах Каменноозерской структуры выявлено несколько проявлений тальковых руд, им сопутствуют медно-никелевые залежи. В восточной части Западно-Светлоозерского массива ультрамафитов в серпентинитах и тальк-карбонатных породах локализована чечевицеобразная линзовидная залежь, сложенная густокрапленными сульфидными рудами (пирротин, пентландит, пирит (марказит), виоларит, халькопирит) с содержанием никеля от 0,2 до 0,5%, среди которых отмечаются богатые сульфидные жилы и прожилки мощностью от первых сантиметров до 1 м с содержанием никеля до 11,6%. Разведанные (по категории C<sub>1</sub>) и предварительно оцененные (по категории C<sub>2</sub>) запасы основных полезных компонентов при различных вариантах подсчета составляют (по данным В. М. Тытыка, 1997 г.):

- никеля от 15,6 тыс. т до 33,9 тыс. т при средних содержаниях его в руде 1,65% и 0,77% соответственно;
- меди от 1,9 тыс. т до 4,8 тыс. т при средних содержаниях в руде 0,20% и 0,11% соответственно;
- кобальта от 0,6 тыс. т до 1,3 тыс. т при содержаниях его в руде 0,06% и 0,03% соответственно.

Прогнозные ресурсы никеля по категории P<sub>1</sub> оценены в количестве от 9,0 тыс. т до 15,8 тыс. т, при среднем содержании его в руде 1,62% и 0,84% соответственно.

В пределах Каменноозерской структуры, кроме перечисленных видов полезных ископаемых, выявлены проявления медно-цинковых руд, серного кол-

чедана, хризотил-асбеста (в частности в Восточно-Светлоозерском массиве), точки минерализации золота, хрома. Все это, указывая на многообразие произошедших здесь геологических событий, может в перспективе представлять промышленный интерес.

## Выводы

Новым и весьма перспективным экономическим направлением для Республики Карелия может стать организация на ее территории добычи руд железистого талька. Работами Карельской геологической экспедиции доказано, что микротальк, который можно получать из руд Светлоозерского и других подобных проявлений, не уступает по качеству лучшим мировым эталонам.

Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона несут в себе различные виды рудной и нерудной минерализации. В соответствии с ее специализацией они могут рассматриваться на предмет различного вида полезных ископаемых. Имея индивидуальные особенности, структуры поясов объединяются по общему признаку – наличию благоприятных породных комплексов для образования тальксодержащих пород.

При проведении геологических работ любых направлений в пределах структур зеленокаменных поясов представляется целесообразным исследовать их попутно на наличие залежей тальконосных образований.

Учитывая многообразие геологических процессов, способствующих талькообразованию, к выявленным тальковым проявлениям следует подходить как к комплексным объектам, что иллюстрирует Светлоозерское карбонат-тальковое и медно-никелевое комплексное месторождение, которое можно считать эталонным для зеленокаменных структур.

## ЛИТЕРАТУРА

Гаранжа А. В. Тальк-карбонатные породы верхнеэтулийского осадочного комплекса (Центральная Карелия) // Месторождения промышленных минералов Фенноскандии: геология, экономика и новые подходы к переработке и использованию. Петрозаводск, 1999. С. 52–54.

Коматииты и высокомагнезиальные вулканиды раннего докембрия Балтийского щита / Отв. ред. О. А. Богатиков. Л., 1988. 192 с.

Кулешевич Л. В. Метаморфизм и рудоносность архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита. Петрозаводск, 1992. 267 с.

Куликова В. В., Фурман В. Н., Бычков А. Ю. и др. Петрохимические особенности тальк-карбонатных пород Западно-Светлоозерской залежи // Вопросы геологии, магматизма и метаморфизма докембрия Карелии: Опер.-информ. материалы. Петрозаводск, 1994. С. 46–50.

Металлогения Карелии / Отв. ред. С. И. Рыбаков, А. И. Голубев. Петрозаводск, 1999. 340 с.

Романович И. Ф. Тальк. М., 1974. 80 с.

Соколов В. И. Тальк-хлоритовые сланцы Карелии и пути их комплексного использования. Петрозаводск, 1995. 128 с.

Kulikov V. S., Kulikova V. V. High-magnesian volcanic rocks of the Precambrian in the Russian Fennoscandia // Proceeding of International Workshop “Deep-seated magmatism, magmatic sources and the problem of plumes”. Vladivostok, 2002. P. 118–131.

Niemela M. Talc-magnesite deposits in Finland // Mineralia Slovaca, 33 (2001). P. 561–566.

Precambrian industrial minerals of Karelia / Ed. V. Shchiptsov. Petrozavodsk, 1993. 84 p.

Tuni M., Michailov V., Furman V. Geology and commercial assessment, and utilization of talc deposits // Comprehensive assessments of nonmetalliferous deposits: Proceedings of the Finnish-Soviet Symposium / Ed. H. Niini. Otaniemi, 1991. P. 25–38.

Vesalalo A. Talc schists and soapstone occurrences of Finland // Bull. Comm. Geol. Finland. 1965. N 216. 75 p.

---

*В. В. Щипцов, Л. С. Скамницкая, Т. П. Бубнова,  
Л. А. Данилевская, В. С. Родионов*

## **МУСКОВИТОВЫЕ КВАРЦИТЫ КАРЕЛИИ – НОВЫЙ ПРОМЫШЛЕННЫЙ ТИП СЛЮДЯНОГО СЫРЬЯ**

### **Введение**

Мусковит как источник сырья для различных отраслей промышленности традиционно делится на два вида: листового и мелкозернистый. Направления их использования значительно отличаются.

Доля листового мусковита в общемировом объеме производства слюды составляет 1,5–2,0%, а остальное – скрап (отходы от переработки листового) и мелкозернистый мусковит (Ткачев и др., 2002). Этот мусковит становится тем продуктом, из которого можно получать молотую слюду различной тонины помола как мокрым, так и сухим способом. В настоящее время можно констатировать, что разработаны новые технологии получения микронизированной слюды, что расширяет области использования молотого мусковита. Немаловажную роль играет и химический состав слюды-мусковита. Если по ряду физических параметров листового мусковита, добываемый в свое время из гранитных пегматитов мусковитовой формации Чупино-Лоухского слюдоносного района, относился отчасти к высокосортному мусковиту, так называемому сорту «телевизионной слюды», то по химическому составу, в первую очередь по содержанию в чупинском пегматитовом мусковите суммарного железа более 1%, подобный мусковит не может отвечать предъявляемым современным требованиям некоторых отраслей промышленности. Закономерно возникает вопрос: можно ли в природе встретить мусковиты с более низкой железистостью?

Естественно, необходима оценка объектов с содержанием чешуйчатого мусковита в породе не менее 15%. В этом отношении мы имеем опыт за рубежом по использованию такой слюды (США, Канада, Норвегия и др.).

Поиски объектов в северной Карелии натолкнули на идею проверить состав чешуйчатого мусковита, близкого к серициту, в кварцито-сланцевых комплексах Хизоваарской структуры, где мы имеем очень благоприятные условия для формирования и концентрации в таких комплексах чешуйчатого мусковита. Предварительные оценочные исследования показали, что здесь обнаруживаются проявления маложелезистых мусковитов – нового типа чистых индустриальных минералов.

### **О промышленной классификации традиционного мусковитового сырья и технических требованиях к нему**

Классификация мусковитового сырья по видам и областям использования имеет большое практическое значение (табл. 1).

Основные области использования мелкозернистого мусковита определены ГОСТ 10698-80 «Слюда, типы, марки, основные параметры». Слюдокерамика и керамопластик из молотой слюды обладают термическими, радиационными и диэлектрическими свойствами. Армирование слюдой пластмасс повышает водо- и термостойкость, а также химическую стойкость и жесткость. Эффективен материал в кабельном производстве для защиты радиотехнических приборов. В случае необходимости сохранения естественного блеска чешуек мусковита при производстве кондиционного сырья используется мокрый помол.

Технические требования, предъявляемые к мусковиту, лимитируют содержания в промышленном концентрате собственно мусковита, его гранулометрический состав и содержание вредных примесей. Для молотой слюды, потребляемой для различных красок и пигментов, среди прочего особо важна степень белизны слюдяного порошка, химсостав, адгезионные свойства чешуек, для использования в производстве электродов – химический состав, для обойного производства и косметики – насыпная масса. Гранулометрический состав мелкозернистого мусковита в соответствии с требованиями различных потребителей приведен в табл. 2.

Мировая тенденция такова, что вместе с бурным развитием производства разного рода красок, декоративных покрытий, косметических средств происходит увеличение спроса на мусковит микронизированный и мокрого помола. На территории Карелии до последнего времени находились предприятия по добыче и переработке листового и мелкозернистого мусковита, расположенные в Лоухском районе. В генетическом отношении промышленный мусковит связан с гранитными пегматитами. В настоящее время его добыча прекращена, шахты законсервированы, и все работы приостановлены. Впоследствии возник вопрос о необходимости поиска новых мусковитовых объектов. Одним из таких объектов являются

Таблица 1

## Классификация мусковитового сырья по видам и областям использования

| Вид мусковита                | Характеристика  |                                 | Применение  |   |
|------------------------------|---|---------------------------------|---|---|
| Листовой                     | Кристаллы слюды с размерами в плоскости спайности более 4 см <sup>2</sup> | Размер более 50 см <sup>2</sup> | Высокотехнологичные изделия, в т. ч. оборонного значения  |   |
|                              |   | Щипаный                         | Миканит (клееная электроизоляция генераторов тока)  |   |
|                              |   |                                 | Детали радиоламп, конденсаторов, оптические приборы, диафрагмы дыхательных приборов и электрзвучковых устройств, свечи зажигания авиадвигателей |   |
|                              | Скрап (отходы переработки листового сырья)                                | Рудничный, фабричный            | Производство слюдобумаг   |   |
| Мелко-размерный (чешуйчатый) | Кристаллы слюды с размерами в плоскости спайности менее 4 см <sup>2</sup> | Грубодробленая слюда (1–15 мм)  | Буровые растворы для нефтяных скважин, рубероид, декоративные искусственные материалы (типа новогоднего искусственного снега)                   |   |
|                              |   | Молотая                         | Сухого помола   | Наполнитель в производстве стройматериалов, защитные краски, мастики, эмульсии (микронизированная 1–30 мкм), обмотки силовых кабелей на битумной основе, покрытия электродов для дуговой сварки, производство резинотехнических изделий, микалекс |
|                              |   |                                 | Мокрого   | Производство особо прочных пластмасс, типографских лаковых и других красок, обоев, резины, пигментов (20–150 мкм), в т. ч. для нужд автомобиле-, самолетостроения и косметической промышленности  |

Примечание. Использованы данные А. В. Ткачева и др. (2002).

Таблица 2

## Требования ГОСТов к гранулометрическому составу мусковита

| Область использования, ГОСТ     | ГОСТ 10698-80 | Резиновая промышленность (ГОСТ 855-74) | Производство обоев (ГОСТ 13319-80) | Электродное производство (ГОСТ 14327-82) | Производство кабелей, рубероида, буровые растворы (ГОСТ 19571-74) |
|---------------------------------|---------------|--|------------------------------------|--|---|
| Нормируемая крупность мусковита | До 315 мкм    | 0,16–0,125 мм                          | 0,125–0,063 мм                     | 0,125–0,063 мм                           | Менее 0,5 мм  |

кварц-мусковитовые сланцы, входящие в состав комплексов Парандовско-Тикшеозерского зеленокаменного пояса. Среди них установлено крупное Восточно-Хизоваарское проявление мусковитовых кварцито-сланцев. Процессы мусковитизации исходных пород здесь определяются спецификой условий регионального метаморфизма с проявленным интенсивным кислотным выщелачиванием и железомagneзиальным метасоматозом (Хизоваарское..., 1988).

#### К локальным геологическим особенностям Хизоваарской структуры

Хизоваарская структура привлекает внимание исследователей по многим обстоятельствам. Во-первых, геологическая позиция определяется своеобразием локальной лопийской структуры, которая представляет собой составную часть Парандовско-Тикшеозерского зеленокаменного пояса в зоне сочленения Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса (Кожевников, 2000), а, во-вторых, здесь хорошо известны промышленные залежи кианитовых руд (Борисов, Вологовская, 1941; Хизоваарское..., 1988). В региональной стратиграфической схеме структурно-вещественные комплексы Хизоваарской структуры относятся к хизоваарской свите лопийского комплекса (Стратиграфия докембрия..., 1984). В этой структуре выделяются несколько структурно-вещественных комплексов вулканогенной, осадочно-вулканогенной и осадочной природы. Практический интерес приобрели кислые вулканогенно-осадочные толщи, в которых отчетливо выделяются мусковитовые (серицитовые) кварциты,

переслаивающиеся с кварц-мусковитовыми и кианит-кварц-мусковитовыми сланцами. Нами при полевых исследованиях в 1986–1988 гг. было обращено внимание на толщи мусковитовых (серицитовых) сланцев, местами интенсивно измененных до мусковитовых кварцитов. Широкое развитие подобных образований установлено в северо-восточной части структуры примерно в 500 м от южного берега оз. Верхнего. Они хорошо наблюдаются при пересечении их по просеке, при этом простираются на сотни метров к востоку и западу. Мусковитовые кварциты достигают мощности до 100 м и более. В 2000 г. на участке, названном Восточно-Хизоваарским, Северной поисково-разведочной экспедицией проведены поисково-оценочные работы с применением бурения. Пробурено семь скважин до глубины 75–80 м. В основу данной статьи положены результаты минералого-технологического изучения мусковитосодержащих сланцев и мусковитовых кварцитов с использованием kernового материала от бурения упомянутых скважин.

Современный облик пород сложился в результате сложной метаморфо-метасоматической истории формирования данного структурно-вещественного комплекса. Большое значение в этой истории имели метасоматические процессы. Сопоставление с зонами метасоматических изменений на нескольких других участках Хизоваарской структуры, которые детально изучены С. А. Бушминым (Бушмин, 1978; Глебовицкий, Бушмин, 1983), в частности Фукситовый участок, показывает определенное сходство в результирующих преобразованиях, например, появление фукситовых метасоматитов. В свекофенский период установлены интенсивные процессы кислотного выще-

лачивания, проявленные в условиях высокобарного режима метаморфизма и близкие по условиям к раннеархейскому режиму, что отмечено рядом исследователей (Бибикова и др., 1993). По данным С. Б. Лобач-Жученко (Сергеев, Лобач-Жученко, 1993), циркон из фукситовых метасоматитов имеет возраст  $1800 \pm 7$  млн. лет (U-Pb-датирование единичных зерен), наряду с возрастом раннего циркона по данным тех же авторов, равным  $2578 \pm 9$  млн. лет.

Проявление полихронных метаморфо-метасоматических процессов, естественно, привело к внешнему разнообразию пород, в которых возможны несколько генераций одноименных минералов (кианит, кварц, мусковит), что отражается на выделении контуров рудного тела с более устойчивыми текстурно-структурными и минеральными характеристиками. Очень важную роль сыграл метасоматизм свекофеннского периода.

### Особенности минерального состава мусковитсодержащих сланцев и мусковитовых кварцитов

На крупном проявлении мусковитовых кварцитов и мусковитовых сланцев на участке Восточная Хизоваара приуроченность метасоматоза к узким зонам рассланцевания обуславливает неравномерность развития мусковитизации и, соответственно, неоднородность минерального и химического состава пород (рис. 1). Характерной особенностью пород является присутствие сульфидов.

В составе полезной толщи условно выделяются две разновидности пород, подвергшихся различной степени метасоматических преобразований:

1) кварц-мусковитовые сланцы и кварциты с чешуйчатым мусковитом серебристо-белого цвета размером до 5–7 мм (рис. 2, а) и направленностью метасоматических изменений в сторону кварц-мусковитового парагенезиса;

2) кварц-кианитовые сланцы с тонкочешуйчатым и игольчатым мусковитом (рис. 2, б) и направленностью метасоматических изменений в сторону кварц-кианитового парагенезиса.

В незначительном количестве присутствуют кварц-мусковитовые сланцы с фукситом и биотитом и кварц-фукситовые сланцы.

Кварц-мусковитовые сланцы, среди которых залегают в виде линзоподобных тел от малых до крупных размеров мусковитовые кварциты, составляют до 90% всего объема полезной толщи. Внешне это светло-серые мелко-, среднезернистые рассланцованные породы, состоящие из кварца (43,1–71,1%), чешуйчатого мусковита (7,8–42,0%), плагиоклаза (1,4–28,6%), кианита (1,9–13,6%), биотита (0,1–7,8%), рудных (главным образом пирит и пирротин) (1,5–11,7%) и аксессуарных (турмалин, рутил, графит). Судя по среднему минеральному и химическому составу пород (табл. 3), отмечаются колебания минерального состава по типам пород. Кварц-мусковитовый сланец содержит больше мусковита и меньше кварца, плагиоклаза, кианита. Анализ минерального и химического состава частных проб исходных пород показал, что наибольшее влияние на качество руды оказывают сульфиды и биотит.

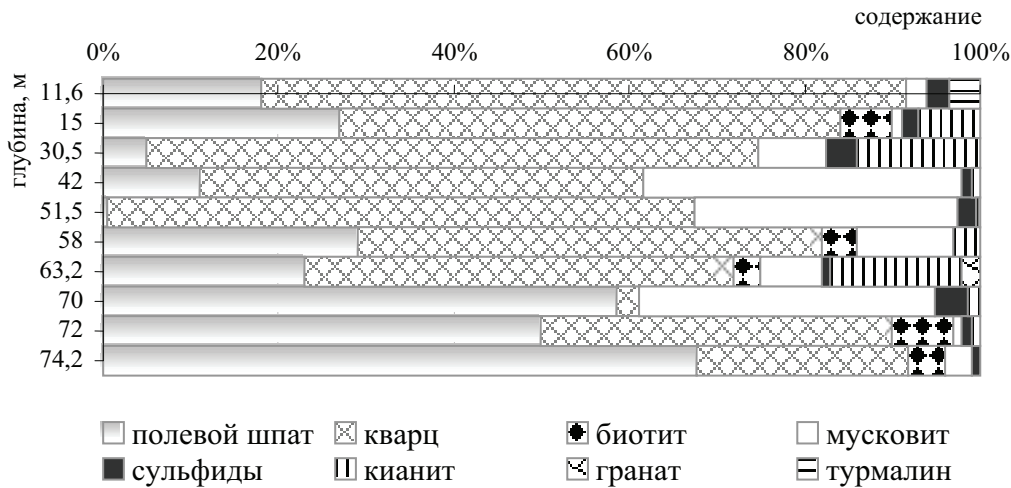
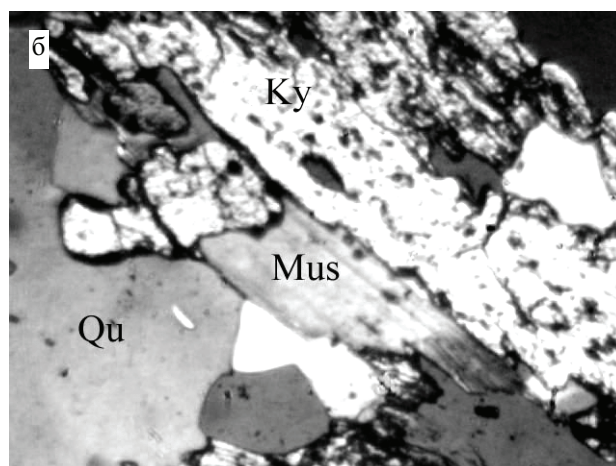
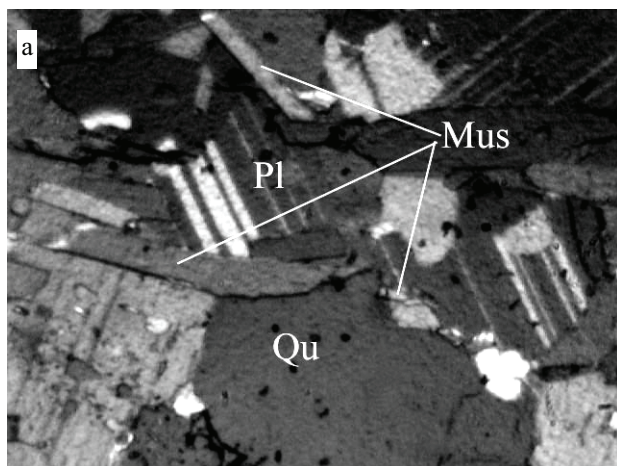


Рис. 1. Минеральный состав мусковитовых сланцев участка Восточная Хизоваара, скв. 2

Таблица 3

### Средний минеральный состав исходных руд залежи Восточная Хизоваара (по данным количественного минералогического анализа), % по массе

| Разновидности руд   | Мусковит | Фуксит | Кварц | Плагиоклаз | Кианит | Биотит | Сульфиды | Турмалин | Рутил | Прочие |
|---|----------|--------|-------|------------|--------|--------|----------|----------|-------|--------|
| Кварц-мусковитовый сланец и мусковитовый кварцит          | 20,1     |        | 52,6  | 13,4       | 7,2    | 1,7    | 4,0      | 0,2      | 0,4   | 0,4    |
| Кварц-кианитовый сланец и кианитовый кварцит              | 6,3      |        | 63,9  | 13,6       | 7,7    | 1,8    | 3,0      | 0,7      | 0,6   | 2,4    |
| Кварц-мусковитовый сланец с фукситом (приконтактные зоны) | 16,0     | 1,6    | 16,1  | 2,6        | 3,3    | 59,4   | 0,6      | 0,1      |       | 0,3    |
| Кварц-фукситовый сланец                                   |          | 13,0   | 49,6  | 12,6       | 12,0   | 0,9    | 9,6      | 0,3      | 1,6   | 0,6    |



**Рис. 2. Типы мусковитсодержащих пород месторождения Восточная Хизоваара:**

а – кварц-мусковитовые сланцы (николи +, увел. 50), б – кварц-кианитовые сланцы (николи +, увел. 50)

В мусковитсодержащих комплексах первой разновидности отмечены следующие три генерации мусковита:

1) мусковит, образующий цепочки и скопления по трещинам и микротрещинам (размер 0,5–1,7 мм), ориентированный согласно общей сланцеватости пород, часто в сростании с рудным минералом;

2) разноориентированные скопления мусковита в кварцевом агрегате (размер 0,1–0,5 мм), в сростании с кварцем;

3) в виде включений в зернах плагиоклаза, крупных зернах кварца и замещений в кяните (размер 0,02–0,44 мм).

В образованиях второй разновидности выделены две генерации мусковита:

1) цепочки и скопления по трещинам, ориентированные по сланцеватости, часто в сростании с реликтовыми зернами плагиоклаза и кянита, рутила;

2) разноориентированные лейсты в кварцевом агрегате (размер 0,1–0,3 мм), часто в сростании с кварцем.

Примеры различных генераций мусковита представлены на рис. 3.

### Методы обогащения мусковита

В природе мусковит в мономинеральном виде не образует месторождений, породы, содержащие мусковит, требуют обогащения. Методы обогащения мусковита: классификация в центробежном поле, концентрация на столах, сепарация в тяжелых средах, пенная сепарация и пенная флотация – определяются свойствами минералов, слагающих руду, и уровнем развития технологий.

В частности, свойства минералов, слагающих кварц-мусковитовые сланцы месторождения Вос-

точная Хизоваара, которые могут использоваться при выборе метода обогащения, представлены в табл. 4. Магнитные методы обогащения мусковитсодержащих пород применимы в доводочных операциях для удаления второстепенных и аксессуарных минералов, так как основные породообразующие минералы, слагающие породу, не обладают магнитными свойствами.

В промышленности слюда эффективно извлекается гравитационными методами. Обогащение может осуществляться сухим и мокрым способом. Для мокрых процессов используются винтовая сепарация и концентрация на столах. На фабрике Сузор, Квебек (США) руда, содержащая 50% слюды, обогащается на пневматических столах. Крупность обогащаемой руды –1,6 мм. После классифицирования фракции –1,65+0,8, –0,8+0,4 и –0,4+0,15 мм перерабатываются по отдельности (Берт, 1990).

В России в качестве обогатительных аппаратов используются щелевой и гидравлический сепаратор, барабанные грохота, концентрационные столы. При этом получают концентраты с содержанием мусковита 95–99%. Извлечение слюды в концентрат зависит от ее содержания в руде и от количества слюды в классе 0,2 мм, который трудно обогащается и по гравитационной технологии обычно выводится в отвал (Справочник..., 1997).

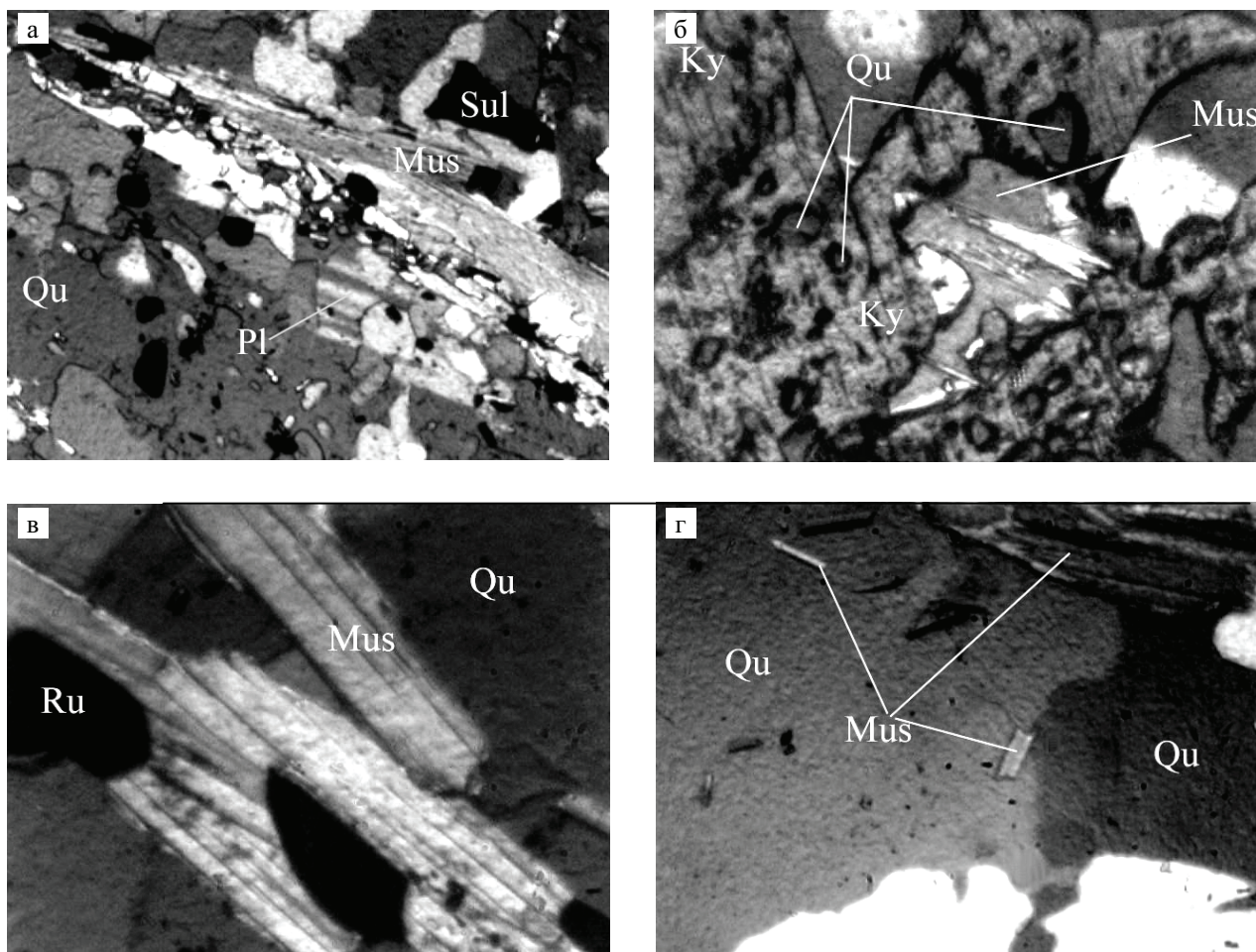
Схема сухого обогащения положена в основу технологии обогащения мусковитсодержащих сланцев Кулетского месторождения. Здесь из-за ограниченного водоснабжения применяется воздушная сепарация (Келина и др., 1980).

В Мамском районе, где нет проблем с водоснабжением, при переработке сланцев с мусковитом обогащение проводится флотационным методом.

Таблица 4

### Основные физические свойства минералов, слагающих кварц-мусковитовую породу

| Минерал      | Плотность, кг/м <sup>3</sup> | Твердость по шкале Мооса | Магнитные свойства | Форма зерен                       | Спайность          |
|--------------|------------------------------|--------------------------|--------------------|-----------------------------------|--------------------|
| Кварц        | 2,55                         | 7                        | Немагнитный        | Изометричные                      | Отсутствует        |
| Мусковит     | 2,8–3,1                      | 2–3                      | Немагнитный        | Пластинчатая                      | Весьма совершенная |
| Полевой шпат | 2,54–2,60                    | 6,0–6,5                  | Немагнитный        | Прямоугольная, неправильная       | Совершенная        |
| Кянит        | 3,67–3,56                    | 4,5–7,0                  | Немагнитный        | Удлиненная, плоско-призматическая | Совершенная        |



**Рис. 3. Генерации мусковита:**

а – мусковит, образующий цепочки в кварц-мусковитовой породе в срastании с рудными минералами (николи +, увел. 50); б – чешуйки мусковита и мелкие зерна кварца в кианите (николи +, увел. 50); в – скопление мусковита в срastании с рутилом (николи +, увел. 200); г – разноориентированные лейсты мусковита в кварцевом агрегате (николи +, увел. 200)

Флотация – наиболее универсальный способ обогащения слюдосодержащих руд. Однако использование флотационного метода обогащения влечет за собой решение ряда экологических проблем, возникающих при применении в схемах обогащения методов, основанных на использовании химических веществ, в данном случае – флотореагентов. Экспериментально установлено, что оптимальная крупность материала, поступающего на флотацию при обогащении слюдосодержащих руд, – 0,4+0,1 мм. Схема флотации включает основную операцию, перемешивание и контрольную флотацию (Байбородин и др., 1982).

Выделенные в составе полезной толщи руды на проявлении Восточная Хизоваара две природные разновидности пород отличаются главным образом размером мусковита, что позволяет отнести их к единому промышленному типу по богатимости.

Термограмма исходной породы и мономинерального мусковита, приведенная на рис. 4, имеет классические для мусковита характеристики – эндотермический эффект с потерей веса при 845 °С.

Вещественный состав и текстурно-структурные особенности руды проявления Восточная Хизоваара позволяют использовать при обогащении два метода – гравитацию (на концентрационном столе) и флотацию.

Магнитная сепарация применима в доводочных операциях для удаления из конечного мусковитового концентрата биотита и технологического железа.

При измельчении руды мусковит выделяется в виде частичек пластинчатой формы. Для устранения переизмельчения мусковита и потерь его со шламами дробление и измельчение руды осуществлялось в замкнутом цикле с классификацией.

Анализ дробленого материала показал, что в материале крупностью 2 мм раскрытие сростков мусковита с кварцем не обеспечивается в достаточной мере. Хорошо раскрывается мусковит, образующий цепочки в кварц-мусковитовой породе, а также срastания с рудными минералами. Тонкочешуйчатый мусковит в срastании с рутилом и чешуйки мусковита в мелких зернах кварца и кианита, а также разноориентированные лейсты мусковита в кварцевом агрегате раскрываются трудно. Оптимальная крупность измельчения перед обогащением с учетом текстурно-структурных особенностей руды, генераций мусковита и раскрываемости сростков основной массы мусковита соответствует измельчению материала до крупности менее 1,0 мм.



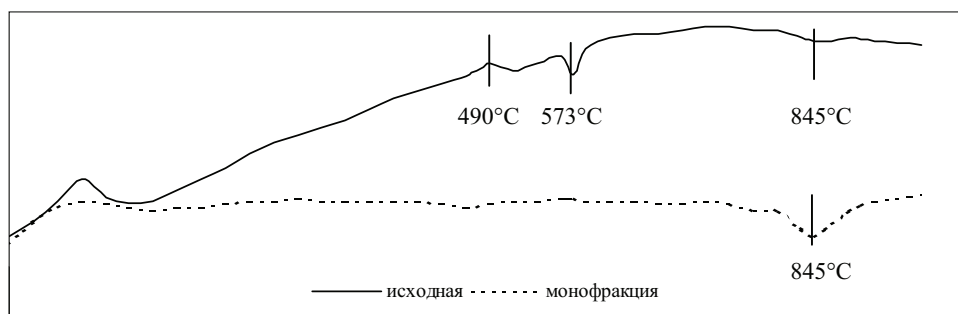


Рис. 4. Термограмма исходной мусковитсодержащей породы и мономинерального мусковита

Связь между крупностью материала и выходом шламов при измельчении иллюстрируется диаграммой (рис. 5).

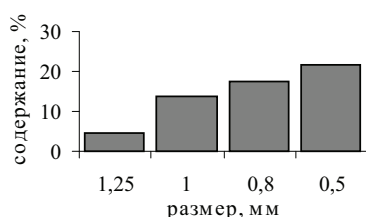


Рис. 5. Содержание шлама в породе различной крупности

Раскрываемость мусковита по классам крупности при оптимальном режиме помола показана в табл. 5.

Из приведенных в таблице данных видно, что сростки мусковита присутствуют во всех фракциях крупнее 0,1 мм. Чаще всего это сростания с кварцем, в меньшей степени с кианитом и плагиоклазом. Причем в мелких фракциях вскрывается мусковит мелкий, игольчатого габитуса.

Флотационное обогащение осуществлялось на лабораторной флотомашине конструкции «Механобр» с емкостью камеры 0,5 литра. Обогащался материал, дешламированный по зерну 0,03 мм.

Флотацию проводили в кислой среде, создаваемой серной кислотой. В голове процесса удалялись сульфиды, затем флотировали мусковит с использованием реагентов нового поколения (рис. 6).

При изучении мономинерального мусковита, полученного с помощью флотационного обогащения, установлено, что мусковит характеризуется постоянством состава в отношении основных формульных элементов и значительными вариациями изоморфных (табл. 6).

Усредненная кристаллохимическая формула близка к теоретической и имеет следующий вид:  $(K_{0,77}Na_{0,14}Ca_{0,01})_{0,92}(Al_{1,72}Fe^{3+}_{0,03}Fe^{2+}_{0,01}Mg_{0,18}Ti_{0,05})Si_{3,5}Al_{0,95}O_{9,85}(OH)_{2,15}$ . Отмечается недостаток Al в четверной и шестерной координации и небольшой избыток Si. С помощью корреляционного анализа устанавливается значимая ненулевая связь между следующими оксидами:  $Al_2O_3 - FeO$  ( $r = -0,69$ );  $Al_2O_3 - MnO$  ( $r = -0,69$ );  $Al_2O_3 - MgO$  ( $r = 0,83$ );  $Al_2O_3 - Na_2O$  ( $r = 0,53$ );  $K_2O - Na_2O$  ( $r = -0,66$ );  $FeO - Fe_2O_3$  ( $r = 0,67$ );  $MgO - MnO$  ( $r = 0,83$ ).

Таблица 5

Содержание породообразующих минералов по фракциям

| Фракция, мм | Мусковит, %  |                        | Кварц | Кианит | Полевой шпат | Биотит | Примечание   |
|-------------|--------------|------------------------|-------|--------|--------------|--------|--|
|             | общее кол-во | в том числе в сростках |       |        |              |        |  |
| +1          | 28,33        | 28,33                  | 32,55 | 17,25  | 21,87        | –      | Мусковит в нераскрытых сростках с кварцем, кианитом, плагиоклазом<br>Сростки мусковита с кварцем – 4,69%; с кианитом – 2,64%; с плагиоклазом – 0,05% |
| 1–0,5       | 16,60        | 7,38                   | 55,20 | 2,37   | 4,5          | –      |  |
| 0,5–0,4     | 32,59        | 0,92                   | 58,30 | 5,60   | 3,6          | –      | Сростки мусковита с кварцем – 0,76%; с кианитом – 0,06%; с плагиоклазом – 0,10%  |
| 0,4–0,315   | 34,60        | 0,50                   | 54,70 | 4,90   | 5,6          | 0,03   |  |
| 0,315–0,2   | 44,60        | 0,20                   | 49,00 | 4,40   | 1,9          | –      | Сростки слюды с кварцем  |
| 0,2–0,16    | 44,50        | 0,10                   | 47,40 | 5,20   | 2,7          | Ед.    | Сростки кварца с игольчатой слюдой (серицит?)  |
| 0,16–0,1    | 42,50        | 0,05                   | 52,70 | 2,50   | 2,0          | Ед.    | Сростки с игольчатой слюдой  |
| 0,1–0,063   | 19,50        | Нет                    | 61,00 | 13,40  | 2,0          | –      | Слюда тонкошелушчатая и тонкоигольчатая  |
| 0,063–0,05  | 25,90        | Нет                    | 56,00 | 10,80  | 2,8          | 0,03   |  |
| –0,05       | 25,90        | Нет                    | 56,00 | 10,80  | 2,8          | 0,02   |  |

Примечание. Состав фракции –0,05 мм определялся в иммерсионных жидкостях.

Таблица 6

Средний химический состав исходной руды и мономинерального мусковита

| Показатель    |                       | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O | ппп  |
|---------------|-----------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|------------------|------|
| Исходная руда | Среднее содержание, % | 73,78            | 0,44             | 15,83                          | 0,98                           | 1,00 | 0,03 | 0,71 | 2,29 | 1,36              | 1,55             | 0,18             | 1,60 |
|               | Коэффициент вариации  | 0,04             | 0,44             | 0,09                           | 0,53                           | 0,53 | 0,49 | 0,53 | 0,39 | 0,52              | 0,33             | 0,23             | 0,33 |
| Мусковит      | Среднее содержание, % | 46,56            | 1,32             | 34,26                          | 0,59                           | 0,23 | 0,03 | 1,86 | 0,16 | 1,11              | 9,18             | 0,12             | 4,56 |
|               | Коэффициент вариации  | 0,02             | 0,99             | 0,03                           | 0,73                           | 0,60 | 0,78 | 0,53 | 0,75 | 0,21              | 0,07             | 0,41             | 0,07 |

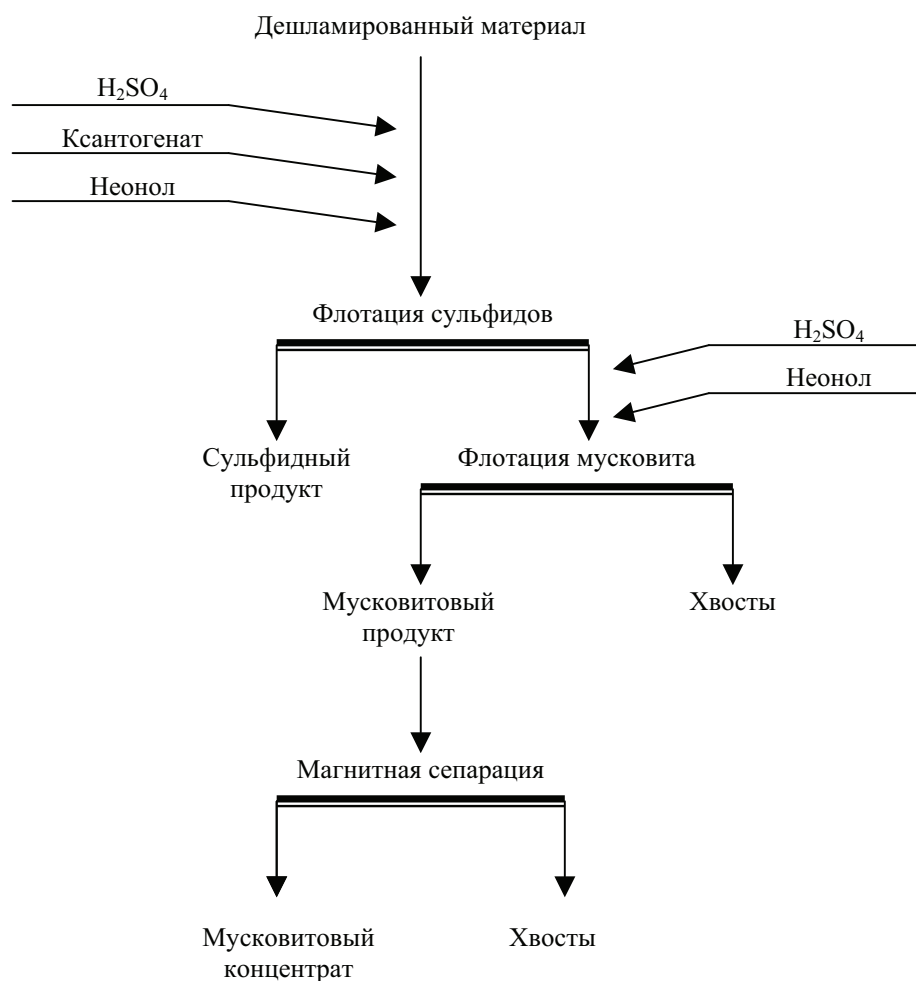


Рис. 6. Принципиальная схема флотации мусковита

Гравитационное обогащение осуществлялось на лабораторном концентрационном столе. Оптимальные режимы основного процесса и перечистных операций определялись опытным путем. Изменялись регулировочные параметры концентрационного стола, расход воды и нагрузка. Анализ результатов разделения показывает, что основная гравитация на концентрационном столе позволяет вывести из процесса отвальные хвосты, практически не содержащие мусковита.

Значительная часть мусковита концентрируется в промежуточном продукте как в свободном виде, так и в виде сростков с кварцем. Для повышения извлечения мусковита промпродукты перечищались.

Результаты обогащения руды крупностью 1–0,1 мм по гравитационной схеме с основной операцией и двумя перечистками промпродуктов подтвердили предварительные выводы о легкой обогатимости руды.

Принципиальная схема гравитационного обогащения руды приведена на рис. 7.

Свободный баланс результатов обогащения по этой схеме дан в табл. 7.

Химический состав концентрата гравитационного способа обогащения мусковита, приведен в табл. 8.

Таблица 7

Свободный баланс результатов обогащения

| Продукты                                 | Технологические показатели, % |                      |                      |
|--|-------------------------------|----------------------|----------------------|
|  | Выход                         | Содержание мусковита | Извлечение мусковита |
| Мусковитовый концентрат                  | 28,97                         | 96,05                | 84,96                |
| Тонкий мусковитосодержащий слив (0,1 мм) | 3,22                          | 54,62                | 5,37                 |
| Промпродукт                              | 4,58                          | 7,58                 | 1,06                 |
| Кианитовый продукт                       | 2,37                          | 0                    | 0                    |
| Хвосты гравитации                        | 47,82                         | 1,33                 | 1,94                 |
| Шлам                                     | 13,07                         | 16,71                | 6,67                 |
| Исходная руда                            | 100                           | 32,75                | 100                  |

По результатам обогащения 102 проб, отобранных по семи скважинам, установлено, что мусковит по содержанию железа можно условно разделить на три группы: 1 – содержание железа до 0,2% (5% проб); 2 –  $Fe_2O_3$  – 0,2–1,0% (67% проб); 3 –  $Fe_2O_3$  – больше 1,0% (28% проб). Пробы первой группы представлены мусковитом, в котором элементарная ячейка с межплоскостным расстоянием  $d_{060} = 1,499$  имеет показатель  $b = 9,00$ , что соответствует обычному мусковиту. При увеличении содержания железа и магния в мусковите возможно развитие минералов изоморфного ряда, вплоть до флогопита ( $d_{060} = 1,522$ ,  $b = 9,13$ ).

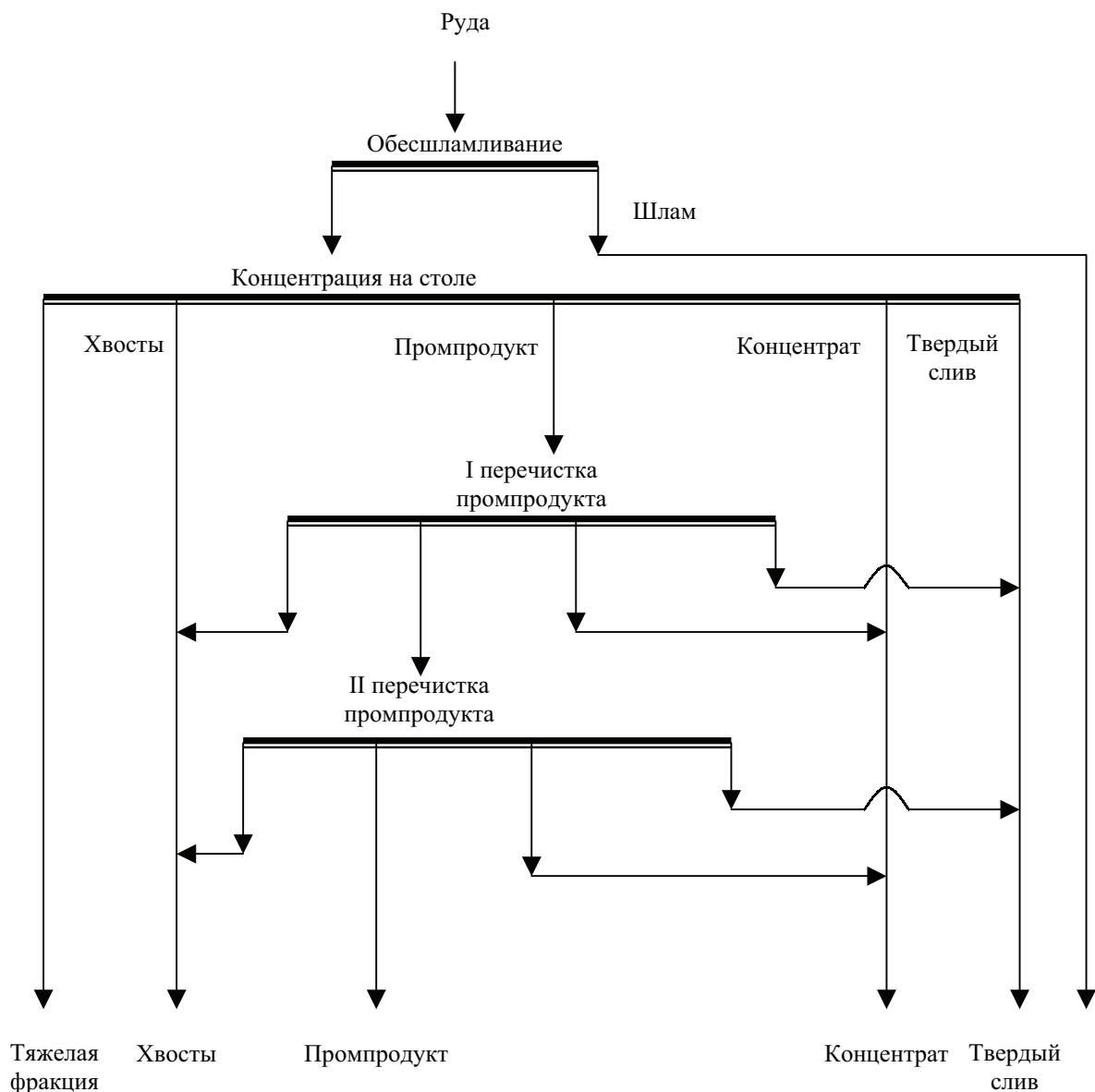


Рис. 7. Принципиальная схема получения мусковита концентрацией на столе

Таблица 8

Химический состав мусковитового концентрата

| Содержание, % по массе | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO   | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O | ппп  |
|------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|------|------|-------------------|------------------|------------------|------|
|                        | 52,70            | 0,48             | 31,90                          | 0,52                           | 0,07 | 0,002 | 0,43 | 0,15 | 1,95              | 6,09             | 0,76             | 4,93 |

Пространственное распространение указанных групп не локализовано, что видно на примере скважины 2 (рис. 8). Выход мусковитового концентрата определяется содержанием мусковита в руде.

Корреляционная матрица состояла из показателей содержаний оксидов в мусковитовом концентрате и мусковита в исходной руде, выхода концентрата.

Оцененная корреляция выявила некоторые ненулевые связи между показателями обогащения и химическим составом, что наглядно иллюстрирует рисунок. Взаимосвязи статистически значимы в 95%-м доверительном интервале (табл. 9).

Соотношение и характеристики трех групп мусковита по семи скважинам участка иллюстрируется рис. 9–11.

Таблица 9

Коэффициенты корреляции

|                                 | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | K <sub>2</sub> O |
|---------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|------------------|
| Содержание мусковита в исходном | 0,41             | -0,66            | -0,48                          | -0,28 | 0,51             |
| Выход концентрата               | 0,55             | -0,79            | -0,68                          | -0,71 |                  |

Оценка отходов обогащения мусковитосодержащих пород

С целью повышения эффективности процессов обогащения оценены хвосты обогащения, получаемые по двум схемам обогащения, – гравитационные, крупностью 1–0,1 мм, и более мелкие (0,4–0,1 мм),

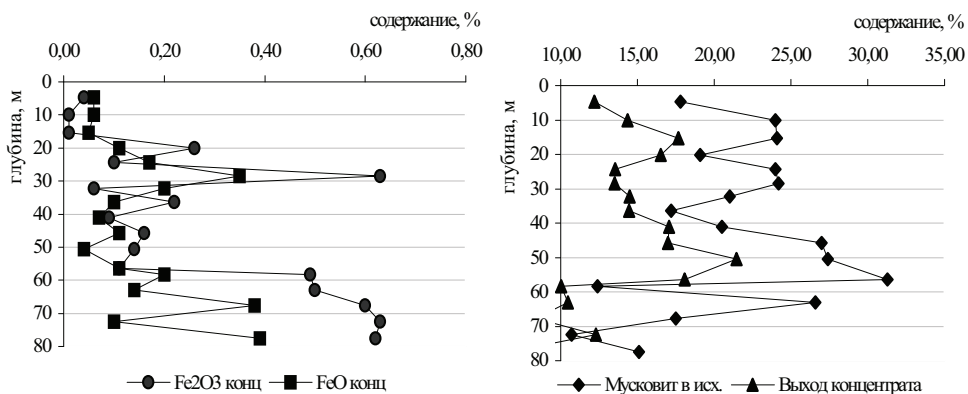


Рис. 8. Характеристика мусковита по скв. 2

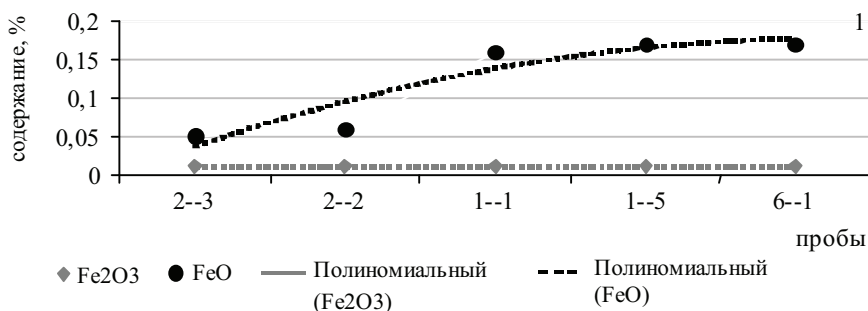


Рис. 9. Характеристика мусковита 1 группы

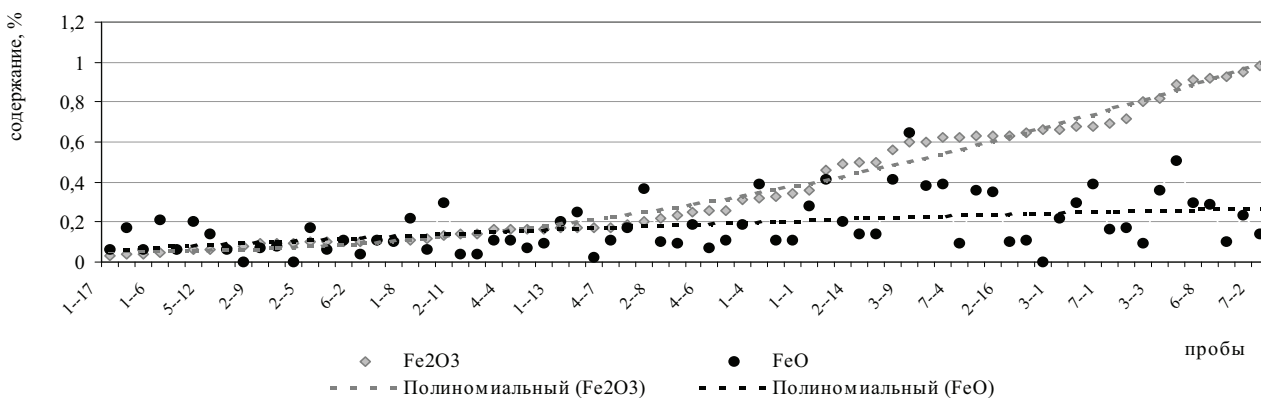


Рис. 10. Характеристика мусковита 2 группы

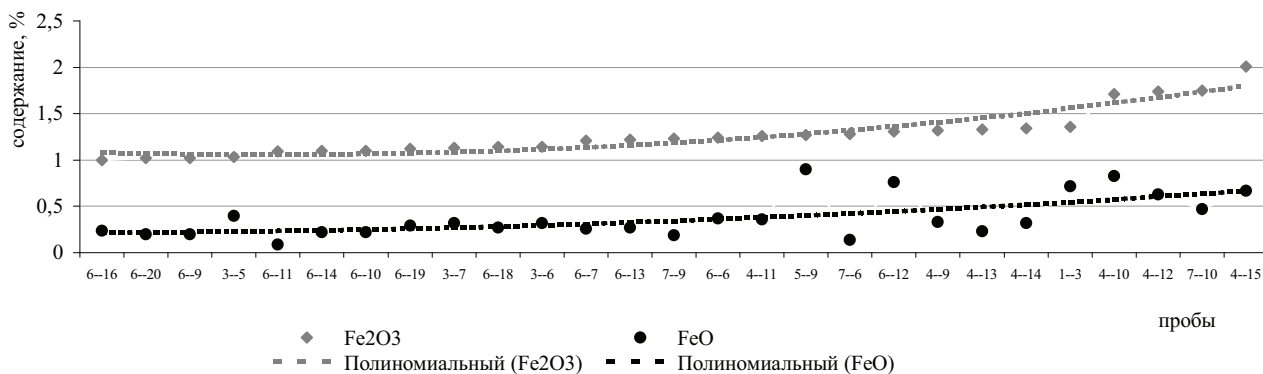


Рис. 11. Характеристика мусковита 3 группы

полученные по схеме флотационного отделения мусковита. Гранулометрический состав хвостов приведен в табл. 10. Так как хвосты обогащения мусковита по сути являются песками, то для них в соответствии с ГОСТ 3584-85 определен модуль крупности.

Минералогический анализ хвостов показал, что фракция хвостов крупностью 0,315–0,1 мм, составляющая 34,09%, не содержит мусковита. Фракция крупнее 0,315 мм в основной массе представлена сростками кварца с полевым шпатом и кварца с кианитом. Единичные сростки содержат тонкочешуйчатую слюду. Мусковит в сростках не превышает 1%; содержание мусковита в свободном виде – 1%.

Кроме сростков кварца с кианитом, полевым шпатом в кварце отмечается наличие тонких включений темноцветных минералов. Установлены три вида включений (рис. 12):

- 1) красно-бурые кристаллы рутила, размер зерен которых обычно составляет сотые доли мм;
- 2) бесцветные, хорошо ограненные кристаллы циркона (сотые доли мм);
- 3) тонкие лейсты мусковита (десятые и сотые доли мм).

В разновидностях пород с сульфидами и турмалином в кварце наблюдаются включения этих же минералов.

Минеральный состав хвостов флотации аналогичен минеральному составу хвостов гравитации:

| Минералы                   | Содержание, % |
|----------------------------|---------------|
| Кварц                      | 91,5          |
| Мусковит                   | 2             |
| Полевой шпат (плаггиоклаз) | 5             |
| Кианит                     | 2,5           |
| Турмалин                   | Ед.           |
| Рутил                      | 0,2           |
| Сульфиды                   | 0,1           |
| Гематит                    | 0,2           |

Микровключения расположены чаще внутри зерен кварца, а в более крупных зернах различаются трещинки сжатия, вдоль которых наблюдаются цепочки микроскопических зерен кианита, чешуйки слюды. При дроблении породы часть микровключений из зон трещиноватости выкрашивается, а более тонкие вкрапления (особенно рутила) остаются.

Хвосты, полученные при обогащении мусковита по обеим схемам (гравитационной и флотационной), характеризуются низким значением содержаний радиоактивных компонентов. Удельная эффективная активность составляет 44,3 Бк/кг, что характеризует хвосты как материал первого класса, который может использоваться без ограничения во всех видах изде-

лий и в строительстве, в том числе и во вновь строящихся жилых и общественных зданиях.

Минеральный и зерновой состав хвостов предопределяет использование их без дополнительной доводки в строительстве (бетоны, приготовление кладочных и штукатурных растворов, производство портландцемента, строительного и силикатного кирпича) и в качестве абразива для истирания и полировки с помощью пескоструйных аппаратов.

На качество бетона большое влияние оказывает зерновой состав песка. В соответствии с ГОСТ 8736-85 песок должен состоять из зерен различного размера в пределах 5–0,16 мм. В зависимости от зернового состава песок разделяют на группы – крупный, средний, мелкий и очень мелкий.

Гравитационные хвосты обогащения мусковита по модулю крупности (1,89) относятся к мелким с верхним пределом крупности 1 мм, а флотационные – к очень мелким пескам. В зависимости от зернового состава они могут без ограничения использоваться для различных бетонов и строительных растворов.

Проведенные ранее исследования показали пригодность аналогичных по составу кварц-кианитовых хвостов обогащения кианитовых руд Хизоваарского месторождения в качестве наполнителя кислотостойких композиций (Скамницкая, Адель, 1990). Хвосты обогащения мусковита, представленные смесью кварца, кианита и плаггиоклаза, могут найти применение в химически стойких бетонах и кислотостойких замазках.

Эксперименты по получению чистого кварца из хвостов различной крупности подтверждают выводы, полученные в опытах на мономинеральных фракциях, о том, что флотационное разделение кварца, кианита и плаггиоклаза эффективно только при крупности материала с верхним пределом 0,16 мм.

Получение чистого кварца из хвостов крупностью 1–0,1 мм затруднено из-за большого количества нераскрытых сростков кварца с другими минералами.

Из хвостов крупностью 0,4–0,1 мм по сложной многоступенчатой схеме глубокого обогащения можно получить чистый кварц, но объем извлечения не выше 15%.

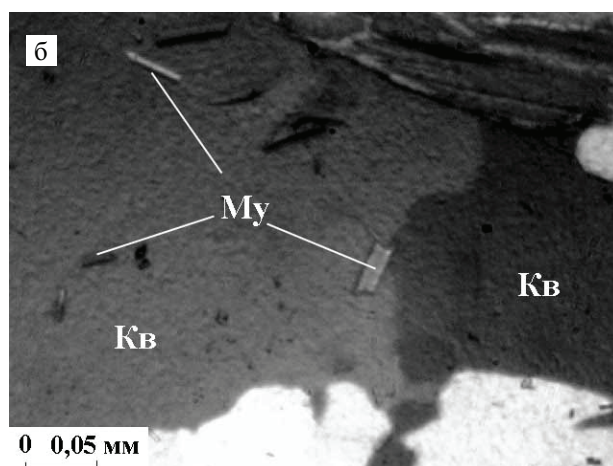
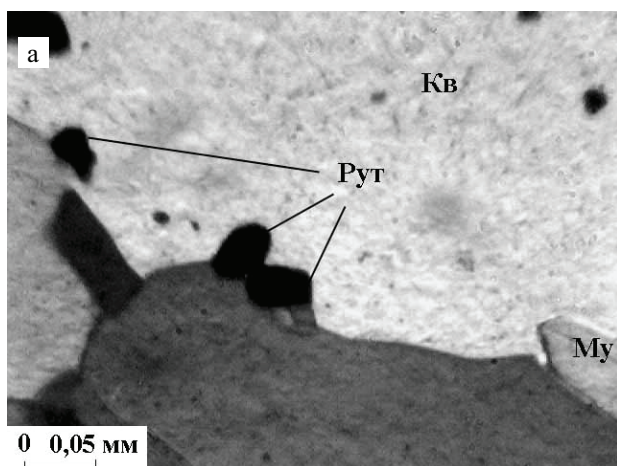
## Заключение

На основе геолого-технологического изучения руды на материале 102 проб сделан вывод о легкой обогатимости породы методами гравитации. Кварц-мусковитовые кварциты участка Восточная Хизоваара можно рассматривать как наиболее перспективный тип для получения мелкочешуйчатого мусковита.

Т а б л и ц а 1 0

### Гранулометрический состав хвостов обогащения мусковита

| Метод обогащения | Содержание, % по массе | Остаток на сите, мм |      |       |       |       |       | Модуль крупности, класс |
|------------------|------------------------|---------------------|------|-------|-------|-------|-------|-------------------------|
|                  |                        | 2,5                 | 1,25 | 0,63  | 0,315 | 0,16  | –0,16 |                         |
| Гравитационный   | Частное                | 0                   | 0    | 34,58 | 31,33 | 11,75 | 22,34 | 1,89                    |
|                  | Суммарное              | 0                   | 0    | 34,58 | 65,91 | 100   | 88,25 |                         |
| Флотационный     | Частное                | 0                   | 0    | 0     | 17,85 | 18,44 | 63,71 | 0,99                    |
|                  | Суммарное              | 0                   | 0    | 0     | 17,85 | 100   | 81,56 |                         |



**Рис. 12. Включения в зернах кварца:**

а – рутила, б – мусковита, увел. 190

Извлечение мусковита также возможно из кварц-мусковитовых сланцев, однако химический состав такого мусковита будет отличаться повышенным содержанием железа и титана. Таким образом, изучение минералого-петрографических особенностей кварц-мусковитовых сланцев позволяет установить степень изменчивости мусковита, характер срастания мусковита с другими минералами, что в результате дает возможность прогнозировать

качество мусковитового концентрата при обогащении.

Получение дополнительной товарной кварцевой продукции из отходов обогащения мусковита и вовлечение в сферу попутного производства песков позволит организовать на базе крупного проявления Восточная Хизоваара безотходное производство и уменьшить расходы на поддержание отвального и хвостового хозяйства.

## ЛИТЕРАТУРА

*Байбородин Б. А., Борискин З. М., Малинович Г. И.* Обогащение слюдяных руд. М., 1982. 245 с.

*Берт Р. О.* Технология гравитационного обогащения. М., 1990. 575 с.

*Бибилова Е. В., Шельд Т., Богданова С. В. и др.* Геохронология беломорид: интерпретация многостадийной геологической истории // *Геохимия*. 1993. № 10. С. 1393–1411.

*Борисов П. А., Волотовская Н. А.* Хизоваарское месторождение кианита (КФ ССР) // *Сов. геол.* 1941. № 6. С. 82–86.

*Бушмин С. А.* Метасоматиты месторождения Хизоваара (Северная Карелия) // *Изв. АН СССР, сер. геол.* 1978. № 7. С. 127–138.

*Глебовицкий В. А., Бушмин С. А.* Послемигматитовый метасоматоз. Л., 1983. 216 с.

*Келина И. М., Александрова Е. П., Тарчевская И. Г., Келина Е. Н.* Разработка технологии обогащения мелкошуйчатых слюдосодержащих сланцев // *Технология переработки труднообогатимых руд*. М., 1980. С. 19–33.

*Кожевников В. Н.* Архейские зеленокаменные пояса

Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000. 223 с.

*Сергеев С. А., Лобач-Жученко С. Б.* Возраст фукситовых метасоматитов Хизоваары (Северная Карелия) по результатам U-Pb-датирования единичных зерен циркона // *ДАН РАН*. 1993. Т. 333, № 1. С. 73–76.

*Скамницкая Л. С., Адель Л. А.* Пути использования отходов обогащения кианитовой руды Хизоваарского месторождения // *Геолого-технологические исследования минерального сырья Карелии (опер.-информ. материалы)*. Петрозаводск, 1990. С. 17–20.

*Справочник. Слюда*. М., 1997. 44 с.

*Стратиграфия докембрия Карельской АССР* / Отв. ред. В. А. Соколов. Петрозаводск, 1984. 115 с.

*Ткачев А. В., Щербаков Н. А., Щербакова Т. А.* Сырьевая база мусковита России: перспективы освоения и развития // *Минеральные ресурсы России. Экономика и управление*. 2002. № 3. С. 10–17.

*Хизоваарское кианитовое поле (Северная Карелия)*. Петрозаводск, 1988. 103 с.

---

---

*А. С. Завёрткин, В. В. Щипцов*

## **СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СВОЙСТВ ФУТЕРОВКИ ИНДУКЦИОННЫХ ПЕЧЕЙ ИЗ КАРЕЛЬСКИХ КВАРЦИТОВ**

В Российской Федерации обеспечение предприятий кварцитными порошками производится с одного предприятия – АО «Динур» (г. Первоуральск Свердловской области). Предприятия Республики Карелия получают первоуральский кварцит для футеровки индукционных печей с 1970 г. Запасы месторождения Гора Караульная, из которого добывается первоуральский кварцит, истощаются, выработка в настоящее время переведена с Северного карьера на Южный карьер, кварцитная порода которого имеет примесь жильного кварца, что приводит к снижению стойкости футеровки печей.

Овручское месторождение кварцитов, с которого получали футеровочный порошок заводы южной и центральной частей России, стало «ближним» зарубежьем. Кварцитный порошок с Урала от места его производства к потребителям (Республика Карелия) перевозится за несколько тысяч километров и не обладает достаточным качеством.

Кроме того, для перевозки порошка на такое расстояние необходимо создание специальной тары (контейнеров) для транспортировки, что требует больших материальных затрат. Перевозка порошка навалом в железнодорожных платформах загрязняет его материалами, которые ранее перевозились в этих вагонах, приводит к расфракционированию зернового состава и часто ставит потребителей в зависимое положение от поставщика.

В этой связи поиск и подготовка кварцитных порошков из местных материалов с применением эффективных способов улучшения их качества являются актуальными в настоящее время.

Отечественные индукционные печи для плавки чугуна, стали и цветных на основе меди сплавов в основном работают на кварцитной футеровке. Эта футеровка наиболее распространена и за рубежом, например, в Германии на ней работает около 90% индукционных печей.

Предпочтение кварцитным массам отдается потому, что в результате роста при инверсии кварца в них не происходит усадки, тем самым и трещинообразования. Образование трещин при применении усадочных материалов является причиной выхода из строя футеровки печей. Для футеровки индукционных печей пригодны только те кварциты, которые при обжиге сохраняют прочность и плотность (Кайбичева, 1970).

Для обеспечения спекания к кварцитной футеровочной массе добавляется связующее вещество, которым обычно является борная кислота. Количество борной кислоты, гранулометрический состав футеровочной массы, способ ее уплотнения, температура и продолжительность спекания футеровки оказывают влияние на ее пористость и прочность.

Размыв и разъедание футеровки расплавленным металлом и шлаком часто служит единственной причиной ее замены. Разрушению футеровки способствуют также большие колебания температуры, термические удары, агрессивные шлаки и примеси в металле, механические воздействия разного рода, недостаточное удаление шлака (Шумихин и др., 1971).

Интенсивное электромагнитное перемешивание жидкого металла в печах промышленной частоты может достигать скорости 5,5 м/с. С целью повышения стойкости футеровки следует избегать длительного интенсивного перемешивания жидкого металла в тигле печи.

Кремнеземистая футеровка чувствительна к тепловым нагрузкам из-за больших объемных изменений при кристаллических превращениях  $\alpha$ -кварца в  $\alpha$ -тридимит при 870 °С с объемным эффектом превращения при данной температуре +16% и  $\beta$ -кristобалита в  $\alpha$ -кristобалит при 250 °С (объемный эффект превращения при данной температуре +3,7%) (Будников и др., 1962).

Среди пород осадочного происхождения первое место по своей распространенности занимают в Республике Карелия песчаники и кварциты. Эти породы различаются как по минеральной природе зерен, их величине и форме, так и по составу и расположению цемента, характеру срастания песчинок с цементом, количественным отношениям между ними и степени метаморфизации. Состав цемента довольно разнообразен, преобладает кварцевый, но встречается карбонатный, железистый, слюдястый. От состава цемента и характера его распределения главным образом зависят технические свойства кварцита, в том числе огнестойкость (Осмоловский, 1933).

Кварциты Карелии по составу и строению подразделяются на две естественные и локально обособленные группы: южную, иотнийского возраста, и северную, более древнюю, ятулийского возраста. Иотнийские породы почти всегда содержат в цементе окись железа (месторождение Шокша), благодаря чему они

резко отличаются от белых ятулийских разновидностей, состоящих из одного кварца. Но среди ятулийских есть настолько обогащенные карбонатами, что они приближаются к доломитам, применение которых в футеровке индукционных печей нежелательно.

Требования к кварцитному огнеупорному материалу сводятся к постоянству объема, отсутствию деформации под нагрузкой в процессе нагрева до температур, позволяющих плавить чугун и сталь. Кварциты Карелии, как показали ранее проведенные исследования (кварциты Шокши), имеют высокую температуру плавления, выше 1700 °С, способны при медленном обжиге перерождаться в другие модификации с образованием тридимита (Осмоловский, 1933). Шокшинские кварциты обладают большей способностью к перерождению в тридимитовую фазу по сравнению с метчангъярвинскими, очевидно, благодаря присутствию в составе их цемента природных минерализаторов.

Минеральный состав и структура образцов кварцита Метчангъярви определялись в прозрачных шлифах в иммерсионных препаратах с применением поляризационного микроскопа МИН-8. Показатели преломления жидкостей определялись на рефрактометрах ИКФ-22 (до  $n = 1,700$ ). Оптические константы силикатов: пироксена, тефронта и фаялита – измерялись с применением Федоровского метода. Для определения рентгенометрическим методом количественного фазового состава термообработанной кварцитной массы и образцов, полученных из нее с различными химреагентами после обжига и без добавок, были приготовлены эталонные трехкомпонентные смеси из кварца, тридимита и кристобалита (Заверткин, 1986).

Для получения чистого кремнезема применяли тонкораздробленный чупинский жильный кварц, очищенный от примесей железа кипячением в соляной кислоте.

Кристобалит получен нагреванием чупинского жильного кварца с содержанием кремнезема 99,8 масс. % до температуры 1773 °К в течение 4 часов. После обжига материал дробился в порошок с размером зерна менее 0,1 мм и нагревался снова до температуры 1773 °К в течение 24 часов. Тридимит был получен из такого же кварца, смешанного с 2%  $K_2CO_3$ , нагреванием смеси до 1773 °К в течение 4 часов. Плотность кристобалита 2320  $кг/м^3$  и тридимита – 2270  $кг/м^3$ . Рентгеновские исследования полученных препаратов показали, что кристаллическая фаза тридимита и кристобалита хорошо развита и что в препаратах отсутствуют кварц и аморфная фаза. Съемка проводилась на дифрактометре ДРОН-3 в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН.

Определение дополнительного расширения образцов диаметром 15 мм и высотой 50 мм, полученных из карельского кварцита с различным количеством добавки борной кислоты, приготовленных прессованием на прессе ПГ-100 после обжига при температуре 1773 °К в течение 2 и 4 часов, производили на приборе Ду-6 при непрерывном наблюдении за показаниями прибора в лаборатории Службы огнеупоров ВИО. При помощи данного метода была установлена зависимость коэффициента линейного расширения

образцов из кварцитной массы от температуры обжига и количества связующей добавки – борной кислоты. На основании полученных данных корректировались температура обжига футеровки из карельского кварцита и количество связующей добавки. Оно было установлено в пределах 1,0–1,5 масс. % для пода и стен тигля, 2,1–2,5 масс. % – для верхней части печи.

Зерновой и химический состав подготовленных для испытаний футеровочных масс из карельских кварцитов сравнивался с вещественным и зерновым составом шведской массы Радонит ЛФД-8 и Радонит ЛФД-25, поставленных комплектно с печами емкостью 8 и 25 т на петрозаводский завод «Тяжбуммаш» еще в 1969–1975 гг. (Заверткин и др., 1972). Эти данные показали, что по содержанию кремнезема карельские кварциты Метчангъярви не уступали шведским и даже в ряде анализов превосходили их. Шокшинские кварциты по содержанию кремнезема уступали и тем и другим. Анализ зернового состава массы Радонит ЛФД-25 показал, что шведские специалисты при выборе зерен крупной, средней и мелкой фракций стремились обеспечить наиболее плотную упаковку зерен с одновременным получением минимального расслоения смеси при загрузках и транспортировках, что очень важно при создании футеровки тиглей, особенно большегрузных печей емкостью 25 т. В массе Радонит ЛФД-25 зерна, верхний размер которых превышал 3,15 мм, составляли 1,4–1,5%, и в целом зерновой состав массы удовлетворял требованиям поставщика. Количество зерна менее 0,1 мм находилось в пределах от 32 до 35%, при этом количество зерен с размерами менее 0,71 мм составляло 25–26%.

Хотя рентгеноструктурный анализ шведской массы, выполненный на установке ДРОН-3 в Институте геологии КарНЦ РАН, указывал на отсутствие в ней тридимита, кристобалита и других высокотемпературных модификаций, но масса в измельченном состоянии проходила температурную обработку (очевидно сушку), так как ее остаточная влажность не превышала 0,3%. При проведении сравнительных дилатометрических исследований карельского и шведского кварцитов были получены данные о том, что при повторном нагреве до 800 °С происходит значительное снижение объемного расширения образцов из различных кварцитных масс с одинаковым дополнением к ним борной кислоты 1% или 1,5%.

Шокшинский кварцит (отходы камнекольного производства) содержит 96,45% кремнезема (среднее содержание из 5 анализов), т. е. отличается от метчангъярвинского (98,3%, среднее содержание из 6 анализов) меньшим содержанием кремнезема, большим числом мелких зерен, окружающих крупные зерна, степенью его перерождения в обжиге и меньшим линейным ростом. Разрыхление и термическое расширение связано с величиной зерна от природы, но может быть существенно изменено искусственным путем при помощи предварительной термообработки. Предварительный нагрев кварцитного порошка из шокшинского кварцита до 1200 °С, по нашему мнению, будет вреден, так как при этом происходит разрушение кварцевых зерен, что не способствует получению более монолитного тигля. Предварительную термообработку этой футеровочной массы можно проводить до 500 °С с целью удаления излишней



влаги, что не будет оказывать сколько-нибудь заметного воздействия на фазовый состав футеровки.

Для исследований и промышленных испытаний применяли отходы камнекольного производства Шокшинского месторождения темно-красного цвета (порфиры) с величиной зерна от 0 до 10 мм. Темно-красная разновидность кварцитов разрабатывается на мелкие блоки, брусчатку, футеровку шаровых мельниц и мелющие тела к ним и другие изделия. Объем перерабатываемой породы составляет около 2500 м<sup>3</sup> в год. Отходы, образующиеся при обработке камня в виде окола, составляют около 500 м<sup>3</sup> в год и используются в строительстве, отсыпке дорог и др., запасы этого сырья оценены в 1 119 000 м<sup>3</sup>.

Отходы камнекольного производства шокшинских кварцитов были опробованы нами в качестве футеровочной массы для индукционных тигельных печей завода «Тяжбуммаш» (г. Петрозаводск), выплавляющих цветные на основе меди сплавы. Материал предварительно сушился до остаточной влажности 0,3% и домальвался в смесителе барабанного типа в течение 24 часов, с применением в качестве мелющих тел стальных шаров, до получения фракционного состава от 0 до 3 мм. В качестве связующего при набивке тигля применяли борную кислоту в количестве 1% сверх 100% футеровочной массы. Испытания показали высокую стойкость футеровки при выплавке бронзы Бр ОЦ10-2, БрАЖ-9-4л, БрОЦС-5-5 и латуни ЛК80-3л в печи ИЛТ-1 емкостью 1 т. В период данной кампании было выплавлено 117 т цветных на основе меди сплавов. Предварительно в ходе лабораторных исследований был сделан выбор оптимального давления прессования образцов из шокшинского кварцита. При этом давление прессования изменяли от 15 до 100 МПа с интервалом в 20 МПа, плотность образцов при этом изменилась от 2020 до 2170 кг/м<sup>3</sup>. При изготовлении футеровки из шокшинского кварцита следует считать достаточной плотность набивки 2050–2100 кг/м<sup>3</sup>, что соответствовало давлению прессования 30–50 МПа. Было установлено, что остаточный рост шокшинского кварцита без добавки и с добавкой борной кислоты составлял 2,0–3,4%. Причина меньшего роста (разрыхления) шокшинского кварцита – содержание кремнезема 96,45% по сравнению с метчангярвинским – 98,3%. Известно, что чем больше содержание кремнезема в кварците, тем больше его разрыхление (Кайнарский, 1961). Но чем чище кварцит, тем он лучше противостоит в футеровке действию химических агентов, поэтому метчангярвинские кварциты, по нашему мнению, должны быть более износостойчивыми по сравнению с шокшинскими. Выяснено, что введение борной кислоты и увеличение ее количества усиливают разрыхление образцов, особенно для кварцита Метчангярви, поэтому необходимо снижать добавку к нему борной кислоты до 1,0–1,5%. При большем количестве наблюдается более интенсивное разрыхление и повышается линейный рост, увеличивается пористость и снижается кажущаяся плотность и предел прочности при сжатии (Заверткин, 1986).

Зерновой состав футеровки из шокшинских кварцитов готовился с учетом зернового состава шведской массы. Верхний размер зерен был выбран в пре-

делах 3,0 мм, сверх 3,0 мм было не более 1,5–2,0% зерен. Прессование образцов из шокшинской кварцитной массы без добавки и с добавкой борной кислоты проводили при давлении прессования 40–60 МПа. Образцы обжигали в силитовой печи при температуре обжига 1623–1723 °С в течение 2 и 4 часов. Было установлено, что увеличение количества борной кислоты более 2% снижает огнеупорность образцов из шокшинского кварцита до 1973 °К.

Общепринятых стандартных требований к кварциту как сырью для индукционных тигельных печей не существует. В различных странах применяются различные стандарты в зависимости от имеющегося естественного сырья.

Практикой работы индукционных печей установлено, что совершенно чистые кварциты (чупинский жильный кварц) для футеровки индукционных печей без определенного количества и вида спекающих добавок в каждом конкретном случае, с учетом выплавляемого металла и сплавов, не годятся, как и для производства динаса, так как после обжига они делаются пористыми (рыхлыми). Тем не менее до введения в эксплуатацию печей емкостью 8 т на петрозаводском заводе «Тяжбуммаш» индукционные печи ОКБ-281 емкостью 1 т с 1965 до 1971 г. футеровались массой, приготовленной из чупинского жильного кварца. При выплавке чугуна стойкость футеровки в среднем превышала 100 плавов за кампанию. Но все практики и исследователи сходятся в одном мнении: для этой цели наиболее подходящими являются кварциты с содержанием кремнезема не менее 97,5%, от 1,0 до 1,5% глинозема, 0,4–0,8% окиси железа и не более 0,4% щелочей. Слюда в количестве 0,8–1,5% может оказывать вредное воздействие на футеровку, снижая ее огнеупорные свойства, полевые шпаты действуют аналогичным образом и могут приводить к полному спеканию футеровки, повышая ее трещинообразование, вызывая появление в большем количестве кристобалитовой фазы, которая значительно легче смывается со стенок футеровки металлом и шлаком при электромагнитном перемешивании расплава в индукционных печах по сравнению с тридимитовой фазой (Заверткин, 1972).

Новые технические условия (ТУ) на кварцитные порошки для индукционных печей ПКМИ-1,2,3 по химическому составу незначительно отличаются от прежних ТУ, применявшихся до 2002 г., и предусматривают в них содержание кремнезема не менее 97,5%, содержание примесей ограничивается в следующих пределах, в %: глинозема – не более 1,3; окиси железа – не более 0,6; металлического железа – не более 0,3; массовая доля влаги – не более 0,3 или не более 3,0% по договоренности с поставщиком, огнеупорность – не ниже 2003 °К (Щипцов и др., 2002).

Кварциты Карелии (Метчангярви) имеют высокое содержание кремнезема, по другим примесям продукт укладывается в норму. Характерная для них гранобластовая мелкозернистая структура и преобладающая межкристаллическая локализация слюды являются главными факторами высокой износостойчивости этого кварцита, что подтверждается промышленными испытаниями футеровочной массы из метчангярвинского кварцита (Заверткин, 1972).

В связи с изложенным уместно заметить, что еще в 1933 г. М. Г. Осмоловский указывал, что совершенно чистые кварциты для динаса не годятся, так как после обжига они делаются рыхлыми. Относительно минералогического состава установлено, что слюда в больших количествах (свыше 1,0–1,5%) означает и повышенное содержание глинозема, а полевые шпаты, кроме того, делают кварцит легкоплавким, вызывая спекание и вместе с тем способствуя образованию кристобалита вместо тридимита. К составу кварцевых материалов, применяемых для производства динаса, существует требование – минимальное содержание в них полевых шпатов и слюды.

Нами (Щипцов и др., 2002) изучался характер распределения слюды в кварцитах белого и серого цвета с Южного карьера Горы Караульной. Бесцветная слюда в виде чешуек располагается между отдельными зернами кварца. Учитывая мелкий размер чешуек слюды и то, что они размещаются в основном между зернами кварца, можно предположить, что при подготовке футеровочной массы включения слюды переходят в мелкие фракции кварцитного порошка.

Таким образом, результаты сравнительных исследований карельских кварцитов и сопоставление полученных данных с данными исследований, полученных в ВостИО по шведским и первоуральским кварцитам, показали возможность применения метчангъярвинских и шокшинских карельских кварцитов в футеровке индукционных тигельных печей.

Основными природными примесями, вызывающими разрушение футеровки, служат слюда и полевые шпаты. Выделение паров воды при дегидратации слюды, разложение газовой-жидкостных включений в кварцитных массах и наличие термических ударов при полном охлаждении тигля оказывают существенное влияние на стойкость футеровки. Кремнезем

в футеровке тигля перед его сушкой и спеканием находится в виде кварца. Во время спекания и эксплуатации футеровки кварц в рабочем и спеченном слое тигля переходит в стабильные модификации кварца, тридимита и кристобалита, объемное расширение которых заканчивается до появления жидкого металла и шлака в печи, а образовавшиеся при охлаждении трещины в футеровке при этих превращениях исчезают. Поэтому кварцитная футеровка противостоит проникающему действию расплавленного чугуна и цветных на основе меди сплавов и их шлаков и является достаточно инертной к их химическому воздействию, при выплавке этих сплавов она обладает хорошей огнеупорностью, недорого стоит, поэтому находит широкое применение в России и за рубежом.

Мерой стойкости футеровки печи можно принять вес проплавленного металла за кампанию печи. Стойкость футеровки из метчангъярвинского кварцита находилась в пределах от 300 до 440 плавков чугуна за кампанию. Расход футеровки составлял от 3,0 до 2,5 кг на одну тонну выплавленного чугуна, расход футеровки из шокшинского кварцита при выплавке бронз и латуни составил 5,0 кг на одну тонну цветного на основе меди сплава.

Практикой сравнительных испытаний кварцитов, различных по микроструктуре и вещественному составу, установлено, что наибольшую стойкость имеют футеровки, приготовленные из мелкозернистых чистых кварцитов. Отходы окола шокшинских кварцитов могут служить сырьем для приготовления футеровочных масс. Широкая распространенность и качественная разнообразность кварцитов на территории Республики Карелия предоставляют почти неограниченные возможности для их практического применения, в том числе и при подготовке футеровочных порошков для индукционных тигельных печей.

## ЛИТЕРАТУРА

Будников П. П., Бережной А. С., Булавин И. А. и др. Технология керамики и огнеупоров. М., 1962. С. 255.

Заверткин А. С. Исследование факторов стойкости кислородной набивной футеровки индукционных печей при плавке чугуна: Автореф. дис. ... канд. техн. наук. 1972. 21 с.

Заверткин А. С. Выбор состава футеровки тигля индукционных печей из карельских кварцитов // Технологические свойства и характеристики минерального сырья Карелии. Петрозаводск, 1986. С. 46–49.

Заверткин А. С., Архипов Н. В., Жельнис М. В. и др. Факторы стойкости футеровки индукционных печей при плавке чугуна // Литейное производство. 1972. № 4. С. 3–5.

Кайбичева М. Н. Сравнительные исследования свойств отечественных и шведских кварцитных масс для индукционных печей // Труды ВостИО. 1970. Вып. 10. С. 199.

Кайнарский И. С. Динас. М., 1961. С. 63–65.

Осмоловский М. Г. Песчаники и кварциты // Полезные ископаемые Ленинградской обл. и Карельской АССР. Ч. 2: Карельская АССР / Под ред. П. А. Борисова. 1933. С. 93.

Шумихин В. С., Лузан П. П., Жельнис М. В. Синтетический чугун. Киев, 1971. С. 26–44.

Щипцов В. В., Перепелицин В. А., Гриценков Е. Е. и др. Исследования первоуральского и карельского кварцитов для футеровки индукционных тигельных печей // Новые огнеупоры. 2002. № 6. С. 38.

М. М. Филиппов, Б. Н. Клабуков, А. Е. Ромашкин, А. В. Суханов

## СКЛАДКИ НАГНЕТЕНИЯ ПО ШУНГИТОНОСНЫМ ГОРИЗОНТАМ УЧАСТКА «ЛЕБЕЩИНА»

### Введение

Участок «Лебещина» расположен в северо-восточном борту Толвуйской синклинали Онежского синклинория: в 5 км от с. Толвуйа по дороге к дер. Лебещина, п-ов Клим (рис. 1). Длина изучаемого участка чуть более 1,7 км. Слагающие его породы стратиграфически относятся к заонежской свите (верхней подсвите) людиловского надгоризонта нижнего протерозоя. Здесь широко проявлены базальты, габбро-долериты, алевропесчаники, кремнистые алевролиты, а также углеродсодержащие породы, в том числе и высокоуглеродистые (максовиты) второго горизонта шунгитоносных пород первой пачки. Региональное падение пород борта синклинали – на юго-запад. По этой причине, а также из-за довольно изрезанного рельефа создается достаточно сложная геологическая ситуация, затрудняющая картировочные работы и воссоздание возможной последовательности геологических событий. До настоящего времени этот активно посещаемый многочисленными экскурсиями объект не имеет однозначной интерпретации.

Геологов обычно привлекают естественные обнажения пород южной части участка. Л. П. Галдобина считает, что они сформированы под влиянием активной тектоники и за счет поступления эндогенных углеводородов: «...на пересечении разломов нескольких направлений обнаружен объект, отвечающий по всем параметрам каналу поступления флюидов» (1991, с. 19). По Л. П. Галдобиной, с «газово-флюидными» процессами, завершающими обе фазы заонежского вулканизма, связано образование «караваобразных тел высокоуглеродистых пород натриевого и калиевого типов и большого объема малоуглеродистых» (там же, с. 19). В качестве доказательства эндогенного «восходящего движения углеводородных флюидов» Л. П. Галдобина считает «...наличие круговых структур, где мелкообломочный материал распределяется по кругу диаметром 1,5–2 м, а среди крупнообломочной брекчии габбро-диабазов обнаружены остатки мелких фумарол... Они представлены образованием овальной формы размером 0,6 × 0,4 м, сложенным в центре кварцем с включением кристаллов кальцита. Вокруг кварцевого тела кайма в 10 см шириной высокоуглеродистой шунгитовой породы с микростолбчатой отдельностью, с расположением столбиков перпендикулярно стенке канала» (там же, с. 22).

К. И. Хейсканен и Д. В. Рычанчик (1998) представляют особенности участка как следствие излия-

ния базальтов на эродированную поверхность ранее сформированного локализованного тела максовитов. По их мнению, во время излияния базальтов максовиты еще сохраняли способность к вязкому течению, а органическое вещество, входящее в их состав, еще не утратило способность размягчаться под влиянием тепла и активно генерировать углеводороды. «Излияние базальтов и прогрев протовещества залежи привели к его миграции по латерали и вертикали. Латерально перемещенные порции протовещества участвовали в формировании подушкообразных тел и сцементировали их. Вертикально мигрирующие фракции заполнили трещины в базальтах» (Хейсканен, Рычанчик, 1998, с. 20). «...Интенсивное брекчирование затвердевающей подошвы базальтов...» является следствием «...проседания пластичного материала залежи под нагрузкой» (там же). Эти две весьма интересные гипотезы базируются на результатах картирования естественных обнажений южной части участка (глазомерная съемка), а также на скудных аналитических данных.

Интерес авторов данной статьи к участку продиктован рядом причин. Во-первых, после достаточно детального исследования системы купольных шунгитоносных построек в центральной части Толвуйской структуры (Филиппов и др., 2000), сформированной по шестому горизонту шунгитоносных пород второй пачки, вполне закономерно появилось предположение о вероятном развитии складок нагнетания и их систем по горизонтам первой пачки. Во-вторых, на этом участке должны были проявиться некоторые особенности развития и размещения предполагаемых куполов и их систем, поскольку амплитуда складок, расстояние между валами и куполами зависят от состава пород (от их реологических свойств), от мощности горизонтов и могут испытывать влияние бортовых структур. Наконец, на участке можно наблюдать процессы взаимного влияния максовитов и габбро-долеритов, что позволяет собрать дополнительную информацию о контактовом метаморфизме пород, основные признаки которого приведены ранее (Филиппов и др., 2002).

Можно предположить, что на участке могут быть выявлены разные типы локализованных тел максовитов. 1. *Купольный тип*. В диапировой модели формирования месторождений максовитов – это экстрезивные образования, сформированные как складки нагнетания (диапиры). В начальной стадии

горизонты, по которым развивается складка, т. е. в диагенезе – раннем катагенезе, – это органо-минеральные комплексы с низкой вязкостью, способные к пластичным деформациям. 2. Купольные залежи в зависимости от стадии развития складки нагнетания могут трансформироваться в *штокообразные тела*. 3. На конечной стадии они превращаются в *субпластовые тела* со сложной системой складок разного порядка (тела шунгитов). 4. *Деформационный тип* (как разновидность первых трех типов), вероятно, может возникать как результат пластичных деформаций тел под действием внедряющихся в осадочную толщу силлов габбро-долеритов или базальтовых покровов. Достаточно хорошо изучен купольный тип залежей максовитов, а также субпластовый (Шуньга). В настоящее время существование штоковых тел обосновывается лишь теоретически, деформационный тип структур практически не изучен.

### Геолого-геофизическое картирование участка

*Описание естественных обнажений.* В период с 2000 по 2002 г. на участке «Лебещина» авторами статьи выполнено детальное геолого-геофизическое картирование на основе топографически созданной сети наблюдений. Расстояние между профилями изменяется от 0,1 до 0,4 км в зависимости от сложности строения разных областей участка (рис. 1). Условно изучаемая территория разделена на южный и северный участки, отстоящие друг от друга на расстоянии 1,2 км. Естественные обнажения пород занимают около 10% площади участка (рис. 2).

Схема выходов пород южного участка на дневную поверхность приведена на рис. 2, а. Здесь можно наблюдать массивные, брекчированные максовиты, массивные и брекчированные габбро-долериты. Основные породы перемежаются с максовитами, которые местами смяты в хаотичные мелкие дисгармоничные складки, а также с субвертикальными прослоями низкоуглеродистых алевропесчаников. Брекчии габбро-долеритов состоят из фрагментов с корочками закалки, погруженных в максовит. В основном это неправильные по форме включения с признаками пластичных деформаций. Встречаются также округлые фрагменты («капли»), вытянутые и деформированные, «закрученные» фрагменты, реже – четко очерченные угловатые обломки. Крупные образования, как правило, вытянуты; более мелкие включения иногда группируются в цепочки, скопления (структуры дезинтеграции крупного обломка). Максовиты, облегающие крупные включения, как правило, имеют листовато-плитчатую или столбчатую (карандашную) отдельность, которая ориентирована перпендикулярно контакту.

Подобные своеобразные брекчии, названные С. В. Купряковым «шунгит-базальтовыми», вскрыты также скважинами при разведке южных флангов Максово-Загогинского месторождения (Купряков, Михайлов, 1988). Стратиграфически этот уровень относится к горизонту Па первой пачки верхней заонежской подсветы. В пределах этого горизонта выявлены куполообразные тела максовитов и шунгитов мощностью до 43 м. Образование «шунгит-базальто-

вых» брекчий, по-видимому, шло в условиях непосредственного контакта слабо литифицированного органо-минерального вещества купольной постройки с базальтовой лавой. Минеральное вещество максовитов участка состоит из кварца, серицита, хлорита и альбита. Содержание шунгитового вещества достигает 53%.

Другая особенность участка – жилы максовитов в габбро-долеритах. Эти образования прослеживаются на расстоянии в первые десятки метров, их мощность в среднем первые сантиметры, иногда – до 1,0–1,5 дециметра.

Максовиты на южном участке представлены в основном массивными и брекчированными разновидностями, они тяготеют к западным (верхним) контактам тел базитов, могут образовывать маломощные останцы – «чешуйки» на поверхности габбро-долеритов; они, как правило, имеют карандашную отдельность, перпендикулярную контакту. Видимая мощность максовитов нигде не превышает 2–3 м. Намечается общее падение максовитов к западу, юго-западу, местами, при очень крутых контактах с базитами, вплоть до субвертикальных. Здесь же выявлены шунгитоносные алевролиты – алевропесчаники, имеющие также крутые углы падения.

На обнажении в центре южного участка картируется облевание углеродистыми породами тел габбро-долеритов, местами с образованием отчетливой зональности: габбро-долериты – габбро-долериты с жилами максовитов – «шунгит-базальтовая» брекчия или максовиты.

По наблюдениям К. И. Хейсканена и Д. В. Рычанчика (1998), в западной части центрального обнажения породы падают на восток под углом 20–30°, в средней – 10–20° и вплоть до горизонтального залегания. В северо-восточном углу участка предполагается обратное (к западу) падение подошвы базальтов, т. е. в этом месте тело базальтов, вероятно, является частью синформы субмеридионального простирания. Предполагаемый разрез состоит из массивных или трещиноватых максовитов неизвестной мощности, затем идут кремнистые (с шунгитовым веществом) брекчированные породы, имеющие резкие и четкие контакты с максовитами (северо-восточная часть участка), или брекчированные базальты (центральная часть участка).

На северном участке (рис. 2, б) на поверхность выходят максовиты с массивной и брекчированной текстурой, трещиноватые и с миндалевидными выделениями или с угольно-черными пятнами, которые впервые описаны В. И. Горловым на Максовском месторождении (Горлов, 1984).

Этот участок неправильно-округлой или эллипсоидальной формы, контрастно выделяющийся на фоне брекчированных максовитов («фумарольные пятна» по В. И. Горлову). Размеры от 5 см до 2 м, чаще 0,4–0,6 м. В центре, как правило, имеется одно или два отверстия диаметром 1,0–1,5 см, заполненные кварцем или кальцитом. Пятна имеют зональность: в центре порода густо-черного цвета с матовым блеском, на периферии – с полуметаллическим блеском; содержание  $S_{св}$  соответственно до 73,3% и 41,1%, при среднем содержании в брекчированных максовитах – около 30%; в центре выше содержания

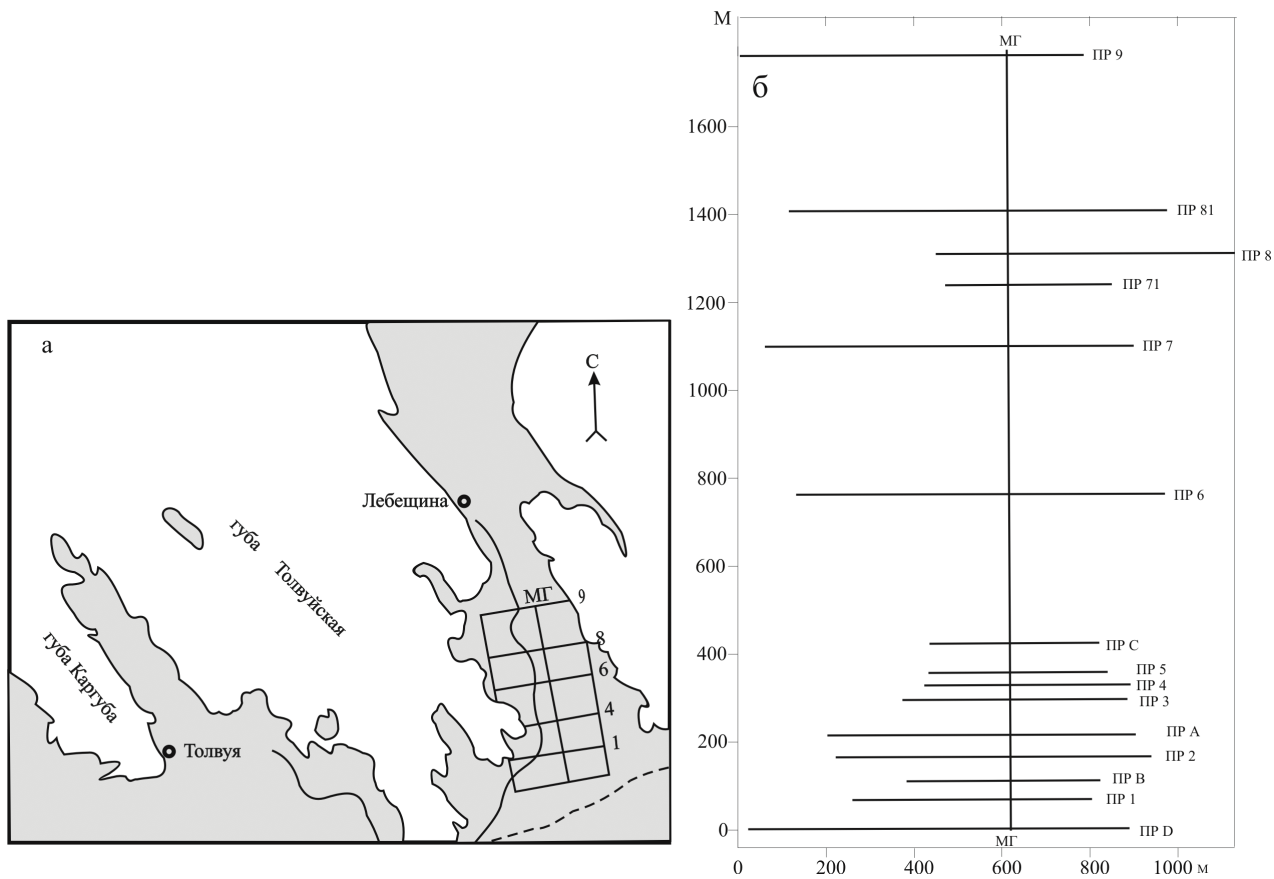


Рис. 1. Расположение участка «Лебещина» (а) и геофизических профилей на нем (б):

МГ – магистраль, ПР 1 – профиль

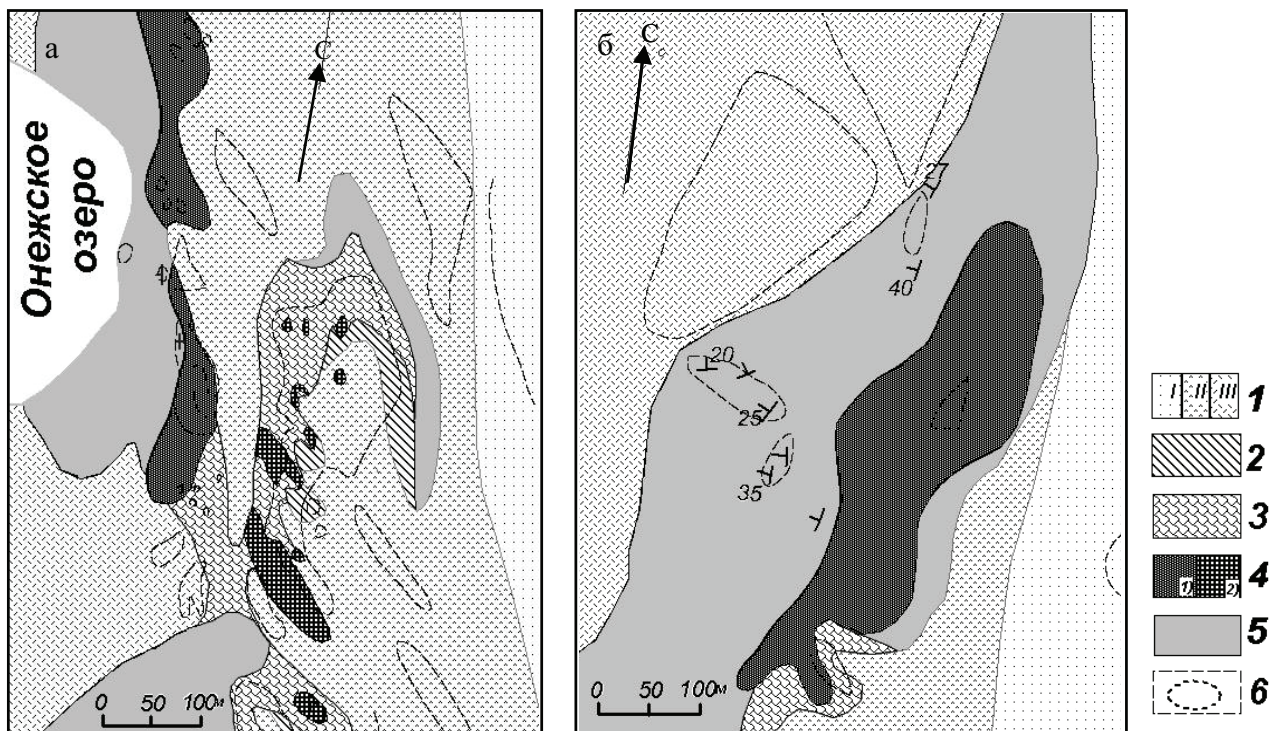


Рис. 2. Схема геологического строения южного (а) и северного (б) участков (по геолого-геофизическим данным):

1 – основные породы: перекрывающие горизонт шунгитоносных пород (I), интрузирующие его (II) и подстилающие (III); 2 – участки с жилами маковитов в габбро-долеритах; 3 – «шунгит-базальтовые» брекчи; 4 – маковиты (1 – верхняя часть горизонта П<sub>а</sub>, 2 – нижняя часть горизонта П<sub>б</sub>); 5 – алевролиты, алевропесчаники; 6 – границы обнажений

Ni, Ca, Ag. В некоторых пятнах максовиты имеют карданашную отдельность. В разрезе – это вертикальные, неправильные, прихотливо изогнутые «столбы», иногда с раздувами. На пятнах плохо растут мхи и лишайники. Пятна, вероятно, образованы при активном выходе газообразных углеводородов на заключительной стадии катагенеза органического вещества; возможно, это следы деятельности грязевых вулканов. В любом случае их наличие может свидетельствовать о достаточно высокой степени развития и сохранности от эрозии купольной структуры.

Осадочные породы, представленные в основном алевролитами грауваккового состава, с примесью туфогенного материала, местами с отчетливой градиционной слоистостью. Они падают на северо-запад под углами 20–40° и облакают мощное тело вышележащих базитов. Местами отчетливо проявлен присеивной кливаж, подчеркивающий общий структурный план участка. Вверх по разрезу осадки существенно обогащаются кремнеземом, а по направлению к телу максовитов в них начинает нарастать содержание шунгитового вещества. В осадочных породах встречен маломощный (0,5 м) силл габбро-долеритов.

На юго-западе северного участка есть обнажение с явной зональностью пород: снизу вверх идут габбро-долериты, затем «шунгит-базальтовая» брекчия и максовиты. Характерная особенность брекчии – относительно крупные, линейно вытянутые, дайкообразные фрагменты габбро-долеритов, имеют общую ориентацию: северо-западное падение под углами 50–60°, четкие резкие контакты, мощность в первые дециметры, видимое удлинение может достигать первых метров. Переход брекчий к максовитам постепенный, нечеткий. Отдельные «чешуйки» максовитов падают на юго-запад под углами 25–50°. Выше габбро-долеритов присутствует своеобразная зона смещения, «контаминации», базитового и углеродистого материалов, мощностью до 0,5 м. Эта зона образована проникновением миграционного шунгитового вещества в габбро-долерит по микротрещинам и хлоритизацией околотрещинного пространства. Похожие зонки меньшей мощности отмечены и в верхнем контакте некоторых крупных дайкообразных включений.

*Описание геофизических полей.* На всей территории участка выполнен комплекс геофизических исследований, включающий метод естественного электрического поля (ЕП,  $\Delta U$ ), дипольно-осевое профилирование токами низкой частоты (ДОП,  $\lg \rho_k$ ), магниторазведка ( $\Delta T$ ) и капаметрия обнаженных участков.

Структура геофизических полей, их интенсивность, а также корреляция друг с другом в пределах участка изменчивы. Так, магнитное поле изменяется слабо, в основном в северном и северо-западном направлении от 400 до 140 нТл (рис. 3, а). Обращает на себя внимание юго-восточная область участка, где интенсивность поля максимальна, а в северном и северо-западном направлении оно резко уменьшается и даже меняет свое направление на широтное. Именно в юго-восточной области на поверхность выходят мощные тела основных пород. Брекчии вулканитов и максовитов характеризуются значительной изрезанностью поля  $\Delta T$ .

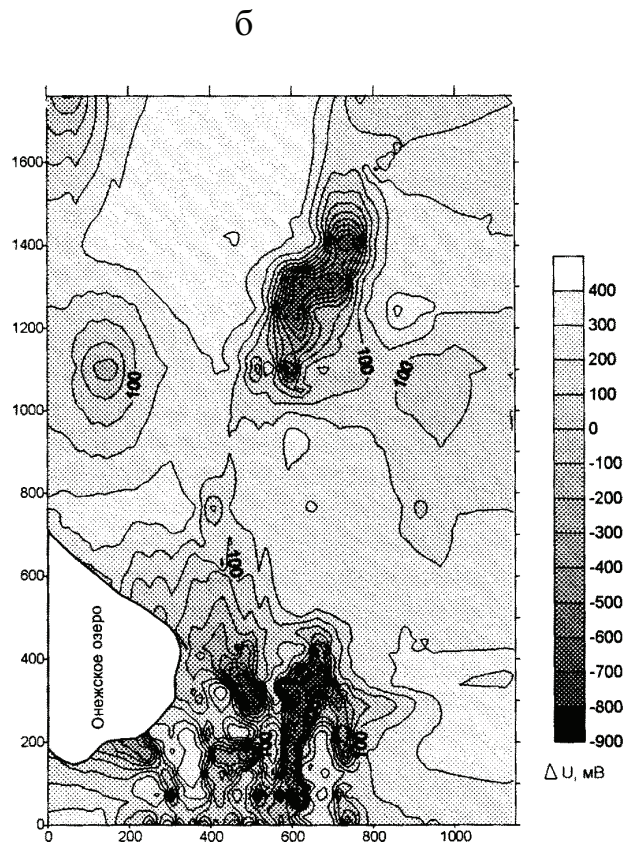
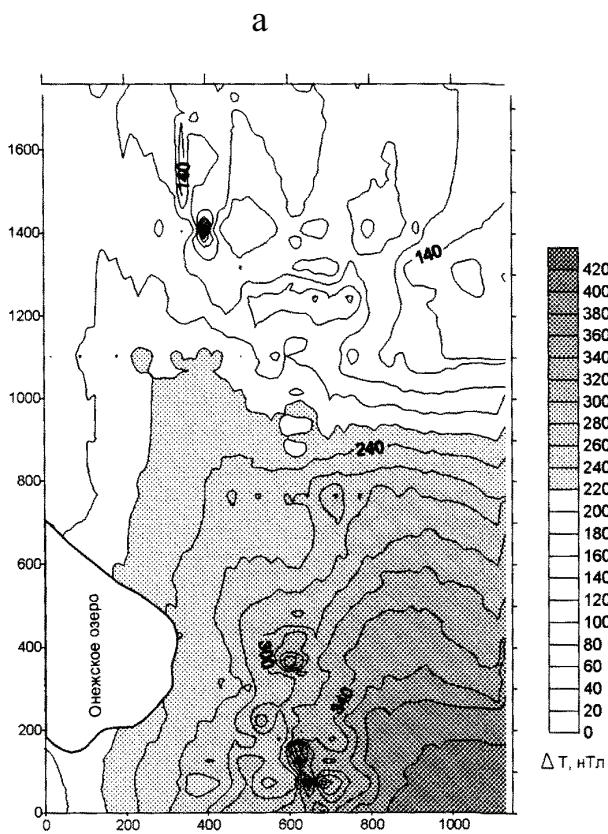
Естественное электрическое поле (рис. 3, б) имеет хорошо выраженные фоновую и аномальную части. Аномалии приурочены к местам выходов максови-

тов, фоновыми, положительными значениями ЕП характеризуются вмещающие коренные породы (алевролиты, габбро-долериты и др.), а также области развития четвертичных отложений, хотя и нормальное поле существенно меняется (от 100 до 400 мВ при среднем значении 200 мВ). Амплитуда аномального отрицательного поля достигает –900 мВ. Таким образом, максимальный скачок потенциала на контактах максовитов с габбро-долеритами достигает величины –1100 мВ. На участке фиксируются три аномальные области: на юге, севере и западе.

Кажущееся удельное сопротивление ( $\lg \rho_k$ ) меняется практически так же, как и ЕП (рис. 3, в): низкими сопротивлениями отмечаются участки, где на поверхность выходят максовиты, высокими – габбро-долериты и другие вмещающие породы. Правда, корреляция этих полей, природа которых имеет много общего, заметно отличается на севере и юге (коэффициенты линейной корреляции соответственно 0,6÷0,7 и 0,12÷0,3). На «южном» участке аномалии  $\rho_k$  вытянуты в широтном направлении. Наиболее интенсивные из них смещены к западу от аномальной зоны, выделяемой по ЕП. Следовательно, ЕП более тесно связано с видимой областью распространения максовитов.

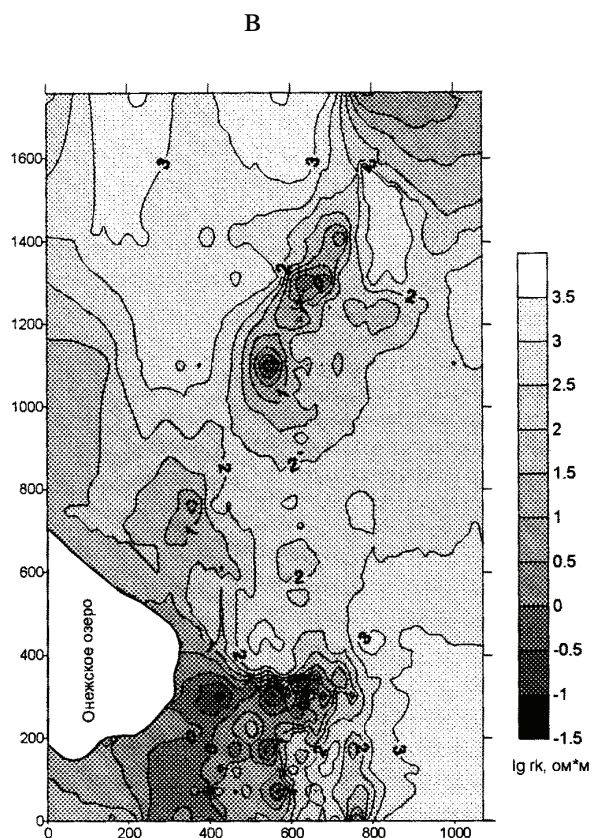
Южный участок в геофизических полях можно разделить на три части: западную, с умеренно дифференцированным характером полей, центральную, с аномалиями больших амплитуд, и восточную – со спокойным характером поля, за исключением магнитного поля. Отсутствие контрастных аномалий ЕП, средние для данного района значения кажущихся удельных сопротивлений и низкие значения напряженности магнитного поля ( $\Delta T_a$ ) на западе участка дают основание предположить здесь область распространения малоуглеродистых осадочных пород. В восточной части как в электрических, так и в магнитном поле наблюдаются положительные значения, связанные с мощными телами основных пород. В центральной части вытянутые в меридиональном направлении отрицательные аномалии ЕП и области пониженных значений  $\lg \rho_k$  шириной до 150 м перемежаются с положительными аномалиями. Поле ЕП имеет пилообразную форму, а высокие градиенты аномалий, по-видимому, связаны с крутым падением пластов.

Геофизические поля северного участка имеют спокойный характер (рис. 3). На фоне умеренных значений естественного поля, связанных, по всей видимости, с низкоуглеродистыми осадочными породами и основными породами, выделяется широкая и вытянутая в северном направлении область повышенных сопротивлений, пространственно ассоциированная со скальными выходами базитов. С юго-востока к ней примыкает эллипсообразная в плане аномалия резко пониженных значений электрического поля, вытянутая в северо-восточном направлении, при этом наблюдается значимая корреляция ЕП и  $\lg \rho_k$ . Общая направленность осей аномалий магнитного поля ближе к субширотной, и характерно частое чередование максимумов и минимумов. В центральной части участка относительно пониженные значения магнитного поля коррелируют с относительными минимумами ЕП и  $\lg \rho_k$ . Необходимо отметить, что границы максовитов с габбро-долеритами здесь более четкие и ровные.



**Рис. 3. Наблюдаемые геофизические поля на участке «Лебещина»:**

а – магнитное поле, б – естественное электрическое поле, в – поле кажущегося электрического сопротивления



Таким образом, различия в структуре и интенсивности геофизических полей в южной и северной частях участка, вероятно, вызваны особенностями их геологического строения, что создает реальную возможность решения задач картирования.

#### Состав пород, их петрофизические свойства

Основные породы участка представлены мелко-, среднезернистыми габбро-долеритами, по химическому составу они соответствуют нормальному габбро. Зоны закалки крупных тел на контактах с максовитами и базитовых фрагментов брекчий, как правило, не превышают нескольких сантиметров.

Высокоуглеродистые породы участка в основном представлены максовитами. Это черные, матовые, как правило, пелитовые породы, часто с вторичными выделениями кварца, плагиоклаза, миграционного шунгитового вещества. От максовитов шестого шунгитоносного горизонта (месторождение Максово) они отличаются меньшей кремнистостью, практически полным отсутствием мусковита (серицита) и сульфидов. Слюдистые минералы представлены хлоритом, почти повсеместно присутствует альбит, иногда амфибол, изредка диагностируется примесь калиевого полевого шпата. Кварц почти всегда преобладает в минеральной матрице пород, однако в ряде проб отмечено преобладание

хлорита или альбита, вплоть до полного исчезновения кварца, в этом случае породообразующими минералами являются хлорит, амфибол, альбит. Эти особенности объясняются составом исходного материала для образования осадков первой пачки (граувакково-туфогенный) и смешанно-слюдистым составом глинистых минералов (монтмориллониты натриевого ряда). Содержание  $C_{св}$  составляет 40–50% вес, редко достигает 60% (максовиты «шунгит-базальтовых» брекчий северного участка). Большой вклад в высокое содержание  $C_{св}$  вносит миграционное шунгитовое вещество. На химический состав максовитов оказывают влияние основные породы. В зонах развития «шунгит-базальтовых» брекчий, в жилах максовитов, в маломощных зонах контактового влияния и в ксенолитах эти изменения аналогичны тем, которые изучены на примере Максковского месторождения (Филиппов, Клабуков, 2002). В максовитах северного участка содержание К и Na равное и местами калий даже преобладает. В их составе больше бурой разности, текстура обычно трещиноватая, есть породы с миндалевидными выделениями. Все это сближает их с максовитами купольных построек центральной части Толвуйской синклинали. Максовиты южного участка характеризуются большей долей серой разности, вторичные выделения в них содержат очень мало кварца и могут даже нацело состоять из альбита, хлорита, особенно в жилах и «чешуйках» максовитов. Максовиты, тяготеющие к западному контакту с габбро-долеритами, как правило, чуть более крупнозернистые (до алевритов), в них много миграционного шунгитового вещества. По соотношению  $SiO_2/Al_2O_3$  шунгитоносные породы участка распадаются на две ветви: кремнистую (южный участок) и слюдиисто-полевошпатовую (северный участок). Обе эти ветви сливаются в области развития максовитов.

Очевидно, что все максовиты прошли процесс распада органо-минеральных комплексов с появлением структур распада, миграционного шунгитового вещества, с образованием вторичных кварцевых, альбитовых и хлоритовых выделений.

На обнажениях основных вулканитов и максовитов южного участка проведена капаметрическая съемка. На каждом из пунктов выполнено по 12 измерений магнитной восприимчивости ( $\chi$ ). Результаты расчетов средних значений магнитной восприимчивости сопоставлены с параметрами наблюдаемых геофизических полей (магнитного, естественного электрического и поля сопротивления).  $\chi$  слабо связана с геофизическими параметрами ( $\Delta U$ ,  $\Delta T$  и  $lg \rho_k$ , табл. 1). Наиболее высокий коэффициент имеет пара:  $\chi$  и  $\Delta U$  ( $r_{\chi V} = 0,33$ ). Однако если всю выборку данных по магнитной восприимчивости разделить на две группы:  $\chi$ , полученные на аномальных участках естественного электрического поля, и  $\chi$  на фоновых участках, то корреляция  $\chi$  и  $\Delta U$  в первой группе оказывается значимой ( $r_{\chi V} = 0,90$ ), а во второй слабой ( $r_{\chi V} = 0,33$ ). По абсолютной величине магнитной восприимчивости обе группы также четко разделены (рис. 4, а). Все эти особенности свидетельствуют о сложной связи наблюдаемого магнитного поля с магнитными свойствами максовитов. Вероятная

причина – широкое распространение вулканитов разной мощности, часто перекрывающих максовиты и создавших условия для появления в них магнитных минералов и пирита. По этой причине возможность магнитной съемки для целей картирования неизмененных максовитов ограничены. В то же время наличие тесной положительной корреляционной связи между значениями  $\chi$  и  $\Delta U$  является признаком присутствия в разрезе достаточно мощных тел максовитов.

Таблица 1

**Коэффициент линейной корреляции петрофизических параметров участка «Лебещина»**

| Корреляция              | $\Delta T$ , нТл | $\chi \cdot 10^{-5}$ СИ | $lg \rho_k$ , Ом · м | $\Delta U$ , мВ |
|-------------------------|------------------|-------------------------|----------------------|-----------------|
| $\Delta T$ , нТл        | –                | 0,1224                  | 0,1842               | 0,2709          |
| $\chi \cdot 10^{-5}$ СИ | 0,1224           | –                       | 0,1924               | 0,3324          |
| $lg \rho_k$ , Ом · м    | 0,1842           | 0,1924                  | –                    | 0,4546          |
| $\Delta U$ , мВ         | 0,2709           | 0,3324                  | 0,4546               | –               |

Сравнительная оценка величины  $\chi$  максовитов на участке «Лебещина» и на Максковском месторождении приведена в табл. 2.

Таблица 2

**Статистические параметры магнитной восприимчивости на двух участках развития максовитов**

| Участок          | N   | $\bar{\chi}$ | D    | A   | E   | K    |
|------------------|-----|--------------|------|-----|-----|------|
| Максово          | 999 | 0,19         | 0,02 | 1,2 | 2,5 | 3,9  |
| Лебещина (южный) | 117 | 0,40         | 0,16 | 6,8 | 4,2 | 11,6 |

Примечание. N – количество измерений;  $\bar{\chi}$  – среднее арифметическое; D – дисперсия; A – асимметрия; E – эксцесс; K – суммарный коэффициент; измерения приведены лишь по южной части участка «Лебещина».

На диаграмме (рис. 4, б) максовиты участка по величине  $\chi$  в два-три раза отличаются от пород Максковского месторождения. Распределение  $\chi$  здесь существенно отличается от нормального (табл. 2), что обусловлено контактовым влиянием габбро-долеритов.

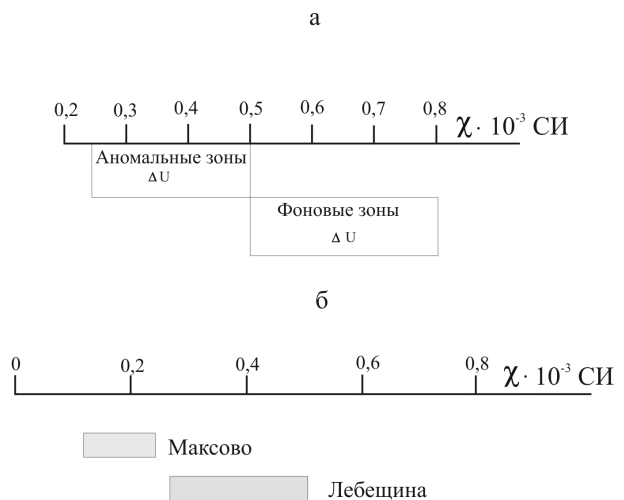


Рис. 4. Магнитная восприимчивость максовитов участка «Лебещина» (а) и доверительные интервалы ее распределения по сравнению с Максковским месторождением (б)



## Обработка геофизических данных, результаты моделирования

По наблюдаемым данным был создан массив значений каждого поля объемом  $176 \times 114$  точек. Для приведения измерений на профилях к равномерной сетке был использован пакет SURFER, который позволяет представить поле в виде изолиний с разной детальностью для выявления геологических элементов любого размера и для учета структуры самого поля. Границы аномалий выделялись по резкому ослаблению градиентов поля, а фоновые значения поля для каждого участка выбраны разными. Так, для ЕП значения поля ниже 0 мВ (для северного участка) и -350 мВ (для южного участка) отнесены к аномальному полю, а выше этих величин – к нормальному. Отрицательное значение фона на южном участке можно объяснить большим содержанием шунгитового вещества во вмещающих и перекрывающих породах, в том числе в габбро-долеритах.

Связь выделенных таким образом аномалий с элементами геологической структуры оценена по естественным обнажениям. На «южном» участке наблюдается хорошее совпадение аномалий ЕП с выходами максовитов (рис. 5), поэтому с большей долей вероятности максовиты присутствуют и на западе участка под наносами четвертичных отложений. На северном участке (рис. 6, в) аномалия ЕП также совпадает с выходами на поверхность максовитов. Установленные таким образом контуры выходов под четвертичные отложения основных разновидностей пород участка показаны на рис. 2.

Геофизические данные использованы не только для целей картирования, но и для получения сведений о мощности локализованных тел и об углах наклона крыльев складок. Основа для моделирования обсуждена в следующей статье настоящего сборника.

Расчеты выполнены для северного и южного участков. Значительная часть аномалий ЕП «южного» участка лежит в пределах изолиний глубин 70 м (рис. 5, б). Внутри этого контура фиксируется несколько изолиний с глубинами до 120 м. Глубина подошвы возмущающего тела на северном участке больше, чем на южном. Расчеты по северному участку показывают, что углы падения основного, аномального по ЕП объекта субвертикальны и лишь на юге – около  $45^\circ$ . И на «северном», и на «южном» участке выделяются положительные аномалии магнитного поля, которые различаются как по его интенсивности, так и по направлению (рис. 7). Аномалии ЕП и  $\lg \rho_k$  пространственно совпадают с относительно пониженным полем  $\Delta T$ . Различия северного и южного участков в магнитном поле предположительно можно объяснить тем, что на северном участке «шунгит-базальтовые» брекчии по мощности меньше, чем на южном, или что здесь присутствуют туфо-шунгитовые брекчии. Вполне вероятно присутствие мелких даек на южном участке (см. рис. 3, а).

Таким образом, интерпретация геофизических полей позволяет установить различия в структуре и интенсивности полей для разных частей участка, а также уточнить контуры распространения пород разного состава под наносами. Основным выводом является

то, что локализованные по ЕП и  $\rho_k$  области северного и южного участков, весьма вероятно, являются телами максовитов купольного типа.

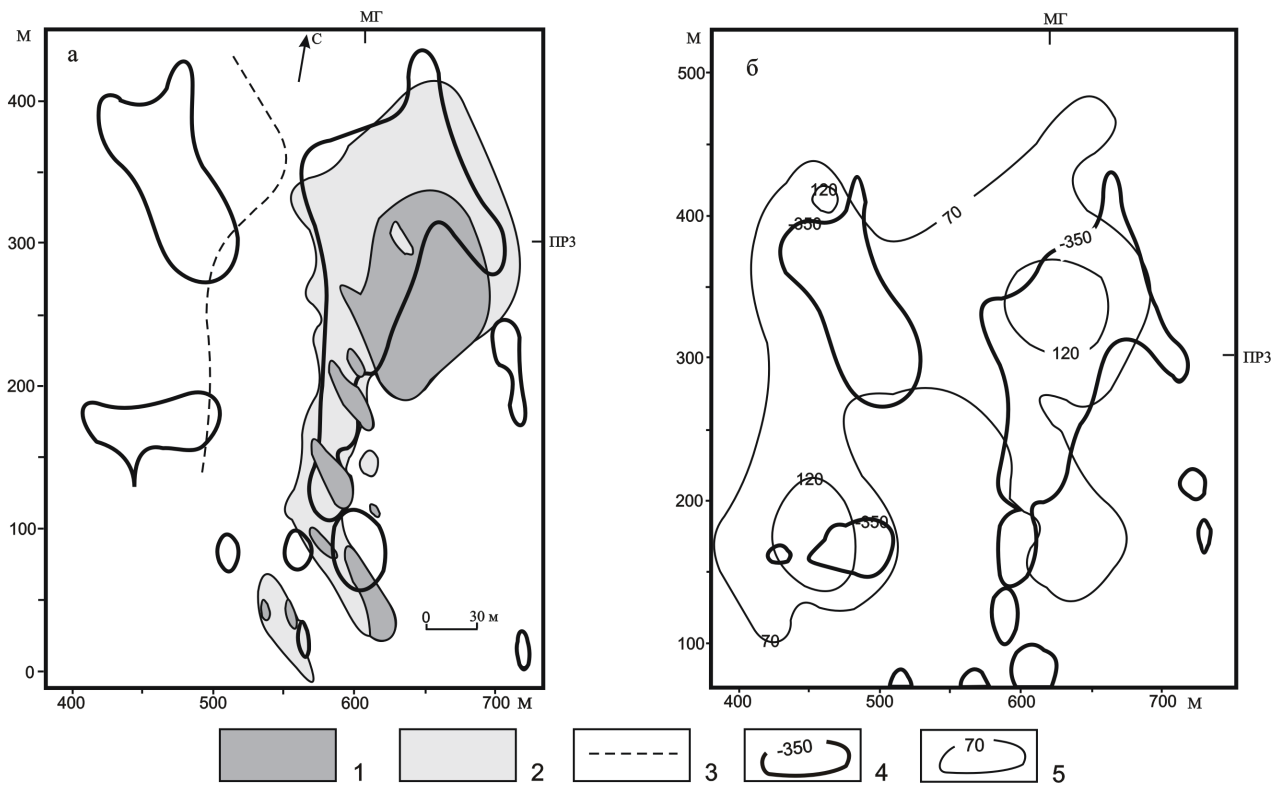
## Обсуждение результатов геолого-геофизического картирования участка и геофизической интерпретации данных

Максовиты участка имеют ряд признаков, которые в совокупности позволяют отнести их к породам, сформированным в процессе развития складок нагнетания. Это литологические признаки – высокое содержание шунгитового вещества, отсутствие слоистости, местами флюидальные текстуры. Некоторые другие признаки, а именно: отмеченные ранее проявления «фумарольных» пятен в пределах северного участка и брекчированная текстура максовитов – позволяют с большой вероятностью считать локальное тело максовитов относительно менее разрушенным эрозией.

В структурном отношении оба участка принадлежат одному общему, осадочному горизонту, который прослежен геофизическими методами, по крайней мере, на уровне шунгитоносных осадков. При общем региональном падении пород участка на запад – северо-запад и вероятном общем антиклинальном характере залегания пород он осложняется синклиналями более высоких порядков, прослеживаемыми в северо-западной части северного участка и, возможно, в западной части южного.

Можно достаточно уверенно говорить о том, что локализованное тело северного участка формировалось как типичная складка нагнетания и этот процесс сопровождался дифференциацией органо-минеральных смесей по плотности и содержанию органического вещества. Форма тела и наличие шунгит-базитовой брекчии свидетельствуют об участии в этом процессе основных пород, в том числе в качестве элемента реологической системы. Гораздо более сложная картина на южном участке. Зональное строение максовитов, «шунгит-базальтовые» брекчии, тяготение максовитов к контактам с основными породами, их локализация перед фронтом языков габбро-долеритов, структурные и текстурные особенности, дисгармоничные складки мелкого порядка свидетельствуют о том, что здесь на уровень эрозионного среза, скорее всего, выходит не собственно локализованное тело максовитов, а вмещающие его шунгитоносные алеволиты. При этом они сильно изменены под влиянием внедряющегося силла и обогащены миграционным шунгитовым веществом. Об этом, в частности, свидетельствует изотопный состав углерода: при среднем значении  $\delta^{13}\text{C}$ , равном  $-24,8\%$  для шунгитоносных пород первой пачки (Филиппов, Голубев, 1994), максовит южного участка имеет  $\delta^{13}\text{C}$ , равное  $-27,8\%$ .

Пространственная близость проявления максовитов в пределах южного и северного участков, их близкий состав, структурные и текстурные особенности являются фактами, которые позволяют отнести их к одному стратиграфическому уровню – ко второму горизонту шунгитоносных пород. Очевидно, что южный участок представляет собой локализованное тело максовитов, существенно более разрушенное



**Рис. 5.** Естественное электрическое поле южного участка (а) и результаты расчетов глубины подошвы тела максомитов (б):

1 – габбро-долериты, 2 – максомиты, 3 – дорога, 4 – аномалии ЕП, 5 – изолинии глубин

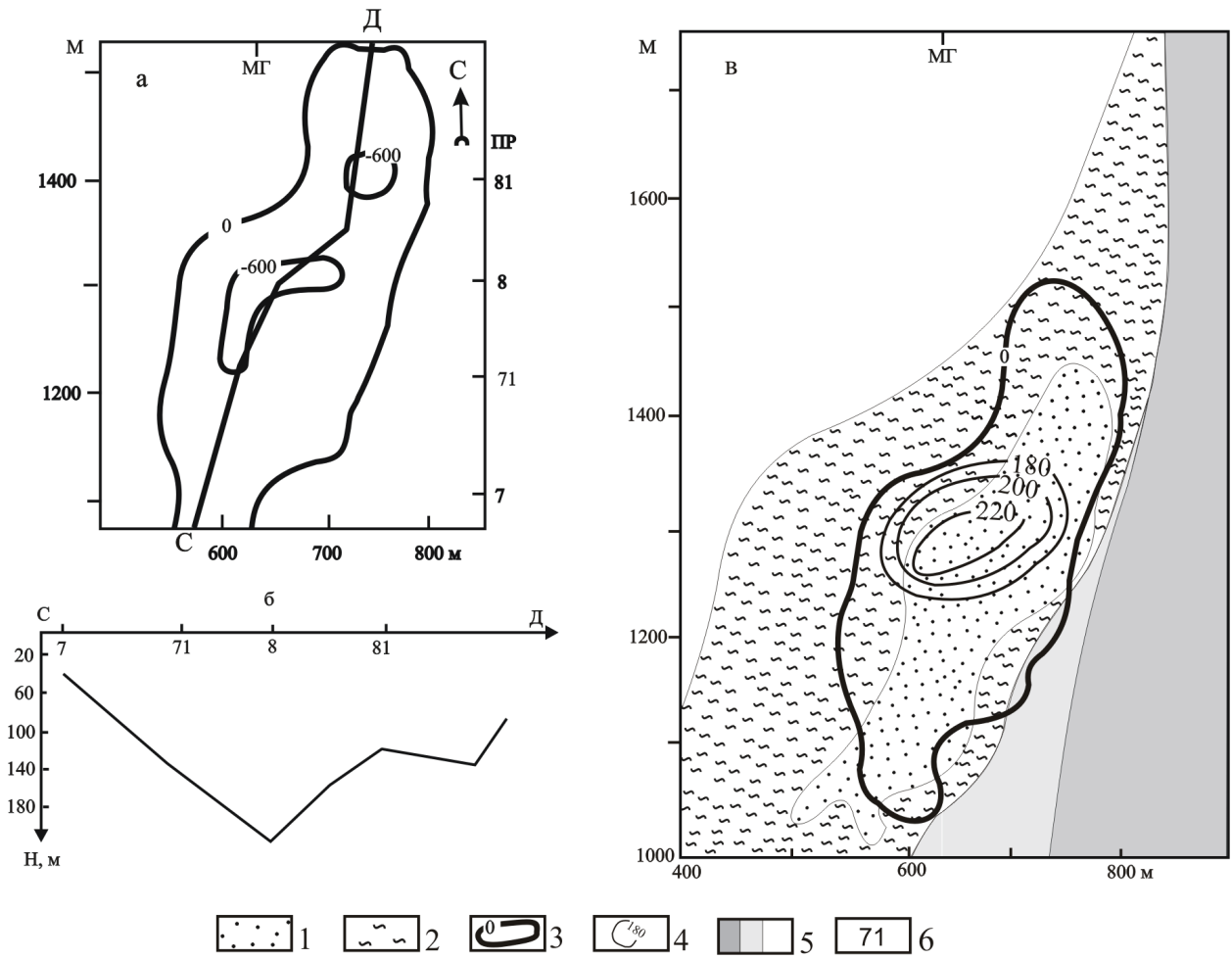
эрозией, вероятно, вплоть до уровня кровли горизонта Па. В то же время максомиты, выходящие на поверхность северного участка, скорее всего, можно отнести к горизонту Пб. Такая интерпретация вполне согласуется с известным общим погружением Толвуйской структуры на северо-запад под углом 3–10°. «Шунгит-базальтовые» брекчии южного участка, вероятно, представляют собой зону контактового изменения и максомитов, и габбро-долеритов, которые на территории Толвуйской структуры были вскрыты скважинами и описаны С. В. Купряковым и В. П. Михайловым (1988). Горизонты Па и Пб в ряде мест могут также быть разделены слоем туфов и туфо-шунгитовых брекчий мощностью 10–30 м.

Такая интерпретация геолого-геофизических данных позволяет определить центры локализованных тел (см. рис. 8), как это было продемонстрировано на примере известных купольных структур центральной части Толвуйской синклинали (Филиппов и др., 2002), а также расстояние между их центрами и азимут линии, соединяющей эти центры. Предположим, что принадлежность купольных построек к одному валу обоснована. Поскольку объемная концентрация шунгитового вещества наиболее тесно связана с ЕП (Филиппов, Клабуков, 2000), можно считать, что ось, проведенная через центры аномальных зон северного и южного участков, будет достаточно точно отражать направление вала. Для минимизации ошибки центры определены как среднее геометрическое координат центров отдельных локальных аномалий ЕП на каждом из участков (см. врезку на рис. 8). Таким

образом, азимут простирания вала оказывается равным 354°, а расстояние между центрами тел – около 1100 м.

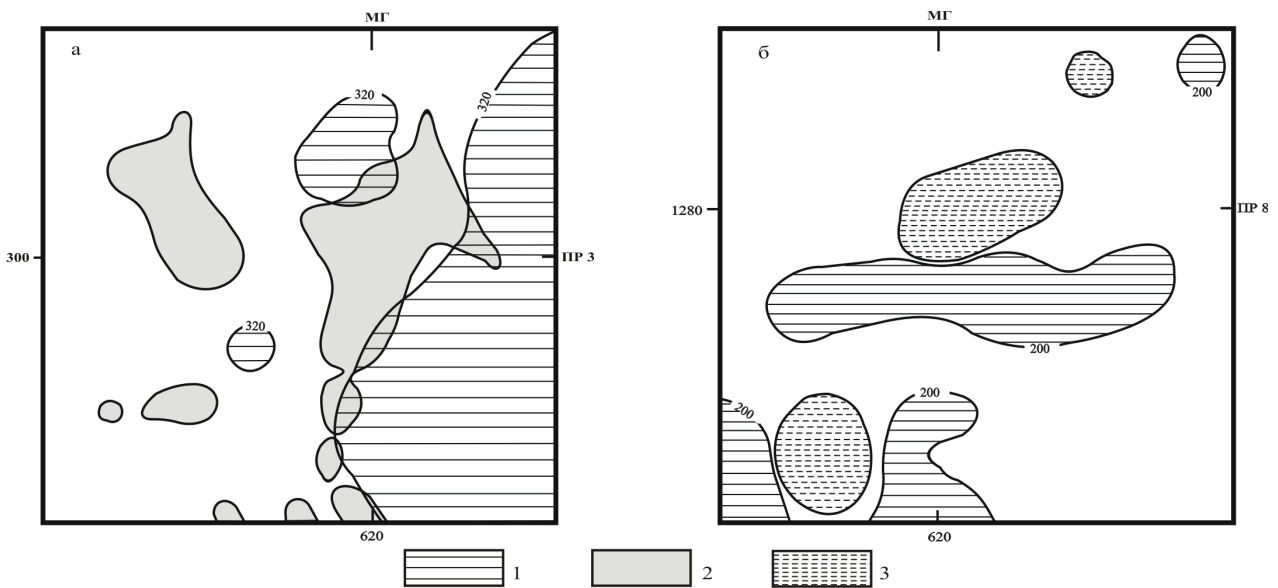
Полученные данные позволяют сделать ряд важных выводов. 1) Расстояние между центрами рассматриваемых тел сопоставимо с расстояниями между центрами купольных структур, развитых по шестому горизонту (см. ст. М. М. Филиппова и др. наст. сб.). Некоторое уменьшение этого параметра для участка «Лебещина» может свидетельствовать прежде всего о меньшей начальной мощности второго горизонта. 2) Если предположить, что тела южного и северного участков относятся к одному валу, то его азимут существенно отличается от направления центрального вала Толвуйской структуры (328°, вал, на котором расположено Максомское месторождение) и практически совпадает с простиранием северо-восточной части борта структуры. Можно утверждать, что в пределах Толвуйской структуры валы не параллельны, к западу и востоку от центрального вала идет постепенное изменение азимутов. Эта особенность вполне объяснима как следствие влияния борта структуры на развитие складок нагнетания. Установленная таким образом веерность в расположении валов имеет важное практическое значение, поскольку ее следует учитывать при проектировании поисково-разведочной сети как в Толвуйской, так и в других аналогичных синклиналичных структурах.

Геологическое строение южного участка в значительной мере определено под влиянием силла габбро-долеритов (Ромашкин, 2002). Продвигаясь



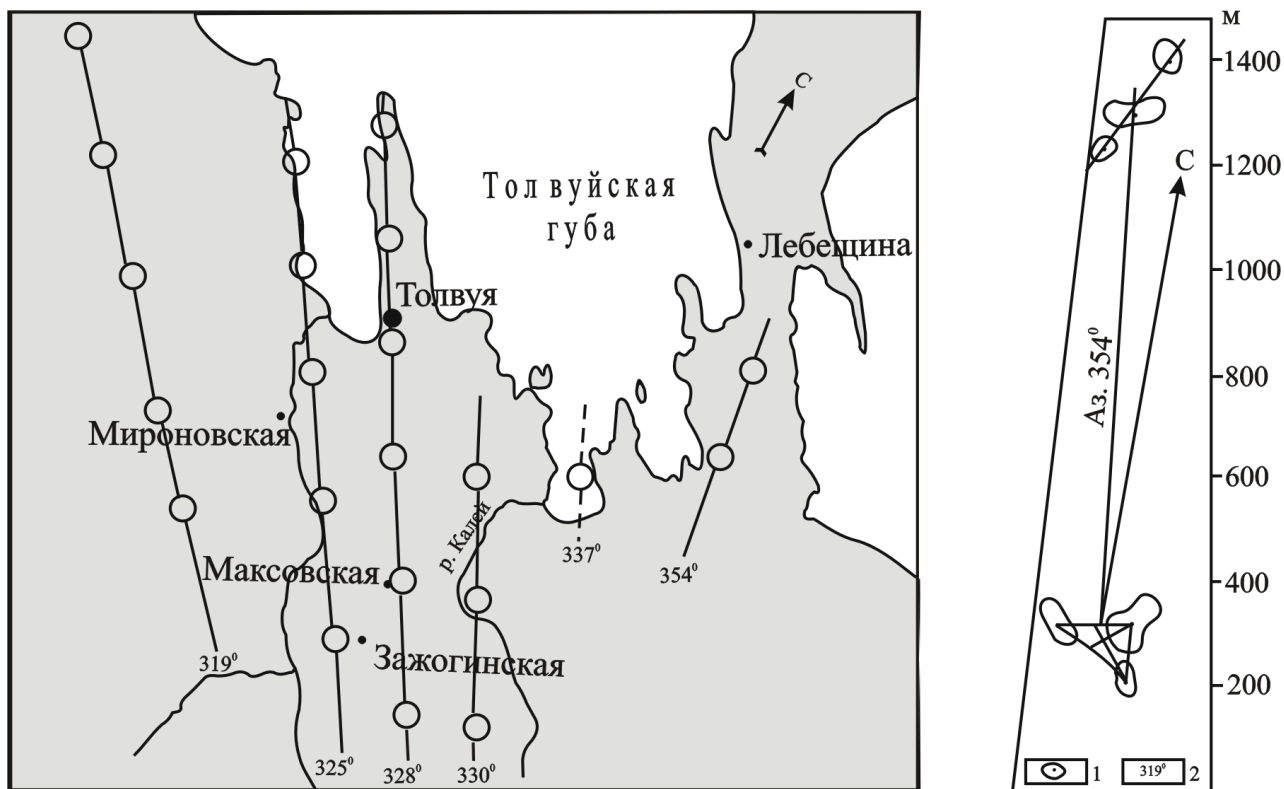
**Рис. 6. Результаты расчетов глубины подошвы тела максомитов на северном участке:**

а – положение аномальной зоны ЕП и расчетного профиля, б – глубина подошвы тела максомитов, в – изолинии глубины. 1 – максомиты; 2 – алевролиты; 3 – аномалии ЕП, мВ; 4 – изолинии глубины подошвы тела, м; 5 – основные породы; 6 – номера геофизических профилей



**Рис. 7. Геофизические аномалии южного (а) и северного (б) участков:**

1 – магнитные положительные аномалии, 2 – отрицательные аномалии ЕП, 3 – пониженные значения  $\rho_k$



**Рис. 8.** План расположения изученных и предполагаемых купольных тел максовитов в северной части Толвуйской синклинали. Врезка к плану – определение азимута Лебещинского вала:

1 – аномалии ЕР интенсивностью  $\leq -700$  мВ; 2 – азимуты валов

вдоль локального тела максовитов, он деформировал перед собой пластичные породы (протомаксовиты и другие вмещающие осадочные породы) и образовывал мелкие складки, а также захватывал ксенолиты. Этот процесс можно представить как движение «пластичного в пластичном», когда шло взаимное проникновение вещества и отрыв «капель» базальтового расплава. Термальное воздействие силла создавало дополнительную пластичность максовитов, за счет этого формировались жилы максовита в трещинах габбро-долеритов. Появляющиеся при этом углеводороды насыщали как максовиты, так и основные породы, особенно в зоне контактов. В такой интерпретации южный участок можно отнести к деформационному типу складок нагнетания.

В заключение можно сделать несколько общих выводов. 1) Получены важные сведения о геологическом строении участка «Лебещина», позволяющие с большим основанием предлагать возможные варианты развития структуры. 2) Локальные тела максови-

тов развивались не только по горизонтам второй пачки, но и по горизонтам нижней пачки верхней подсвиты заонежской свиты. 3) Пространственное положение изученных тел не случайное, вполне вероятно, что они являются фрагментом системы купольных построек, сформированной по второму горизонту шунгитоносных пород. 4) Эта система имеет ведущую длину волны, отличающуюся от длины волны, характерной для системы купольных структур шестого горизонта. Следовательно, исходные для развития куполов реологические параметры питающего горизонта существенно отличались от параметров, оцениваемых для шестого горизонта. 5) Азимут простирания валов вблизи бортов Толвуйской структуры зависит от их простирания. 6) Азимуты простирания системы валов имеют дивергентность, которая, вероятно, является следствием разной мощности питающих горизонтов в центре Толвуйской структуры и на ее периферии, а также обусловлена характерной формой самой структуры.

## ЛИТЕРАТУРА

Галдобина Л. П. Предполагаемый канал поступления углеводородных флюидов в нижнем протерозое Онежской структуры // Геология и рудогенез докембрия Карелии. Петрозаводск, 1991. С. 18–23.

Горлов В. И. Онежские шунгиты (геология, генезис, прогнозная оценка): Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Петрозаводск, 1984. 226 с.

Куряков С. В., Михайлов В. П. Зажогинское месторождение шунгитовых пород // Новое в геологии Северо-Запада РСФСР: Сб. науч. тр. М., 1988. С. 79–86.

Ромашкин А. Е. Постройки высокоуглеродистых (шунгитовых) пород деформационного типа Онежской структуры // Карелия и РФФИ: Тез. докл. науч. конф., посвященной 10-летию РФФИ. Петрозаводск, 2002. С. 67–68.

*Филиппов М. М., Бискэ Н. С., Медведев П. В., Ромашикин А. Е.* Контактный метаморфизм на Максовском месторождении шунгитоносных пород. I. Основные признаки // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск, 2002. С. 107–116.

*Филиппов М. М., Голубев А. И.* Изотопный состав углерода шунгитоносных пород // Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения). Петрозаводск, 1994. С. 32–43.

*Филиппов М. М., Клабуков Б. Н.* Принципы выявления центров купольных шунгитоносных структур Толвуйской

синклинали по геофизическим данным // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск, 2002. С. 97–106.

*Филиппов М. М., Клабуков Б. Н., Ромашикин А. Е. и др.* Закономерности формирования, развития и размещения шунгитоносных структур Онежской мульды (Закл. отчет по т. 152) // Фонды КарНЦ РАН. Петрозаводск, 2000.

*Хейсканен К. И., Рычанчик Д. В.* Геологическая экскурсия по участку Лебещина // Углеродсодержащие формации в геологической истории. Путеводитель полевой экскурсии в геологической истории. Путеводитель полевой экскурсии Международ. симпоз. Петрозаводск, 1998. С. 19–21.

М. М. Филиппов, Б. Н. Клабуков, А. В. Суханов

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕДУЩЕЙ ДЛИНЫ ВОЛНЫ СИСТЕМЫ КУПОЛЬНЫХ СТРУКТУР ТОЛВУЙСКОЙ СИНКЛИНАЛИ

### Введение

В северной части Толвуйской синклинали – структуры второго порядка Онежского синклинория – выявлено несколько купольных тел высокоуглеродистых пород (максовитов). Два из них детально разведаны – Зажогинское и Максовское месторождения, некоторые лишь подсечены отдельными скважинами – Калейская, Мельничная, Алексеевская, Горюшка, Андриановская залежи, часть из них изучена авторами статьи с помощью геофизических методов. Все известные купольные структуры размещаются в пределах антиклинальных складок третьего порядка. Купольные тела, сформированные по шестому горизонту шунгитовых пород второй пачки верхней подсвиты заонежской свиты, имеют ряд структурных и литологических признаков, позволяющих отнести их к складкам нагнетания.

Согласно теории диапиризма (Рамберг, 1985), развитие отдельного купола и краевой синклинали сопровождается распространением по питающему слою гравитационной неустойчивости, что вызывает появление соседних куполов, и в благоприятных условиях формируется система (*семейство*) генетически связанных диапиров. Они развиваются сначала в виде равномерно расположенных *валов* (антиклиналей), на более позднем этапе на валах формируются каплевидные тела (собственно диапиры). Расположение таких тел не хаотичное, для них выделяется *доминирующая (ведущая) длина волны* (расстояние между центрами куполов), зависящая от мощности питающего слоя и отношения его вязкости и перекрывающей толщи. Начальное искривление границы раздела сред, инициирующее рост диапира, представляют в виде ряда гармоник, которые неодинаково ведут себя во времени. В процессе развития купола выделяются несколько близких по частоте доминирующих гармоник, а чаще – одна из них, амплитуда которой растет с максимальной скоростью. Эта волна на более поздних стадиях и обуславливает характерное расстояние между куполами.

Ведущую длину волны определяют (Рамберг, 1985), например, исследуя на максимум функцию скорости развития купола в зависимости от соотно-

шений:  $(\rho_1 - \rho_2)/\rho_1$ ,  $\mu_2/\mu_1$ ,  $h_2/h_1$ ,  $\lambda/\rho_1$ , где  $\mu_{1,2}$  – вязкость питающего и перекрывающего слоев,  $\rho_{1,2}$  – плотность этих слоев,  $\lambda$  – длина волны начального возмущения. Увеличение отношения  $\mu_1/\mu_2$ , при прочих постоянных параметрах, ведет к увеличению расстояния между валами и куполами в пределах каждого вала. Увеличение мощности питающего слоя, при прочих равных условиях, приводит к росту расстояний между параллельными валами и соседними куполами. Существование систем доказано и теоретически, и путем прямого физического моделирования (Рамберг, 1985; Selig, Wermund, 1966), получено также хорошее соответствие данных моделирования с наблюдаемыми в различных районах соляными структурами (Мексиканский залив, Прикаспийская низменность и др.).

Таким образом, экспериментальное определение ведущей длины волны может служить, во-первых, подтверждением закономерного размещения купольных структур в Толвуйской синклинали, т. е. в качестве важного генетического признака для месторождений максовитов, а, во-вторых, для определения основных исходных параметров питающего слоя и перекрывающей толщи пород. В практическом плане это дает научную основу для проектирования поисковой и разведочной сети.

Анализ геофизических полей и геологического строения месторождений максовитов указывает на реальную возможность фиксации центров, координаты которых могут быть получены с определенной погрешностью, зависящей как от сложности геологической ситуации, так и от принятой методики геофизических наблюдений (Филиппов, Клабуков, 2002). Прежде всего, точность определения центров залежей зависит от мощности покровных отложений. Последние, являясь фильтром, сглаживают геофизические аномалии, которые оказываются неадекватными структурным особенностям залежи.

### Геологическая характеристика экспериментальных участков

В качестве полигонов для экспериментального измерения ведущей длины волны выбраны два участка. Первый из них включает Максовскую залежь, для которой ранее (Филиппов, Клабуков, 2002) уже

было определено положение центра (рис. 1, а), а также участок, имеющий название «Горушка», на котором по отдельным скважинам получены данные, свидетельствующие о вероятном присутствии в его пределах купольного тела максовитов. По данным геолого-геофизического картирования прошлых лет (Купряков, Михайлов, 1988; Филиппов, Клабуков, 2000), Максовская залежь и купол «Горушка» являются соседними структурами и находятся на одном валу. Второй участок выбран по такому же принципу: здесь находятся две залежи максовитов – Калейская и Алексеевская, которые рассматриваются как соседние складки нагнетания, находящиеся также на одном валу (рис. 1, б). Степень изученности этих структур различна: в пределах Калейской залежи пройдены три скважины, вскрывшие тело максовитов, кроме того, в разные годы выполнен большой объем геофизических работ. Алексеевская залежь подсечена лишь одной скважиной, а геофизические профили поисково-разведочных работ 1982–1985 гг. проходят севернее и южнее предполагаемого нами центра купола. Оба участка расположены в центральной части Толвуйской синклинали, вал первого участка является соседним по отношению к валу второго участка, т. е. между собой валы удалены на минимально возможное расстояние, а значит, экспериментально полученные значения ведущей длины волны должны быть близкими, если основания для ее определения верны.

Ранее (Филиппов, Клабуков, 2002) уже обсуждались особенности выявления центра Калейского купола по геофизическим данным. Уровень эрозионного среза здесь значительно больше по сравнению с Максовским куполом, здесь нет естественных обнажений максовитов, а мощность четвертичных отложений, по данным бурения, не менее 10 м. Контур залежи, намеченный по данным разведочных работ 1981–1984 гг. (Купряков, Михайлов, 1988), не совпал с контуром, который был определен по данным геофизических работ 2000–2001 гг. В качестве геофизических данных использовались измерения  $\rho_k$ ,  $\Delta T$  и расчетный комплексный параметр (А). Центр залежи также оказался смещенным относительно центра, предполагаемого по геологическим данным, на 300 м к востоку. Залежь по геофизическим данным выглядит достаточно однородной и имеет значительные размеры (800 × 400 м), а ориентация ее длинной оси с запада на восток не характерна для купольных структур Толвуйской синклинали. Эти обстоятельства и определили необходимость увеличения детальности геофизических работ на участке.

В качестве вероятной причины осложнения наблюдаемых геофизических полей могут служить выявленные при разведке 1982–1985 гг. (Купряков, Михайлов, 1988) осадочные неметаморфизованные породы верхнего протерозоя (вероятно, венда). По составу это платформенные отложения: дресва, пески, алевролиты, аргиллиты, глины, залегающие с угловым несогласием на породах заонежской свиты. Мощность отложений – до 30 м. Контуры распространения пород на территории северной части Толвуйской синклинали проведены условно из-за недостаточного объема бурения; в пределах Калейской за-

лежи контуры могут быть мозаичными, хотя в целом они тяготеют к областям развития краевой синклинали. Состав пород и характер проявления позволяют высказать предположение о том, что их образование связано с существованием водного потока, профиль дна которого в какой-то мере был связан с положением синклиналей третьего порядка и менее тесно – с купольными структурами четвертого порядка. Направление течения потока – с юго-востока на северо-запад, по этой причине и мощность вендских отложений в целом увеличивается в этом же направлении. В настоящее время породы слабо изучены, отсутствуют сведения о минеральном составе пород и доле в них шунгитового вещества, а значит, трудно представить степень их влияния на формирование физических полей.

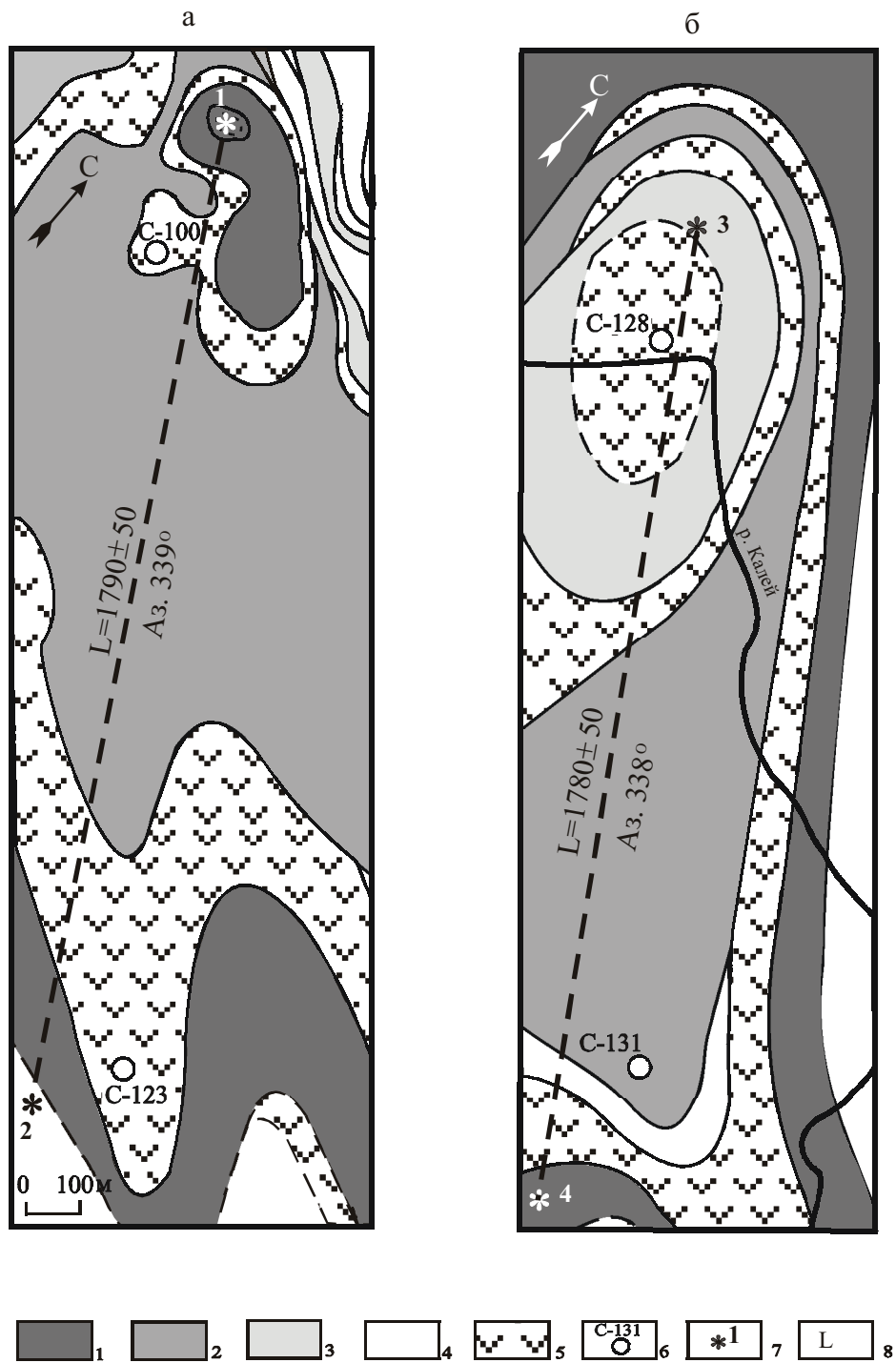
Другим важным обстоятельством, затрудняющим определение координат центра Калейской залежи максовитов, является то, что уровень эрозии Калейской структуры примерно на 40 м глубже, чем Максовской. По этой причине площадь выхода максовитов под четвертичные отложения должна быть существенно больше по сравнению с Максовским месторождением. Здесь помимо вендских отложений осложняющими факторами могут быть, вероятно, также выходы подстилающих пород (гребня, гребней?), которые могут и не содержать шунгитовое вещество.

На участке предполагаемого размещения Алексеевской залежи мощность четвертичных отложений не более 10 м, здесь не выявлены вендские отложения, т. е. условия для геофизических наблюдений являются более благоприятными по сравнению с Калейским участком.

### Экспериментальные данные и их обсуждение

*Максовский участок.* Рассмотренные ранее (Филиппов, Клабуков, 2002) основные принципы выявления под четвертичными отложениями центров купольных структур были использованы и в данной работе. Максовское месторождение детально разведано, поэтому за его центр в данном случае принята апикальная часть центрального гребня (см. рис. 1, а), где положение хорошо трассируется локальными участками проявления лидитов.

*Участок «Горушка».* На участке предполагаемого купольного тела «Горушка» в 1970-е и 1980-е гг. Карельской поисково-съёмочной экспедицией пройдены три скважины (27, 70 и 123). Скважины вскрыли четвертичные отложения соответственно мощностью 8,3; 14 и 8,3 м и максовиты на глубине 22, 14 и 16,6 м. Кроме того, геофизическими работами этой же экспедиции здесь на одном профиле выявлена широкая отрицательная аномалия ЕП. Эти данные существенно упростили поиск центра предполагаемого купольного тела. Дополнительно к имеющейся информации в 2002 г. были получены измерения методом ЕП (рис. 2). Центр купольного тела (см. рис. 1) определен как середина аномальной зоны, фиксируемой на профиле 2, проходящем через аномальную зону профиля 3. Расстояние между центрами купольных тел «Максово» и «Горушка» составляет 1790 м, азимут простирания вала – 339°.



**Рис. 1. Геологическое строение полигонов для экспериментального определения ведущей длины волны:**

1–3 – горизонты шунгитовых пород: шестой (1), седьмой (2), восьмой (3); 4 – вмещающие осадочные и вулканогенно-осадочные породы пачек; 5 – силлы габбро-долеритов; 6 – скважина и ее номер; 7 – центры купольных структур, найденных по геолого-геофизическим данным: Максовой (1), Горюшка (2), Калей (3), Алексеевская (4); 8 – ведущая длина волны, м



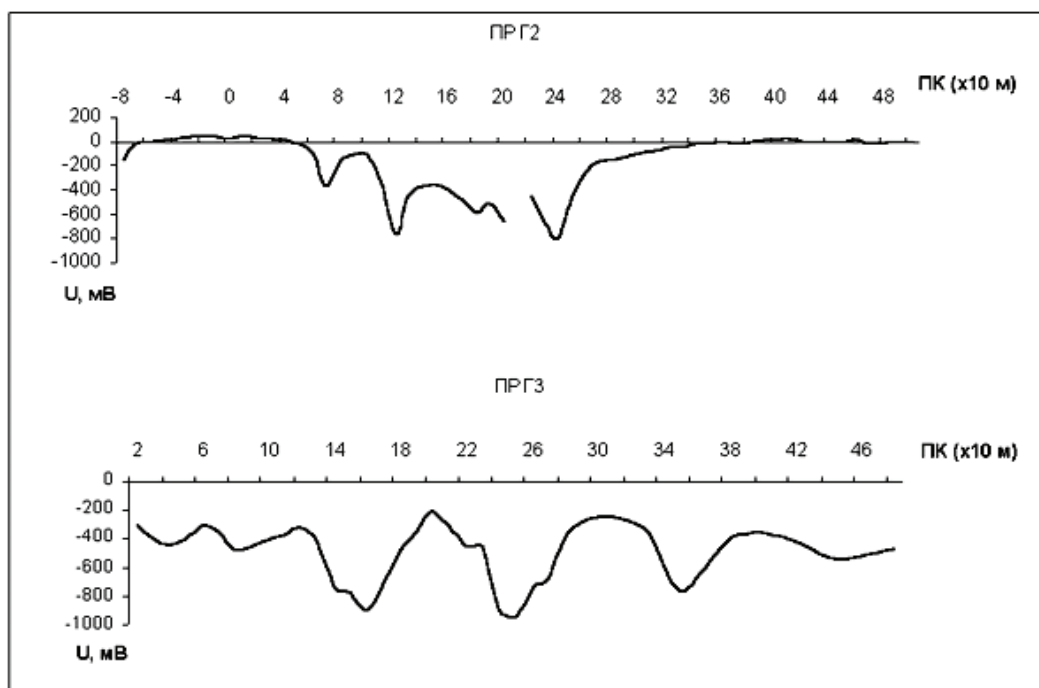


Рис. 2. Графики естественного поля в пределах залежи «Горушка»

*Калейский участок.* Система всей совокупности геофизических данных, полученных на участке за прошлые годы разными организациями, включает 15 профилей субмеридионального и субширотного простираения.

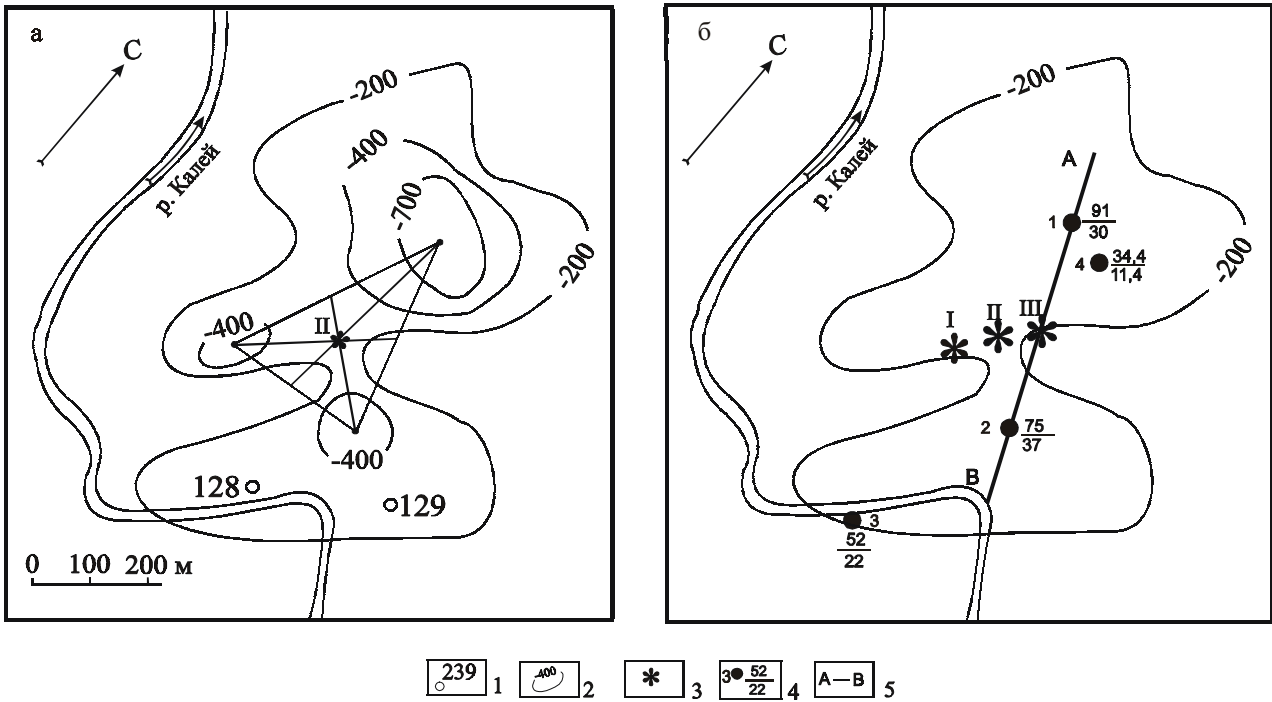
**Естественное электрическое поле.** Получена обширная (в границах  $-200$  мВ) отрицательная аномалия  $\Delta U$  (рис. 3), внутри ее отдельные участки выделяются значениями поля до  $-700$  мВ. Аномалия имеет сложную форму с перегибами и языками и полностью совпадает с фоновым магнитным полем. Контур залежи, предполагаемый по геологическим данным, находится вне аномалии, в то же время значительная часть области, выделенной по комплексному параметру (А), в основном совпадает с ней. Из приведенных данных можно сделать вывод о том, что контур залежи, намеченный по геологическим данным, скорее всего, ошибочен.

**Магнитное поле** измерено на всех профилях в полном объеме. Условно значения поля разделены на три группы:  $\Delta T > -100$ ;  $-140 < \Delta T < -100$ ;  $\Delta T < -140$  (рис. 4). Два крайних интервала соответствуют максимальному и отрицательному полю, а средний интервал условно отнесен к нормальному полю. Из сопоставления результатов предыдущих исследований с новыми данными следует, что максимальные значения поля пространственно связаны с частью участка, прилегающего с северо-запада к ручью Калей. Внутри этой аномалии попадает также контур залежи, полученный только по геологическим данным. Контур залежи, проведенный ранее по параметру (А), попадает в область нормального поля. Итак, дополнительные данные подтверждают ранее сделанный вывод о том, что только по магнитному полю не удастся однозначно определить контур и центр Калейской залежи.

Особенность геологического строения Калейского участка, а именно: присутствие вендских отложений – может служить объяснением изрезанных контуров аномальной зоны, выделяемой по данным ЕП. Для оценки справедливости такой интерпретации в центре аномальной зоны были проведены измерения методом ВЭЗ. Результаты представлены на рис. 5. Они свидетельствуют о том, что фиксируемый на глубине около 10,7 м горизонт имеет низкое сопротивление и, по-видимому, представлен шунгитоносными породами. Однако сопротивление этого горизонта все же не дает право говорить о том, что здесь под четвертичными породами залегают максовиты. Следовательно, и в центральной части Калейской залежи выходят породы с относительно меньшим содержанием шунгитового вещества. Среди них могут быть, как уже было сказано, вендские отложения с большим количеством обломков шунгитоносных пород или подстилающие шунгитоносные породы, местами это могут быть габбро-долериты, которые в зоне контактов с максовитами, как правило, содержат шунгитовое вещество.

По четырем точкам аномальных по ЕП участков проведены расчеты, основанные на известных приемах моделирования.

По данным А. С. Семенова (1980), продольная проводимость (S) разреза является его интегральной характеристикой и пропорциональна мощности проводника, поэтому можно предполагать линейную связь между глубиной залегания подошвы проводящих тел и интенсивностью аномалий ЕП над ними (Филиппов, Клабуков, 2000). При отсутствии разрывов проводимости в пределах залежи она поляризуется более или менее равномерно, и подошва проводника может реально совпадать с подошвой залежи. Конкретное тело может включать серию слоев, сложенных породами различного состава, а значит и различной проводимости.



**Рис. 3. Определение центра Калейской залежи с использованием данных ЕП (а) и результаты моделирования (б):**

1 – скважины; 2 – изолинии ЕП в мВ; 3 – центры залежи, установленные по параметру А (I), по ЕП (II), по данным моделирования (III); 4 – точки определения величины  $Z_0$  (в числителе) и мощности покровных отложений (в знаменателе); 5 – линия, соединяющая максимальные глубины до центров масс

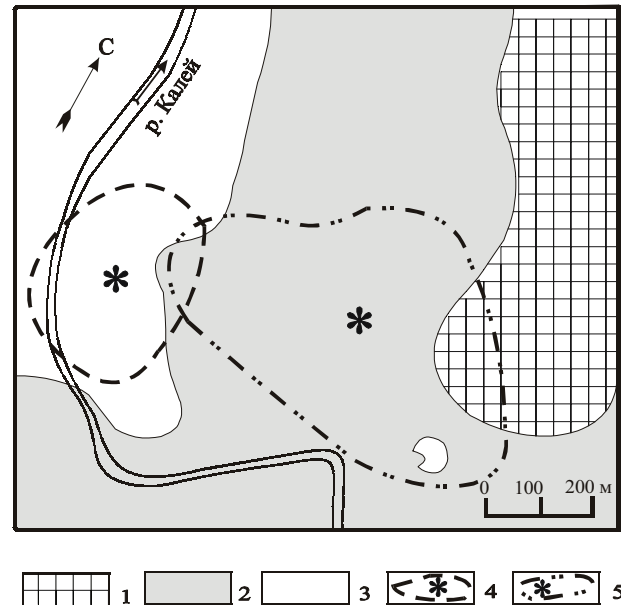
Чем выше ее дисперсия, тем менее достоверно определяется подошва проводника. Сведения о глубине залегания подошвы проводника можно получить, если аппроксимировать залежь простой моделью, например, равномерно поляризованной сферой. Для нее величина потенциала определяется формулой (Семенов, 1980):

$$U = - \frac{Mz_0}{(x^2 + z_0^2)^{3/2}},$$

где  $M$  – коэффициент, зависящий от проводимости, радиуса сферы и скачка потенциала  $E_0$ ,  $z_0$  – глубина до центра сферы,  $x$  – радиус сферы. Формулу можно использовать для определения глубины центра сферы:  $z_0 \approx 0,65q$ , где  $q$  – хорда, соединяющая точки аномалии с потенциалом, равным половине ее амплитуды. Радиус ( $a$ ) сферы рассчитывается по формуле:

$$a = z_0 \sqrt{\frac{U_{x=0} \cdot (2\rho_2 + \rho_1)}{2 \cdot E_0 \cdot \rho_1}}.$$

Скачок потенциала  $E_0$  на границе сферы может меняться в широких пределах в зависимости от изменения электрофизических и электрохимических свойств как проводника, так и вмещающей среды. В наиболее благоприятных условиях значение  $E_0$  достигает 0,5–0,6 В.  $\rho_2$  и  $\rho_1$  – соответственно удельное электрическое сопротивление пород сферы и вмещающей среды – могут быть определены по данным зондирования (например, ВЭЗ). Значения потенциала над центром сферы определяются по экспериментальным кривым. Зная параметр ( $a$ ), можно определить мощность покровных отложений ( $h_{\text{покр. отл.}}$ ) и глубину подошвы залежи ( $h_{\text{под.}}$ ) по формулам:  $h_{\text{покр. отл.}} = z_0 - a$ ;  $h_{\text{под.}} = z_0 + a$ .



**Рис. 4. Интенсивность магнитного поля на участке Калей:**

1 –  $< -140$  нТл, 2 –  $(-140) - (-100)$ , 3 –  $> 100$ ; 4 – контур залежи и ее центр, установленные по геологическим данным; 5 – то же по комплексному параметру (А)

Расчетные значения мощности покровных отложений (рис. 6), полученные на Калейском участке для четырех точек, совпадают с данным ВЭЗ с ошибкой около 5% (относит.) лишь в точке 4. В других точках мощность покровных отложений существенно больше, особенно в точке 2. В находящейся рядом

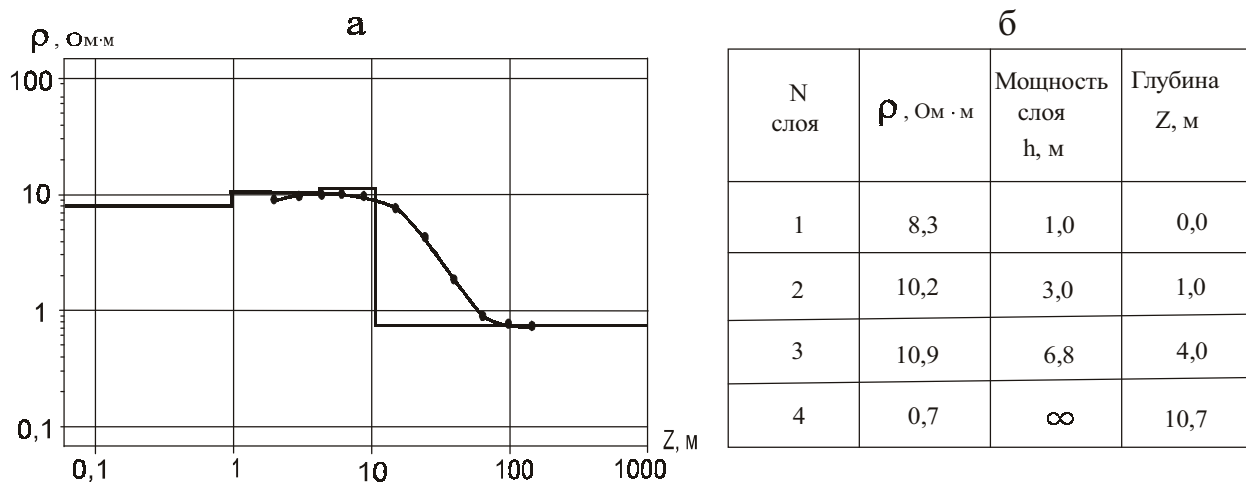


Рис. 5. Результаты вертикального электрического зондирования на участке Калей:

а – разрез, б – расчетные данные

с точкой 3 буровой скважине № 128 маковиты залегают на глубине 49,7 м, однако на глубине около 20 м подсечены отложения коры выветривания с активной обожренностью. В скважине 129, рядом с которой находится точка 2, типичные маковиты залегают на глубине 36 м, при этом мощность четвертичных отложений составляет 7 м, а сильно измененных габбро-долеритов – 29 м. Из этого следует, что данные моделирования достаточно хорошо отражают реальную мощность покровных малоуглеродистых отложений и что в центре аномальной (по ЕП) зоны уровень эрозии купольного тела был минимальным. По западному и восточному краю этой гипсометрически приподнятой области развиты относительно мощные отложения коры выветривания, являющиеся помехой для определения истинного центра залежи.

Естественное электрическое поле на уровне изолинии  $-200$  мВ состоит из трех аномалий более высокого порядка. Если предположить, что аномалии расположены на периферии залежи равномерно, то ее центр можно определить как точку пересечения медиан треугольника, сторонами которого являются линии, соединяющие центры трех аномалий ЕП (рис. 3). По отношению к положению центра, определенного по комплексному параметру (А) и по данным расчета предполагаемой мощности возмущающего тела, центр, найденный по ЕП, находится между ними. Именно он и принят для определения ведущей длины волны. В этом случае ошибка ее определения не будет большой, поскольку предполагаемые центры имеют максимальную разницу по широте не более 20 м.

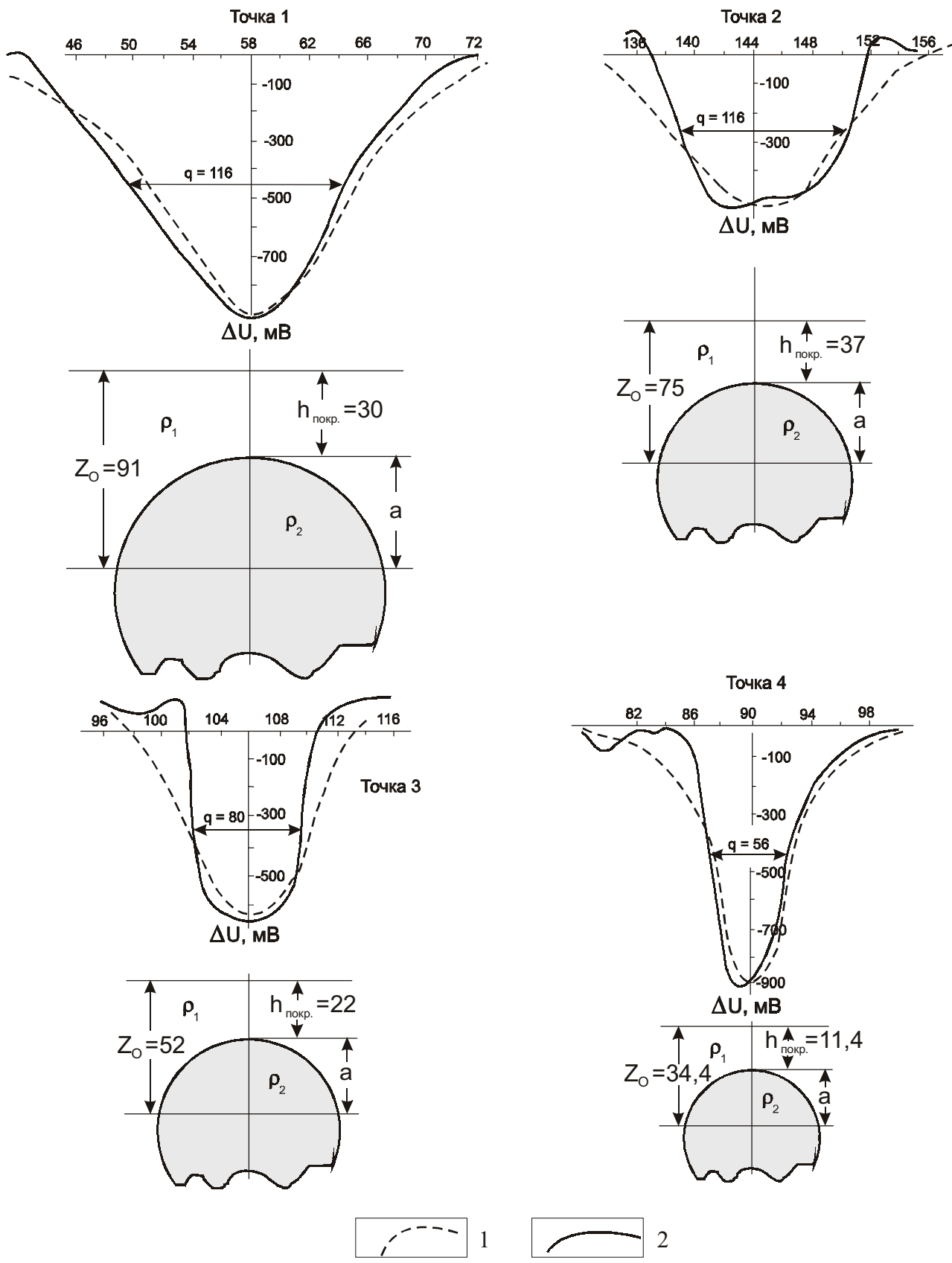
*Участок «Алексеевская».* Предполагаемое по геологическим данным положение залежи не попадает в границы геологической карты рис. 1, б. Участок для геофизического исследования в 2002 г. был выбран на основании представлений о равномерном расположении купольных тел. Разведочные скважины на участке и геофизические данные других организаций отсутствуют. В 2002 г. выполнены работы методами электроразведки (ЕП и дипольное профилирование) и измерения магнитного поля по сети, показанной на

рис. 7. Изолинии ЕП хорошо локализируют достаточно изометричную аномальную зону, по которой, по аналогии с Калейским куполом, определен центр как пересечение медиан треугольника, вершины которого находятся в основных аномальных зонах.

Результаты геофизического изучения участков «Калейская» и «Алексеевская» позволяют, как и в первом примере, определить расстояние между центрами этих залежей. Оно составляет  $1780 \pm 50$  м (рис. 1, б), при этом азимут простирания вала равен  $338^\circ$ .

Итак, экспериментально измеренные расстояния между центрами купольных структур, находящихся на одном валу, на первом и втором полигонах оказались близкими, разница между ними не превышает возможной погрешности определения центра залежи, выявленной на примере наиболее детально разведанного Максовского месторождения. Следовательно, это расстояние можно считать ведущей длиной волны системы купольных структур центральной части Толвуйской синклинали. Ее измерение послужит в дальнейшем основой для решения обратной задачи: для определения исходной мощности питающего горизонта либо, при ее задании, – отношения вязкости пород питающего горизонта и перекрывающей толщи, т. е. для оценки реологических параметров диапировой системы.

Помимо ведущей длины волны, приведенные фактические данные позволяют одновременно определить и расстояние между соседними валами. Оно составляет  $1250 \pm 70$  м. Эта величина существенно меньше по сравнению с ведущей длиной волны системы куполов, что свидетельствует о высокой стадии развития купольных структур. Действительно, по данным теории (Рамберг, 1985) и по экспериментальным данным, в начале развития куполов эти величины близки. Такой вывод дает право считать некоторые признаки, фиксируемые при изучении, например, Максовской залежи (литологические, петрофизические, геохимические), поисковыми критериями для выявления крупных тел маковитов по данным изучения естественных обнажений.



**Рис. 6. Результаты определения мощности покровных отложений ( $h$ , м) и глубины залегания возмущающего тела ( $Z$ , м): 1 – экспериментальные данные ЕП, 2 – теоретическая кривая. Точки моделирования указаны на рис. 3, б**

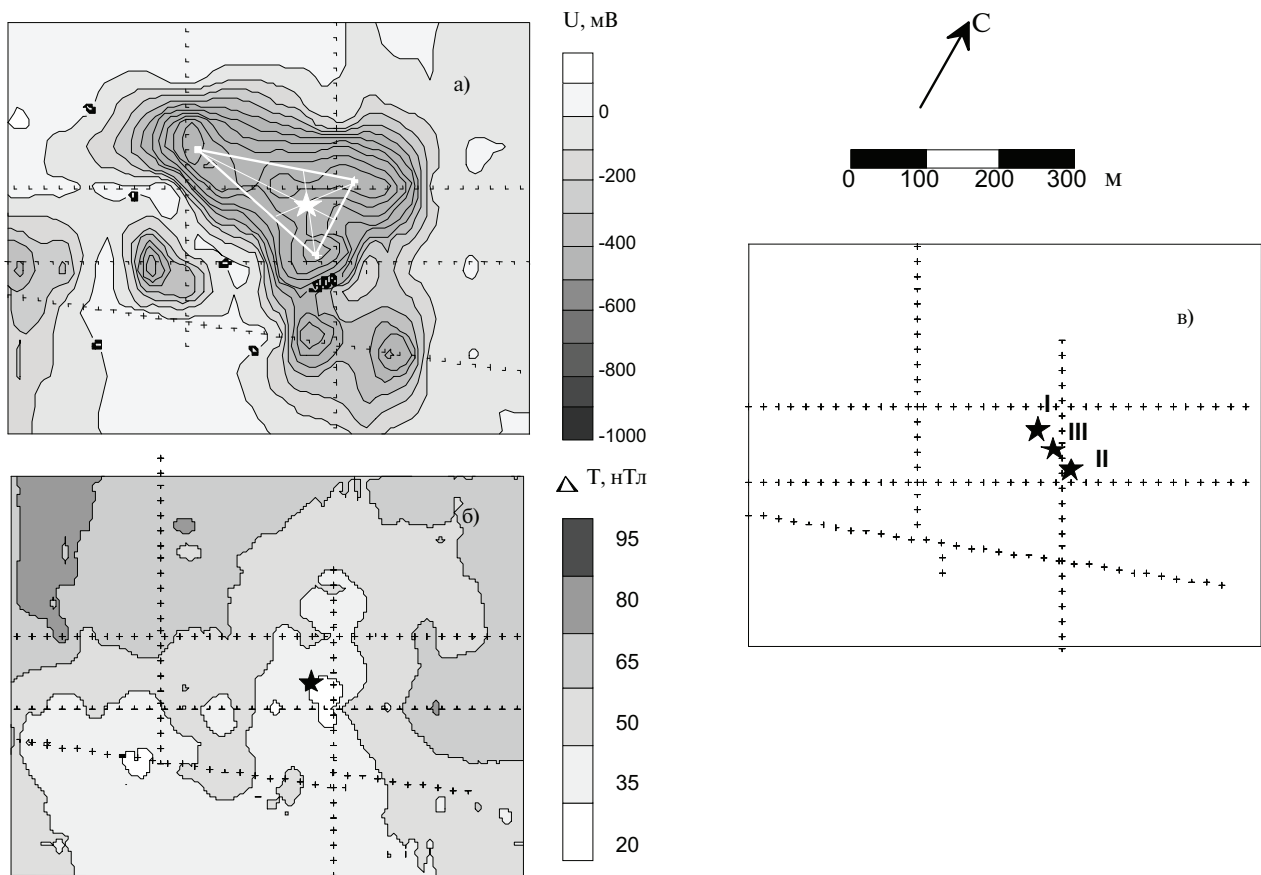


Рис. 7. План изолиний (а, б) и результаты определения центра Алексеевской залежи (III) (в) с использованием данных ЕП (I) и магниторазведки (II)

Полученное подтверждение существования купольных тел на участках «Калей», «Горюшка» и «Алексеевская» и найденные примерные контуры их

выхода под четвертичные отложения с необходимостью требуют пересмотра геологического строения всей центральной части Толвуйской синклинали.

## ЛИТЕРАТУРА

Купряков С. В., Михайлов В. П. Забогинское месторождение шунгитовых пород // Новое в геологии Северо-Запада РСФСР: Сб. науч. тр. М., 1988. С. 79–86.  
 Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М., 1985. 399 с.  
 Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Л., 1980. 446 с.  
 Филиппов М. М., Клабуков Б. Н. Геофизические признаки шунгитоносных купольных структур // Геология и по-

лезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск, 2000. С. 80–88.  
 Филиппов М. М., Клабуков Б. Н. Принципы выявления центров купольных шунгитоносных структур Толвуйской синклинали по геофизическим данным // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск, 2002. С. 97–106.  
 Selig F., Wermund E. G. Families of salt domes in the Galf Coastal Province // Geophysics. 1966. Vol. 31, N 4. P. 726–740.

*О. К. Фомин\**, *А. Д. Хахаев\**, *А. А. Хомиченко\*\**

## ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В АНТРАКСОЛИТАХ ДОКЕМБРИЯ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ

Антраксолиты Карелии имеют сложную геологическую предысторию своего образования и накопления. Являясь последним членом термально-метаморфического ряда природных твердых битумов, они в значительной степени утратили в своем химическом составе память о своих предшественниках. В то же время изучение химического состава антраксолитов и особенно его органической части представляет большой интерес для геохимии шунгитовых пород. За последние 30 лет рядом исследователей было проведено изучение химического состава органического вещества шунгитоносных пород и антраксолитов. Использовались методы: низкотемпературной экстракции битумоидов органическими растворителями, извлечения продуктов термического растворения и гидрогенизации с последующим химическим и физико-химическим анализом (Сидоренко, Сидоренко, 1971; Мишунина, Корсакова, 1977; Бондарь и др., 1987; Соловьева и др., 2000). Перечисленные подходы обладают существенным недостатком: для горных пород высокой степени метаморфизма (типа шунгитовых) приходится иметь дело с таким малым количеством органического вещества – порядка  $10^{-3}$  % в случае антраксолита (Соловьева и др., 2000), что необходимо применять специальные меры по очистке используемых реактивов и защите анализируемых веществ от привнесения органических примесей. К сожалению, данный вопрос не обсужден ни в одной из упомянутых публикаций. Возможно, поэтому состав обнаруженных в шунгитовых породах органических веществ варьируется у разных авторов. Легче обстоит чистота эксперимента при использовании пиролиза антраксолита и анализа обнаруженных продуктов. Такая работа проведена недавно (Ковалева, 2003). Однако и в данном случае должны соблюдаться жесткие требования к чистоте используемых органических растворителей.

Для регистрации органических частиц (ОЧ) в момент выделения при пиролизе шунгитовых образцов в вакууме предложено использовать метод поверхностно-ионизационной масс-спектрометрии (ПИМС) (Фомин, Хомиченко, 1998). Предполагалось, что среди частиц могут находиться молекулы, содержащие азот, серу или конденсированные органические соединения (в пользу такого предположения говорили результаты химического анализа продуктов, выделенных из шунгита третьей

разновидности (Бондарь и др., 1987), а многие представители рядов таких соединений имеют потенциал ионизации  $< 6$  эВ (не говоря уже о радикалах, которые могут образовываться при пиролизе органического вещества). Для таких молекул (радикалов) эффективность поверхностной ионизации на окисленном вольфраме близка к 1 на одно столкновение с поверхностью. Следовательно, ПИМС представляет собой сверхчувствительный метод регистрации продуктов пиролиза антраксолита. Его использование освобождает от необходимости экстракции битумоидов или длительного нагревания антраксолита для получения достаточных для анализа количеств продуктов. Таким образом, ПИМС открывает возможность постановки чистых экспериментов по поиску и изучению некоторых ОЧ в антраксолитах и других природных образцах. При наличии масс-спектрометра высокого разрешения можно сразу идентифицировать выделяющееся вещество. С обычным масс-спектрометром можно лишь обнаруживать сам факт присутствия органического вещества в породе, а при благоприятных условиях предварительно оценивать его химическую природу. В нашей работе (Фомин, Хомиченко, 1998) был впервые описан рассматриваемый подход к поиску органических веществ в антраксолитах шунгитского месторождения. Были обнаружены три группы пиков, которые можно было отнести к органическим ионам (ОИ). Результаты позволяют поставить вопрос о воспроизводимости полученных масс-спектров для антраксолитов других месторождений шунгитоносных пород и, следовательно, об идентичности органического вещества в них. В данной работе сделана попытка ответить на этот вопрос хотя бы частично, исследуя масс-спектры органических ионов для образцов антраксолитов, взятых из разных месторождений шунгитов.

### Экспериментальная часть

В качестве объектов исследования были выбраны антраксолиты из трех месторождений. Эксперименты проводились на масс-спектрометре МИ1201Т с двухленточным ионным источником. Ионные токи измерялись электрометром с использованием в качестве предусилителя электронного умножителя с открытым входом. Основные технические характеристики прибора были следующие: диапазон масс 1–300 а.е.м., разрешение 600, чувствительность регистрации ионных токов  $10^{-18}$  А, стабильность тока накала ленточек  $\pm 0,05\%$ , материал ленточек – тантал (испаритель) и

\* Петрозаводский государственный университет, Петрозаводск.

\*\* Институт биологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск.



Рис. 1. Масс-спектр органических ионов, зарегистрированный для образца антраколита из месторождения шунгитовых пород Чеболакша

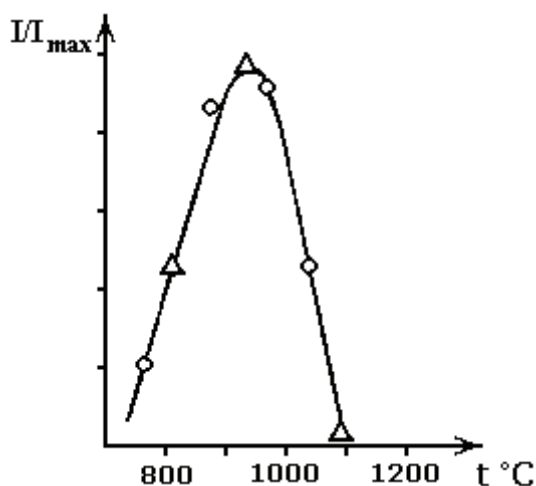


Рис. 2. Зависимость интенсивности органических ионов с  $m/e = 199$  от температуры испарителя. Антраколит из Чеболакши:

o – первая серия экспериментов, Δ – вторая серия экспериментов

окисленный вольфрам (ионизатор), размеры ленточек  $18 \times 0,8 \times 0,03$  мм. Образцы антраколита растапливались 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 испарителя с промежуточным высушиванием на воздухе при температуре около  $100^\circ\text{C}$ . Подобным образом готовилась холостая проба: пять капель воды наносились на ленточку, служившую испарителем в холостом опыте. Масс-спектры каждого образца снимались при температуре ионизатора  $\sim 430^\circ\text{C}$ , температура же испарителя при этом ступенчато поднималась от  $t_{\min}$ , соответствующей излучательному нагреву испарителя от ленточки-ионизатора, до  $t_{\max} \cong 1300^\circ\text{C}$  путем пошагового изменения тока накала с шагом  $0,4$  А. На каждой ступени нагрева испарителя записывался масс-спектр в диапазоне  $m/e = 1-300$  а.е.м. Температура ленточек до  $800^\circ\text{C}$  контролировалась по току накала, а выше  $800^\circ\text{C}$  измерялась оптическим пирометром. Такие эксперименты были проведены с образцами антраколитов, представляющими три месторождения шунгитонесных пород: Шуньга, Чеболакша и Нигозеро. Холостые эксперименты были повторены с дистиллированной водой.

### Результаты и их обсуждение

В масс-спектрах, полученных для исследованных образцов антраколитов, выявлены группы линий, которые связаны с поверхностной ионизацией органических молекул. Типичная картина, наблюдаемая на участке масс-спектра с  $m/e \sim 160-215$  а.е.м., показана на рис. 1. Уточнение отнесений линий на этом участке масс-спектра с помощью линии  $[\text{Ba}(\text{H}_2\text{O})_2]^+$  ( $m/e = 174$ ) позволило приписать следующие значения  $m/e$  трем группам линий: 183, 184, 185, 187; 198, 199, 201; 212, 213, 215. В холостом опыте эти линии не обнаружены. Все три группы линий имеют однотипную колоколообразную зависимость интенсивности от температуры ленточки-испарителя. В качестве примера приведена зависимость для образцов из Чеболакши (рис. 2). Для образцов антраколита из Шуньги получена аналогичная зависимость. Наблюдаемость этих групп линий для различных образцов антраколитов исследованного ряда и их некоторые характеристики показаны в таблице.

Видно, что в образце из Нигозерского месторождения такие органические ионы не найдены. Данный факт можно объяснить тем, что состав антраколитов зависит от их предыстории. Антраколиты Нигозерского месторождения относятся к переотложенному органическому веществу (Филиппов, 2002), которое мигрировало на большие расстояния от места своего образования. В процессе миграции оно,

### Характеристики органических ионов в диапазоне $m/e = 183-215$ а.е.м.

| № | Характеристики ОИ  | Образцы из месторождений ш. п. |                         |                      |
|---|--|--------------------------------|-------------------------|----------------------|
|   |  | Шуньга                         | Чеболакша               | Нигозеро             |
| 1 | Наблюдаемость ОИ   | +                              | +                       | -                    |
| 2 | Интервал наблюдения температур ОИ (К)  | 1000+1573                      | 1000+1400               | -                    |
| 3 | Температуры максимума интенсивности ОИ в зависимости ее от Т (см. рис. 2), $T_{\max}$ (К)    | 1273                           | $\sim 1200$             | -                    |
| 4 | Отношение $I_{\max}$ ОИ/ $I_{\max}$ (К) в масс-спектре продуктов пиролиза при $T = T_{\max}$ | $8 \times 10^{-5}$             | $\sim 5 \times 10^{-4}$ | $< 3 \times 10^{-6}$ |

по-видимому, потеряло компоненты ОВ, дающие вклад в масс-спектр в области  $m/e \sim 160-215$  а. е. м. В антраколитах же коренных месторождений шунгитоносных пород (Шуньга, Чеболакша) легко ионизируемые примеси органических веществ регистрируются в указанном диапазоне  $m/e$ . Надежность регистрации иллюстрируется нижней строчкой таблицы: цифра в последней колонке характеризует чувствительность нашей методики, а поскольку интенсивность пиков иона  $K^+$  во всех экспериментах была примерно одинакова, то цифры в последней строке характеризуют надежность регистрации и в то же время примерно дают относительное содержание легкоионизируемых органических веществ в исследованных образцах антраколитов.

Таким образом, изученная группа органических ионов выявляет геохимическую близость антраколитов Чеболакши и Шуньги. Идентификация наблюдаемых органических ионов может быть проведена на данном этапе исследований лишь в самых общих чертах – на уровне рядов органических соединений. Основываясь на низком значении потенциалов ионизации, можно лишь выделить из ряда органических веществ, зафиксированных химическими методами в шунгитах и максовитах (Филиппов, 2002), соединения, содержащие азот. Такие соединения имеют низкие потенциалы ионизации и легко ионизируются на нагретой поверхности (Зандберг, Расулев, 1976). Азотсодержащие соединения присутствуют в ШВ (Филиппов, 2002), однако их химическая природа не установлена. В битумоидах, полученных экстракцией органическими растворителями из антраколита, шунгита и максовита, обнаружены алифатические углеводороды, кетоны, кислоты и сложные эфиры, а также незначительные примеси ароматических соединений (Филиппов, 2002). Из этого ряда соединений наблюдалась поверхностная ионизация каркасных углеводородов, входящих в состав душистых природных веществ (Недзюров и др., 1986), кетонов (Зандберг и др., 1992; Fujii, Kakuzaki, 1991), кислот (Fujii, Kakuzaki, 1991), ароматических соединений (Зандберг и др., 1988). При этом только для каркасных углеводородов, ароматических соедине-

ний, аминов и некоторых diketонов получены многолинейчатые масс-спектры поверхностной ионизации, в которых присутствуют линии  $m/e = (M - CH_3)^+$ ,  $(M - H)^+$ ,  $(M - 2H)^+$ ,  $(M - 3H)^+$ ,  $(M - 5H)^+$ ,  $(M - C_nH_m)^+$ ,  $(M + H)^+$  и др. Судя по виду спектров поверхностной ионизации (ПИ), мы наблюдали ПИ одного или нескольких этих соединений. Наиболее вероятными являются амины и ароматические соединения. Более точная идентификация возможна при определении точных значений масс для зарегистрированных нами ионов.

Источником ОВ в нашем случае, по-видимому, являются микропоры с заключенным в них ОВ. Об этом говорит ряд факторов:

- высокая температура испарителя, при которой наблюдаются ОИ;
- взрывной характер появления ОИ в масс-спектрах;
- сильное уширение линий ОИ.

По-видимому, температурная зависимость характеризует не выделяющиеся молекулы, а характер распределения частиц антраколита в образце по размерам и, следовательно, процесс вскрытия микропор. Процесс подачи ОВ на ионизатор из микропор подтверждается и тем, что ОИ появляются синхронно с ионами  $Va^+$ ,  $Va^+(H_2O)$  и  $Va^+(H_2O)_2$  (Фомин, Хомиченко, 2002). Последние ионы не могли бы иначе наблюдаться в условиях наших экспериментов.

Таким образом, метод поверхностной ионизации позволяет достаточно просто и надежно зафиксировать присутствие остаточного ОВ в сильно метаморфизированных породах биогенного происхождения.

Наблюдаемость или ненаблюдаемость ОИ в масс-спектрах поверхностной ионизации для образцов углеводородсодержащих пород (возможно и характер наблюдаемых масс-спектров) различных месторождений позволит пролить свет на историю их формирования.

В дальнейшем предполагается расширить перечень образцов антраколитов и шунгитовых пород, а также набор исследованных органических ионов в масс-спектрах поверхностной ионизации, чтобы выявить связи между характером наблюдаемых ионов и историей формирования шунгитоносных пород.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бондарь Е. Б., Клесмент И. Р., Кузник М. Г. Исследование структуры и генезиса шунгита // Горючие сланцы. 1987. 4/4. С. 377–393.
- Зандберг Э. Я., Недзюров А. Л., Палеев В. И. и др. Поверхностная ионизация ароматических углеводородов на окисленном вольфраме // ТЭХ. 1988. Т. 24, вып. 6. С. 733–738.
- Зандберг Э. Я., Недзюров А. Л., Палеев В. И., Пономарев Д. А. Поверхностная ионизация  $\beta$ -дикетонов // ЖОрХ. 1992. Т. 28, № 5. С. 922–930.
- Зандберг Э. Я., Расулев У. Х. Поверхностная ионизация аминов // Известия АН СССР, сер. хим. 1976. Т. 40, № 8. С. 1561.
- Ковалева А. В. Структурная эволюция твердых углеводородов в условиях термального воздействия: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Сыктывкар, 2003.
- Мишунина З. А., Корсакова А. Г. Геохимия керогена графитоидных и шунгитовых сланцев и карбонатов протерозоя Южной Карелии // Сов. геология. 1977. № 3. С. 40–54.
- Недзюров А. Л., Палеев В. И., Пономарев Д. А. Поверхностная ионизация некоторых душистых природных веществ // ТЭХ. 1986. № 2. С. 180–185.
- Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах // Сов. геология. 1971. № 5. С. 3–20.
- 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.
- Филиппов М. М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск, 2002. 280 с.
- Фомин О. К., Хомиченко А. А. Использование поверхностной ионизации органических молекул для исследования некоторых вопросов геохимии // ЖТФ. 1998. Т. 68, № 3. С. 79–81.
- Фомин О. К., Хомиченко А. А. Исследование пиролиза антраколитов методом поверхностно-ионизационной масс-спектрометрии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск, 2002. С. 134–139.
- Fujii T., Kakuzaki K. An investigation on surface ionisation of oxygen contained organic molecules // Int. J. Mass Spectr. Ion. Processes. 1991. Vol. 104. P. 129–136.



## МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ ШУНГИТОВ

Одним из важных генетических свойств метаморфических горных пород является образование в них сильной магнитной анизотропии, которая обусловлена перекристаллизацией и ориентировкой магнетиков под влиянием температурных и динамических воздействий (Шолпо, 1977; Graham, 1965; Hrouda, 1987 и др.). Причем образование метаморфической слоистости и минеральной линейности затрагивает не только ферромагнитные минералы породы (Земцов, 1990). Известно также, что «магнитные свойства шунгитового вещества изучены слабо» (Клабуков, 1994; Филиппов, 2002) и практически не используются. За исключением нескольких тезисов (Земцов, 2000; Zemtsov, 2000, 2001) по данной тематике публикаций нет. Автор исследовал магнитные свойства шунгитов I–III групп (по П. А. Борисову) с высоким содержанием углерода ( $C = 22 \pm 95,4\%$ ). Шунгиты III группы ( $C = 20 \pm 40\%$ ) образуют промышленные скопления. В частности, Максовская залежь Зажогинского месторождения была детально разведана ПГО «Севзапгеология». Разрез этого месторождения опубликован во многих работах (Купряков, 1994 и др.). Несколько образцов шунгитов, наиболее богатых углеродом, были даны для измерений А. Е. Ромашкиным и М. М. Филипповым. Это оказалось весьма полезным для понимания общих статистических закономерностей магнитных свойств высокоуглеродистых шунгитов.

На карьере и обнажениях Максовского месторождения были отобраны ориентированные штUFFы для магнитных измерений с целью исследований главной пространственной ориентации намагниченности шунгитов, их магнитной анизотропии (рис. 1). Методика отбора и последующей обработки образцов не отличалась от принятой в палеомагнетизме. Из каждого штUFFа выпиливалось несколько кубиков с размерами грани 10 или 20 мм, в которых в дальнейшем измерялась магнитная восприимчивость ( $k$ ) по трем осям на индукционном капнометре Ю. К. Виноградова в Геофизической обсерватории ОИФЗ РАН в п. Борок. Использовать для магнитных измерений аstaticеские или рок-магнитометры оказалось невозможно, так как шунгиты (I–III) – диамагнетики. Они продемонстрировали редчайшую для горных пород особенность: *полное отсутствие остаточной намагниченности*. Восприимчивость высокоуглеродистых шунгитов оказалась в целом очень малой, редко превышающей по абсолютной величине  $1 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, что находится за пределами чувствительности серийной магнитной аппаратуры. На капнометре

Ю. К. Виноградова средняя квадратическая погрешность определений  $k$  по данным повторных измерений составила  $\pm 0,05 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. В пределах каждого штUFFа восприимчивость резко отличалась, иногда даже в 2–3 раза (таблица). Такое поведение  $k$  объясняется тем, что содержание углерода в каждом штUFFе чрезвычайно неоднородно. Наиболее вероятно, что все исследованные шунгиты III группы, названные М. М. Филипповым «максовитами», представляют собой *перемешанную массу* переотложенного происхождения. Важно, что в «максовитах» основная масса породы состоит из кремнезема ( $SiO_2$ ) или кварца. Причем среднее содержание  $SiO_2 - 51,6\%$ ,  $Al_2O_3 - 4 \pm 8,5\%$  (Калинин, 1984; Филиппов, 2002). Для магнитных свойств «максовитов» это очень важно, так как кварц, так же как С, является *диамагнетиком*.

Удельная индуктивная намагниченность диамагнетиков пропорциональна концентрации не связанных и сферически симметричных ядер атомов ( $n_0$ ) и направлена в обратном направлении к приложенному магнитному полю. В этом случае магнитная восприимчивость совокупности атомов углерода в системе СИ определяется формулой:

$$k = -\frac{n_0 e^2 \mu_0}{6m} \sum_{i=1}^{Z=12} \bar{r}_i^2, \quad (1)$$

где  $Z$  – количество электронов в атоме углерода или его атомный номер;  $\mu_0$  – магнитная проницаемость вакуума;  $e$  и  $m$ , соответственно, – заряд и масса электрона, а  $\bar{r}_i^2$  – квадрат среднего радиуса орбиты каждого электрона (Яворский, Детлаф, 1964; Земцов, 2000; Zemtsov, 2001).

Шунгитовый углерод, по сравнению с кварцем, – *аномальный диамагнетик*. Это подтверждается сопоставлением данных химических анализов штUFFов со средним значением их магнитной восприимчивости  $\bar{k}$ . Как уже отмечалось, содержание С в шунгитах сильно варьирует, поэтому чтобы вычислить в штUFFе  $\bar{k}$  и сопоставить его с концентрацией углерода, пришлось усреднять измеренные значения восприимчивости во всех кубиках штUFFа.

Прослеживается четкая обратная корреляция ( $r = -0,99$ ) средней магнитной восприимчивости с содержанием С. Стало быть, именно углерод отвечает за усиление диамагнетизма шунгитовых пород, начиная с  $C > (22,5 \pm 1,6\%)$  (рис. 2). Зависимость от С имеет вид прямой:

$$C(\%) = (22,47 \pm 1,59) - (13,53 \pm 0,58) \cdot 10^5 \text{ (ед. СИ)}. \quad (2)$$

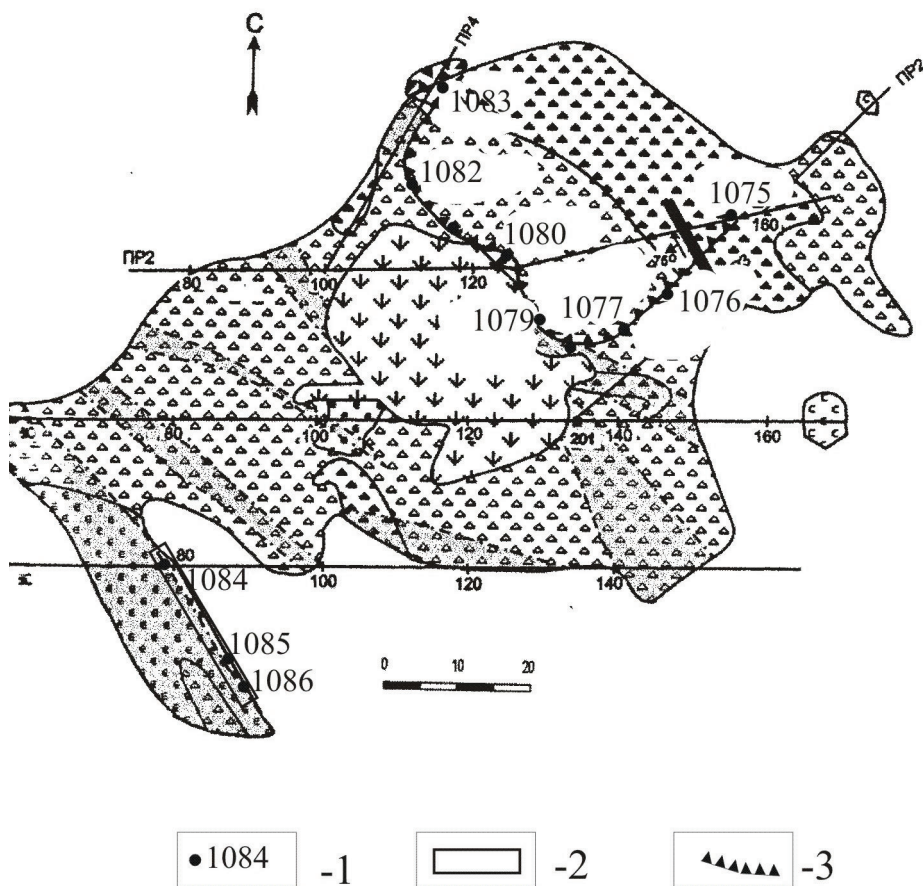


Рис. 1. Схема отбора штуфов на Максиковской залежи для магнитных измерений (составлена с использованием материалов А. Е. Ромашкина (Закономерности формирования..., 2000)):

1 – точка отбора и номер штуфа; 2 – каналы; 3 – стенки карьера

Средняя магнитная восприимчивость «максовитов» и содержание углерода

| № образца | Ось | $k \times 10^7$<br>(ед. СГС) | Средняя $k \times 10^7$<br>(ед. СГС) | C(%) | № образца | Ось | $k \times 10^7$<br>(ед. СГС) | Средняя $k \times 10^7$<br>(ед. СГС) | C(%) |
|-----------|-----|------------------------------|--------------------------------------|------|-----------|-----|------------------------------|--------------------------------------|------|
| 1075 а    | X   | -2,2                         | -3,9                                 | 28,4 | 1082 а    | X   | -6,0                         | -6,6                                 | 32,0 |
|           | Y   | -1,4                         |                                      |      |           | Y   | -5,8                         |                                      |      |
|           | Z   | -1,8                         |                                      |      |           | Z   | -6,7                         |                                      |      |
| 1075 б    | X   | -5,6                         | -10,5                                | 37,2 | 1082 б    | X   | -6,2                         | -9,2                                 | 36,5 |
|           | Y   | -5,5                         |                                      |      |           | Y   | -6,7                         |                                      |      |
|           | Z   | -6,8                         |                                      |      |           | Z   | -8,0                         |                                      |      |
| 1076 а    | X   | -6,2                         | -6,1                                 | 30,1 | 1083 а    | X   | -16,1                        | -8,5                                 | 35,1 |
|           | Y   | -5,8                         |                                      |      |           | Y   | -12,6                        |                                      |      |
|           | Z   | -6,4                         |                                      |      |           | Z   | -10,2                        |                                      |      |
| 1076 б    | X   | -15,5                        | -1,6                                 | 22,5 | 1083 б    | X   | -6,4                         | -2,5                                 | 23,9 |
|           | Y   | -14,1                        |                                      |      |           | Y   | -4,7                         |                                      |      |
|           | Z   | -15,0                        |                                      |      |           | Z   | -4,9                         |                                      |      |
| 1077 а    | X   | -10,2                        | -4,3                                 | 28,9 | 1084 а    | Z   | -13,0                        | -2,6                                 | 24,0 |
|           | Y   | -8,1                         |                                      |      |           | Y   | -9,3                         |                                      |      |
|           | Z   | -7,7                         |                                      |      |           | Z   | -10,3                        |                                      |      |
| 1077 б    | X   | -3,1                         | -1,7                                 | 22,5 | 1084 б    | X   | -7,2                         | -3,1                                 | 35,1 |
|           | Y   | -2,7                         |                                      |      |           | Y   | -5,1                         |                                      |      |
|           | Z   | -4,7                         |                                      |      |           | Z   | -6,3                         |                                      |      |
| 1079 а    | X   | -1,4                         | -1,7                                 | 22,5 | 1085 а    | X   | -1,8                         | -2,5                                 | 23,9 |
|           | Y   | -1,3                         |                                      |      |           | Y   | -1,8                         |                                      |      |
|           | Z   | -1,3                         |                                      |      |           | Z   | -2,0                         |                                      |      |
| 1079 б    | X   | -1,8                         | -4,3                                 | 28,9 | 1085 б    | X   | -3,1                         | -2,6                                 | 24,0 |
|           | Y   | -1,7                         |                                      |      |           | Y   | -2,6                         |                                      |      |
|           | Z   | -2,2                         |                                      |      |           | Z   | -3,7                         |                                      |      |
| 1080 а    | X   | -2,9                         | -1,7                                 | 22,5 | 1086 а    | X   | -1,7                         | -2,6                                 | 24,0 |
|           | Y   | -2,9                         |                                      |      |           | Y   | -1,6                         |                                      |      |
|           | Z   | -4,1                         |                                      |      |           | Z   | -1,7                         |                                      |      |
| 1080 б    | X   | -4,7                         | -1,7                                 | 22,5 | 1086 б    | X   | -4,1                         | -2,9                                 | 35,1 |
|           | Y   | -4,7                         |                                      |      |           | Y   | -2,9                         |                                      |      |
|           | Z   | -6,2                         |                                      |      |           | Z   | -3,4                         |                                      |      |

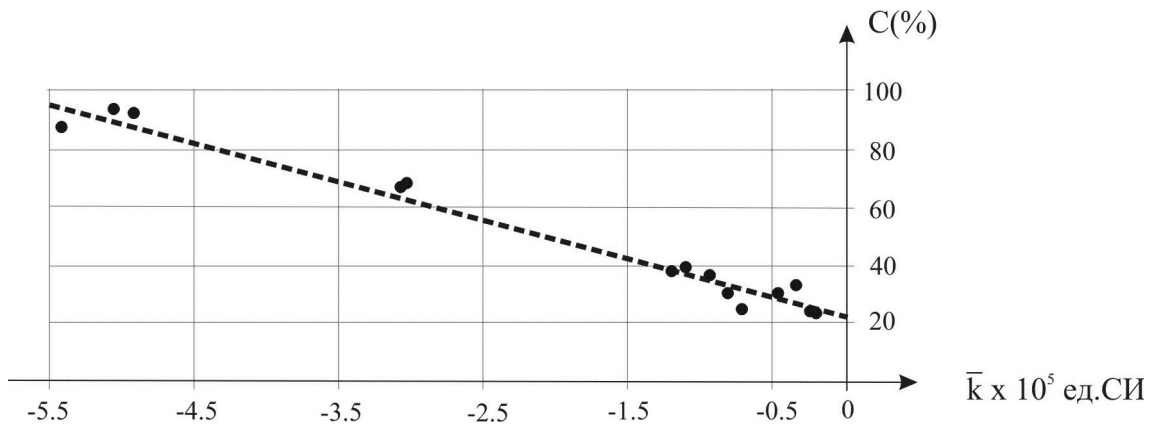


Рис. 2. Зависимость средней магнитной восприимчивости шунгитов ( $\bar{k}$ ) от концентрации в них углерода (C%)

Минимальные значения восприимчивости характерны для шунгитов I группы и достигают  $-5,5 \cdot 10^{-5}$  СИ. Они соответствуют максимальным содержаниям C, но примерно в 8 раз меньше по абсолютной величине, чем у чистого графита (по справочным данным). Однако полученные цифры следует рассматривать как относительные, так как графит для эталонирования капнометра не использовался. Тем не менее даже эти относительные данные показывают, что зависимость (2) может успешно использоваться для определения C в высокоуглеродистых шунгитах. Ошибка физического анализа во всем диапазоне концентраций (22,5–100%) составляет не более  $\pm 4,1\%$ . Эта ошибка могла бы быть значительно уменьшена, если бы существовали более точные устройства для измерения такой слабой восприимчивости. Интересно, что график зависимости (2) не проходит через начало координат. Если эту прямую продлить до пересечения с осью абсцисс, то она пересечет ее в точке  $1,5 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, дающей среднюю величину  $k$  парамагнетитных включений в шунгитах Максовской залежи. Они ослабляют общий диамагнитный эффект породы, но диамагнетизм углерода не преодолевают.

Какой-либо слоистости в Максовской залежи Зажогинского месторождения не наблюдается, хотя она намечается в шунгитах II группы и, возможно, в целом является скрытой. Тем не менее Y-компонента восприимчивости (восточная) во всех кубиках оказалась минимальной по абсолютной величине, показывая, что масса шунгитов исследуемой залежи на площади примерно  $50 \times 100$  м обладает явно ориентированной диамагнитной структурой (см. рис. 1). Еще более сильной магнитной анизотропией, которую принято оценивать коэффициентом анизотропии  $A$ , обладают шунгиты-I, II ( $A = \frac{k_{\min}}{k_{\max}} = 0,5$  и менее).

Корреляция коэффициента  $A$  с концентрацией C также прослеживается (рис. 3). Она также отрицательная: чем меньше C, тем меньше анизотропия, но эта зависимость скорее качественная, чем количественная, и, в отличие от  $k$ , стабильна в каждом штuffe. Факт существования такой сильной диамагнитной анизотропии в «немагнитных» породах оказался крайне неожиданным. Он потребовал серьезного теоретического осмысления и своей новизной вызвал огромный интерес у геофизиков.

В шунгитах I–III главным «магнетиком» является углерод, обуславливающий наличие в них аномальной диамагнитной восприимчивости, точнее, и количество, и структурная организация углерода в породе. В выражении (1), справедливом для однородного распределения атомов C,  $k$  очевидно зависит только от количества атомов в единице объема  $n_0$ . Остальные величины являются физическими постоянными. Следовательно, измеренные и разные восприимчивости в каждом кубике по различным направлениям могут говорить только о разном количестве атомов, наблюдающихся при том или ином направлении поля, хотя, конечно, их общее число в кубике постоянно. Такая физическая система, учитывая, что магнитное поле обладает свойством аддитивности, возможна только при *неоднородном распределении атомов* в среде. Представим себе нанотрубку или наноплоскость, состоящую из атомов углерода, расположенную вдоль намагничивающего поля. В этом случае на каждый последующий атом, начиная со второго, будет действовать магнитное поле чуть меньшей величины, чем на предыдущий, так как в каждом атоме углерода индуцируется свое собственное магнитное поле, направленное противоположно внешнему. Проинтегрировав этот эффект по длине трубки (плоскости), мы «увидим» меньшее количество атомов, чем на самом деле. Поэтому в диамагнитных анизотропных средах или изделиях также обязаны существовать определенные «коэффициенты размагничивания формы тела», которые для диамагнетиков уместнее называть *коэффициентами экранирования*.

Таким образом, полученные данные о магнитной анизотропии Максовской залежи, в частности о минимальном значении  $k$ , наблюдающемся в восточном направлении, позволяют заключить, что внутреннее распределение атомов углерода в залежи является закономерным (цепочечным) и преимущественно *осевым, а не плоскостным* распределением, направленным в восточные румбы. Более точно определить ориентацию тензора диамагнитной анизотропии пока невозможно. Тем не менее полученные данные о коэффициентах магнитной анизотропии высокоуглеродистых шунгитов свидетельствуют о том, что они являются *метаморфической* горной породой особого типа, обладающей, по-видимому, генетическим единством во всем исследованном диапазоне концентраций C 22,5–100%.

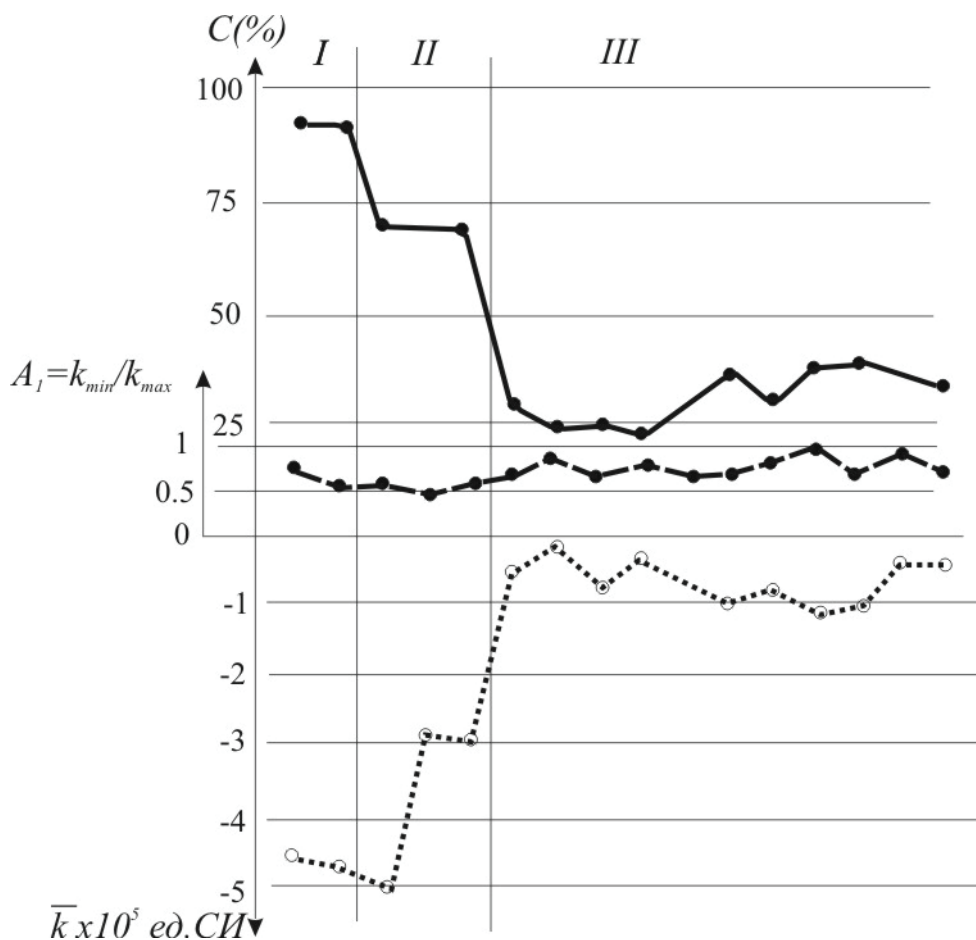


Рис. 3. Магнитные свойства высокоуглеродистых шунгитов (I–III):

$A$  – коэффициент анизотропии восприимчивости;  $\bar{k}$  – средняя магнитная восприимчивость штуфа;  $C(\%)$  – концентрация углерода в штуфах

Общие закономерности образования диамагнитной анизотропии и накопления углерода в шунгитах-III раскрываются в морфологии и разрезе Максовской залежи Зажогинского месторождения, где отчетливо прослеживается *деформирующее воздействие лав* на нижележащие горизонты шунгитовых пород. Их мощность под диабазами резко уменьшается. Установленная ориентация магнитной анизотропии шунгитов, их Y-компонента, кроме того, указывают на источник деформации – лавовые покровы. По-видимому, излияния лав происходили на неконсолидированную толщу осадков, содержащую водно-углеродную фазу, которая под тяжестью лавового потока быстро выдавливалась по латерали на периферию от вулканов. Этим можно объяснить как обогащение осадочной толщи углеродом, так и возникновение преимущественной осевой ориентировки его атомов. Вполне допустимо, что процесс образования магнитной анизотропии был сложнее, т. е. был поэтапным и растянутым в геологическом времени (Земцов, 2000; Zemtsov, 2000, 2001). Таким образом, причина образования сильной анизотропии диамагнитной восприимчивости в высокоуглеродистых шун-

гитах требует более тщательного геолого-геофизического изучения, но ее метаморфогенная природа очевидна.

### Заключение

1. Высокоуглеродистые шунгиты обладают уникальными для горных пород докембрия магнитными свойствами. Они диамагнитные. Это объясняется наличием высоких концентраций атомарного углерода, полным отсутствием в них ферромагнитных минералов и остаточной намагниченности и очень слабым парамагнетизмом.

2. Аналитическая связь диамагнитной восприимчивости шунгитов I–III групп может быть использована для экспрессного анализа содержания углерода.

3. Высокоуглеродистые шунгиты – метаморфические горные породы, обладающие сильной анизотропией диамагнитной восприимчивости, являющейся древним генетическим свойством этих пород. Ориентация анизотропии магнитной восприимчивости в «максовитах» указывает на источник деформации пород – лавовые покровы.

## ЛИТЕРАТУРА

- Земцов В. А.* Диамагнитная анизотропия высокоуглеродистых шунгитов // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М., 2000. С. 35–36.
- Земцов В. А.* Магнитная анизотропия железистых кварцитов Костомукшского месторождения // Минералогия магматических и метаморфических пород Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1990. С. 201–213.
- Калинин Ю. К.* Классификация шунгитовых пород // Шунгиты – новое углеродистое сырье. Петрозаводск, 1984. С. 4–16.
- Клабуков Б. Н.* Шунгитоносные породы и геофизические особенности Онежской структуры // Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения). Петрозаводск, 1994. С. 136–156.
- Куряков С. В.* Геология и генезис шунгитовых пород Зажогинского месторождения // Там же. С. 93–98.
- Органическое вещество* шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения). Петрозаводск, 1994. 206 с.
- Филиппов М. М.* Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск, 2002. 280 с.
- Шолло Л. Е.* Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л., 1977. 184 с.
- Яворский Б. М., Детлаф А. А.* Справочник по физике. М., 1964. 847 с.
- Graham J. W.* Magnetic susceptibility anisotropy as a clue to Appalachian folding mechanics // Trans. Amer. Geophys. Union. 1965. Vol. 46, N 1. P. 159.
- Hrouda F.* Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics // Geophys. Surv. 1987. N 5. P. 37–82.
- Zemtsov V.* Genesis of Precambrian carbon-rich rocks // Problems of Geocosmos, Book of abstr. Int. Confer. St. Petersburg, 2000. P. 85–86.
- Zemtsov V.* Diamagnetic anisotropy of carbon-rich shungite // Materials of the 18-th EGS Congress, Nice, 2001.
- Фондовая:  
*Закономерности формирования, развития и размещения шунгитоносных структур Онежской мульды / Хейсканен К. И., Филиппов М. М. и др.* Отчет НИР, ИГ КарНЦ РАН. Петрозаводск, 2000. 200 с.

*В. П. Ильина, Б. Н. Клабуков*

## ПОЛЕВОШПАТОВОЕ СЫРЬЕ КАРЕЛИИ И СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗУЧЕНИЯ ЕГО ФИЗИКО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ

Большое значение для решения проблемы обеспечения керамических предприятий полевошпатовым сырьем отводится изучению физико-технических свойств новых видов полевошпатового сырья, получаемого из гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов, и из техногенных видов минерального сырья.

Полевые шпаты (и их заменители) вводят в керамические массы для образования стеклофазы. В зависимости от функциональной возможности полевошпатового сырья к нему предъявляют различные требования: к составу – относительно высокая массовая доля оксидов калия и натрия при их определенном соотношении и ограниченная массовая доля оксидов железа, титана, кальция, магния, кварца, а также к физико-техническим свойствам, обеспечивающим свойства фарфора, – определенные значения рН и термического коэффициента линейного расширения, а для электротехнического фарфора – электросопротивление, диэлектрические потери и диэлектрическую проницаемость в соответствии с ГОСТ 2484-85. В полевошпатовом сырье оксиды калия и натрия изоморфно замещаются, но, как правило, один из щелочных оксидов является преобладающим и оказывает более сильное влияние на свойства фарфора и глазури (Августиник, 1975; Ильина, 1997).

Богатые калием микроклиновые пегматиты Чупино-Лоухской группы месторождений и Приладожья (Луликко) широко используются в составах электротехнического фарфора (в высоковольтном фарфоре 32–45% масс. калиевого полевого шпата). Калиевые полевые шпаты в фарфоре образуют стеклофазу, от количества, фазового и минералогического состава которой зависят диэлектрические свойства электротехнического фарфора. Связь диэлектрической проницаемости пегматитов Чупино-Лоухской группы месторождений с их составом отмечалась ранее в статьях (Голод и др., 1975; Холодок и др., 1977).

В данной работе выполнены исследования электрических свойств, термического коэффициента линейного расширения, рН, полученных в результате обогащения нетрадиционных видов кварцполевошпатового сырья – калиевой геллефлинты, кварцевых порфиров, сиенитов, гранитов-аплитов, и сравнение их с традиционными для керамики – пегматитами, с целью определения функциональных возможностей применения новых типов технологического сырья.

Составы и физико-технические свойства полевошпатовых пород приведены в таблице.

### Электрические характеристики полевошпатового сырья

Электрические свойства (диэлектрическая проницаемость –  $\epsilon$ , тангенс угла диэлектрических потерь –  $\operatorname{tg} \delta$  и электросопротивление –  $\lg \rho$ ) изучались на спеках (материал в стеклообразном состоянии, в том виде, в котором он находится в фарфоре), приготовленных из тонкоизмельченного (размер частиц 0,063 мм) порошка обогащенных кварцполевошпатовых пород путем плавления их в тиглях при 1350 °С. Образцы для измерения подготовлены шлифованием спёков на абразивном круге до размеров – диаметр 20–25 мм, высота 2–3 мм. Измерение величин  $\epsilon$ ,  $\lg \rho$ ,  $\operatorname{tg} \delta$  проводили с использованием моста емкостью Е-7-8; рабочая частота 1000 Гц, температура 20 °С (измерения выполнены Б. Н. Клабуковым). Расчет электрических свойств осуществлялся с введением добавочного коэффициента для учета дополнительной емкости на не покрытых электродами участках образца по формулам, соответственно:

диэлектрическая проницаемость:

$$\epsilon = \kappa_1 \kappa_2 c,$$

где  $\kappa_1 = 1,14$  – коэффициент датчика,  $\kappa_2$  – коэффициент толщины образца,  $c$  – емкость образца;

удельное электрическое сопротивление:

$$\lg \rho = \kappa/g \cdot l,$$

где  $\kappa = 33,55$  – коэффициент датчика,  $g$  – проводимость,  $l$  – толщина образца;

диэлектрические потери:

$$\operatorname{tg} \delta = 0,175 \cdot g/c,$$

где  $c$  – емкость образца,  $g$  – проводимость.

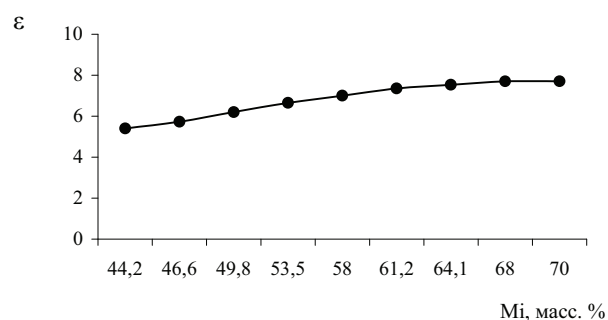
Результаты измерения электрических свойств полевошпатовых пород приведены в таблице, а зависимость изменения  $\epsilon$ ,  $\lg \rho$ ,  $\operatorname{tg} \delta$  от количества микроклина и плагиоклаза в спеке представлена на рис. 1–3.

Электрическим параметром минерала, характеризующим его способность поляризоваться в электрическом поле, является диэлектрическая проницаемость –  $\epsilon$ . Значение диэлектрической проницаемости спёков исследованных пород (№ 1–12), по экспериментальным данным, колеблется в пределах 3,26–8,1. Диэлектрическая проницаемость полевошпатовых

### Составы и физико-технологические свойства полевошпатовых пород

| Технологический тип | Месторождения полевошпатового сырья |                      | Минеральный состав, масс. % |      |         |      | Электрические свойства |            |                               |             | ТКЛР $\times 10^{-6}$ /град. |        | pH    |      |
|---------------------|-------------------------------------|----------------------|-----------------------------|------|---------|------|------------------------|------------|-------------------------------|-------------|------------------------------|--------|-------|------|
|                     | Район                               | Месторождение        | № п/п                       | Q    | Mi      | Pl   | Кол-во образцов        | $\epsilon$ | $\rho \times 10^{10}$ Ом · см | tg $\delta$ | 400 °С                       | 700 °С |       |      |
| Пематит             | Чупино-Лоухский                     | Хетоламбино, ж.99    | 1                           | 2,5  | 70,0    | 27,5 | 4                      | 7,70       | —                             | —           | 7,70                         | —      | 9,67  |      |
|                     |                                     | Уракко, пр. 145/80   | 2                           | 28,6 | 64,1    | 7,3  | 3                      | 7,53       | 0,94                          | 0,148       | 7,93                         | 11,21  | 9,08  |      |
|                     | Приладожье                          | Кив-Губа             | 3                           | 24,2 | 61,3    | 14,5 | 4                      | 7,35       | 1,00                          | 0,062       | 7,72                         | 9,96   | 9,85  |      |
|                     |                                     | Яккима, пр. 45/80    | 4                           | 27,2 | 49,8    | 23,0 | 3                      | 6,20       | 0,95                          | 0,900       | 8,10                         | 10,83  | 9,83  |      |
|                     | Улялегское поле                     | Кюрьяла              | Лупикко                     | 5    | 27,8    | 46,6 | 25,6                   | 3          | 5,73                          | 1,00        | 0,127                        | 8,51   | 12,93 | 9,82 |
|                     |                                     |                      |                             | 6    | 7,1     | 58,0 | 34,9                   | 4          | 7,00                          | 2,10        | 0,027                        | 7,90   | 10,55 | 8,84 |
| Вулканит            | Беломорский                         | Роза-Ламби           | 7                           | 44,0 | 44,2    | 11,8 | 4                      | 5,40       | 0,85                          | 0,160       | 8,08                         | 10,71  | 7,10  |      |
|                     | Калевальский                        | Костомукша           | 8                           | 24,2 | 68,0    | 7,8  | 4                      | 7,70       | 1,23                          | 0,050       | 9,15                         | 11,75  | 10,0  |      |
| Сиенит              | Лоухский                            | Елетьозеро           | 9                           | 23,1 | 53,5    | 31,4 | 4                      | 6,65       | 1,51                          | 0,032       | 7,83                         | 9,98   | 9,80  |      |
|                     | Приладожье                          | Элисенваара          | 10                          | 12,8 | 43,0    | 54,2 | 3                      | 3,26       | 2,00                          | 0,025       | 8,00                         | 11,23  | 8,25  |      |
| Гранит-аплит        | Лоухский                            | Елетьозеро           | 11                          | 29,1 | Or-30,8 | 40,4 | 3                      | 3,87       | 0,85                          | 0,207       | 7,89                         | 10,5   | 7,98  |      |
|                     |                                     | Слюдозеро            | 12                          | 22,0 | Or-11,1 | 66,9 | 3                      | 4,02       | 1,32                          | 0,034       | 7,84                         | 11,01  | 9,76  |      |
| Пегматит-гранит     | Мамско-Чуйское                      | Мамское, Б. Северный | 13                          | 9,0  | 71,0    | 20,0 |                        | 7,5        |                               |             | 7,78                         |        |       |      |
|                     | Енское                              | Риколатва            | 14                          | 10,1 | 69,5    | 26,4 |                        | 7,0        |                               |             | 7,52                         |        | 8,4   |      |
|                     | Средняя Азия                        | Лянгарское           | 15                          | 15,5 | 47,7    | 36,8 |                        | 5,6        |                               |             | 7,82                         |        |       |      |
|                     | Казахстан                           | Караоткельское       | 16                          | 2,5  | 58,7    | 38,8 |                        | 7,7        |                               |             | 7,76                         |        |       |      |
|                     | Уральское                           | Мальшевское          | 17                          | 43,6 | 29,3    | 27,1 |                        | 5,6        |                               |             | 7,80                         |        |       |      |
|                     | Финляндия                           | Кеммо (FFF)          | 18                          | 8,0  | 37,0    | 55,0 |                        |            |                               |             |                              |        | 8,3   |      |
|                     |                                     |                      |                             | 5,0  | 50,0    | 45,0 |                        |            |                               |             |                              |        | 8,3   |      |

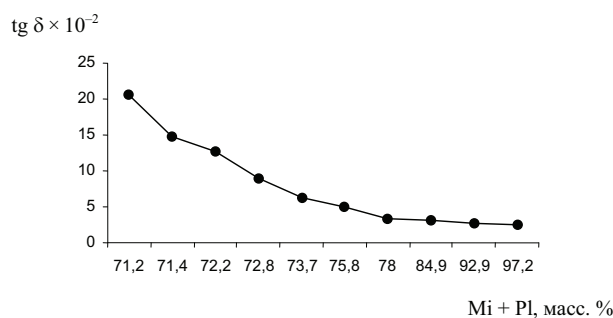
пород других месторождений (№ 13–18), приведенных в таблице, изменяется от 5,6 до 7,7, а по результатам Е. В. Рожковой, представленным в литературе (Голод и др., 1975), равна 5,6–6,3, это значит, что диапазон изменения  $\epsilon$  спеков исследованных кварцполевошпатовых пород находится в пределах известных значений. Анализ полученных значений диэлектрической проницаемости показал, что  $\epsilon$  в значительной степени зависит от минералогического состава. Установлено, что основное влияние на величину диэлектрической проницаемости оказывают микроклин и кварц. Высокое, в отличие от других пород, количество кварца (44 масс. %) в вулканитах месторождения Роза-Ламби (спек № 7) способствует снижению  $\epsilon$  спека до 5,4 дтн/см<sup>2</sup>.



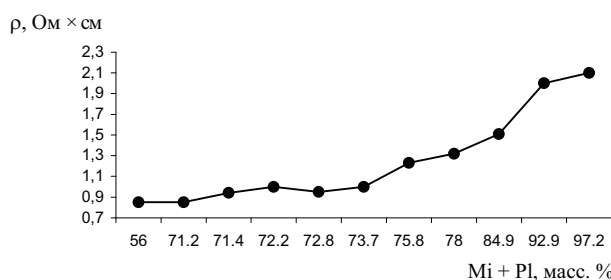
**Рис. 1.** Зависимость изменения диэлектрической проницаемости спеков от количества микроклина в кварцполевошпатовых породах

Как видно на рис. 1, характер изменения  $\epsilon$  спеков зависит от количества микроклина как в традиционных пегматитах (спек № 1–5), так и в сиенитах, гранитах, вулканитах (спек № 6–12). Диэлектрическая проницаемость спеков плагиоклазовых пород (№ 10–12, табл.) ниже, чем спеков микроклинов (3,26–4,02), что, по-видимому, связано с наличием большого количества кварца и ионов  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  в спеках № 11–12

и ионов  $\text{Ba}^{2+}$  в спеке № 10, так как в диэлектриках электропроводимость ионов  $\text{K}^+$  и  $\text{Na}^+$  выше, чем ионов  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ba}^{2+}$ .



**Рис. 2.** Зависимость тангенса диэлектрических потерь спеков от состава кварцполевошпатовых пород



**Рис. 3.** Зависимость удельного электрического сопротивления спеков от состава кварцполевошпатовых пород

Как видно на рис. 2, высокое содержание микроклина и плагиоклаза в полевошпатовых породах обуславливает низкий тангенс угла диэлектрических потерь в спеках: (№ 8) калиевой геллефлинты – 0,050, (№ 10) сиенита – 0,025–0,032, (№ 6) пегматита (Кюрьяла) – 0,027 – и повышает их электросопротивление (рис. 3) (1,23, 2,0, 2,10  $\times 10^{10}$  Ом · см), что

соответствует параметрам ГОСТ 2484-85 для электрофарфора: диэлектрическая проницаемость – не выше 7, тангенс угла диэлектрических потерь – 0,030, электросопротивление –  $1-2 \times 10^{12}$ . Низкие диэлектрические потери (0,025) и высокое электросопротивление  $2,0 \times 10^{10}$  Ом · см характерны для сиенитов Элисенваары, отличающихся высокой суммой микроклина и плагиоклаза (97 масс. %). По результатам изучения электрических свойств кварцполевошпатовых пород установлено, что высокие значения диэлектрической проницаемости характерны для спеков пегматитов Хетоламбино (7,7) и калиевой геллефлинты (7,7). Низкий тангенс угла диэлектрических потерь (0,025) и высокое удельное электрическое сопротивление ( $2,0 \times 10^{10}$  Ом · см) отмечаются у сиенитов Элисенваары. По полученным данным наиболее перспективным кварцполевошпатовым сырьем для электрофарфора можно считать сиениты Элисенваары.

### Термический коэффициент линейного расширения (ТКЛР)

Керамические изделия в результате нагрева расширяются, а после охлаждения принимают первоначальный объем. Это термическое расширение, называемое иногда «обратимым», отличается от дополнительного «остаточного» расширения, в основе которого лежит изменение фазового состава и структуры черепка. От термического расширения зависит величина напряжений, возникающих в керамическом материале при быстрых нагревах и охлаждениях его, поэтому оно оказывает сильное влияние на термическую устойчивость изделий. Термическое расширение фарфора зависит от химико-минералогического состава материала, в том числе и от полевошпатового сырья, образующего стеклофазу. Параметром, характеризующим термическое расширение керамических изделий, является термический коэффициент линейного расширения (ТКЛР).

Измерение ТКЛР проводилось на кварцевом dilatометре ДКВ-4 на образцах  $55 \times 5$  мм, полученных прессованием, измельченных до размера зерен 0,063 мм, с последующим обжигом в силитовой печи при  $1350^\circ\text{C}$ . При этом достигалось максимальное значение плотности спеков. Расчет ТКЛР проводился при температурах  $400^\circ\text{C}$ ,  $700^\circ\text{C}$  по формуле:

$$\alpha = \frac{1}{l_0} \times \frac{l_t - l_0}{t_t - t_0} + 55,5 \times 10^{-6} \text{ 1/град.},$$

где  $t_0$  – начальная температура измерения,  $50^\circ\text{C}$ ;  $t_t$  – конечная температура измерения,  $400^\circ\text{C}$ ;  $l_0$  – первоначальная длина образца, мм;  $l_t$  – удлинение образца, мм;  $5,5 \times 10^{-6}$  –  $1/\text{град.}$  – ТКЛР кварцевого стекла.

По результатам измерений (табл.) наблюдается увеличение ТКЛР в отдельных температурных участках. Так, ТКЛР кварцполевошпатовых пород при  $400^\circ\text{C}$  находится в пределах  $7,10-9,15$ , а при  $700^\circ\text{C}$  –  $9,96-11,75 \times 10^{-6}$   $1/\text{град.}$  Наибольшие значения ТКЛР характерны для геллефлинты (спек № 8): при  $400^\circ\text{C}$  –  $9,15$  и  $700^\circ\text{C}$  –  $11,75 \times 10^{-6}$   $1/\text{град.}$  По структуре геллефлинта отличается от пегматитов наличием тонкодисперсного кварца, что способствует быстрому его растворению в стеклофазе. Как видно на рис. 4, кривые № 1, 2, 5 спеков исследованных пород

характеризуются неравномерным ходом термического расширения. Резкое увеличение ТКЛР в области  $600-700^\circ\text{C}$  характерно для составов с минимальным содержанием кварца и большим количеством микроклина и плагиоклаза, образующих жидкую фазу с меньшей вязкостью. Большое количество кварца в спеках обуславливает прямолинейный ход (кривые 3, 4, 6, 7) ТКЛР в интервале  $600-700^\circ\text{C}$ . Минимальное значение ТКЛР ( $7,10 \times 10^{-6}$   $1/\text{град.}$ ) получено на спеке № 7 с максимальным содержанием кварца (44,0 масс. %), а максимальное ТКЛР ( $8,9 \times 10^{-6}$   $1/\text{град.}$ ) – на спеке № 1 с содержанием кварца 2,5 масс. %. Согласно литературным данным (Холодок и др., 1977), зависимость ТКЛР от содержания кварца можно объяснить различием плотностей минералов. Известно, что увеличение плотности минерала приводит к снижению ТКЛР. Так как плотность кварца ( $2,65 \text{ г/см}^3$ ) больше, чем плотность альбита ( $2,61 \text{ г/см}^3$ ) и микроклина ( $2,55 \text{ г/см}^3$ ), то вполне объяснимы и низкие значения ТКЛР в спеках с большим содержанием кварца. Более сложный характер имеет зависимость ТКЛР от соотношения микроклина и плагиоклаза. Увеличение кварца за счет уменьшения содержания полевого шпата (Августиник, 1975), наблюдаемое также в кварцевых порфирах Роза-Ламби, будет способствовать расширению интервала обжига фарфора до  $100^\circ\text{C}$ , без деформации изделий.

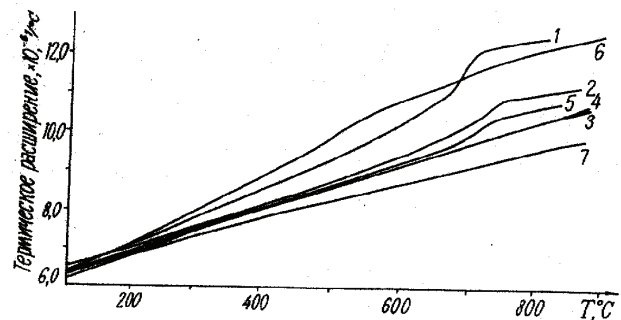


Рис. 4. Зависимость термического коэффициента линейного расширения спеков от температуры:

1 – спек № 1, 2 – № 6, 3 – № 4, 4 – № 5, 5 – № 10, 6 – № 2, 7 – № 7

Приведенные в таблице данные ТКЛР кварцполевошпатовых пород согласуются с результатами исследований А. И. Августиника и др. (1980), определивших тенденцию изменения температурных коэффициентов линейного расширения спеков (№ 13–17) пегматитов разных месторождений в зависимости от количества в них микроклина.

Таким образом, показано, что кварц снижает ТКЛР кварцполевошпатовых пород, о чем свидетельствует отсутствие резких изменений в области  $600-700^\circ\text{C}$ . Большое количество полевошпатовых минералов (95,0–97,5 масс. %), образующих стеклофазу меньшей вязкости, повышает ТКЛР спеков кварцполевошпатовых пород.

### pH суспензии кварцполевошпатового сырья

Взаимодействуя с водой, полевошпатовые минералы в зависимости от входящих в их состав катионов и анионов изменяют кислотность керамического



шликера. Параметром, характеризующим кислотность полевошпатовых пород и технологические свойства шликера (вязкость, плотность обливок, тиксотропия) для отливки керамических изделий, является рН. С увеличением рН повышается тиксотропия шликера. Оптимальная вязкость шликера для огнеупорных изделий достигается при рН 5,5, а для фарфора – при рН 7,5–9,0. По ГОСТ 21119.3-91 для полевошпатовых наполнителей в лакокрасочном производстве рН равен 6–9.

Проведено сравнение значений рН водных суспензий – пегматитов, сиенитов, гранитов, вулканигов. Измерения рН суспензий выполнены потенциометрическим методом на иономере типа И-120.1. Суспензии готовились из тонкоизмельченных проб (размер зерен 0,063 мм) при отношении Т : Ж, равном 1 : 2,5, в соответствии с методикой, представленной в статье Е. В. Копченовой, В. Н. Карюкиной (1969). Результаты измерений рН суспензий полевошпатовых пород приведены в таблице, а на рис. 5 показана связь рН и их состава.

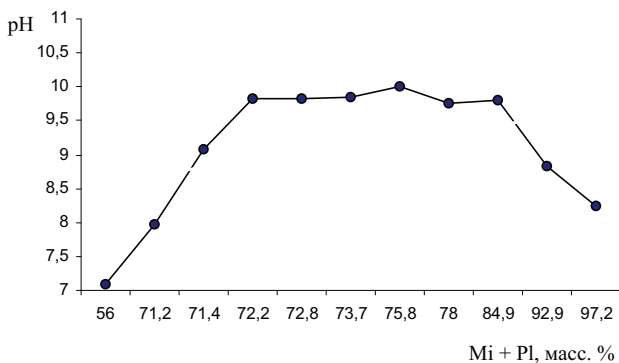


Рис. 5. Зависимость рН суспензий от состава кварцполевошпатовых пород

Общей закономерностью изменения величин рН суспензии горных пород, по результатам исследований В. Н. Карюкиной (1957), является увеличение рН по мере повышения содержания в них щелочных оксидов. Однако сравнительный анализ рН суспензий кварцполевошпатовых пород показал, что не всегда высокое содержание щелочных оксидов приводит к высоким значениям рН. Так, рН сиенитов (8,25; обр. № 10) ниже по сравнению с рН геллефлинты (10,0; обр. № 8), несмотря на более высокое содержание микроклиновых и плагиоклазовых полевых шпатов в сиенитах (97,2 масс. %), чем в геллефлинте (84,9 масс. %). Наиболее близким к сиенитам Элисенваары по значениям рН (8,3) и суммарному количеству полевых шпатов (92–95 масс. %) является полевошпатовое сырье (табл., № 18), выпускаемое в Кемио (Финляндия).

По данным, приведенным в таблице, наибольшие значения рН у суспензий микроклиновых пегматитов месторождений Хетоламбино (9,67) и Лупикко (9,82). Из нетрадиционных видов полевошпатового сырья высокими значениями рН отличается калиевая геллефлинта (10,0). Таким образом, только суммарное количество микроклина и плагиоклаза не дает возможность судить о повышении рН суспензий. Сравнения рН суспензии кварцполевошпатовых пород показали, что большие количества кварца (рН кварца – 6,4–6,9) резко снижают их рН, как это наблюдается у вулканигов Роза-Ламби (рН 7,1).

Наибольшим значениям рН (9,82–10,0), как видно на рис. 5, соответствуют составы суспензий, у которых суммарное содержание микроклина и плагиоклаза находится в пределах 75,8–78,0 масс. %, а количество кварца равно 22,0–24,2 масс. %. Таким образом, рН суспензий кварцполевошпатового сырья зависит не только от суммарного количества микроклина и плагиоклаза, но и от содержания кварца. Эффективным сырьем в качестве наполнителя в строительных и лакокрасочных композициях предположительно является сиенит Элисенваары, так как рН его суспензии равен 8,25 и соответствует рН суспензии полевошпатового наполнителя по ГОСТ 21119.3-91 (рН 6–9) и выпускаемого в Кемио (Финляндия) полевошпатового сырья (рН 8,3).

## Выводы

1. Установлено, что высокое содержание кварца (от 29,1 до 44 масс. %) в кварцполевошпатовых породах обеспечивает более низкие значения ТКЛР и плавный ход кривых в интервале 600–700 °С. Высокое содержание кварца в кварцевых порфирах Роза-Ламби будет способствовать широкому интервалу обжига электротехнического и бытового фарфора.

2. Выявлено, что основное влияние на величину электрических свойств –  $\epsilon$ ,  $\lg \rho$ ,  $\lg \delta$  – спеков оказывает состав нетрадиционных видов кварцполевошпатовых пород, так же как и для пегматитов. Диэлектрическая проницаемость в большей степени зависит от количества микроклина в породах. Низкие диэлектрические потери (0,025) и высокое электросопротивление  $2,0 \times 10^{-6}$  Ом · см, по сравнению с другими породами, характерны для сиенитов Элисенваары, отличающихся высоким содержанием микроклина и плагиоклаза (97 масс. %). Наибольший интерес для производства электрофарфора представляют сиениты Элисенваары.

3. Показано, что рН суспензий кварцполевошпатового сырья зависит не только от суммарного количества микроклина и плагиоклаза, но и от содержания кварца. Эффективным сырьем в качестве наполнителя в строительных и лакокрасочных композициях является сиенит Элисенваары.

## ЛИТЕРАТУРА

Августиник А. И. Керамика. Л., 1975. 590 с.  
 Августиник А. И., Холодок Н. И., Голод М. И. и др. О теплофизических свойствах полевошпатовых минералов пегматитовых жил // Геофизические исследования восточной части Балтийского щита. Петрозаводск, 1980. С. 108–117.

Голод М. И., Гродницкий Л. Л., Клабуков Б. Н. О диэлектрической проницаемости плагиоклазов из пегматитовых жил Кольского полуострова // Минералы – индикаторы особенностей вмещающей их среды. Л., 1975. С. 47–49.

*Ильина В. П.* Технологическая оценка полевошпатовых пород Лоухского района // Геолого-технологическая оценка промышленных минералов и пород Республики Карелия и отдельных регионов Европейского континента. Петрозаводск, 1997. С. 57–59.

*Карюкина В. Н.* Определение минералов по рН их суспензии // Современные методы минералогического исследования горных пород руд и минералов. М., 1957. С. 208–230.

*Копченова Е. В., Карюкина В. Н.* Определение величины рН суспензии минералов и значение этого показателя при минералогических исследованиях // Современные методы минералогического исследования. М., 1969. С. 148–155.

*Холодок Н. И., Голод М. И., Попова И. А., Клабуков Б. Н.* О диэлектрической проницаемости калиевых полевых шпатов пегматитовых жил // Пегматиты Карелии и Кольского полуострова. Петрозаводск, 1977. С. 160–164.

Г. П. Озерова, Г. А. Лебедева, А. И. Черанев

## РАДИАЦИОННАЯ СТОЙКОСТЬ ОСНОВНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД И КАМЕННОГО ЛИТЬЯ НА ИХ ОСНОВЕ

Одной из важнейших проблем охраны окружающей среды является обезвреживание и окончательное захоронение радиоактивных отходов. Система захоронения предусматривает отверждение отходов, помещение в контейнер с антикоррозионной оболочкой, инженерные сооружения для их размещения, естественную геологическую среду для захоронения. Все материалы, используемые для захоронения, должны обладать радиационной стойкостью, т. е. стабильностью свойств при воздействии ионизирующих излучений, в основном  $\gamma$ -облучения.

$\gamma$ -облучение – устойчивое излучение, возникающее при изменении энергетического состояния атомных ядер или аннигиляционных частиц (Пикаев, 1998). При  $\gamma$ -облучении наиболее вероятно образование точечных дефектов, которые могут влиять на свойства вещества: фазовый состав и структуру, плотность, прочностные характеристики и другие. Как правило, при радиационных процессах, протекающих в хранилище с радиоактивными отходами, максимально возможные дозы облучения не превышают  $10^5$  кГр (килогрей).

Изучена радиационная стойкость основных горных пород Карелии (габбро-диабазы Берегового месторождения и пироксенового порфирита Хавч-Озера) как естественного геологического барьера, а также каменного литья на их основе в качестве материала для контейнеров. Выбор этих объектов обусловлен следующим. Известно, что минералы каркасного строения имеют меньшую радиационную стойкость, чем минералы с менее жесткими связями между кремнекислородными тетраэдрами. По радиационной стойкости минералы располагаются в следующий ряд: шпинель – оливин – авгит – плагиоклаз – кварц. В соответствии с этим у горных пород радиационная устойчивость возрастает по мере замещения в породах каркасных минералов на ленточные, цепочечные, островные – от гранитов, диоритов к габбро, базальтам, пироксенитам, оливинитам.

Каменное литье, получаемое путем кристаллизации расплавов горных пород, хорошо зарекомен-

довало себя как химически- и износостойкий материал, заменяющий металлы в различных отраслях промышленности. В пользу перспективности использования каменного литья при захоронении радиоактивных отходов свидетельствуют следующие его свойства: отсутствие летучих компонентов, открытых пор и каверн, высокие прочностные характеристики, коррозионная стойкость, возможность получения изделий сложной формы методом литья, недефицитность и низкая стоимость сырья. Изменения свойств многофазных стеклокристаллических материалов под влиянием ионизирующих излучений имеют сложный характер и зависят от фазового состава и структуры материала. Систематических работ по изучению влияния радиации на стеклокристаллические материалы и, в частности, на каменное литье не проводилось.

Изученный нами габбро-диабаз имеет габбро-офитовую структуру, состоит из альбита, актинолита, хлорита, минералов группы эпидот-цоизита, гидрооксидов железа. Для пироксенового порфирита характерна порфиридная структура. Вкрапленники представлены авгитом, реже – плагиоклазом. Основная масса состоит из тремолита, альбита, лейкоксена, хлорита, цоизита. Прочность горных пород составляет 60–80 МПа соответственно.

Исследована радиационная стойкость двух видов каменного литья, отличающихся по химико-минералогическому составу (табл.): магнетит-пироксенового на основе диабазы (состав 1) и железистого пироксенового из порфирита (состав 2), а также стекла, аналогичных двум видам каменного литья. Кроме того, изучена радиационная стойкость плагиоклазового стекла, близкого по составу межкристаллитному стеклу каменного литья.

Магнетит-пироксеновое литье (состав 1) содержит в химическом составе 15–16% оксидов железа. При кристаллизации расплава выделяются крупные дендриты магнетита размером 80–100 мкм, между которыми кристаллизуется мелкозернистый пироксен (рис. 1, а). В железистом пироксеновом литье (состав 2) количество оксидов железа не превышает 11%.

Химический состав каменного литья, масс. %

| № п/п | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | H <sub>2</sub> O | ппп  | Сумма  |
|-------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|--------------------------------|------------------|------|--------|
| 1     | 50,50            | 2,16             | 12,52                          | 7,95                           | 7,33 | 0,22 | 6,85 | 7,99 | 2,73              | 0,86             | 0,58                           | 0,04             | 0,28 | 100,01 |
| 2     | 51,86            | 1,59             | 13,40                          | 3,55                           | 7,33 | 0,18 | 8,20 | 9,67 | 2,23              | 0,80             | 0,38                           | 0,05             | 0,34 | 99,65  |

При охлаждении расплава первым кристаллизуется пироксен в виде сферолитов и перистых агрегатов размером 15–80 мкм; в качестве второй фазы выделяются точечные кристаллы магнетита размером 2–4 мкм (рис. 1, б). Оба вида каменного литья содержат остаточное стекло, находящееся в интерстициях между кристаллическими образованиями.

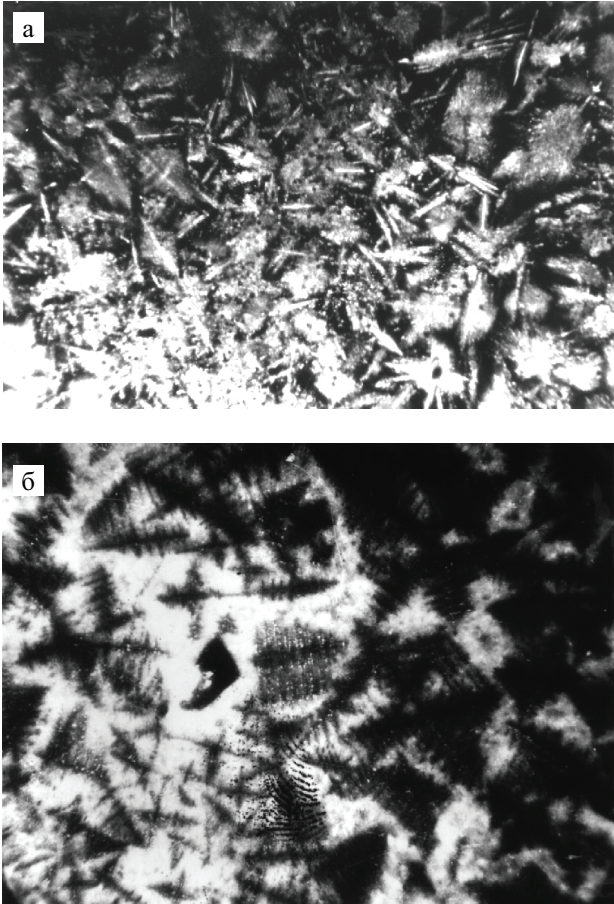


Рис. 1. Структура каменного литья:

а – состав 1, б – состав 2

Каменное литье двух составов отвечает основным требованиям, предъявляемым к контейнерам: имеет низкую пористость (0,1–0,5%) и водопоглощение (0,08–0,34%), не содержит раковин, имеет высокую прочность на изгиб (77–115 МПа) и сжатие (230–490 МПа), химическую стойкость (95–99% в 20%-й НСl), водостойкость – 1 кл.

Для облучения образцов использованы источники  $\gamma$ - $Co^{60}$ , ГУГ-120, КПУ-29, МГУ-30. Мощность дозы облучения 52–100 кГр/ч. Максимальная доза облучения  $2 \cdot 10^5$  кГр. Чтобы исключить влияние воды, облучение проводилось в стеклянных запаянных ампулах или в алюминиевой фольге. Облучение проводилось в ИФХ РАН.

Радиационная стойкость оценивалась по влиянию  $\gamma$ -облучения на свойства: фазовый состав и структуру, валентное состояние железа, прочность при трехточечном изгибе, микротвердость, упругие характеристики по стандартным методикам (Лебедева, Озерова, 1998). Изучены процессы диффузии ионов Р, Sr, Cs в каменное литье и горные породы из наплавленных

стекел, моделирующих радиационные отходы (метод электронно-зондового анализа).

По данным рентгенофазового анализа, оптической и электронной микроскопии установлено, что при облучении изменений в минеральном составе и структуре горных пород, каменного литья, а также стекел не происходит, отмечается стабильность межплоскостных расстояний основной кристаллической фазы – пироксена. Методами рентгенофазового, химического анализов, мессбауэровской и ЭПР-спектроскопии показано, что  $\gamma$ -облучение практически не изменяет валентного состояния ионов железа. Для физико-механических свойств каменного литья и соответствующих им по составу стекел на начальных стадиях облучения (до дозы  $2 \times 10^4$  кГр) характерно некоторое снижение прочности на 10–15%, микротвердости – на 20%, упругости – на 4%.

С повышением дозы облучения значения характеристик приближаются к исходным (рис. 2). Это можно объяснить возникновением временных пространственных дефектов либо развитием незначительной напряженности структуры в кристаллической и стеклообразной фазах и последующим радиационным отжигом. Для исследованных горных пород наблюдается радиационное упрочнение на 15–25% при дозе облучения  $7 \cdot 10^4$  кГр (рис. 2).

Глубина проникновения изотопов-имитаторов радиоактивных отходов в каменное литье и горные породы даже в экстремальных условиях (температура 600 °С, доза  $5 \cdot 10^5$  кГр) незначительна: коэффициент радиационно-термической диффузии не превышает  $10^{-14}$  см<sup>2</sup>/с.

Методом люминесценции установлено, что в облученном стекле, близком по составу остаточной стеклофазе каменного литья, происходят локальные нарушения на электронном уровне: образование дырочных дефектов в кремнеалюмоокислородных тетраэдрах и локализация электронов. Эти дефекты не нарушают структуру стекел в целом, о чем свидетельствуют данные электронной микроскопии и инфракрасной спектроскопии (Лебедева и др., 1990). Полученные результаты показали, что горные породы основного состава независимо от их химико-минералогического состава, а также каменное литье и стекла на их основе являются радиационностойкими.

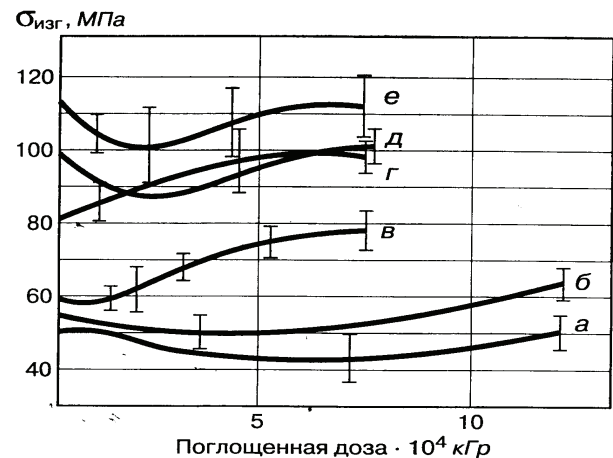


Рис. 2. Зависимость прочности при изгибе от дозы облучения:

а – стекло состава 1; б – стекло состава 2; в – габбро-диабаз; г – пироксеновый порфирит; д – литье состава 1; е – литье состава 2

Следующим этапом явилась разработка технологии получения контейнеров в производственных условиях (завод КИМС). При нашем участии разработана технология производства контейнеров объемом 0,25–3 л с использованием в качестве сырья пироксенового порфирита. Основанием для выбора сырья послужили более высокие прочностные характеристики каменного литья на основе порфирита как до, так и после облучения. Кроме того, многолетний заводской опыт показал его пригодность для производства каменного литья различной номенклатуры: плит и фасонных изделий методом статического литья в земляные формы, труб большого диаметра (до 500 мм) и втулок методом центробежного формования. Применение расплава из габбро-диабазы для крупногабаритных изделий сложной конфигурации затруднено из-за низкой технологической термостойкости – образования трещин в процессе кристаллизации вследствие выделения крупных кристаллов магнетита.

При изготовлении контейнеров основной задачей являлось получение полых изделий с дном. На камнелитейных предприятиях производятся полые изделия в виде труб, втулок, фасонных изделий, полые изделия с дном не производятся.

Разработка технологии производства контейнеров осуществлялась с использованием статического и динамического способов в два этапа:

1) отливка контейнеров емкостью 200–300 мл статическим способом. При этом способе были отработаны такие параметры, как оптимальная геометрия, толщина стенки, материал формы и состав стержневой смеси, способ заливки расплава, повышение кристаллизационной способности;

2) отливка контейнеров емкостью 3 л для стендовых испытаний статическим и центробежно-статическим методом.

По статическому способу расплав заливается в разъемную металлическую форму на головку стержня, формирующего полость в отливке. После частичного затвердевания отливки форма разбирается и отливка кристаллизуется в туннельной либо камерной печи. По динамическому способу заливка расплава осуществляется во вращающийся кокиль на центробежной горизонтальной машине. Затем в полость полученной втулки заливается дно. Далее отливка проходит кристаллизацию. Центробежно-статическим методом отлито 20 контейнеров. Материал контейнеров имел следующие свойства: прочность на поперечный изгиб 82,7–106,5 МПа; удельная ударная вязкость 3,25–4,12 кг · см/см<sup>2</sup>; термостойкость 600–650°.

В настоящее время Кондопожский завод готовится к производству двухслойных контейнеров «Камень-бетон» объемом 0,3–0,9 м<sup>3</sup> для захоронения радиоактивных отходов, а также токсичных материалов. Контейнер состоит из внутреннего защитного слоя из каменного литья на основе пироксенового порфирита, обеспечивающего контейнеру герметичность и высокую антикоррозийную и радиационную стойкость, а также наружной бетонной оболочки, обеспечивающей контейнеру необходимую прочность и биологическую защиту.

Таким образом, в результате проведенных исследований показано, что горные породы основного состава, каменное литье и стекла на их основе могут быть использованы в качестве барьеров для захоронения радиоактивных отходов. Горные породы основного состава могут служить геологической средой (естественным барьером) при захоронении отходов.

## ЛИТЕРАТУРА

Дубровский В. Г. Радиационная стойкость строительных материалов. 1977. 227 с.

Лебедева Г. А., Озерова Г. П. Каменное литье как радиационностойкий материал // Строительные материалы. 1998. № 5.

Лебедева Г. А., Озерова Г. П., Мельянцева Р. С., Терно-

вой А. Н. Исследование влияния  $\gamma$ -облучения на структуру петругических стекол // Геолого-технологические исследования минерального сырья Карелии. Петрозаводск, 1990. С. 38–40.

Пикаев А. К. Современная радиационная химия // Твердое тело и полимеры. М., 1998. 443 с.

*Е. В. Мошкина, А. Д. Фофанов, С. А. Светов, В. Ф. Смолькин, В. И. Кевлич*

## РЕАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ПРИРОДНЫХ ШПИНЕЛИДОВ. II. ПОЛНОПРОФИЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

### Введение

Минералы группы шпинели представляют собой двойные окислы с общей формулой  $X^{2+}Y^{3+}O_4^{2-}$  (пространственная группа  $Fd3m$ ). Элементарная ячейка шпинели образована плотнейшей кубической трехслойной упаковкой 32 анионов кислорода, 8 тетраэдрическими (Т) и 16 октаэдрическими (М) позициями, занимаемыми катионами  $X^{2+}$  и  $Y^{3+}$ . В нормальной шпинельной структуре все двухвалентные катионы занимают Т-позиции, а трехвалентные – М-позиции. В обращенной шпинельной структуре 8 атомов  $Y^{3+}$  находятся в Т-позициях, а 8 атомов  $X^{2+}$  и 8 атомов  $Y^{3+}$  беспорядочно распределены в М-позициях. Частично обращенные шпинели описываются инверсионным параметром  $x$ , который соответствует коэффициенту заполнения трехвалентными катионами тетраэдрической позиции. Вместе с периодом элементарной ячейки  $a$  и степенью инверсии  $x$  параметр  $u$ , определяющий координаты атомов кислорода в реальной структуре шпинели, является важнейшей характеристикой, необходимой для расчетов и прогноза свойств соединения. Детально структура шпинели описана как отечественными (Таланов, 1986), так и зарубежными авторами (Hafner, 1960; Hill et al., 1979; O'Neill, Navrotsky, 1983, 1984).

Определение катионного распределения по кристаллографическим позициям структуры шпинели очень важно для характеристики геологических и технологических материалов.

Несмотря на простоту шпинельной структуры, определение катионного распределения по Т- и М-позициям в зависимости от температуры и давления представляет собой довольно сложную задачу. При заданных температуре и давлении распределение катионов по позициям определяется термодинамической стабильностью минерала через конфигурационную энтропию. Эта энтропия может быть найдена путем минимизации энергий, связанных с различным распределением катионов в зависимости от того, окружены они электрическим полем тетраэдра или октаэдра (Della Giusta, Ottonello, 1993). Определение катионного распределения и рационализация законов, управляющих этим процессом, представляют значительный шаг на пути корректной интерпретации термобарической истории шпинельных минералов. При исследовании катионного распределения в структуре шпинели (в основном синтетических шпинелей, содержащих Mg, Fe, и Al) применялись различные методики: нейтронография (Harrison et

al., 1998; Pavese et al., 1999), мессбауэровская спектроскопия (Larsson et al., 1994; Pavese et al., 1999), ядерный магнитный резонанс (O'Neill et al., 1992), порошковая и монокристаллическая рентгенография (Shinoda et al., 1995; Maekawa et al., 1997).

Наиболее традиционной методикой определения катионного распределения шпинелей является неограниченная (в смысле наложения дополнительных ограничений на параметры) минимизация методом наименьших квадратов, опирающаяся на данные, полученные из электронного микроанализа (химический состав) и в результате уточнения структуры методом Ритвельда по порошковым дифрактограммам. Чтобы уменьшить число степеней свободы, при такой минимизации используются предварительные экспериментальные данные, в том числе и мессбауэровская спектроскопия для надежной фиксации вакансий и катионов  $Fe^{3+}$  в тетраэдрической позиции (Pavese et al., 1999). Однако, как и в любом моделировании структуры, основная сложность заключается в точности определения катионного распределения. Так, данные, публикуемые для наиболее часто исследуемой шпинели  $MgAl_2O_4$ , значительно варьируются. Например, в работах Н. Маэкава и др. (1997) и С. В. Андреоззи и др. (2000) уточнялась степень инверсии герценита при одной и той же температуре. Полученные в этих работах результаты отличаются на 0,15 атома на формульную единицу. Следует отметить, что такое отличие соответствует разнице температур порядка 700 °С, что, естественно, препятствует использованию Mg-Al-шпинелей в качестве геоспидометров и геотермометров (Lavina et al., 2002).

В ряде работ предлагаются усовершенствованные методики определения катионного распределения. Так, в работе В. Лавина и др. (2002) представлен усовершенствованный метод определения катионного распределения, основанный на точной подгонке кристаллохимических параметров. Катионы разного сорта распределяются по октаэдрическим и тетраэдрическим позициям в соответствии с их рассеивающей способностью и характеризуются набором длин связей, оптимизированных для шпинельной структуры. Катионное распределение определяется путем минимизации весовых разниц между экспериментальными кристаллохимическими данными и данными, рассчитанными из определенного расположения атомов по позициям шпинели фиксированного состава. Аналогичная методика предложена в работе J. A. Foley и др. (2001).

Природные хромшпинелиды представляют собой многокомпонентные твердые растворы с общей формулой  $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})(\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_4$ . В состав минералов изоморфно в небольших количествах входят также Zn, Ni, Ti, Co, Mn и др. (Фофанов и др., 2002а, б). Установлено (Смолякин, 1992; Фофанов и др., 2002а), что состав хромитов хорошо коррелирует с составом вмещающих пород. Так, в ультраосновных породах офиолитовой ассоциации шпинелиды представлены преимущественно магно-алюмо-хромитом с широкими вариациями соотношения Cr и Al. В породах расслоенных интрузий тренды дифференциации имеют более сложный характер. Ранний акцессорный шпинелид в ультраосновных породах отвечает алюмохромиту, а более поздний рудный хромит – магно-алюмо-хромиту. По мере перехода к основным породам увеличивается содержание в шпинелидах Fe и их состав меняется от хромита до феррихромита и титаномагнетита. Уникальными образованиями являются акцессорные шпинелиды субщелочных ферропикритовых ассоциаций, представленные фазами ряда хромит-ульвошпинель (Смолякин, 1992).

В работе методом полнопрофильного анализа рентгенограмм порошковых образцов впервые проведено уточнение распределения катионов по шпинельным позициям в природных хромитах разных месторождений с целью обнаружения зависимости данного распределения от условий образования минералов.

### Образцы

Исследования физических и структурных свойств хромитов определяют необходимость выделения мономинеральных фракций по специально разработанной схеме, которая описана ранее (Курочкин, 1998; Чантурия, 1998; Фофанов и др., 2002а). Исследуемые хромшпинелиды представляли собой монофракции хромитов, выделенные из руд следующих объектов: Сопчеозерское месторождение Дунитового блока Мончеплутона; рудопоявления пластовых и жильных руд расслоенного серпентинит-дунит-бронзити-

тового массива Падос и месторождение Кемпирсай, приуроченное к офиолитовому комплексу серпентинитов, дунитов и гарцбургитов. Образцы руд были отобраны из керна буровых скважин или карьеров.

Ранее (Фофанов и др., 2002а) было проведено минералогическое изучение образцов методами электронной и оптической микроскопии. Анализ химического состава выделенных монофракций производился на микрозонде Cameca MS-46 (Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты) (табл. 1).

Магнитная сепарация в слабых и сильных магнитных полях позволила выявить в образцах хромитов из месторождения Падос фракции хромитов с различными свойствами. Измерение магнитной восприимчивости мономинеральных фракций минералов проводилось на капнометре ИМВ-2, а электрического сопротивления тераомметром Е6-13А двухэлектродным методом. Условия измерения учитывали размерность частиц, постоянство уплотнения и веса, что позволяет получать (табл. 2) устойчивые результаты измерений (Фофанов и др., 2002а).

### Методика эксперимента

Рентгеноструктурные исследования проводились на кафедре физики твердого тела в ПетрГУ (г. Петрозаводск). Перед проведением рентгеноструктурных исследований пробы подверглись размельчению в агатовой ступке до порошкообразного состояния. Дисперсность порошка контролировалась по рентгенограммам, полученным фотометодом в камере КРОС-1. Порошки перетирались до тех пор, пока линии на рентгенограммах не становились сплошными. Полученный порошок накладывался в стандартную кювету, смазанную раствором клея БФ в спирте. После выравнивания поверхности препарата без прессования (во избежание текстурирования) и высушивания объекты были готовы к съемке. При всех вариантах рентгенографирования порошковые пробы вращались вокруг нормали к их поверхности.

Таблица 1

Химический состав рудных хромитов по данным микрозондового анализа, масс. %

| № образца    | Зона | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MgO   | FeO   | MnO  | ZnO  | NiO  | TiO <sub>2</sub> | Сумма | FeO*  | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * |
|--------------|------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|------|------|------|------------------|-------|-------|----------------------------------|
| Кемп-4       |      | 60,09                          | 7,89                           | 13,24 | 13,19 | 0,12 |      | 0,13 | 0,10             | 94,76 | 11,26 | 1,93                             |
| С-1585/132.6 |      | 58,15                          | 10,43                          | 13,99 | 14,52 | 0,49 |      | 0,17 | 0,11             | 97,85 | 11,13 | 3,39                             |
| С-1508/50.8  |      | 56,06                          | 12,37                          | 15,65 | 13,89 | 0,33 |      | 0,17 | 0,22             | 98,68 | 9,44  | 4,45                             |
| М-36         |      | 51,87                          | 7,36                           | 12,79 | 25,88 | 0,02 | 0,09 | 0,12 | 0,57             | 98,72 | 13,77 | 12,11                            |
| К-132/1а     | Ц    | 35,31                          | 11,41                          | 6,37  | 45,37 | 0,89 |      | 0,07 | 0,16             | 99,58 | 23,59 | 21,78                            |
| К-132/1а     | К    | 26,33                          | 0,36                           | 3,1   | 64,58 | 0,97 |      | 0,32 | 0,14             | 95,80 | 25,61 | 38,96                            |
| К-132/1б     | Ц    | 31,94                          | 10,93                          | 6,35  | 47,17 | 0,94 |      | 0,05 | 0,18             | 97,56 | 22,92 | 24,24                            |
| К-132/1б     | К    | 26,02                          | 0,28                           | 2,57  | 64,08 | 0,86 |      | 0,45 | 0,30             | 94,57 | 26,13 | 37,95                            |
| П-103.1/15а  | Ц    | 50,54                          | 11,85                          | 7,71  | 25,14 | 1,20 | 1,3  | 0,03 | 0,61             | 98,38 | 19,85 | 5,29                             |
| П-103.1/15а  | К    | 40,61                          | 0,25                           | 3,17  | 53,17 | 1,33 | 0,49 | 0,40 | 0,51             | 99,92 | 26,04 | 27,13                            |
| П-103.1/15б  | Ц    | 50,81                          | 10,06                          | 6,81  | 27,25 | 0,66 | 1,82 | 0,63 | 0,24             | 98,28 | 20,09 | 7,16                             |
| П-103.1/15б  | К    | 22,86                          | 0,24                           | 3,14  | 64,59 | 0,42 | 0,5  | 0,42 | 0,59             | 92,74 | 24,97 | 39,61                            |
| П-103.1/15в  | Ц    | 52,66                          | 10,31                          | 6,53  | 25,87 | 0,64 | 1,82 | 0,05 | 0,24             | 98,14 | 21,05 | 4,82                             |
| П-103.1/15в  | К    | 42,24                          | 0,43                           | 3,85  | 48,62 | 1,61 | 0,53 | 0,27 | 0,48             | 98,02 | 24,15 | 24,47                            |

Примечание. Кемп-4 – хромит в массивной, крупнозернистой руде из карьера месторождения Кемпирсай (Казахстан); С-1585/132.6 и С-1508/50.8 – хромит в прослойках богатой полосчатой руды из центральной части месторождения Сопча, Мончеплутон (Кольский п-ов), керна буровых скважин; М-36 – нодулярный хромит из зоны переслаивания бронзититов и гарцбургитов, г. Кумужья, Мончеплутон (Кольский п-ов), глыба; К-132/1 – сложнзональный хромит в жильной метаморфизованной руде из рудопоявления массива Падос, канава (Кольский п-ов) (а и б – разные части образца); П-103.1/15 – зональный хромит в массивной пластовой руде из рудопоявления массива Падос (Кольский п-ов), коренной выход (а – нижняя, б – центральная и в – верхняя часть 8-см пласта). FeO\* и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* – расчет на стехиометрический состав. Образцы В. Ф. Смолякина, аналитики: Я. А. Пахомовский, С. А. Ряженова (ГИ Кольского НЦ РАН). Номера проб идентичны в табл. 1–3.

Т а б л и ц а 2

## Магнитная восприимчивость и электрическое сопротивление концентрата хромита из руд

| Образец        | Магнитная восприимчивость ( $\gamma \times 10^{-6}$ ) | Электрическое сопротивление (Ом) |
|----------------|---|----------------------------------|
| Кемп-4         | 400   | $4,6 \times 10^9$                |
| C-1585/132.6   | 87  | $5,2 \times 10^9$                |
| C-1508/50.8    | 180   | $7,8 \times 10^9$                |
| M-36           | 58  | $1,75 \times 10^9$               |
| K-132/1 (K)    | 31000   | $10,0 \times 10^7$               |
| K-132/1 (Ц)    | 455   | $4,5 \times 10^9$                |
| П-103.1/15 (K) | 53000   | $10,0 \times 10^7$               |
| П-103.1/15 (Ц) | 120   | $3,75 \times 10^9$               |

Примечание. Размер частиц хромита в монофракции – 0,1 мм.

Для определения периодов элементарных ячеек исследуемых минералов проводилось рентгенографирование препаратов на автоматизированной установке ДРОН-4.07 в медном монохроматизированном излучении ( $\lambda = 1,5418 \text{ \AA}$ ) в интервале углов  $2\theta$  области прецизионности:  $70\text{--}150^\circ$  с шагом  $0,02^\circ$  и временем набора импульсов в каждой точке 15 с. В качестве стандарта использовался кварц. Из рентгенограммы были рассчитаны положения центров тяжести дифракционных линий. Периоды элементарных ячеек рассчитывались МНК по десяти самым интенсивным линиям хромита, зарегистрированным в указанном интервале углов  $2\theta$ .

Для уточнения структурных характеристик минералов проводилось рентгенографирование на автоматизированной установке ДРОН-3.0 с использованием  $\text{MoK}_\alpha$ -излучения ( $\lambda = 0,7093 \text{ \AA}$ ). Применение излучения с более короткой длиной волны приводит к тому, что дифракционные линии на рентгенограмме смещаются в сторону меньших углов  $2\theta$  и в область исследования попадает большее количество дифракционных профилей, участвующих в процедуре уточнения структуры. Проблема перекрытия дифракционных пиков несущественна, так как хромит обладает структурой с высокой степенью симметрии, и поэтому на рентгенограмме перекрывается относительно небольшое число пиков. Рентгенографирование препаратов производилось в интервале углов  $2\theta$ :  $5^\circ\text{--}72^\circ$ . Регистрация интенсивностей отдельных пиков происходила с шагом  $0,02^\circ$  по углу  $2\theta$ , область фона сканировалась с шагом  $0,1^\circ$ . Было произведено по два последовательных сканирования каждого препарата, чтобы уменьшить систематическую погрешность в интенсивности первичного пучка рентгеновских лучей и возможные флуктуации интенсивности.

Обработка результатов рентгенографического эксперимента проводилась с использованием пакетов программ КОМФИЗ (НПО «Буревестник»), X-RAY (КФТТ ПетрГУ). Для реализации процедуры полнопрофильного анализа использовалась программа PDR, разработанная А. Б. Товбисом (ИК РАН).

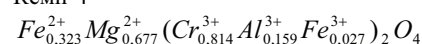
Для описания формы дифракционного пика была выбрана функция *Пирсон VII*, так как она наиболее адекватно описывает форму дифракционных профилей на экспериментальных рентгенограммах исследуемых образцов. Фон включался в полную процедуру уточнения, и описание фона производилось с помо-

щью полинома шестой степени. Так как на экспериментальных рентгенограммах форма линий на малых углах была асимметричной, то для отражений с углами  $2\theta < 30^\circ$  уточнялся параметр асимметрии. Уточнялись также параметры, учитывающие сдвиг дифракционной линии за счет различного рода геометрических aberrаций: смещения нуля счетчика; смещения плоскости образца с оси вращения ГУРа и поглощения в образце. При уточнении координаты кислорода программой рассчитывались также следующие межатомные расстояния в структуре:  $T-O$  (катион в Т-позиции – кислород) и  $M-O$  (катион в М-позиции – кислород). Исходя из этих значений, производился расчет кислородного параметра (Таланов, 1986):

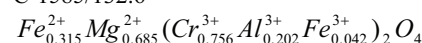
$$u = \frac{33\sqrt{\frac{64}{11}(M-O)^2 - \frac{512}{363}(T-O)^2} + 84\sqrt{3}(T-O)}{4\left(33\sqrt{\frac{64}{11}(M-O)^2 - \frac{512}{363}(T-O)^2} + 40\sqrt{3}(T-O)\right)}$$

Многочисленные экспериментальные данные (Вотяков и др., 1998), а также расчеты, основанные на теории кристаллического поля, показали, что  $\text{Cr}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$  и  $\text{Ti}$  в шпинельной структуре оказывают сильное предпочтение к октаэдрическому окружению. Остальные катионы, хотя и имеют общее предпочтение для определенной координации (так,  $\text{Zn}$  и  $\text{Mg}$  «предпочитают» тетраэдрическую координацию, а  $\text{Al}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  – октаэдрическую), могут занимать обе позиции. Этот факт учитывался как при распределении катионов по позициям в структуре перед процедурой уточнения, так и в ходе самого уточнения коэффициентов заполнения. Исходя из данных микронзондового анализа (табл. 1), были произведены пересчеты содержания всех элементов в атомные проценты и расчет их количества, приходящегося на формульную единицу нормальной шпинели стехиометрического состава:

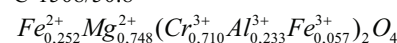
Кемп-4



C-1585/132.6



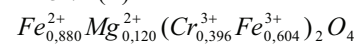
C-1508/50.8



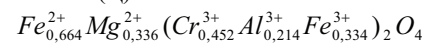
M-36



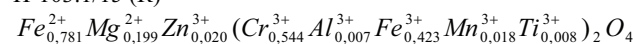
K-132/1 (K)



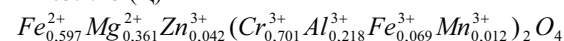
K-132/1 (Ц)



П-103.1/15 (K)



П-103.1/15 (Ц)



В качестве количественных критериев, характеризующих степень соответствия теоретически вычисленной (на основе уточненных значений параметров) и экспериментальной рентгенограмм, используются  $R_{\text{сmp}}$  (в данном случае брэгговский фактор



недостовренности по величине структурных амплитуд, характеризующий степень недостовренности самой структурной модели) и профильный фактор недостовренности  $R_{np}$ .

$$R_{cmp} = \frac{\sum_{(hkl)} \left| |F_{эксн}(hkl)| - |F_{теор}(hkl)| \right|}{\sum_{(hkl)} |F_{эксн}(hkl)|} ;$$

$$R_{np} = \frac{\sum_{i=1}^N |I_{эксн}(\vartheta_i) - I_{теор}(\vartheta_i)|}{\sum_{i=1}^N I_{эксн}(\vartheta_i)}$$

где  $F_{эксн}(hkl)$ ,  $F_{теор}(hkl)$  – экспериментальная и теоретическая структурные амплитуды для отражения  $(hkl)$ ;  $I_{эксн}(\vartheta_i)$ ,  $I_{теор}(\vartheta_i)$  – интенсивность в  $i$  точке на экспериментальной и теоретической рентгенограммах.

Процедура уточнения параметров модели для каждой рентгенограммы исследуемых образцов в методе Ритвельда реализовывалась циклически с определенной стратегией и последовательностью в выборе наборов уточняемых параметров до тех пор, пока значения факторов недостовренности не достигали требуемых значений.

### Результаты

В табл. 3 представлены результаты уточнения параметров структуры исследуемых хромшпинелидов. В нее включены периоды элементарных ячеек  $a$ , кислородные параметры  $u$ , межионные расстояния М-О и Т-О, тепловые параметры кислорода, катионов в Т- и М-позициях ( $V_O$ ,  $V_T$ ,  $V_M$ ), а также структурный и профильный факторы недостовренности ( $R_{стр}$ ,  $R_{пр}$ ).

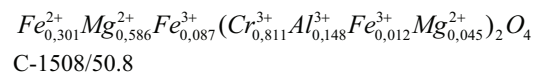
Из анализа данных табл. 3 следует, что различие в значениях периодов элементарной ячейки двух фракций (центр и кайма зерна) для хромшпинелидов месторождения Падос (К-132, П-103) значительно и составляет 0,074 Å. Это свидетельствует о присутствии зональности в зернах хромита данного месторождения, что вполне коррелирует с результатами химического анализа (табл. 1) и данными по магнитным и электрическим свойствам образцов (табл. 2). Т. е. для зерен данных образцов характерен следующий тренд изоморфизма  $Al^{3+}$ ,  $Mg^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$ . При данном процессе в ходе метаморфизма на зернах шпинели образуется внешняя магнетитовая кайма,

обогащенная Fe и бедная Al, Mg, Cr, Mn, Ni, Zn. Для образцов из остальных месторождений такого типа зональности не обнаружено, химический состав по всему объему зерна является однородным. Значения периодов элементарных ячеек этих хромшпинелидов варьируются в пределах (8,300–8,312) Å.

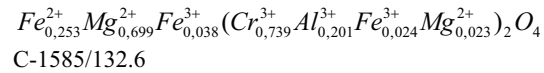
Значения кислородных параметров (для идеальной шпинельной структуры  $u = 0,375$ ) изменяются в пределах 0,384–0,390 и определяются главным образом тем, какие катионы входят в М-позиции. С увеличением содержания Fe, Cr и уменьшением Al в М-позициях происходит увеличение длины межионной связи (М-О) и уменьшение длины связи (Т-О) в образцах К-132 (К) и П-103 (К). Таким образом, смещение анионов кислорода из позиций идеальной структуры в каймах зерен не так значительно, как в ядрах, следовательно, и искажения решетки должны быть меньше. Этот факт подтверждается оценкой величин микроискажений в исследуемых образцах методом аппроксимации (Фофанов и др., 2002а).

Ниже приведены химические формулы образцов, соответствующие уточненному катионному распределению. Оно практически полностью соответствует нормальному распределению катионов  $Al^{3+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Cr^{3+}$  по кристаллографическим позициям в шпинели, что объясняется значительным предпочтением катионов  $Cr^{3+}$  к октаэдрическому окружению. Наблюдается только незначительное перераспределение катионов  $Mg^{2+}$  по Т- и М-позициям.

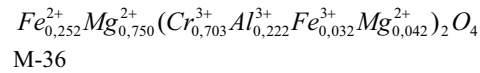
Кемп-4



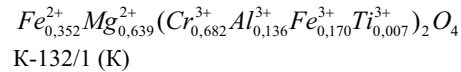
С-1508/50.8



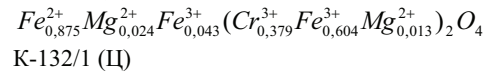
С-1585/132.6



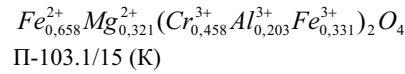
М-36



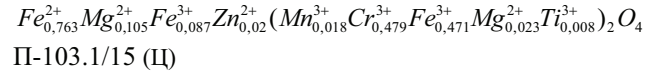
К-132/1 (К)



К-132/1 (П)



П-103.1/15 (К)



П-103.1/15 (П)

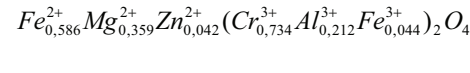


Таблица 3

Уточненные структурные данные исследуемых образцов и факторы недостовренности

|                        | Кемп-4    | С-1508    | С-1585    | М-36      | К-132 (К) | К-132 (П) | П-103 (К) | П-103 (П) |
|------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| $a$ , Å                | 8,312 (5) | 8,299 (7) | 8,305 (9) | 8,309 (8) | 8,391 (7) | 8,318 (2) | 8,390 (6) | 8,315 (6) |
| $U$                    | 0,389     | 0,390     | 0,390     | 0,389     | 0,385     | 0,388     | 0,384     | 0,388     |
| Т-О, Å                 | 2,001 (6) | 2,007 (1) | 2,005 (1) | 2,003 (6) | 1,962 (9) | 1,991 (5) | 1,951 (2) | 1,994 (7) |
| М-О, Å                 | 1,968 (5) | 1,960 (8) | 1,962 (8) | 1,963 (9) | 2,017 (1) | 1,975 (7) | 2,023 (0) | 1,973 (1) |
| $V_T$ , Å <sup>2</sup> | 0,69 (6)  | 0,59 (5)  | 0,57 (7)  | 0,60 (5)  | 0,58 (5)  | 0,68 (3)  | 0,60 (3)  | 0,68 (3)  |
| $V_M$ , Å <sup>2</sup> | 0,64 (6)  | 0,61 (5)  | 0,64 (2)  | 0,68 (5)  | 0,67 (5)  | 0,66 (7)  | 0,67 (8)  | 0,66 (7)  |
| $V_O$ , Å <sup>2</sup> | 0,73 (3)  | 0,86 (3)  | 0,82 (6)  | 0,83 (4)  | 0,84 (6)  | 0,79 (9)  | 0,82 (7)  | 0,79 (9)  |
| $R_{пр}$ , %           | 5,9       | 5,9       | 4,5       | 5,4       | 5,8       | 4,0       | 4,9       | 4,9       |
| $R_{стр}$ , %          | 4,0       | 4,5       | 3,3       | 4,2       | 4,3       | 4,1       | 3,0       | 4,5       |

Аномально высокая электропроводность хромитов из месторождения Падос (кайма) объясняется высоким содержанием  $Fe^{3+}$  в этих образцах. К сожалению, только методами рентгеноструктурного анализа невозможно определить распределение катионов  $Fe^{3+}$  и  $Fe^{2+}$  по Т- и М-позициям, т. е. определить степень инверсии, из-за незначительной разницы в их рассеивающих способностях. В синтетических железо-хромистых образцах  $Fe^{2+}(Fe_x^{3+}Cr_{2-x})O_4$  инверсное распределение катионов  $Fe^{3+}$  уверенно фиксировалось в работе В. Lavina и др. (2002) лишь при значительном содержании  $Fe^{3+}$  ( $x > 2/3$ ), при низких значениях  $x$  катионы  $Fe^{3+}$  занимают преимущественно октаэдры, а  $Fe^{2+}$  – тетраэдры. Поэтому, поскольку в узлах октаэдрической подрешетки в образцах К-132 (К) и П-103 (К) могут быть локализованы оба катиона  $Fe^{3+}$  и  $Fe^{2+}$ , то между ними происходит перескок электронов и возникает так называемая прыжковая проводимость. Согласно работе С. Л. Вотякова и др. (1998), этот эффект проявля-

ется тогда, когда отношение количества  $Fe^{3+}$  к  $Fe^{2+}$  достигает 1 и больше.

## Выводы

1. Для образцов хромитов месторождения Падос обнаружено зональное строение зерен с характерным трендом изоморфизма  $Al^{3+}, Mg^{2+} \rightarrow Fe^{3+}, Fe^{2+}$  по мере перехода от ядра зерна к его кайме, что отражается на структурных особенностях и физических свойствах соответствующих фракций.

2. Методом полнопрофильного анализа картин рассеяния рентгеновского излучения обнаружено, что распределение катионов  $Al^{3+}, Mg^{2+}, Cr^{3+}$  по кристаллическим позициям во всех образцах соответствует нормальной шпинели.

3. Для более детальной интерпретации электрических и магнитных свойств окаймляющих зон образцов необходимы дополнительные исследования распределения катионов  $Fe^{3+}, Fe^{2+}$  по Т- и М-позициям с применением мессбауэровской или ЯГР-спектроскопии.

## ЛИТЕРАТУРА

- Вотяков С. Л., Чащухин И. С., Уймин С. Г., Быков В. Н. Окситермобарометрия хромитоносных ультрамафитов (на примере Урала) // Геохимия. 1998. № 8. С. 791–802.
- Курочкин М. Г. Обогащение хромитовых руд. Новосибирск, 1998.
- Смолькин В. Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб., 1992. 272 с.
- Таланов В. М. Энергетическая кристаллохимия многоподрешеточных кристаллов. Ростов, 1986. 279 с.
- Фофанов А. Д., Светов С. А., Кевлич В. И. и др. Электронный журнал «Исследовано в России», 51, 2002а, с. 555–565, <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2002/051.pdf>.
- Фофанов А. Д., Светов С. А., Мошкина Е. В. и др. Реальная структура природных шпинелидов. I. Результаты рентгеноструктурного анализа // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск, 2002б. С. 73–81.
- Чантурия В. А. Современные проблемы обогащения минерального сырья в России // Вестник ОГГГН РАН. 1998. № 4 (6). С. 39–62.
- Andreozzi C. B., Princivalle F., Skogby H., Della Giusta A. Cation ordering and structural variations with temperature in  $MgAl_2O_4$  spinel: an X-ray single-crystal study // Am. Mineral. 2000. N 85. P. 1164–1171.
- Della Giusta A., Ottonello G. Energy and long-range disorder in simple spinels // Phys. Chem. Miner. 1993. N 20. P. 228–241.
- Foley J. A., Wright S. E., Hughes J. M. Cation partitioning versus temperature in spinel: optimization of site occupants // Phys. Chem. Miner. 2001. N 28. P. 143–148.
- Hafner S. Metalloxyde mit Spinellstruktur // Mineral. Petrogr. Mitt. 1960. N 40. P. 207–242.
- Harrison R. J., Redfern S., O'Neill H. St. C. The temperature dependence of the cation distribution in synthetic hercynite ( $FeAl_2O_4$ ) from in-situ neutron structure refinements // Am. Mineral. 1998. N 83. P. 1092–1099.
- Hill R. J., Craig J. R., Gibbs G. V. Systematics of the spinel structure type // Phys. Chem. Miner. 1979. N 4. P. 317–339.
- Larsson L., O'Neill H. St. C., Annersten H. Crystal chemistry of synthetic hercynite from XRD structure refinements and Mossbauer spectroscopy // Eur. J. Mineral. 1994. N 6. P. 39–51.
- Lavina B., Saliulo G., Della Giusta A. Cation distribution and structure modelling of spinel solid solutions // Phys. Chem. Miner. 2002. N 29. P. 10–18.
- Maekawa H., Kato S., Kawamura K., Yokokawa T. Cation mixing in natural  $MgAl_2O_4$  spinel: a high temperature  $^{27}Al$  NMR study // Am. Mineral. 1997. N 82. P. 1125–1132.
- O'Neill H. St. C., Annersten H., Virgo D. The temperature dependence of the cation distribution in magnesiferite ( $MgFe_2O_4$ ) from powder XRD structural refinements and Mossbauer spectroscopy // Ibid. 1992. N 77. P. 725–740.
- O'Neill H. St. C., Navrotsky A. Simple spinels: crystallographic parameters, cation radii, lattice energies and cation distribution // Ibid. 1983. N 68. P. 181–194.
- O'Neill H. St. C., Navrotsky A. Cation distribution and the thermodynamic properties of binary spinel solid solutions // Ibid. 1984. N 69. P. 733–753.
- Pavese A., Artioli G., Russo U., Hoser A. Cation partitioning versus temperature in  $(Mg_{0.70}Fe_{0.23})Al_{1.97}O_4$  synthetic spinel by in-situ neutron diffraction // Phys. Chem. Miner. 1999. N 26. P. 242–25.
- Shinoda K., Sugiyama K., Reynales C. et al. An improved X-ray structural analysis for detouring cation distribution in  $ZnFe_2O_4$  and  $ZnFe_2O_4 - Fe_3O_4$  solid solutions // J. Mining and Mater. Process. Inst. Jap. 1995. N 111. P. 801–806.

Н. Ю. Светова, А. Д. Фофанов

## АСПЕКТЫ ПРИМЕНЕНИЯ МУЛЬТИФРАКТАЛЬНОГО АНАЛИЗА К ГЕОЛОГИЧЕСКИМ СИСТЕМАМ\*

Геометрические свойства природных объектов занимают одно из центральных мест в различных областях естествознания. Ранее считалось, что для описания реальных объектов достаточно ограничиться такими простыми фигурами, как прямые, окружности, многоугольники, многогранники, сферы. Однако многие природные системы столь сложны и нерегулярны, что использование этого классического набора явно недостаточно. Как, к примеру, с помощью объектов традиционной геометрии описать рельеф горной поверхности, очертания береговых линий материков, кровеносно-сосудистую систему человека, разряд молнии, пламя костра и др. Одним из новых понятий, введенным Б. Мандельбротом и изменившим традиционные представления о геометрических формах природных объектов, явилось понятие фрактала. Первоначально Б. Мандельброт (Mandelbrot, 1982) предложил определение фрактала как множества, обладающего размерностью Хаусдорфа – Безиковича  $D$ , строго превышающей его топологическую размерность  $\dim X$ . Размерность Хаусдорфа – Безиковича в отличие от топологической может принимать нецелые значения, отсюда и происхождение слова фрактал (от греческого *fractus* – дробный, ломаный). Впоследствии это определение оказалось весьма ограниченным потому, что оно исключает ряд фрактальных множеств, встречающихся в физических исследованиях. Позднее Б. Мандельброт дает второе определение фрактала как самоподобного множества, т. е. фрактальное множество выглядит одинаково, в каком бы масштабе его ни рассматривали (Мандельброт, 1988). Согласно Б. Мандельброту, многие реальные формы, которые ранее характеризовались как зернистые, гидроподобные, похожие на морские водоросли, странные, запутанные, ветвистые, пористые, морщинистые и т. п., теперь могут изучаться и записываться в строгих количественных формах (Mandelbrot, 1982). Заметим, что свойство строгого самоподобия фрактала характерно только для регулярных фрактальных множеств. Для реальных объектов, естественно, возникает некоторый элемент случайности, такие фракталы называют нерегулярными, неоднородными, случайными или мультифракталами. Здесь уже самоподобие имеет статистический смысл – при

преобразовании подобия сохраняются статистические характеристики структуры фрактала.

Фрактальные модели не только широко применяются к описанию вполне исследованных ранее процессов и структур, но и позволяют продвинуться в исследовании объектов, ранее не поддающихся пониманию и количественному описанию (Олемской, Флат, 1993).

### Вычисление фрактальной размерности

Напомним, что система подмножеств  $U_i$  топологического пространства  $X$  называется покрытием пространства  $X$ , если каждая точка  $x$  из  $X$  принадлежит какому-нибудь множеству  $U_i$ . Открытое покрытие состоит из открытых множеств, замкнутое – из замкнутых множеств. Кратностью покрытия называется наибольшее из таких целых чисел  $n$ , что существует  $n$  элементов покрытия  $U_i$ , имеющих непустое пересечение. Система множеств  $W_i$  называется вписанной в систему множеств  $U_i$ , если каждый элемент системы  $W_i$  содержится хотя бы в одном элементе системы  $U_i$ . Топологической размерностью  $\dim X$  пространства  $X$  называют такое наименьшее целое  $n$ , что для всякого конечного, открытого покрытия пространства  $X$  существует вписанное в него открытое покрытие кратности  $n + 1$ . Наглядный смысл этого определения достаточно прост. Например, всякое двумерное ( $n = 2$ ) множество может быть покрыто сколь угодно мелкими замкнутыми множествами так, чтобы они примыкали друг к другу ровно по три.

Другим подходом к понятию размерности является идея Хаусдорфа, позднее развитая Безиковичем. Поясним, что такое  $d$ -мерная мера Хаусдорфа для произвольно выбранного неотрицательного  $d$ . Рассмотрим произвольное счетное покрытие  $U = \cup U_i$  множества  $A$  замкнутыми множествами диаметра  $\delta(U_i) \leq \varepsilon$ . Тогда для любого  $\varepsilon > 0$  можно определить 
$$h^d(A, \varepsilon) = \inf \sum_{U_i \subset U} \delta^d(U_i),$$
 где точная нижняя грань берется по всем покрытиям множества  $A$ , состоящим из множеств диаметра, не превосходящего  $\varepsilon$ . Число 
$$h^d(A) = \sup_{\varepsilon \rightarrow 0} h^d(A, \varepsilon)$$
 всегда неотрицательно и называется  $d$ -мерной мерой Хаусдорфа. Найдется такое вещественное число  $D$ , что  $d$ -мерная мера Хаусдорфа бесконечна при  $d < D$  и равна нулю при  $d > D$ .

\* Работа выполняется в рамках проекта РФФИ 01-05-64228.

*Определение.* Число  $D$  называется хаусдорфовой размерностью (или размерностью Хаусдорфа – Бэкиковича) множества  $A$ .

В отличие от топологической размерности размерность  $D$  не обязательно является целым числом. Эти размерности могут и совпадать, но для фрактальных множеств  $D > \dim$ . В частности, любое множество, для которого размерность является не целым числом, есть фрактал. Примерами регулярных фракталов могут служить такие известные множества, как кривая Коха, снежинка Коха, ковер Серпинского, губка Менгера и др. (см., например: Федер, 1991; Божокин, Паршин, 2001; Mandelbrot, 1982).

### Стандартный мультифрактальный формализм

Мультифрактальный формализм по сравнению с приложением концепции фрактала к изучению структур предоставляет гораздо большие возможности для исследования. В частности, кроме фрактальной размерности он позволяет получить еще и такие количественные характеристики изучаемой структуры, как характеристика пространственной упорядоченности, организованности структуры, неоднородности и др.

Кратко опишем один из способов разбиения пространства, охватывающего изучаемый объект, который наиболее эффективен в экспериментальных исследованиях, так называемый равноячеечный способ разбиения.

Пусть вновь данное множество  $A$  покрыто системой замкнутых множеств с диаметрами  $\delta_i = \delta(U_i) \leq \varepsilon$ . Для каждого  $\varepsilon > 0$  определим минимальное число  $N(\varepsilon)$  элементов покрытия. Каждому множеству покрытия  $U_i$  поставим в соответствие его вес  $p_i$ , определяемый как вероятность элементу множества  $A$  одновременно

принадлежать и множеству  $U_i$ . Найдем  $p_i$ :  $p_i = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{N_i}{N}$ .

Из условия нормировки вероятности следует

$\sum_{i=1}^{N(\varepsilon)} p_i(\varepsilon) = 1$ . Далее определяют обобщенную статистическую сумму

$$\Gamma(q, \tau) = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \sum_{i=1}^{N(\varepsilon)} p_i^q \delta_i^{-\tau}, \quad (1)$$

где  $q, \tau$  – произвольные действительные числа,  $-\infty \leq q, \tau \leq +\infty$ . Эта формула учитывает не только вероятностный аспект, но и геометрические возможности мультифрактала.

Вводят так называемый показатель сингулярности  $\alpha_i$ , показывающий, насколько быстро убывает число элементов множества  $A$  при уменьшении диаметра  $l$ -окрестности произвольного элемента внутри  $A$ :  $p_i(\delta) \propto l^{\alpha(q)}$ , где

$$\alpha(q) = \frac{d\tau(q)}{dq} \quad (2)$$

представляет экспоненту Липшица – Гельдера. В случае регулярного фрактала для каждого элемента покрытия  $p_i = 1/N$  и, следовательно,  $\alpha(q) = \text{const} = D$ . Для мультифрактала мы имеем уже целый спектр сингулярностей:  $\alpha_{\min} < \alpha < \alpha_{\max}$ . Функция  $f(\alpha)$  опре-

деляет спектр значений сингулярностей и задает размерность геометрического множества, на котором реализуется определение вероятностной меры. Функции  $f(\alpha)$  и  $\tau(q)$  связаны соотношением

$$\tau(q) = q\alpha(q) - f(\alpha). \quad (3)$$

Выражения (2) и (3) задают преобразование Лежандра от переменных  $\{q, \tau(q)\}$  к переменным  $\{\alpha, f(\alpha)\}$ . Обратное преобразование от  $\{\alpha, f(\alpha)\}$  к  $\{q, \tau(q)\}$  имеет вид

$$q = \frac{df}{d\alpha}, \quad \tau(q) = \alpha \frac{df}{d\alpha} - f. \quad (4)$$

Для каждого значения  $q$  существует такое единственное  $\tau(q)$ , при котором  $\Gamma(q, \tau)$  принимает конечное положительное значение. Следовательно, для любого действительного значения  $q$  можно определить обобщенную размерность Реньи:

$$D_q = \frac{\tau(q)}{(q-1)}. \quad (5)$$

При этом обычно дополнительно накладывается условие нормировки  $\Gamma(q, \tau) = 1$ , в силу этого условия должно выполняться равенство  $\tau(1) = 0$ . В случае, когда все  $D_q = D$  и не зависят от  $q$ , тогда фрактал является однородным и часто его называют монофракталом. Если распределение элементов множества по элементам покрытия неоднородно, то для характеристики мультифрактального множества необходимо уже целый спектр обобщенных фрактальных размерностей  $D_q$ . Функция  $D_q$  показывает степень неоднородности исследуемого множества  $A$ . Известно, что на границах  $\alpha_{\min}, \alpha_{\max}$  области определения функции  $f(\alpha)$  обобщенные фрактальные размерности принимают значения  $D_{+\infty}$  и  $D_{-\infty}$ , соответственно (Олемской, Флат, 1993; Божокин, Паршин, 2001). Значение  $D_0$  дает фрактальную (или хаусдорфову) размерность геометрического множества – носителя физических величин  $p_i$ ,  $D_1 = \alpha(1) = f(\alpha(1))$  – информационная размерность,  $D_2$  – корреляционная размерность. Поскольку обобщенная фрактальная размерность  $D_q$  является убывающей функцией  $q$ , то  $D_0 \geq D_1 \geq D_2$ .

Установлены еще некоторые особенности спектра сингулярностей. В частности, границы интервала изменения сингулярности  $[\alpha_{\min}, \alpha_{\max}]$  всегда принимают конечные значения. Длина этого интервала  $K = \alpha_{\max} - \alpha_{\min}$  характеризует меру хаоса изучаемой системы (Божокин, Паршин, 2001). При  $\alpha = \alpha_{\max}$  значение функции  $f(\alpha)$  всегда равно нулю, а при  $\alpha = \alpha_{\min}$  может принимать отличные от нуля, конечные значения. В случае однородного фрактала  $f(\alpha) = \alpha_{\min} = \alpha_{\max} = D_0 = D_q = D$  и  $\tau(q) = (q-1)D$ .

### Примеры применения мультифрактальной параметризации структур в материаловедении и геологии

В отличие от фрактального подхода к описанию структур материалов, результаты применения которого достаточно часто обсуждаются в литературе, мультифрактальная параметризация использована на данный момент времени в весьма ограниченном количестве работ (Встовский и др., 2001).

В работе R. E. Williforde (1988) впервые построена схематическая модель разрушения высокопрочной стали с использованием мультифрактальных спектров. Вероятностная мера вычислялась по соотношению микротвердости мартенсита и феррита, что отвечало различным энергиям, затраченным на разрушение этих структурных составляющих.

Мультифрактальный анализ конфигурации границ зерен в плоскости шлифа (сетчатой структуры) использован для исследования эволюции зеренных структур металлических материалов в неравновесных условиях. Например, изменения зеренной структуры тонколистных медных сплавов под воздействием лазерного излучения (Колмаков и др., 1999) и изменения структуры и свойств материалов под воздействием нестационарных тепловых потоков типа срыва плазмы, создаваемых мощными импульсами лазерного излучения (Масляев и др., 1990, 1992; Иванов и др., 1996; Poate et al., 1983), анализировались с использованием мультифрактальных представлений. Это позволило дополнить традиционные методы описания зеренных структур и выявить ряд не обнаруживаемых ими закономерностей формирования зеренных структур при воздействии лазерного излучения. В частности, установлено снижение степени однородности и скрытой периодичности зеренных структур в зоне «лазерной закалки».

Анализ изменений зеренной структуры алюминиевого сплава при ударном воздействии скоростными частицами (Оксогоев и др., 1999) показал, что при внедрении частицы в материал совместное действие распространяющихся полей деформации и температуры вызывает активизацию рекристаллизационных процессов. Обнаружен эффект кластеризации зерен по размерам и форме на начальном этапе процессов собирательной рекристаллизации, как простой, так и динамической. Установлена линейная взаимосвязь микротвердости и мультифрактальных характеристик, которые несут некоторую количественную информацию о термодинамических условиях формирования структур.

Параметризация структур распределения фаз по их плоским изображениям (микрофотографии шлифов) требует учета не только конфигураций взаимного расположения образующих их элементов, но и конфигурации собственно самих частиц фаз (их размеры, форма и т. д.). Так, мультифрактальная параметризация была использована для изучения влияния структуры распределения фаз на сопротивление усталостному разрушению титановых дисков компрессоров авиационных газотурбинных двигателей (Встовский и др., 1999в).

Мультифрактальная параметризация применялась с целью количественного описания относительного нарушения геометрической симметрии при модели-

ровании таких процессов, как рост границ фаз, частиц, выделений или формирования покрытий (Встовский и др., 1999а, б; Vstovsky et al., 1999).

Анализ системы пор (Мальшев и др., 1997) в оксидных покрытиях, полученных микродуговым оксидированием сплава Д16, позволил обнаружить корреляции мультифрактальных характеристик структуры пор с эксплуатационными свойствами покрытий, в то время как пористость покрытий не коррелировала ни с одним из эксплуатационных свойств.

Поверхность разрушения представляет собой своего рода «реликт» протекающих в материале перед его разрушением процессов самоорганизации, и по характеру изменения мультифрактальных характеристик структур поверхностей разрушения можно судить об изменении хода этих процессов. Мультифрактальная параметризация структур участков поверхностей разрушения молибденовой проволоки (Встовский и др., 1993; Колмаков, 1996; Kolmakov et al., 1995) показала, что при деформировании молибдена процессы структурной самоорганизации протекают в приповерхностном слое с опережением по сравнению с внутренними объемами материала.

Сопоставление мультифрактальных характеристик структур изломов мартенситостареющей стали (Встовский, Бунин, 1995; Vstovsky, Bunin, 1994) со значениями ударной вязкости соответствующих образцов дало возможность провести качественный анализ изменений структуры материала в зависимости от условий испытаний. Так, при температуре  $-196\text{ }^{\circ}\text{C}$  наблюдается почти полное отсутствие диффузионных процессов и равномерное распределение упрочняющей фазы. При  $20\text{ }^{\circ}\text{C}$  в результате диффузии микродефектов и их локализации на частицах упрочняющей фазы структура поверхности изломов была более неоднородной по сравнению с изломом, образованным при  $-196\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Примером использования фрактального анализа в геологии может служить работа по оценке фрактальной размерности соотношения периметр – площадь террейновых ансамблей различного типа и возраста в пределах северной части обрамления Тихого океана. Использование этого подхода позволило получить уникальные данные о зависимости величины фрактальной размерности от степени внутренней неоднородности террейнов, их деформации в процессе аккреции и возраста формирования (Вадковский и др., 2002).

Фрактальный анализ уже длительное время успешно применяется и для характеристики литологических объектов, имеющих слоистость разных уровней (Базай, Иванюк, 1996 и др.). Применение методов фрактальной геометрии неоднократно апробировалось и на примере математического описания строения различных месторождений полезных ископаемых, например железорудных – Кировогорское месторождение (Кольский п-ов), для которого была получена фрактальная размерность линзового ансамбля железистых кварцитов (Goguinov, Ivanyuk, 1998), однако в этих расчетах использовались методики, корректные для анализа линзовидных, полосчатых сред с контрастными свойствами. Определение фрактальной размерности рудных объектов более сложного генезиса, сочетающего как линзовидное, так и площадное распределение компонентов, требует усовершенствования под-

ходов математического анализа и до настоящего времени не отработано.

Возможности мультифрактальной параметризации могут применяться и в качестве количественной характеристики осадочных (вулканогенно-осадочных) слоев, пачек и разрезов с целью установления их корреляционных связей, для чего используется обобщенная размерность Реньи, применяемая в этом случае как индекс гетерогенности слоев в стратиграфических последовательностях (Khue et al., 2002), а также для описания их текстурных особенностей (Turcotte, 2002). Важное практическое применение мультифрактальный анализ получил при геохимическом моделировании площадного распределения элементов в пределах рудопроявлений различного типа (Allegre, Lewin, 1995; Goncalves, 2001; Zheru et al., 2001) и в ряде других областей.

## Заключение

В работе кратко изложены математические основы мультифрактального анализа, приведены примеры применения данного подхода к решению конкретных материаловедческих задач, имеющих сходство с проблемами, встречающимися в практической деятельности геологов и петрологов. На наш взгляд, мультифрактальная параметризация структур является перспективным методом исследования геологических систем, позволяющим получать количественную информацию, необходимую для дальнейшего анализа процессов, протекающих в данных объектах, и таким образом уменьшить некоторый субъективизм, неизбежный при качественном описании объектов и интерпретации результатов исследования.

## ЛИТЕРАТУРА

Базай А. В., Иванюк Г. Ю. Механо-химическая дифференциация железистых кварцитов с позиций теории самоорганизации // ЗВМО. 1996. № 5. С. 67–82.

Божокин С. В., Паришин Д. А. Фракталы и мультифракталы. Ижевск, 2001. 128 с.

Вадковский В. Н., Соколов С. Д., Захаров В. С., Лубнина Н. В. Аккреционная тектоника и фрактальная размерность // 4-е геофизические чтения им. В. И. Федынского: Тез. докл. М., 2002. С. 57–58.

Встовский Г. В., Бунин И. Ж. Мультифрактальная параметризация структур в материаловедении // Перспективные материалы. 1995. № 3. С. 13–21.

Встовский Г. В., Колмаков А. Г., Бунин И. Ж. Псевдомультифрактальный анализ геометрической асимметрии // Математическое моделирование процессов в синергетических системах: Сб. ст. Улан-Удэ; Томск, 1999а. С. 277–281.

Встовский Г. В., Колмаков А. Г., Бунин И. Ж. Введение в мультифрактальную параметризацию структур материалов. Ижевск, 2001. 116 с.

Встовский Г. В., Колмаков А. Г., Терентьев В. Ф. Мультифрактальный анализ особенностей разрушения приповерхностных слоев молибдена // Металлы. 1993. № 4. С. 164–178.

Встовский Г. В., Колмаков А. Г., Терентьев В. Ф. Применение мультифрактальной параметризации для количественной оценки степени нарушенной симметрии структур металлургических материалов, формирующихся в неравновесных условиях // Вестник ВГТУ, сер. «Материаловедение». 1999б. Вып. 1.5. С. 34–39.

Встовский Г. В., Шанявский А. А., Артамонов М. А., Колмаков А. Г. Мультифрактальная селекция структур авиационных титановых дисков компрессоров, изготовленных по стандартной технологии, при их различном сопротивлении усталостному разрушению // Математическое моделирование процессов в синергетических системах: Сб. ст. Улан-Удэ; Томск, 1999в. С. 282–285.

Иванов Л. И., Масляев С. А., Пименов В. Н. и др. Поведение псевдосплава вольфрам – медь при интенсивных стационарных и импульсных тепловых воздействиях // Перспективные материалы. 1996. № 4. С. 35–46.

Иванова В. С., Баланкин А. С., Бунин И. Ж., Оксогоев А. А. Синергетика и фракталы в материаловедении. М., 1994. 383 с.

Колмаков А. Г. Взаимосвязь мультифрактальных характеристик структур поверхностей разрушения молибдена с его механическими свойствами // Металлы. 1996. № 6. С. 60–69.

Колмаков А. Г., Встовский Г. В., Масляев С. А., Пименов В. Н. Исследование структур медных сплавов после лазерно-

го воздействия с использованием мультифрактального анализа // Перспективные материалы. 1999. № 4. С. 5–13.

Мальшиев В. Н., Колмаков А. Г., Бунин И. Ж. Оптимизация режимов получения и свойств оксидных покрытий на алюминиевом сплаве с использованием мультифрактального анализа // Физика и химия обработки материалов. 1997. № 5. С. 77–84.

Мандельброт Б. Самоаффинные фрактальные множества // Фракталы в физике: Тр. VI междунар. симпоз. по фракталам в физике (МЦТФ, Триест, Италия, 9–12 июля 1985 г.). М., 1988. С. 9–47.

Масляев С. А., Платов Ю. М., Пименов В. Н. Повреждаемость материалов первой стенки термоядерных реакторов при нестационарных тепловых воздействиях // Физика и химия обработки материалов. 1990. № 4. С. 9–13.

Масляев С. А., Неверов В. И., Пименов В. Н. и др. Воздействие импульсного лазерного излучения на сплавы ванадия – титан // Там же. 1992. № 5. С. 38–45.

Оксогоев А. А., Бунин И. Ж., Колмаков А. Г., Встовский Г. В. Мультифрактальный анализ изменений зеренной структуры алюминиевого сплава при ударном воздействии скоростной частицей // Физика и химия обработки материалов. 1999. № 4. С. 63–71.

Олемской А. И., Флат А. Я. Использование концепции фрактала в физике конденсированной среды // Успехи физических наук. 1993. 163, № 12. С. 1–50.

Федер Е. Фракталы. М., 1991. 254 с.

Allegre C. J., Lewin E. Scaling laws and geochemical distributions // Earth and planetary science letters. 1995. 132. P. 1–13.

Goncalves M. A. Characterization of geochemical distributions using multifractal models // Mathematical Geology. 2001. Vol. 33, N 1. P. 41–61.

Goryainov P. M., Ivanyuk G. Yu. On genesis of banded iron formation of the Kola peninsula. Synergetic aspects // Theophrastus contributions to advanced studies in geology. Vol. II. Theophrastus Publications A. E., Athens, 1998. P. 249–267.

Khue P. N., Huseby O., Saucier A., Muller J. Application of generalized multifractal analysis for characterization of geological formations // J. Phys.: Condens. Matter. 2002. 14. P. 2347–2352.

Kolmakov A. G., Geminov V. N., Vstovsky G. V. et al. Effect of Rhenium Coating on the Mechanical Behavior of Molybdenum Wires // Surface and Coatings Technology. 1995. Vol. 72. P. 43–50.

Mandelbrot B. B. The fractal geometry of nature. San Francisco, Freeman, 1982. 656 p.

*Poate J. M., Foti G., Jakobson D. C.* Surface Modification and Alloying by Laser, Ion and Electron Deam. N. Y., 1983. 424 p.

*Turcotte D. L.* Fractals and chaos in geology and geophysics. Cambridge, 1997. 398 p.

*Turcotte D.L.* Fractals in petrology // *Lithos*. 2002. 65. P. 261–271.

*Vstovsky G. V., Bunin I. Zh.* Multifractal Parametrization of Structures in Material Science // *Journ. Of Advanced Materials*. 1994. Vol. 1, N 3. P. 230–240.

*Vstovsky G. V., Kolmakov A. G., Terentjev V. F.* Using Multifractal Information for Quantitative Evaluation of Broken Symmetries of Materials Structures // *MEDZIAGOTYRA (Materials Science)*. 1999. № 2 (9). P. 62–65.

*Williford R. E.* Multifractal fracture // *Scripta Metallurgica*. 1988. 22, N 11. P. 1749–1753.

*Zheru Z., Huahai M., Cheng Q.* Fractal Geometry of Element Distribution on Mineral Surfaces // *Mathematical Geology*. 2001. Vol. 33, N 2. P. 217–228.

Л. В. Кулешевич, И. С. Инина, Л. Пииройенен, С. Я. Соколов

## ГЕТЕРОЗИТ – РЕДКИЙ Fe-Mn-ФОСФАТ ИЗ ПЕГМАТИТОВ РАЙОНА КИТЕЕ, ФИНЛЯНДИЯ

Редкий Fe-Mn-фосфат – темно-фиолетовый минерал с малиновым оттенком – был найден в южной Финляндии в районе Китее, севернее оз. Хейнаярви (рис. 1, А, Б) финским любителем минералогии Лаури Пииройененом. Коллекция была собрана Лаури Пииройененом и С. Я. Соколовым в период посещения обнажения летом 2002 г. и передана для детального изучения в Институт геологии КарНЦ РАН.

В небольшом обнажении у дороги (рис. 1, В), ведущей в карьер ставролитовых сланцев, при строительстве дороги была вскрыта серия маломощных пегматитовых и кварцевых жил (рис. 2, а, б) субмеридионального простирания, секущих слюдистые и ставролит-кварц-мусковитовые сланцы, согласные в плане с их сланцеватостью. Кварцевые жилы иногда образуют линзовидные желваки (рис. 2, в, г).

В геологическом строении на площади между озерами Хейнаярви и Китееярви и севернее их отмечается развитие слюдистых сланцев и гнейсов, черных сланцев, амфиболитов, кварцитов, прорванных границами и пегматитами (см. рис. 1, А). Слюдистые сланцы содержат андалузит и ставролит. На восточном берегу небольшого озера, западнее г. Хонкаваара, в карьере обнажаются кварцевые и пегматитовые жилы, секущие ставролитовые сланцы (рис. 1, Б). Мощность кварцевых и пегматитовых жил составляет 0,1–0,5 м. В контакте одной из кварцевых жил, образующих гнездовые обособления мощностью до 0,3 м, резко выделялось темно-фиолетовое минеральное обособление размером 15 × 3–8 см. Благодаря затертой и намокшей поверхности казалось, что обнажение имеет темно-малиновый до фиолетового цвет. В тонком порошке минерал, слагающий это обособление, имел малиновый цвет. Достаточно редкое выделение трудно было диагностировать визуально, в связи с этим были изготовлены шлифы, проведен иммерсионный, химический, спектральный и рентгеновский анализы, позволившие диагностировать минерал как Mg-содержащий гетерозит.

В шлифе минерал имеет буровато-малиновый цвет, угасание от темно-малиновых до бурых тонов и высокий рельеф. Его показатели преломления  $n_p = 1,81–1,82$ ,  $n_g = 1,84–1,85$ . Плотность минерала составляет 3,59 г/см<sup>3</sup> (определена в тяжелых жидкостях П. И. Кукушкиной).

В химическом составе минерала (табл. 1) было установлено Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в количестве 37,86%, MnO – 10,10%, MgO – 3,40%, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 47,0%. Соответственно формула

близка к составу (Fe<sub>0,68</sub>Mn<sub>0,2</sub>Mg<sub>0,12</sub>)<sub>1</sub>[PO<sub>4</sub>]<sub>0,93</sub>(OH)<sub>0,08</sub>. Незначительный избыток воды и потерь при прокаливании в анализе позволяет предполагать развитие по гетерозиту небольшого количества водосодержащего вольфейта, имеющего малиновый цвет, близкую формулу и содержащего воду в своем составе.

Таблица 1

### Химический состав исследуемого Fe-Mn-фосфата

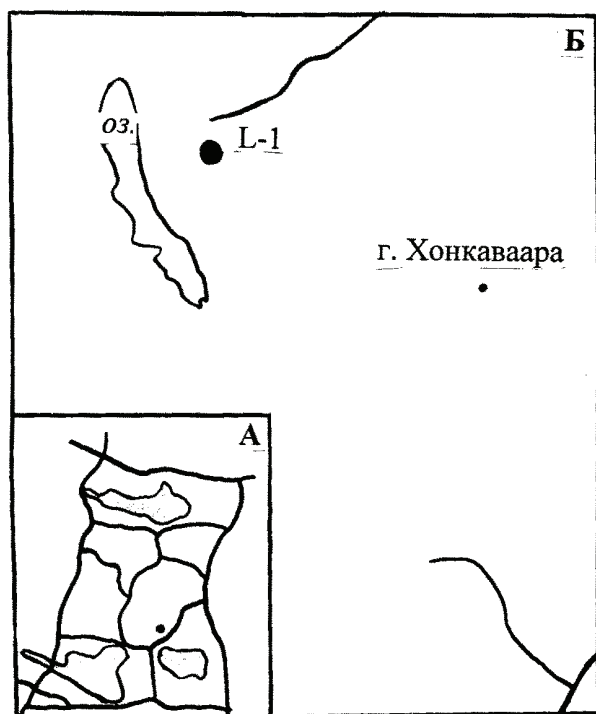
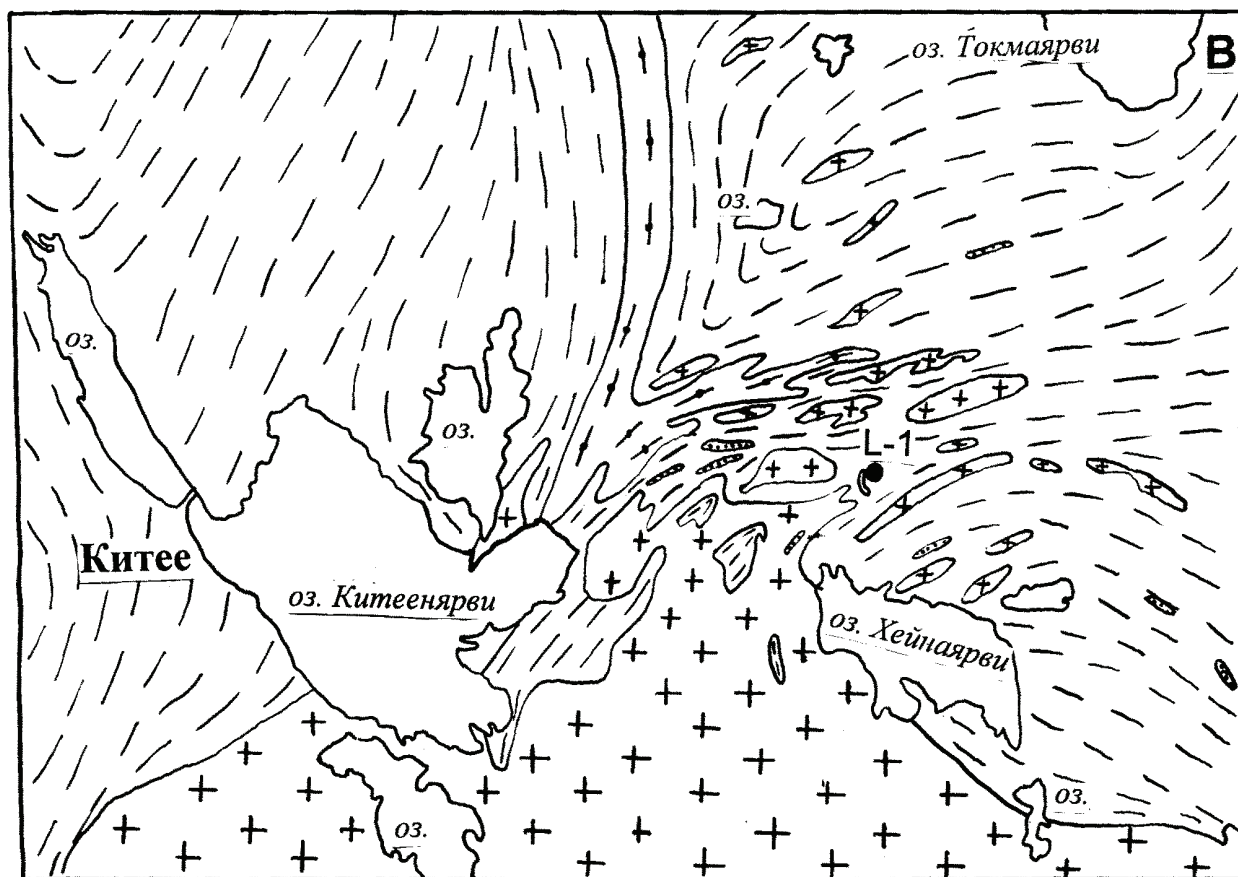
| Оксиды                         | Вес. %  | Мол. кол-во | Форм. ед. | Примеси     |
|--------------------------------|---------|-------------|-----------|-------------|
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 37,86   | 0,473       | 0,68      | Rb < 0,0002 |
| MnO                            | 10,10   | 0,142       | 0,2       | Sr < 0,0002 |
| MgO                            | 3,40    | 0,085       | 0,12      | Y < 0,0002  |
| CaO                            | –       | –           | –         | Zr < 0,0010 |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,02    | 0,006       | –         | Nb < 0,0002 |
| K <sub>2</sub> O               | 0,006   | –           | –         | Pb < 0,0007 |
| H <sub>2</sub> O               | 0,50    | 0,056       | 0,08      | Th < 0,0007 |
| ппп                            | 2,22    | 0,123       | –         | Ba < 0,0150 |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 47,00   | 0,662       | 0,92      | V < 0,0015  |
| CoO                            | 0,001   | –           | –         | Cr < 0,0005 |
| NiO                            | 0,003   | –           | –         | Ni < 0,0001 |
| CuO                            | 0,002   | –           | –         | Co < 0,0007 |
| ZnO                            | 0,064   | –           | –         | –           |
| Сумма                          | 101,106 | –           | –         | –           |

В минерале присутствуют незначительные примеси щелочей (Na<sub>2</sub>O – 0,02%, K<sub>2</sub>O – 0,006%), CoO, NiO, CuO (0,001–0,003%), ZnO до 0,064%. Содержание Rb, Sr, Y, Nb по данным спектрального анализа не превышает 0,0002%, Pb, Th – 0,0007%, Ti – 0,004%, Cr – 0,0005%, V – 0,0015%, Zr – 0,001%, Ba – 0,015%.

Рентгенографическое изучение образца проводилось на автоматическом дифрактометре ДРОН-3м, CuK $\alpha$ -излучение, 40 kv, 25 ma, в области углов 2 $\theta$  = 5°–75°, с шагом 0,1°, время набора импульсов – 5 с. Экспериментальная рентгенограмма образца L-1 приведена на рис. 3.

Обработка экспериментальных данных проведена с использованием ППП-«X-Rays» (Шелехов, Свиридова, 2000) И. С. Ининой. Межплоскостные расстояния рассчитаны по положению центра тяжести дифракционных линий. Анализ межплоскостных расстояний (dÅ) и относительных интенсивностей I (%) исследуемого образца L-1 показал (табл. 2), что диагностируемый минерал может быть определен как минерал гетерозит (по PDF 34-134), для которого характерна Pnma пространственная группа, орторомбическая сингония, атомная пропорция Fe : Mn : P : O = 41 : 9 : 50 : 200, с эталонной плотностью 3,654 г/см<sup>3</sup>.

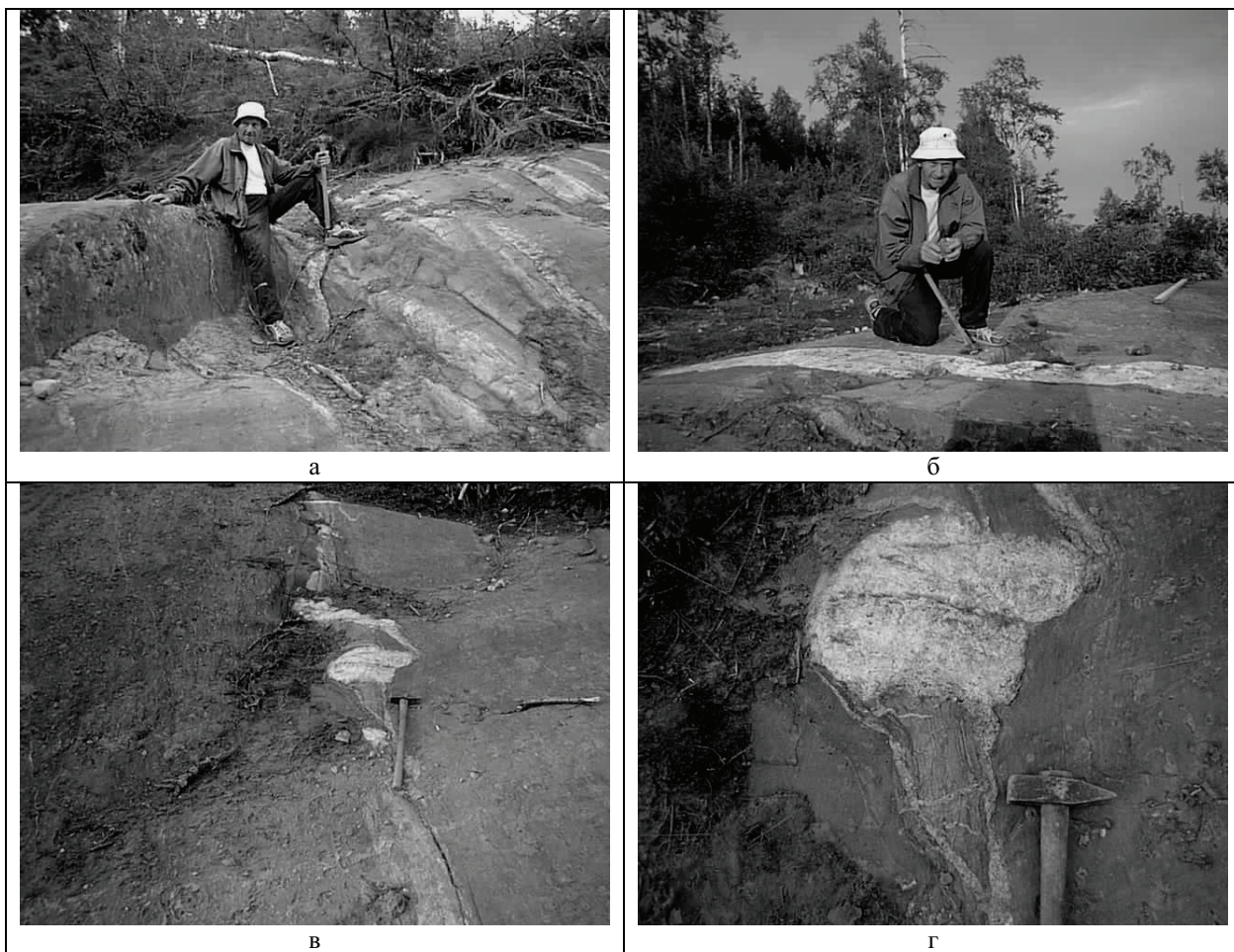




- |  |   |
|--|---|
|  | 1 |
|  | 2 |
|  | 3 |
|  | 4 |
|  | 5 |
|  | 6 |

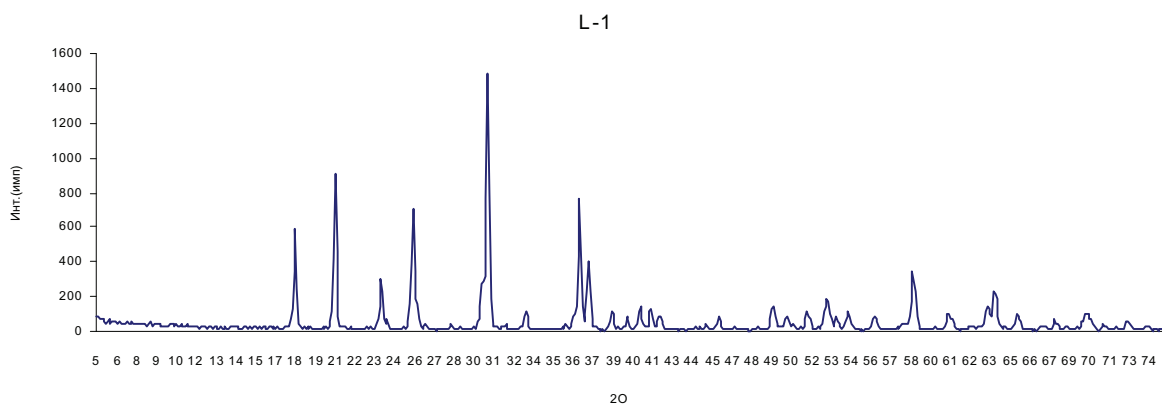
Рис. 1. Схема геологического строения района Китее (А), южная Финляндия (на основе карты Геологической Службы Финляндии, 1967, лист 4232 + 4234 – Тохмаярви) и место расположения обнажения (Б, В):

1 – амфиболиты; 2 – андалузит-ставролит-слоистые сланцы, иногда графитистые; 3 – кварциты; 4 – граниты; 5 – дороги; 6 – местоположение обнажения



**Рис. 2. Развитие жил, содержащих гетерозит в обнажении, район Китее, Финляндия:**

а – система жил; б – жила с параллельными границами; в, г – гнездовое выделение кварца (на photographиях а, б – Лаури Пииройенен)



**Рис. 3. Рентгенограмма образца L-1**

Параметры элементарной ячейки минерала L-1 (табл. 3) рассчитаны по положению центра тяжести дифракционных линий, расположенных в области углов  $2\theta$ :  $30^\circ$ – $75^\circ$  (условия эксперимента: шаг –  $0,025^\circ$ , время набора импульсов – 10 с, Si – внутренний стандарт).

Разница в межплоскостных расстояниях и интенсивностях (табл. 2), параметрах элементарной ячейки

(табл. 3) исследуемого образца L-1 и гетерозита, вероятно, связана с некоторыми различиями химического состава образцов.

Гетерозит может образовывать изоморфный ряд с Mn-разновидностью – пурпуритом. По нему при взаимодействии с водой может развиваться водный Fe-Mn-фосфат – вольфеит, имеющий формулу  $(Fe, Mn)[PO_4]nH_2O$ , в связи с чем, как это уже отмечалось,

Таблица 2

## Межплоскостные расстояния минерала L-1 и гетерозита (34-134)

| № п/п | Минерал L-1  |            | PDF          |            | № п/п | Минерал L-1  |           | PDF          |           |
|-------|--------------|------------|--------------|------------|-------|--------------|-----------|--------------|-----------|
|       | d            | I (%)      | d            | I (%)      |       | d            | I (%)     | d            | I (%)     |
| 1     | <b>4,938</b> | <b>27</b>  | <b>4,940</b> | <b>60</b>  | 23    | –            | –         | 1,878        | 2         |
| 2     | <b>4,311</b> | <b>53</b>  | <b>4,310</b> | <b>90</b>  | 24    | 1,847        | 14        | 1,848        | 14        |
| 3     | <b>3,766</b> | <b>24</b>  | <b>3,760</b> | <b>25</b>  | 25    | 1,833        |           | 1,836        | 5         |
| 4     | 3,708        | 5          | 3,710        | 6          | 26    | 1,816        | 7         | 1,816        | 12        |
| 5     | <b>3,466</b> | <b>41</b>  | <b>3,460</b> | <b>85</b>  | 27    | 1,800        | 2         | 1,800        | 3         |
| 6     | 3,431        | 2          | 3,440        | 20         | 28    | 1,772        | 6         | 1,769        | 10        |
| 7     | 2,954        | 2          | 2,960        | 35         | 29    | <b>1,731</b> | <b>27</b> | <b>1,731</b> | <b>30</b> |
| 8     | <b>2,921</b> | <b>100</b> | <b>2,920</b> | <b>85</b>  | 30    | 1,712        | 5         | 1,714        | 10        |
| 9     | 2,814        | 2          | –            | –          | 31    | 1,693        | 10        | 1,689        | 11        |
| 10    | 2,704        | 9          | 2,705        | 15         | 32    | 1,644        | 10        | 1,643        | 9         |
| 11    | 2,512        | 1          | 2,511        | 4          | 33    | 1,595        |           | 1,609        | 1         |
| 12    | <b>2,455</b> | <b>57</b>  | <b>2,452</b> | <b>100</b> | 34    | <b>1,577</b> | <b>37</b> | <b>1,576</b> | <b>30</b> |
| 13    | <b>2,412</b> | <b>28</b>  | <b>2,412</b> | <b>40</b>  | 35    | 1,522        | 15        | 1,522        | 10        |
| 14    | 2,325        | 9          | 2,325        | 16         | 36    | 1,492        | 1         | 1,491        | 3         |
| 15    | 2,264        | 4          | 2,264        | 8          | 37    | <b>1,468</b> | <b>37</b> | <b>1,468</b> | <b>17</b> |
| 16    | 2,222        | 10         | 2,220        | 14         | 38    | 1,458        | 27        | 1,456        | 12        |
| 17    | 2,184        | 9          | 2,186        | 15         | 39    | 1,428        | 10        | 1,427        | 12        |
| 18    | 2,152        | 7          | 2,156        | 15         | 40    | 1,396        | 2         | 1,394        | 3         |
| 19    | 2,051        | 0,6        | 2,046        | 3          | 41    | 1,381        | 4         | 1,381        | 4         |
| 20    | 2,019        | 2          | 2,018        | 5          | 42    | 1,346        | 19        | 1,345        | 13        |
| 21    | 1,983        | 5          | 1,980        | 7          | 43    | 1,328        | 2         | 1,328        | 2         |
| 22    | 1,941        | 2          | 1,932        | 2          | 44    | 1,304        | 7         |              |           |

Примечание. Жирным шрифтом выделены основные диагностические линии.

Таблица 3

## Параметры элементарной ячейки гетерозита

| № п/п | № образца | a ± Δa         | b ± Δb         | c ± Δc         |
|-------|-----------|----------------|----------------|----------------|
| 1     | L-1       | 9,822 ± Δ0,002 | 5,829 ± Δ0,001 | 4,780 ± Δ0,001 |
| 2     | 34-134    | 9,823          | 5,824          | 4,786          |
| 3     | 37-478    | 9,776          | 5,828          | 4,777          |

состав гетерозита не всегда соответствует идеальной формуле и может содержать воду. Гетерозит – очень

редкий минерал, встречающийся преимущественно в редкометалльных пегматитах, богатых фосфором (Костов, 1971). Иногда он ассоциирует с апатитом. Появление этого минерала свидетельствует о высоких концентрациях фосфора, железа и марганца в минералообразующей среде.

Авторы благодарят Лаури Пииройенена за редкую находку, пополнившую коллекцию музея Института геологии.

## ЛИТЕРАТУРА

Костов И. Минералогия. М., 1971. 584 с.  
Шелехов Е. В., Свиридова Т. А. Программы для рентгеновского анализа поликристаллов // Металловеде-

ние и термическая обработка металлов. 2000. № 8. С. 16–19.

*Powder Diffraction File (ICPDS), 1977.*

---

## ПАМЯТИ

**А. П. СВЕТОВА**

**12.04.1936 – 03.08.2003**



Карельская и российская наука понесла невосполнимую утрату. 3 августа скорпостижно ушел из жизни видный ученый, заслуженный деятель науки Республики Карелия, доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией магматизма и палеовулканологии Института геологии Карельского научного центра Российской академии наук **Анатолий Павлович Светов**.

А. П. Светов родился 12 апреля 1936 г. в дер. Чихачево Ашевского района Псковской области. После окончания в 1959 г. геологического факультета Петрозаводского университета он работал в Ивановской экспедиции Красноярского Геологического управления. Вернувшись в Петрозаводск, в 1962 г. Анатолий Павлович поступил в аспирантуру Института геологии, по окончании которой в 1966 г. защитил кандидатскую диссертацию. В 1984 г. он защитил докторскую диссертацию по актуальнейшей проблеме геологии докембрия – палеовулканологическим реконструкциям раннепротерозойского вулcano-плутонизма и его геохимической и металлогенической специализации.

Вся научная деятельность А. П. Светова связана со становлением и развитием нового направления в изучении геологии докембрия – палеовулканологии, которое было внедрено в практику комплексных исследований Карелии при геологическом картировании территории. Им была разработана и внедрена в практику комплексных исследований методология региональных и локальных палеовулканологических реконструкций, которая включает: 1) разработку методов специализированного изучения продуктов древних эпох вулканизма; 2) обоснование комплементарности базитовых вулканических и плутонических серий изверженных пород и их петрогенетического единства в составах вулcano-плутонических ассоциаций; 3) разработку основ составления специализированных палеовулканологических карт и схем разного масштаба от отдельных эруптивных зон и до вулканических провинций; 4) разработку совокупности палеовулканологических критериев диагностики в ареалах докембрийского вулканизма автономных центров эндогенной магматической активности и сопряженных с ними рудообразующих сис-

тем. Под его руководством и при непосредственном участии были составлены специализированные палеовулканологические карты раннедокембрийских комплексов сначала для Карельского региона, а затем для Фенноскандинавского щита в целом, аналогов которых ранее не было.

А. П. Светов, будучи ведущим специалистом в области палеовулканологии, опубликовал около 200 работ, в том числе 12 монографических (из которых 2 индивидуальные). Работы А. П. Светова широко известны не только отечественным, но и зарубежным специалистам. Среди них следует особо выделить такие, как «Палеовулканология ятулия Центральной Карелии» (1972), «Вулканические постройки протерозоя Карелии» (1978), «Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии» (1979), «Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии» (1983), «Эволюция докембрийского магматизма (на примере Карелии)» (1985), «Вулcano-плутонизм свекокарелид Балтийского щита» (1990), «Магматизм шовных зон Балтийского щита» (1991) и др. Как авторитетный ученый, он являлся членом палеовулканологической комиссии при Петрографическом комитете РАН, Председателем Восточно-Европейской палеовулканологической комиссии, был организатором многих международных, всесоюзных и всероссийских симпозиумов, совещаний и конференций, редактором монографий, материалов совещаний и научных сборников.

В последние годы Анатолий Павлович активно преподавал на вновь созданной кафедре геофизики в Петрозаводском ГУ и был ответственным за раздел «Геология» в энциклопедии «Карелия».

За многолетнюю научную и научно-организационную работу Анатолий Павлович награжден Почетными грамотами РАН и Президиумом Карельского научного центра РАН.

Анатолий Павлович всегда отличался принципиальностью, скромностью, самокритичностью, был добр и внимателен к окружающим его людям и сотрудникам.

Коллеги, друзья и товарищи по работе навсегда сохранят светлую память об Анатолии Павловиче Светове.

---

---

## СОДЕРЖАНИЕ

|  |     |
|--|-----|
| <i>С. А. Светов, А. И. Светова, Т. Н. Назарова. Корреляционные реперные уровни в верхнеархейском Хаутавааро-Койкарском стратотипе</i> .....  | 3   |
| <i>А. П. Светов, Л. П. Свириденко, А. А. Кременецкий, Н. А. Юшко. Проявление сумийско-сариолийского гранитного магматизма в Кумсинской структуре Центральной Карелии</i> .....                             | 13  |
| <i>В. С. Степанов, А. И. Слабунов, А. В. Степанова. Породообразующие и акцессорные минералы позднеархейских перидотитов района озера Серяк (Беломорский подвижный пояс Фенноскандинавского щита)</i> ..... | 17  |
| <i>Н. Н. Трофимов, А. И. Голубев. Геодинамическая позиция перспективных платиноносных формаций Карелии</i> .....   | 26  |
| <i>В. Д. Слюсарев, А. И. Голубев. Металлы платиновой группы в породах Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса</i> .....  | 34  |
| <i>Л. В. Кулешевич, В. А. Костин. Кислый магматизм и золоторудная минерализация Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса</i> .....  | 44  |
| <i>П. В. Фролов, В. Н. Фурман. Светлоозерское проявление руд железистого талька – эталонный объект комплексных месторождений зеленокаменных поясов Карелии</i> .....                                       | 58  |
| <i>В. В. Щицков, Л. С. Скамницкая, Т. П. Бубнова, Л. А. Данилевская, В. С. Родионов. Мусковитовые кварциты Карелии – новый промышленный тип слюдяного сырья</i> .....                                      | 67  |
| <i>А. С. Заверткин, В. В. Щицков. Сравнительные исследования свойств футеровки индукционных печей из карельских кварцитов</i> .....  | 78  |
| <i>М. М. Филиппов, Б. Н. Клабуков, А. Е. Ромашкин, А. В. Суханов. Складки нагнетания по шунгитоносным горизонтам участка «Лебещина»</i> .....  | 82  |
| <i>М. М. Филиппов, Б. Н. Клабуков, А. В. Суханов. Экспериментальное определение ведущей длины волны системы купольных структур Толвуйской синклинали</i> .....   | 93  |
| <i>О. К. Фомин, А. Д. Хахаев, А. А. Хомиченко. Органическое вещество в антраксолитах докембрия Онежской структуры</i> .....  | 101 |
| <i>В. А. Земцов. Магнитные свойства высокоуглеродистых шунгитов</i> .....  | 104 |
| <i>В. П. Ильина, Б. Н. Клабуков. Полевошпатовое сырье Карелии и сравнительный анализ результатов изучения его физико-технологических свойств</i> .....   | 109 |
| <i>Г. П. Озерова, Г. А. Лебедева, А. И. Черанев. Радиационная стойкость основных горных пород и каменного литья на их основе</i> .....   | 114 |
| <i>Е. В. Мошкина, А. Д. Фофанов, С. А. Светов, В. Ф. Смолькин, В. И. Кевлич. Реальная структура природных шпинелидов. II. Полнопрофильный анализ</i> .....   | 117 |
| <i>Н. Ю. Светова, А. Д. Фофанов. Аспекты применения мультифрактального анализа к геологическим системам</i> .....  | 122 |
| <i>Л. В. Кулешевич, И. С. Инина, Л. Пишройенен, С. Я. Соколов. Гетерозит – редкий Fe-Mn-фосфат из пегматитов района Китее, Финляндия</i> .....   | 127 |
| <i>Памяти А. П. Светова</i> .....  | 131 |

## РЕФЕРАТЫ

УДК 550.4:552.514(470.22)

**Корреляционные реперные уровни в верхнеархейском Хаутавааро-Койкарском стратотипе.** Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2003. С. 3–12: ил. 4. Библиогр. 14 назв.

В работе приводится детальный литостратиграфический анализ частных разрезов зеленокаменных доменов Ведлозерско-Сегозерского пояса, который позволил для Хаутавааро-Койкарской стратотипической местности выделить, литологически охарактеризовать и проследить по латерали реперные осадочные пачки основных свит лопийского разреза.

УДК [511.222:552.321.1]:72(470.22)

**Проявление сумийско-сарнилийского гранитного магматизма в Кумсинской структуре Центральной Карелии.** Светов А. П., Свириденко Л. П., Кременецкий А. А., Юшко Н. А. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2003. С. 13–16: ил. 3, табл. 1. Библиогр. 10 назв.

Кумсинская структура, входящая в состав тектонического каркаса Онежской вулканотектонической структуры, формировалась в условиях повышенной тектонической активности и является приразломной синклиналью. Пояс жил мусковитового гранита приурочен к ослабленной тектонической зоне северо-западного простирания, сформировавшейся до внедрения жил, изотопный возраст которых составляет 2450 млн. лет. Катаклаз гранитных жил свидетельствует о длительной тектонической активности зоны. Возраст 1975 млн. лет более позднего мелкозернистого мусковита позволяет оценить длительность тектонической и гидротермальной активности.

УДК 551.71:552.321:552.42(470.22)

**Породообразующие и акцессорные минералы позднеархейских перидотитов района озера Серяк (Беломорский подвижный пояс Фенноскандинавского щита).** Степанов В. С., Слабунов А. И., Степанова А. В. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2003. С. 17–25: ил. 5, табл. 4. Библиогр. 25 назв.

Рассматриваются вопросы петрографии и минералогии гипербазитов Серякской структуры Центрально-Беломорской мафической зоны. По ассоциации петрографических разновидностей пород и составам типоморфных минералов (оливина и хромшпинелидов) установлены черты сходства этих образований с перидотитами офиолитовых комплексов фанерозоя и раннего протерозоя.

УДК 553.491(470.22)

**Геодинамическая позиция перспективных платиноносных формаций Карелии.** Трофимов Н. Н., Голубев А. И.

// Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2003. С. 26–33: ил. 1, табл. 2. Библиогр. 26 назв.

Ведущими рудно-формационными типами элементов платиновой группы Карелии являются малосульфидный, хромитовый, титаномагнетитовый и черносланцевый. Все перспективные рудно-формационные типы связаны с нижнепротерозойским этапом активизации кратона и локализируются на площади карельского геоблока. Приведенные данные убедительно показывают, что Карелия является новой крупной платиноносной провинцией, потенциал которой требует дальнейшего изучения.

УДК 553.49+550.42(470.22)

**Металлы платиновой группы в породах Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса.** Слюсарев В. Д., Голубев А. И. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2003. С. 34–43: ил. 6, табл. 4. Библиогр. 10 назв.

Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс является структурой с благороднометалльной металлогенической специализацией (Au, МПГ). Необходимы дальнейшие исследования по изучению платинометальности всего зеленокаменного пояса. Наиболее перспективными на МПГ являются коматитит-базальтовые части разреза и интрузивные перидотитовые тела, как первичные источники Ni, Co и МПГ. Оруденение платиноидов может локализоваться в горизонтах метаморфогенных руд. На примере Рыбозерского участка установлено практически пространственное совмещение метаморфогенного сульфидного никелевого оруденения и МПГ, а также геохимическая связь Au и МПГ.

УДК 552.3+553.411 (470.22)

**Кислый магматизм и золоторудная минерализация Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса.** Кулешевич Л. В., Костин В. А. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2003. С. 44–57: ил. 4, табл. 5. Библиогр. 15 назв.

Многофазные гранитоиды шилосского комплекса определяют строение Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса и относятся к магматическим образованиям, контролирующим накопление золота в наиболее древних в Карелии зеленокаменных поясах с возрастом пород порядка 2913–2875 млн. лет.

Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс – структура, перспективная на обнаружение золота, генетически связанного как с порфировой фазой шилосского комплекса (2807 млн. лет), так и с зонами гидротермально-метасоматического изменения (2700 млн. лет). Наиболее перспективными площадями являются участки Рыбозеро, Заломаевский, Кабашинско-Тайгиницкий. Золотое оруденение локализуется на контактах даек гранит-пор-

филов, кварц-плагиопорфилов или в зонах рассланцевания, сопровождающихся метасоматическими изменениями – пропилитами, березитами, лиственитами.

Золотое оруденение месторождения Рыбозеро представлено золото-сульфидным типом. Оно локализуется в зонах интенсивного метасоматического изменения пород – березитов, лиственитов. Перспективы участка связываются с восточной и западной ветвями структуры. Наибольший интерес представляет восточная ветвь. Повышенные содержания золота в колчеданных рудах и в ореоле даек порфиоров, вероятно, могли быть его возможным источником при более поздней перекристаллизации, под влиянием привнесенных гидротермальных растворов. Более высокие концентрации золота, его минеральная форма и более высокая примесь в пиритах установлены в березитах, лиственитах и перекристаллизованных колчеданах. Тонкодисперсное золото выделяется в самородной форме, в пирите и ассоциирует с более редкими минералами Bi, Te, Ag, Sb, Hg, Co, Ni, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, арсенопиритом.

УДК [552.432/433+552.47]:552.1(470.22)

**Светлоозерское проявление руд железистого талька – эталонный объект комплексных месторождений зеленокаменных поясов Карелии. Фролов П. В., Фурман В. Н.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2003. С. 58–66: ил. 2, табл. 5. Библиогр. 12 назв.

Республика Карелия в своем потенциале располагает собственной минерально-сырьевой базой талька и талькового камня. Сырье представлено талькодержащими образованиями апокарбонатного и апоультрамафитового типов. К апокарбонатному типу относится формация маложелезистых тальковых руд, к апоультрамафитовому – две формации: железистых тальковых руд и тальк-хлоритового (горшечного) камня.

Основные перспективы связаны, в настоящее время, с талькодержащими образованиями апоультрамафитового генезиса, локализованными в реликтовых структурах архейских зеленокаменных поясов Карельского кратона. Полезным компонентом здесь является железистый тальк, пригодный для бумажной, лакокрасочной и других отраслей промышленности, а также тальковый камень.

На примере Светлоозерских тальк-карбонатных образований Каменноозерской структуры рассмотрены перспективы объекта на тальковые руды (среди которых выделены основные природные типы, отражающие их качественные показатели и генетическую последовательность образования), а также сопутствующие им медно-никелевые. Отражен комплексный характер месторождения. Выявлены ключевые критерии поисков тальковых проявлений в пределах зеленокаменных структур на примере Каменноозерской.

Светлоозерский объект, как наиболее изученный, можно принять за эталон комплексных месторождений для зеленокаменных поясов Карельской части кратона.

УДК 553.9:622.7 (470.22)

**Мусковитовые кварциты Карелии – новый промышленный тип слюдяного сырья. Щипцов В. В., Скамнищкая Л. С., Бубнова Т. П., Данилевская Л. А., Родионов В. С.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2003. С. 67–77: ил. 12, табл. 10. Библиогр. 14 назв.

Показаны тенденции на мировом рынке по спросу на молотый мусковит. Исследованиями в Северной Карелии установлены проявления мусковитовых сланцев, содержащие до 30% и более мусковита, который достаточно легко извлекается в концентрат. Особенное значе-

ние имеют мусковитовые кварциты, образованные в результате интенсивно проявленного метасоматоза. По данным буровых работ, мусковитовые кварциты локализируются в виде линзоподобных тел. По качественным характеристикам данный мусковит относится к наиболее чистому промышленному продукту. Изучение минералогическо-петрографических особенностей кварц-мусковитовых сланцев позволяет установить степень изменчивости мусковита, характер срастания мусковита с другими минералами, что в результате дает возможность прогнозировать качество мусковитового концентрата при обогащении. Вещественный состав и текстурно-структурные особенности руды проявления Восточная Хизоваара позволяют использовать при обогащении два метода – гравитацию (на концентрационном столе) и флотацию.

УДК 622.362.1.001.4:621.365.5.036.53

**Сравнительные исследования свойств футеровки индукционных печей из карельских кварцитов. Заверткин А. С., Щипцов В. В.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2003. С. 78–81. Библиогр. 9 назв.

Приведены требования к кварцитам для изготовления футеровки индукционных тигельных печей. Изложены результаты лабораторных исследований химического, минералогического состава кварцитов Карелии. Приведены данные о промышленных испытаниях в качестве футеровки индукционных печей чупинского жильного кварца метчангъярвинского и шокшинского кварцитов, на основании которых сделан вывод о возможности применения этих материалов в футеровке индукционных печей.

УДК 550.83(075.8):553.9(470.22)

**Складки нагнетания по шунгитосным горизонтам участка «Лебещина». Филиппов М. М., Клабуков Б. Н., Ромашкин А. Е., Суханов А. В.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2003. С. 82–92: ил. 8, табл. 2. Библиогр. 9 назв.

Приведены материалы геолого-геофизического картирования участка «Лебещина», расположенного в северо-восточной части Толвуйской синклинали Онежского синклинория (Карелия). Найдены литологические и структурные признаки двух купольных тел высокоуглеродистых пород (максовитов), сформированных в процессе развития складок нагнетания. Установлены различия в строении двух частей участка, главным из которых является присутствие «шунгит-базальтовых» брекчий на южном участке. По геофизическим данным установлены центры купольных тел, расстояние между ними и азимут линии, соединяющей центры, отождествляемый с антиклинальной структурой третьего порядка. Эти данные сопоставлены с известными значениями ведущей длины волны системы купольных тел, сформированных по шестому горизонту верхней подсвиты заонежской свиты. Показано, что купольные тела участка «Лебещина» динамически связаны и являются элементом системы диапировых складок, сформированной по второму горизонту подсвиты. Основные параметры этой системы отличаются от известных данных, что объясняется различием в первичной мощности питающих горизонтов и влиянием северо-восточного борга Толвуйской синклинали.

УДК 550.83(075.8):553.9(470.22)

**Экспериментальное определение ведущей длины волны системы купольных структур Толвуйской синклинали**

ли. Филиппов М. М., Клабуков Б. Н., Суханов А. В. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2003. С. 93–100: ил. 7. Библиогр. 6 назв.

На двух полигонах экспериментально измерены расстояния между центрами купольных структур, находящихся на одном валу; они оказались близкими: около 1800 м, разница между ними не превышает возможной погрешности определения центра залежи, выявленного на примере наиболее детально разведанного Максковского месторождения. Это дает право считать расстояние в качестве ведущей длины волны системы купольных структур центральной части Толвуйской синклинали. Ее измерение послужит в дальнейшем основой для определения исходной мощности питающего горизонта либо, при ее задании, – отношения вязкости пород питающего горизонта и перекрывающей толщи, т. е. для оценки реологических параметров диапировой системы. Одновременно определено расстояние между соседними валами. Оно составляет  $1250 \pm 50$  м. Эта величина существенно меньше по сравнению с ведущей длиной волны системы куполов, что свидетельствует о высокой стадии развития купольных структур, поскольку, по данным теории, на первых этапах развития куполов эти величины должны быть близкими. Экспериментальное подтверждение существования системы купольных структур в Толвуйской синклинали и способ оценки стадии развития куполов могут служить теоретической основой для использования признаков, фиксируемых при изучении, например, Максовской залежи (литологических, петрофизических, геохимических), в качестве поисковых критериев выявления крупных тел максовитов по данным изучения естественных обнажений или керна скважин. Ведущая длина волны, расстояние между валами и азимуты их простираения могут быть использованы для проектирования эффективной поисковой и разведочной сети как на территории Толвуйской синклинали, так и в других аналогичных структурах.

УДК 552.57: [550.84: 543.5]

**Органическое вещество в антракосолитах докембрия Онежской структуры.** Фомин О. К., Хахаев А. Д., Хомиченко А. А. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2003. С. 101–103: ил. 2, табл. 1. Библиогр. 13 назв.

Методом поверхностно-ионизационной масс-спектрометрии произведен поиск легкоионизируемых органических веществ в продуктах пиролиза антракосолитов из ряда месторождений шунгитоносных пород Онежской структуры. Исследованы образцы антракосолитов из Шуньгского, Чеболакшского и Нигозерского месторождений. В зарегистрированных масс-спектрах в диапазоне масс 178–215 а.е.м. обнаружены три характерные группы линий, которые отнесены к органическим ионам. Такие ионы найдены в масс-спектрах продуктов пиролиза антракосолитов из Шуньги и Чеболакши, но не найдены для нигозерских образцов. Исследованы температурные зависимости интенсивности органических ионов: они имеют колоколообразную форму. Вероятное отнесение обнаруженных ионов – амины или ароматические соединения.

УДК 550.838.5

**Магнитные свойства высокоуглеродистых шунгитов.** Земцов В. А. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2003. С. 104–108: ил. 3, табл. 1. Библиогр. 14 назв.

Высокоуглеродистые шунгиты магнитными свойствами резко отличаются от других горных пород. Они

обладают аномальным диамагнетизмом и сильной магнитной анизотропией. Опираясь на эти и другие геолого-геофизические особенности высокоуглеродистых шунгитов, автор находит связь их средней магнитной восприимчивости с концентрацией углерода. Образование сильной анизотропии диамагнитной восприимчивости объясняется контактово-метаморфическим воздействием лавовых потоков.

УДК 666.364:553.613+666.593

**Полевошпатовое сырье Карелии и сравнительный анализ результатов изучения его физико-технологических свойств.** Ильина В. П., Клабуков Н. Б. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2003. С. 109–113: ил. 5, табл. 1. Библиогр. 7 назв.

Проведены исследования электрических и термических свойств полевошпатового сырья Карелии и сравнение их с традиционными для керамики пегматитами. Установлено, что электрические свойства спеков из обогащенных кварцполевошпатовых пород: сениитов, гранитов, аплитов, калиевой геллефлинты – зависят от количества микроклина и кварца в породах. Высокое содержание микроклина (97 масс. %) в щелочных сениитах Элисенваары обеспечивает низкие диэлектрические потери (0,025) и высокое электросопротивление  $2 \cdot 10^{-6}$  Ом · см, вследствие чего они наиболее пригодны для производства электрофарфора. Кварцевые порфиры Роза-Ламби с высоким содержанием кварца (44 масс. %) обуславливают широкий интервал обжига (100 °С) фарфора.

УДК 666.266.6:621.039.743

**Радиационная стойкость основных горных пород и каменного литья на их основе.** Озерова Г. П., Лебедева Г. А., Черанев А. И. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2003. С. 114–116: ил. 2, табл. 1. Библиогр.

Исследовано влияние ионизирующего облучения на фазовый состав, структуру, прочностные характеристики основных горных пород, а также каменного литья и стекол на их основе. Установлено, что по всем изученным параметрам горные породы, каменное литье и стекло являются радиационно стойкими и могут служить в качестве барьеров для захоронения радиоактивных отходов.

УДК 549.02: 549.731.11

**Реальная структура природных шпинелидов.** П. Полнопрофильный анализ. Мошкина Е. В., Фофанов А. Д., Светов С. А., Смолькин В. Ф., Кевлич В. И. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2003. С. 117–121: табл. 3. Библиогр. 21 назв.

Методом полнопрофильного анализа рентгенограмм порошковых образцов исследованы монофракции хромитов, выделенных из руд следующих объектов: Сопчеозерское месторождение Дунитового блока Мончеплутона; рудопроявления пластовых и жильных руд расслоенного серпентинит-дунит-бронзититового массива Падос и месторождение Кемпирсай. В работе подробно изложена методика эксперимента и обработки данных. Показано, что распределение катионов  $Al^{3+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Cr^{3+}$  по кристаллическим позициям во всех образцах соответствует нормальной шпинели. Для образцов хромитов месторождения Падос обнаружено зональное строение зерен с характерным трендом изоморфизма



$Al^{3+}$ ,  $Mg^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$  по мере перехода от ядра зерна к его кайме, что отражается на структурных особенностях и физических свойствах соответствующих фракций.

УДК 514.8 (530.1)

**Аспекты применения мультифрактального анализа к геологическим системам.** Светова Н. Ю., Фофанов А. Д. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2003. С. 122–126. Библиогр. 33 назв.

В работе обсуждаются возможности применения методов фрактального и мультифрактального анализа для изучения геологических объектов. Приводится краткое изложение математического аппарата для вычисления фрактальной размерности и стандартный мультифрактальный формализм.

УДК 549.1+549.752(480)

**Гетерозит – редкий Fe-Mn-фосфат из пегматитов района Китее, Финляндия.** Кулешевич Л. В., Инина И. С., Пииройнен Л., Соколов С. Я. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2003. С. 127–130: ил. 3, табл. 3. Библиогр.

Гетерозит, имеющий формулу  $(Fe_{0,68}Mn_{0,2}Mg_{0,12})_1 [PO]_{0,93}(OH)_{0,08}$ , был обнаружен в южной Финляндии, в районе Китее, севернее озера Хейнаярви. Минерал выделялся в зальбандах кварц-пегматитовых жил. В его химическом составе было установлено  $Fe_2O_3$  в количестве 37,86%,  $MnO$  – 10,10%,  $MgO$  – 3,40%,  $P_2O_5$  – 47,0%;  $n_p = 1,81$ – $1,82$ ,  $n_g = 1,84$ – $1,85$ ; плотность составляет 3,59 г/см<sup>3</sup>. Главные линии на рентгенограмме: 4,9278 (27); 4,3114 (53); 3,7697 (24); 3,4662 (41); 2,9214 (100); 2,4551 (57); 2,4169 (28).

Научное издание

**ГЕОЛОГИЯ  
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ  
КАРЕЛИИ**

*Выпуск 6*

*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 19.01.2004 г. Формат 60x84<sup>1</sup>/<sub>8</sub>. Бумага офсетная UNION PRINT S.  
Гарнитура Times. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 14,9. Усл. печ. л. 15,8. Тираж 300 экз. Изд. № 34. Заказ № 390.

Карельский научный центр РАН  
Редакционно-издательский отдел  
Петрозаводск, пр. А. Невского, 50