

---

---

# Геология и полезные ископаемые Карелии

8



KARELIAN RESEARCH CENTRE  
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
INSTITUTE OF GEOLOGY



**GEOLOGY  
AND COMMERCIAL MINERALS  
OF KARELIA**

**Issue 8**

**Edited by  
A. I. Golubev**

PETROZAVODSK  
2005

КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ



**ГЕОЛОГИЯ  
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ  
КАРЕЛИИ**

**Выпуск 8**

**Ответственный редактор  
А. И. Голубев**

ПЕТРОЗАВОДСК  
2005



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

Рецензент В. И. Робонен

ISBN 5-9274-0183-X

© Карельский научный центр РАН, 2005  
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2005

---

---

*С. А. Светов, А. И. Светова, Т. Н. Назарова, Е. А. Антропова*

## **НЕОАРХЕЙСКИЕ ПУЛЛ-АПАРТ БАССЕЙНЫ ЦЕНТРАЛЬНО-КАРЕЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА: ПОРОДНЫЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ И ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА**

Неоархейские осадочные ансамбли, приуроченные к заключительным стадиям развития зеленокаменных поясов и структур, активно изучаются в течение последних 25 лет. Научный интерес к данным парагенезам был инициирован исследованиями в провинции Супериор (зеленокаменный пояс Абитибби) группы Тимискаминг, представленной аллювиально-флювиальными осадками в сочетании с вулканитами субщелочного ряда и турбидитами (Hyde, 1980). Геодинамические условия формирования ассоциации стали предметом длительных дискуссий и корректно были охарактеризованы значительно позже (Card, 1990; Thurston, Chievers, 1990) по схеме транспрессионного и транстенсионного характера тектонических движений на позднем коллизионном этапе развития зеленокаменного пояса (террейна) в бассейнах типа пулл-апарт (pull-apart).

Важно подчеркнуть, что становление термина «пулл-апарт» имеет длительную историю. Близкие к нему (по смысловому наполнению) тектонические режимы и обстановки, именуемые ранее присдвиговыми впадинами, бассейнами, приуроченными к движениям вдоль сдвигов, сдвиговыми грабенами, ромбическими грабенами, ограниченными сдвигами и сбросами (Carey, 1958), законченное название приобрели лишь с выходом работы Бурчфила и Стюарта (Burchfiel, Stewart, 1966) о модели развития Долины Смерти в Калифорнии, ставшей классическим тектонотипом режима пулл-апарт (Burchfiel et al., 1987, 1989).

В последние годы подобные обстановки были выделены в пределах неогеновых отложений южной части Мертвого моря: в заливе Элат (Акаба), в зоне левостороннего сдвига на границе Африканской, Синайской и Арабской плит, в зоне Кинарот-Бейт-Чин (Garfunkel, Ben-Avraham, 2001); в заливе Пария, восточная Венесуэла и Тринидад, в бассейне Кариако, северная Венесуэла, на протяжении границы Южно-Карибской плиты (Flinchett et al., 1998) и многих других межплитных зонах.

Поскольку большинство пулл-апарт бассейнов приурочено к трансформным разломам в переходных зонах, их кинематическая история напрямую отражает изменения геометрии взаимодействующих плит ±

микроплит. При этом масштабность формирования бассейнов (в отдельных случаях тектонических микрозон близкого кинематического генезиса) варьирует в значительных пределах от первых метров (Reacock, Sanderson, 1995) до сотен километров (так, бассейн Изуми, юго-западная Япония, имеет протяженность около 500 км (Okada, 1999)).

Детальные геологические исследования стратотектонических ассоциаций архейских зеленокаменных поясов Фенноскандинавского щита позволили к типу пулл-апарт отнести породные грубообломочные ансамбли зеленокаменных поясов Кухмо и Суомусалми, Восточная Финляндия (Parunen et al., 1998), Хизоваарского, Винчевского и Ирингорского доменов Северо-Карельского аккреционного орогена (Кожеников и др., 1998, 2002; Володичев, 2002). При этом наряду с грубообломочными породными литотипами для данных обстановок характерно проявление известково-щелочных и щелочных вулканитов и комагматичных интрузий.

В данной работе приводятся последние результаты изучения породных ансамблей молассоидного облика, географически локализованных в северной части Центрально-Карельского террейна (Ведлозерско-Сезозерский зеленокаменный пояс).

### **Центрально-Карельский террейн: общие черты строения**

Центрально-Карельский террейн расположен в юго-восточной части Фенноскандинавского щита, протягивается в субмеридиональном направлении на расстояние около 300 км при ширине 50–60 км и включает в себя ряд локальных доменов (Хаутаваарский, Койкарский, Паласельгинский, Семченский, Совдозерский, Остерский и ряд других). В разрезе преобладают вулканиты коматитит-базальтовой, известково-щелочной и адакитовой серий. Наиболее полный набор стратотектонических ассоциаций сохранился в пределах Хаутаваарской мегаструктуры, расположенной в юго-западной части террейна. Супракрустальные породы, объединяемые в составе хаутаваарской серии, имеют общую мощность до 5,5–6,0 км. В опорном стратиграфическом разрезе серии выделяются пять

свит (Стратиграфия докембрия., 1992), интерпретируемых в настоящее время нами как ансамбль тектонически совмещенных, геодинамически контрастных стратотектонических ассоциаций, среди которых выделяются:

- Древнейшая островодужная СТА (вьетуккалам-пинская свита). Включает БАДР-адакитовую ассоциацию и сопутствующие вулканогенно-осадочные, вулканогенно-хемогенные парагенезы, сменяемые на заключительном этапе вулканогенно-терригенными породными ансамблями. Мощность разреза составляет 2,5 км, время формирования СТА оценивается в 3,05–2,95 млрд. лет.

- Древнейшая протоокеаническая СТА (лоухиварская, кульюнская свиты, аналог – питкилам-пинская свита в Койкарском домене). Представляет стратифицированную толщу коматиит-базальтовой ассоциации с сопутствующими туфами, туффитами и хемогенно-эксгальционными породами с общей мощностью до 2,7 км. Граувакки и моноконгломераты появляются в верхней осадочной пачке, ассоциируясь с графитистыми сланцами, серноколчеданными рудами, силицитами, железистыми кварцитами. Время формирования – 3,05–2,95 млрд. лет.

- Молодая окраинноконтинентальная СТА (каляярвинская свита, аналог – кивилам-пинская свита в Койкарском домене), разделяется на три пачки – нижняя, терригенная (полимиктовые конгломераты, арениты, алевролиты, внутрiformационные конгломераты, вулканомиктовые арениты, аркозы, графитистые алевролиты) мощностью до 320 м, средняя пачка – вулканогенные породы дацитового состава, и третья пачка – осадочные породы (туффиты – граувакки – арениты – силициты – графитистые алевролиты – серноколчеданные руды) мощностью до 400 м. Общая мощность свиты составляет 900 м. Время формирования СТА – 2,90–2,85 млрд. лет.

- Верхняя осадочная СТА (усмитсаньярвинская свита), завершает разрез Хаутаваарского домена, сложена осадочными (углеродсодержащими сланцами) и пирокласто-осадочными (туфы, туффиты дацитового состава, кремнистые сланцы) породами, видимой мощности до 200 м, встреченными в локальных разрезах.

В прочих доменах террейна в современном эрозионном срезе реконструируемые стратиграфические последовательности представлены лишь фрагментарно, что является результатом его сложнодеформированного, слайдерного (пластинчатого) глубинного строения. Геодинамические реконструкции, проведенные ранее, позволяют предлагать аккреционно-

коллизийную модель формирования террейна в рамках эволюции конвергентной транзитной зоны протоокеан – протоконтинент (Светов, 2005).

### **Молассоидный ансамбль Центрально-Карельского террейна. Характеристика разрезов**

Исследуемые нами представительные последовательности грубообломочных осадков сохранены в виде реликтных частей поздних несогласных бассейнов в северной части Койкарского (рис. 1), менее значительно – в Эльмусском и Остерском доменах.

Комплексная геологическая характеристика и геохронологические исследования в регионе свидетельствуют о том, что этап формирования данных парагенезов является автономным к предыдущим ассоциациям и непосредственно маркирует заключительную стадию развития террейна.

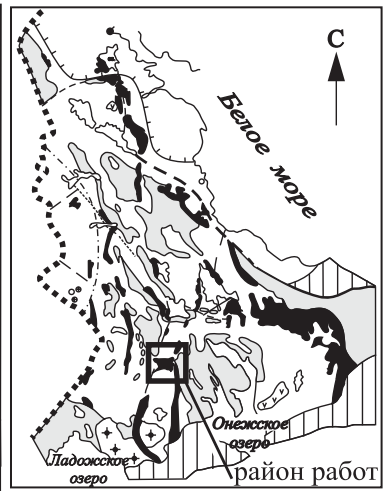
Геоморфологические условия локализации молассоидного ансамбля в пределах Койкарского домена позволяют провести детальную литофациальную характеристику и внутреннюю стратификацию данного парагенеза. Ниже приведем краткую характеристику основного набора породных литотипов ассоциации.


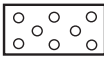


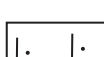


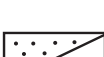

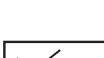
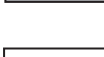
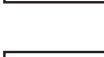
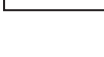
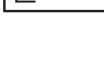
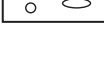
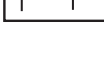

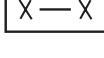
**Койкарский домен.** В северной части Койкарского домена развиты конгломераты, заполняющие внутреннюю узкую синформу и залегающие на породах древней протоокеанической и молодой окраинноконтинентальной СТА и осадочной терригенно-хемогенной толще. Они секутся дайками микропорфировых и гломеропорфировых дацитов. Конгломераты формируют толщу молассоидного облика, представленную переслаиванием конгломератов различного генезиса, с разнообразным кластическим материалом и матриксом, песчанистыми (граувакки, аркозы, арениты) и алевролитовыми породами. Мощность пачки 80–230 м.

Залегают конгломераты на коматиитах через кору выветривания, представленную хлорититами, на кислых вулканитах – через слои туфоконгломератов, в которых слабоокатанные литокласты дацитов окружены светлой корочкой выветривания и погружены в матрицу туфопесчаника с терригенным кварцем (голубым и темно-серым), в сущности представляя собой перебитые туфы, или через слои базального аркозового аренита, мощность 0,3–0,5 м. В зависимости от типа подстилающих пород в конгломератах варьирует состав цемента – аркозовый при залегании на кислых вулканитах и граувакковый при залегании на коматиитах или базальтах.

**Рис. 1. Область распространения молассоидной толщи в пределах Койкарского домена (на врезке приведено географическое положение Койкарского домена). Составила А. И. Светова.**

Палеопротерозойские породные комплексы: ятулий: 1 – габбро; сумий: 2 – андезибазальты; нео- и мезоархейские породные комплексы: 3 – дайки дацитов, риодацитов (~2860 млн. лет); 4 – аркозовые арениты (светло-серые песчаники); 5 – граувакки (темно-зеленые песчаники); 6 – конглобрекчии с преобладанием литокласт коматиитов; 7 – валунно-галечные конгломераты аллювиально-флювиального типа; 8 – темно-зеленые галечно-валунные конгломераты; 9 – валунно-галечный конгломерат с крупными валунами гранитов; 10 – галечные конгломераты с преобладанием дацитовой кластики (с линзами конгломератов «лахарового» типа); 11 – валунно-галечные конгломераты, цемент аркозовый; 12 – валунные конгломераты «тиллоидного» типа. Породный ансамбль молодой (2,90–2,85 млрд. лет) окраинноконтинентальной СТА (кивилам-пинская свита): 13 – осадочные породы (граувакки, графитистые алевролиты, карбонаты); 14 – лавы, туфы, туффиты андезидацитов и силициты; 15 – субвулканические дациты, маркирующие древнюю островодужную СТА (2935 ± 20 млрд. лет; Сергеев, 1989). Древнейшая (3,05–2,95 млрд. лет) протоокеаническая СТА (питкилам-пинская свита) коматиит-базальтовая ассоциация: 16 – высоко-Mg габбро; 17 – туфы, туффиты коматиитов, базальтов, мафитовые граувакки; 18 – лавы коматиитов, базальтов. Пунктирная линия – тектонические нарушения, разломы



- |   |   |   |    |
|---|---|---|----|
|    | 1 |    | 10 |
|    | 2 |    | 11 |
|    | 3 |    | 12 |
|   | 4 |   | 13 |
|  | 5 |  | 14 |
|  | 6 |  | 15 |
|  | 7 |  | 16 |
|  | 8 |  | 17 |
|  | 9 |  | 18 |

100 м

В кластическом материале конгломератов встречаются: вулканические породы – коматииты, базальты, дациты и андезидациты, их туфы, гломеропорфировые дациты и кварцевые порфиры с голубым кварцем; интрузивные породы – амфиболиты, габбро, различные граниты (плагииграниты, плагииомикроклиновые граниты, гранит-порфиры с голубым кварцем, гранито-гнейсы, гранодиориты); осадочные породы – песчаники, графитистые алевролиты, алевролиты; мономинеральные породы – белый жильный кварц, кварц с турмалином, силицит.

Максимально распространена кластика дацитов, аналогичная породам Янишского палеовулкана, в то же время в единичном случае встречена глыба, по химическому составу отвечающая трахиандезиту, выходы которого в Койкарской структуре не найдены. Максимальные размеры имеют валуны гранитов и гранодиоритов.

Наиболее представительный разрез конгломератов, мощностью более 80 м, описан в районе оз. Питкилампи, где представлена следующая последовательность пород (снизу вверх) (рис. 2, а):

1. Коматииты.
2. Кора выветривания на коматиитах мощностью 0,3–0,5 м.
3. Полимиктовые конглобрекции мелковалунно-галечные, в остроугольных, слабоокатанных обломках преобладают коматииты, редкие гальки дацитов. Цемент базальтовый, состоит из перемытой коры выветривания с примесью зерен терригенного кварца. В минеральном составе цемента хлорит составляет 97–98%, сфен 1–2%, кварц 1–2%. Мощность 3,5–5,0 м.
4. Валунно-галечные конгломераты аллювиально-флювиального типа. В кластической фракции преобладают основные вулканы (коматииты, базальты, туфы мафитов), появляются единичные мелкие валуны габбро, плагиигранитов, дацитов. Цемент – контактовый, граувакковый песчаник. Отмечена слабая сортировка по размеру литокласт, нарушаемая вкраплениями отдельных валунов. В минеральном составе цемента преобладает хлорит – 77–95%, сфен 1–3%, кварц 2–5%, появляется плагиоклаз 1–20%. Мощность 15 м.

5. Валунно-галечный конгломерат с крупными валунами плагиигранитов в цементе из мелкого галечника и зеленовато-серой граувакки. Мощность 8–10 м.

6. Слой конгломерата с преобладанием галек дацитов в светло-сером песчаном цементе. Мощность 5 м.

7. Слой темно-зеленых мелкозернистых вулканических мафитовых граувак с редкими галечками основных пород, породы тонкослоистые, мелкоплойчированы. Мощность 4 м.

8. Галечные конгломераты типа лахар. Преобладает цементирующая основная масса из литовой граувакки темно-серого цвета, в которой заключены рассеянные уплощенные гальки дацитов, песчаников, основных пород, ориентированные по сланцеватости, и линзочки длиной 20–25 см при ширине 3–5 см мелкозернистых песчаников и алевролитов. Кверху слоя конгломераты сменяются грауваккой. Мощность 14–16 м.

9. Полимиктовые конгломераты «тиллоидного» типа с рассеянными крупными хорошо окатанными валунами дацитов или плагиигранитов размером до

30–40 см в диаметре, заключенные в матрице из светло-зеленой граувакки с мелкими гальками основных и кислых пород. Изредка в них наблюдаются линзы мощностью 5–10 см крупнозернистого аркозового арениита. Породы не сортированы, не слоисты, сформировались в результате деятельности мутьевых потоков. Конгломераты такого типа широко развиты в Питкилампинской депрессии. Мощность 23 м.

10. Галечные, валунно-галечные конгломераты. Обнажаются на восточном берегу оз. Питкилампи. Кластический материал представлен базальтами, амфиболитами, основными туфами, размер галек и мелких валунов от 3–5 до 6–7 см, составляют 40–50% объема. Вторая группа кластов состоит из дацитов, средне-крупнозернистых, с голубым кварцем, размером до 10 × 15 см в количестве 5–10%, дацитов афанитовых – 5%, крупнозернистых дацитов, размером до 30 × 40 см, чаще 5–10 см, хорошо окатанных, кварца – до 5%. Мощность слоя 10–15 м.

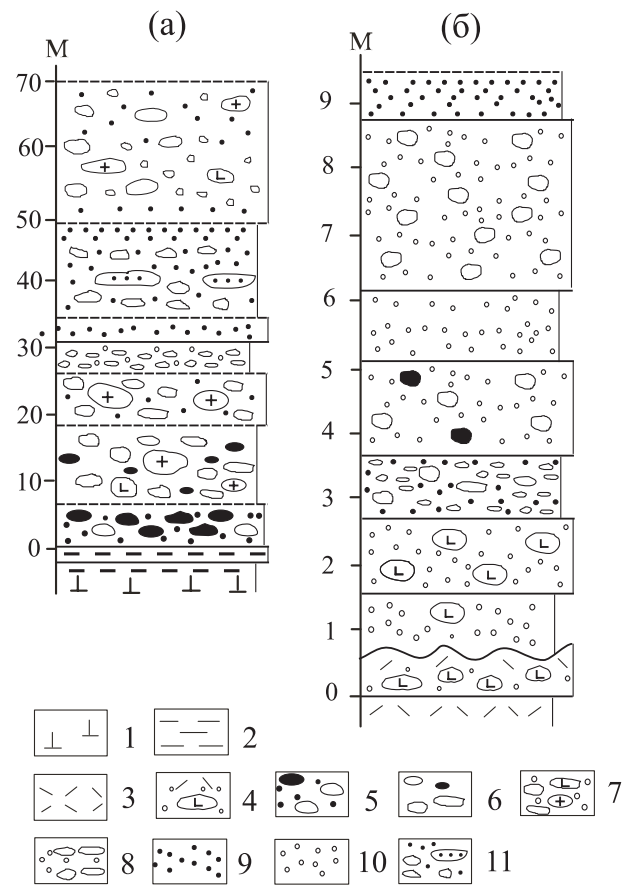


Рис. 2. Породная последовательность в пределах молассоидной толщи пулл-апарт бассейна Койкарского домена (составлена А. И. Световой):

а – разрез оз. Питкилампи, б – разрез севернее оз. Каллиеволампи, обн. 435–436; 1 – перидотитовые, пироксенитовые коматииты; 2 – кора выветривания на коматиитах; 3 – лапиллиевые, псаммитовые туфы андезидацитов; 4 – туфоконгломераты, перемытые туфы дацитов; 5 – конглобрекции с преобладанием литокласт коматиитов, базальтов; 6 – полимиктовые конгломераты аллювиально-флювиального типа; 7 – валунно-галечные конгломераты «тиллоидного» типа, с валунами гранитов, дацитов; 8 – светло-серые конгломераты с преобладанием дацитовой кластики и аркозовым цементом; 9 – граувакковые песчаники; 10 – аркозовые, кварцевые песчаники; 11 – галечные конгломераты «лахарового» типа

Иногда в толще конгломератов формируются отдельные слои мощностью 0,3–0,5 м, обогащенные кластикой основных мафитов, слои гравелита с мелкими обломками кварца, прослой тонкослоистых мелкоплойчированных граувакк. Цемент в конгломератах темно-зеленый, мелкозернистый, граувакковый с редкими линзами аркозовых аренитов и тонкими прослоями силицитов. В слоях без крупных галек в матриксе отмечается грубая ритмичная слоистость, обусловленная чередованием слоев от крупнозернистых до мелкозернистых, мощностью 0,1–0,3–0,5 м.

Первые слои полимиктовых конгломератов образовались за счет размыва местных мафитовых источников и относительно незначительного переноса – кластический материал представлен в основном подстилающими породами и слабо окатан, а базальный цемент является перемытой корой выветривания. Затем в конгломератах расширяется кластический ряд, валуны и гальки плотно упакованы, цемент контактовый, что говорит об их отложении аллювиально-флювиальными потоками в виде конусов выноса, для подобных конгломератов характерно присутствие крупных валунов при основной галечной и мелковалунной фракции. Слои аркозовых и граувакковых песчаников представляют дистальные фации.

Стратиграфически вышележающие пачки конгломератов сформировались за счет мутьевых потоков разной плотности. Для высокоплотных потоков характерны «плавающие» крупные хорошо окатанные валуны диаметром 40–60 см в мелкозернистом неслоистом матриксе. В конгломератах «лахарового» типа гальки и мелкие валуны уплотнены, вытянуты по слоистости (сланцеватости), заключены в мелкозернистый цемент, участками неясно слоистый, в цементе отмечаются линзы песчаников. Галечные, валунно-галечные конгломераты с разнообразным кластическим материалом образуют сложно наложенную пачку, в которой выделяются маломощные прослои (0,3–0,5–1,5 м) с преобладающими обломками мафитов или дацитов и гранитоидов, гравелитов, аркозов и граувакк, иногда в песчаниках наблюдается грубая градиационная или ритмичная (крупнозернистый – мелкозернистый песчаник) слоистость.

Подобная последовательность могла сформироваться в условиях склоновых проксимальных фаций с размывом как локальных источников, так и смешанных, в условиях меняющейся эрозионной деятельности и слабой дифференциации отложений в бассейне.

В северной части Койкарской структуры по западному борту долины оз. Каллиеволампи, севернее озера в 50–70 м, в обн. 435–436 в пачке конгломератов переслаиваются светло-серые конгломераты с кластикой дацитового состава и аркозовым цементом и зеленые конгломераты с кластикой кислых пород в граувакковом цементе (рис. 2, б).

1. В обн. 435 на кислых лапиллиевых туфах залегают слои туфоконгломерата с рассеянными гальками гранитов и дацитов мощностью 0,6 м.

2. С размывом в подошве залегают слои мелкозернистого аркозового аренита мощностью 1 м.

3. Галечный конгломерат с гальками и мелкими валунами дацитов, редко плагиогранитов в мелкозернистом субаркозовом арените. Мощность 1,2 м.

4. Галечно-валунный конгломерат. Валунные дациты, гальки туфов дацита, туфопесчаники заключены в зеленом граувакковом цементе. Мощность 1 м.

5. Галечный конгломерат. Рассеянные гальки кислых вулканитов, гальки кварца в матриксе лититовой серой граувакки с линзами аркозового аренита с голубым кварцем. Мощность 1,4 м.

6. Аркозовый аренит – светло-серая средне-крупнозернистая порода, содержит окатанные зерна голубого и темно-серого кварца и слабоокатанные зерна плагиоклаза в кварц-плагиоклаз-хлорит-серицитовой основной массе. Мощность 0,9 м.

7. Светло-серый конгломерат. Мелкие валуны и гальки кислых вулканитов (дацитов) заключены в аркозовый гравелитовый цемент. Мощность 3 м.

8. Граувакка кварц-полевошпатовая, мелкозернистая, зеленого цвета, неслоистая. Видимая мощность 0,6 м.

Представленный разрез включает склоновые фации, конгломераты носят внутрiformационный характер, их кластика и цемент отражают размыв подстилающих пород, при этом процесс фрагментации происходит почти одновременно с накоплением. В седиментогенезе участвуют три источника сноса – разрушающаяся вулканическая дуга, гранитоидные массивы и мафитовые породы.

К югу по западному берегу оз. Каллиеволампи полимиктовые конгломераты выходят в контакте с дацитовыми лавами. Контакт неровный, вблизи контакта в конгломератах присутствуют неокатанные фрагменты лав кровельной части потока (пенистые, брекчированные, порфириновые), размером 0,3–0,4–0,6 м в поперечнике, засыпанные лититовыми субаркозовыми песчаниками. Выше залегают валунно-галечные конгломераты, плохо сортированные, содержат как хорошо окатанные, так и угловатые, вытянутые по сланцеватости класты плагиогранитов, дацитов (лавы и туфы), гальки кварца с турмалином в базальном цементе зеленой лититовой граувакки. Слоистость намечается по размерности кластики – валунные, галечные слои, линзы субаркозовых песчаников с голубым кварцем, мощность слоев и линз 0,3–0,5–0,7 м.

Западнее конгломераты становятся галечными, мелковалунными, базальный цемент аркозовый, появляются линзы аркозов с крупными (3–4 мм) зернами голубого и таблитчатыми зернами серого кварца и мелкой кластикой дацитов.

Горизонт конгломератов западного берега оз. Каллиеволампи простирается полосой длиной до 2,5 км на юг (оз. Маялампи) и далее проходит восточнее оз. Питкилампи. Мощность от 20 до 110–130 м. Прорываются ятулийскими габбро-диабазами.

При прослеживании по простиранию в локальных выходах наблюдаются глыбы среднезернистых плагиогранитов, имеющие размеры от 40 × 80 до 50 × 100 см, единичные валуны крупнозернистых гранитов с голубым кварцем (60 × 30 см), валуны порфировидных гранитов, они же встречаются и в мелких валунах и гальке. Вторым кластическим компонентом являются дациты – афировые, порфириновые, миндалекаменные, их туфы, туфопесчаники, субаркозовые песчаники, светлые силициты. Мафиты представлены в гальках размером 3–6 см (базальты, массивные, изредка миндалекаменные, редко коматиты, удлиненные галь-

ки базальтовых туфов с актинолитом, амфиболиты, габбро-диабазы), и только в некоторых обнажениях формируются отдельные маломощные слои с мафитовой кластикой. Цемент может быть как граувакковым (кварц-полевошпатовые граувакки), так и аркозовым.

В районе оз. Маялампи к северо-западу от озера выходят валунные полимиктовые конгломераты, в которых наиболее крупные валуны (размером  $20 \times 15$ ,  $50 \times 30$  см) представлены крупнозернистыми светло-розовыми гранитами с голубым кварцем, мелкие валуны ( $5 \times 8$ ,  $3 \times 15$  см) сложены мелкозернистыми плагиогранитами, дацитами, андезидацитами, базальтами, габбро, песчаниками, цемент базальный, граувакковый. В цементе крупные кристаллы пирита, округлые зерна голубого кварца и маломощные линзочки силицита. Видимая мощность 35–50 м.

Выше они сменяются мелкогалечными конгломератами с преобладанием в кластике дацитов, туфов дацитов, туфопесчаников в темно-зеленом граувакковом цементе с зернами светло-серого и голубого кварца. Встречен валун кварцевого порфирита с голубым кварцем ( $30 \times 15$  см). В мелкогалечных конгломератах встречаются слои кварцевого гравелита (0,3–0,5 м мощности), слой аркоза (0,15–0,2 м мощности), кварц-полевошпатовых зеленых граувакк, иногда полевошпатовых граувакк с кластикой плагиоклаза. В песчаниках иногда фиксируется градационная слоистость. Видимая мощность 15–20 м.

Рассматриваемый горизонт конгломератов сформирован мутьевыми суспензионными потоками с размывом обширной территории, кластический материал поставлялся из разных источников (вулканической дуги, гранитоидных массивов, мафитовой ассоциации).

На водоразделе озер Яниш и Каллиеволампи полимиктовые конгломераты западной полосы выходят вдоль лесной дороги на протяжении 300 м и прослеживаются по простиранию на 1,2–1,5 км к юго-западу. С востока на запад наблюдается следующая последовательность полимиктовых конгломератов:

1. Валунно-галечные полимиктовые конгломераты. Редкие валуны плагиогранитов до 30 см в диаметре, гальки дацитов и гранитов, в базальном аркозовом цементе с мелкими обломками кислых вулканитов, кварца и с включением линз песчаников мощностью 5–7 см. Видимая мощность 65 м.

2. Валунные полимиктовые конгломераты «тиллоидного» облика. Валуны лейкократовых гранитов размером  $40 \times 60$ ,  $30 \times 40$  см и дацитов рассеяны в цементе зеленой среднезернистой лититовой граувакки. Здесь же находятся гальки гранитов, дацитов, песчаники, кремнистые тонкозернистые породы. Конгломераты относятся к образованиям мутьевых потоков, неслоисты. Видимая мощность 105 м.

3. Галечно-валунные конгломераты. Преобладают гальки дацитовых вулканитов, редкие валуны плагиогранитов. Цемент базальный, сложен лититовой грауваккой, участками слоистый и мелко плейчирован. Видимая мощность 80 м.

4. Галечные конгломераты. Гальки дацитов, плагиогранитов, базальтов развернуты по сланцеватости и заключены в цементе кварц-полевошпатовой граувакки, иногда мелкозернистой и тогда сложно плейчированной. В слое отмечаются линзочки светло-серых

среднезернистых песчаников мощностью 3–5 см. Видимая мощность 50 м.

В южном продолжении этой пачки западнее оз. Маялампи в ряде обнажений выходят валунно-галечные сгруженные конгломераты с мелкообломочным и граувакковым контактовым цементом. Валунные крупнозернистых гранитов с голубым кварцем размером  $15 \times 10$ ,  $25 \times 40$  см, плагиогранитов размером  $25 \times 10$  см сохраняют свои округлые, окатанные формы и окаймляются более мелким кластическим материалом (граниты, дациты, базальты, песчаники), деформированным и уплощенным, вытянутым согласно сланцеватости. Для цемента характерны мелкозернистые и крупнозернистые участки, крупные кристаллы пирита. Видимая мощность слоя 15 м. Далее к западу эти конгломераты сменяются галечными конгломератами с гальками дацитов, гранитов, размером 4–5 см, мелкими обломочками песчаников в темно-зеленом мелкозернистом граувакковом цементе с кристаллокластами плагиоклаза.

В 15 м к западу продолжают мелкогалечные конгломераты, в которых гальки в цементе расположены неравномерно, участками, пятнами, и составляют до 30% объема породы, представлены плагиогранитами, гранитами с голубым кварцем, дацитами, базальтами. В цементе среднезернистой граувакки отмечены линзовидные слои зеленых алевролитов и прослойки светло-серых песчаников с гальками дацитов размером до 1 см.

Далее к юго-западу вблизи ультраосновного интрузива описаны выходы валунно-галечных конгломератов, в которых кластический материал представлен среднезернистым плагиогранитом, крупнозернистым гранитом с голубым кварцем (до 40 см в диаметре), различными дацитами (афиловыми, крупнопорфировыми, туфами), единичными базальтами в базальном цементе мелкозернистой зеленой граувакки.

В цементе отмечается прослой гравелита, в котором преобладают галечки кварца, дацитов, размером 1–2 см, зерна голубого и темно-серого кварца в субаркозовом аренитовом цементе. В мелкогалечном конгломерате граувакковый цемент сложно деформирован, содержит слои силицитов мощностью 25–30 см и линзы светло-серых мелкозернистых песчаников.

В западной полосе конгломератов, как и в восточной, встречены конгломераты, относящиеся к аллювиально-флювиальным отложениям, слои валунных конгломератов, сформировавшиеся за счет деятельности мутьевых потоков, и мелкогалечные склоновые проксимальные прибрежно-морские отложения.

Хорошая окатанность и более грубые размеры присущи гранитоидной кластике, менее окатана кластика продуктов разрушения вулканической дуги, но находится как в валунах, так и в гальках, менее всего сохранился кластический материал мафитовых вулканитов ввиду его легкой разрушаемости. Преобладает граувакковый цемент, аркозовый встречается более редко, в отдельных слоях. Наличие песчаных прослоев, линз (граувакк, субаркозов) связано с дистальными фациями.

Кверху пачки конгломератов размерность кластики уменьшается, валунные конгломераты сменяются галечными, мелкогалечными и увеличивается количество цемента, количество песчанистого материала.

Секутся конгломераты дайками субвулканических дацитов.

**Эльмусский домен.** Молассоидная толща перекрывает вулканы молодой окраинно-континентальной СТА (хемогенно-пирокластическую толщу) в виде линз, прослеживаемых в разрозненных выходах вдоль автодороги Петрозаводск – Мурманск на расстоянии около 1 км при ширине до 200 м.

В пачке выделяются глыбовые, валунно-глыбовые и галечные конгломераты, представляющие фации бортовых склонов долин и аллювиально-флювиальные отложения. Для валунных конгломератов характерны валуны и глыбы розовых, красных, темно-серых силицитов (силициты подстилают конгломераты в домене) и валуны крупнозернистых плагиогранитов размером до 100 × 70 см при преобладании размера 20 × 30 см, галечный материал представлен разновидностями дацитов (мелкозернистых, полосчатых, литокластических) и мелкозернистыми зеленовато-серыми базальтами. Цемент сложен мелкогалечным, гравийным материалом. Отмечены слои валунно-галечных и галечных конгломератов, с прослоями и линзами субаркозовых и кварцевых аренитов. Песчаники также служат матриком в мелкогалечных конгломератах. В галечной кластике выявлены зеленовато-серые базальты, светло-серые дациты, мелкозернистые плагиограниты, темно-серые туфопесчаники, слоистые серые силициты. В единичных случаях отмечены гальки амфиболита, гранодиорита, крупнозернистого гранита.

**Остерский домен.** Молассоидная толща залегает на древней протоокеанической и молодой окраинно-континентальной СТА и представлена: полимиктовыми конгломератами, песчаниками (граувакками, аркозами, пелитами (кварц-серицитовые, кварц-хлоритовые сланцы), слоями перемытых туфов, туффитов. Терригенные породы секутся дайками дацитов и риолитов (Геология и петрология., 1978; Рыбаков и др., 1983). Гранит-порфир из валуна Остерских конгломератов имеет возраст 2830 млн. лет (Лобач-Жученко и др., 1986).

Полимиктовые конгломераты представляют наиболее характерный литотип, образуют слоистые или бесструктурные слои, линзы и пачки мощностью от первых метров до сотни метров. В конгломератах встречены глыбы и валуны плагиогранитов, гнейсогранитов, порфиридных плагиогранитов, плагиомикроклиновых гранитов, пегматоидных и аплитовидных, гальки и валуны габбро, амфиболита, базальта, коматиита, туфов коматиитов, гальки и валуны дацитов афировых, порфириковых, туфов дацитов, кварцевых порфириков, силицитов.

Степень окатанности различная – от хорошо окатанных (в основном гранитов) до угловатых, уплощенных форм (дациты, песчаники). Упаковка обломков как плотная, так и рассеянная. Цемент изменяется от грауваккового до аркозового, встречается контактовый и базальный. Иногда в конгломератах отмечена грубая слоистость, обусловленная различной крупностью кластогенного материала (валунные, галечные, валунно-галечные слои) или преобладающим составом класт (дацитовые валунно-галечные, гранитоидные конгломераты, галечные базальтовые конгломераты).

В конгломератах содержатся линзы и слои темно-серых субаркозовых аренитов, иногда ритмично-слоистых, мощность ритмов 15–20 см, в низах среднезернистые песчаники, в кровле тонкозернистые песчаники и пелиты. Конгломераты с размывом залегают на песчаниках, на грубозернистой части ритма, отмечены карманы размыва. Встречены в слоях и граувакки – кварц-полевошпатовые и вулканомиктовые. Мощность слоев песчаников варьирует от первых сантиметров до первых метров. Гранулометрия изменяется от мелкозернистой до крупнозернистой. В песчаниках присутствуют слои и линзы гравелистов, перемытых туфов дацитов, маломощные слои светло-серых силицитов. В слоях песчаников иногда находятся единичные гальки и мелкие валуны (до 20 см), облекаемые тонкой слоистостью. Структуры в песчаниках бластосаммитовые, бластосефитовые, текстуры – слоистые, сланцеватые, плейчатые.

Для осадочной толщи характерна низкая минеральная зрелость осадочного материала и незначительная степень выветривания. Конгломераты принадлежат проксимальным фациям; плотноупакованные с контактовым цементом относятся к аллювиально-флювиальным склоновым фациям, а с базальным цементом – к образованиям мутьевых потоков, возникновение которых связывается с активным тектоническим режимом в области бассейна седиментации. Обломочный материал принадлежит местным источникам сноса – гранитоидам, основным и кислым вулканитам. Песчаники граувакковые и аркозовые с тонкослоистыми структурами могут относиться к дистальным фациям, свидетельствуя о значительных размерах бассейна. В молассоидных толщах Койкарской и Остерской структур отмечены дайки дацитов, секущие осадки, свидетельствующие о развитии третьей фазы кислого вулканизма, не сохранившегося в данных разрезах. В то же время в Хаутаваарском домене закартированы осадочно-вулканогенные образования, формирующие усмитсаньярвинскую свиту, по времени и характеру образования сходные с породными ансамблями пулл-апарт бассейнов центральной и северной частей террейна.

**Хаутаваарский домен.** Верхняя осадочная СТА (усмитсаньярвинская свита) выходит в центральной части синклинали в районе оз. Усмитсаньярви, обнажений на поверхности нет, вскрыта двумя скважинами, пройденными в юго-восточном окончании озера и примерно в 1 км к востоку за автодорогой Хаутаваара – Чалка.

При изучении разреза базальтовой СТА (кульюнской свиты) в д. Хаутаваара в северо-восточном направлении пройдена скв. 105, которая пересекла стратифицированную толщу базальтов и достигла дацитовых лав (возможно, субвулканических) усмитсаньярвинской свиты.

Две скважины, пройденные для установления разреза ассоциации, не вскрыли верхние границы свиты и пересекли только часть разреза свиты. В качестве примера приводится разрез по скв. 100 (юго-восточный берег озера) (снизу вверх):

1. Графитистые алеволиты темно-серого цвета, тонкослоистые, плейчатые, с тонкими кремнистыми прослоями, мощностью 5–10 см. Мощность 15 м.
2. Кремнистые туффиты афанитовые, неяснослоистые. Мощность 17,5 м.



3. Псаммитовые туфы дацитов, к концу интервала туфы становятся алевролитовыми (пепловыми), заканчивается интервал постепенным переходом в графитистые алевролиты. Мощность 5,5 м.

4. Туфобрекчии (агломератовые туфы) с размером литокласт дацитов до 5–7 см, с градиционной слоистостью, в кровле графит-биотитовые сланцы. Мощность 9 м.

5. Ритмичное переслаивание крупнообломочных агломератовых туфов дацитов, крупнозернистых туфов и тонкозернистых кремнистых сланцев. Мощность ритмов от 0,5 до 1,5–2 м. Мощность 13,2 м.

6. Агломератовые туфы дацитов с градиционной слоистостью, к кровле графитистые алевролиты мощностью 4 м. Мощность 18 м.

7. Ритмичнослоистые крупнозернистые, мелкозернистые туфы дацитов и графитистые сланцы. Мощность ритмов от 20 см до 1 м. В основании ритмов – крупнозернистые туфы, завершают ритм графитистые сланцы. Мощность 20,4 м.

8. Тонкозернистые графитистые сланцы. Мощность 23,1 м.

9. Псаммитовые туфы дацитов. Мощность 6,2 м.

10. Кристаллокластические туфы дацитов. Мощность 6,6 м.

11. Псаммитовые туфы постепенно, через тонкое переслаивание сменяются графитистыми сланцами. Мощность 21,5 м.

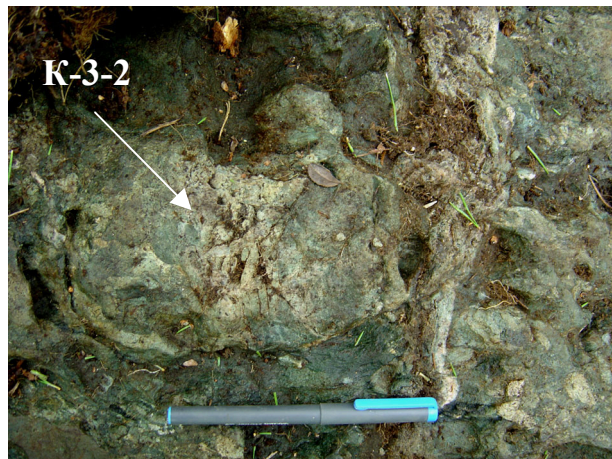
Общий разрез фрагмента СТА составляет 170–200 м, при этом верхняя граница ассоциации не установлена, а разрез не вскрыт полностью. В состав СТА входят продукты эксплозивных выбросов дацитовых вулканов, прошедшие гравитационную сортировку в водном бассейне, продукты эксгаляционной деятельности и фоновые фации бассейна – алевролиты и органическое вещество. Постоянная сульфидная зараженность графитистых сланцев свидетельствует о восстановительных условиях осадконакопления и динамически спокойной водной среде, нарушаемой поступлением эксплозивного материала в виде вулканических выбросов и мутьевых потоков со склонов палеовулкана.

#### Литогеохимическая характеристика породных литотипов

Для детальной литогеохимической характеристики конгломератового парагенеза были отобраны пробы пород (галечки и матрикс конгломератов) по разрезу отложений пулл-апарт бассейна в пределах Койкарского домена (рис. 3).



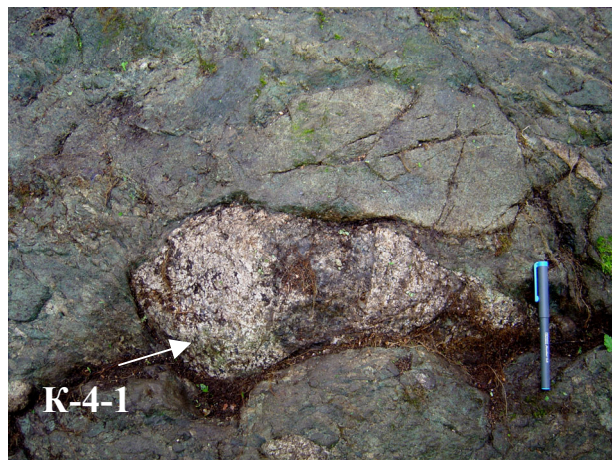
1



2



3



4

Рис. 3. Валун и гальки различного состава в разрезе молассоидной толщи Койкарского домена Центрально-Карельского террейна (описание галек в тексте). Валун и гальки: основных пород (к-2, к-3-2), средне-кислых пород (к-3-1, к-4-1)

Геохимический анализ – определение петрогенных элементов – выполнен классическим силикатным анализом в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск). Редкие и РЗ элементы определены методом ICP-MS в аналитической лаборатории Института геологии и геохимии УроРАН (г. Екатеринбург) на тандемном масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно-связанной плазме «Element 2», погрешность определения элементов <2%. Для построения классификационных диаграмм в работе использованы также ранее опубликованные данные.

Ниже приводится характеристика состава галек, валунов и цемента в конгломератах молассоидной толщи (рис. 3, табл.).

*Класс основных пород*

Мелкие валуны размером до 10–15 × 3–5 см и гальки коматиитов, базальтов, вариолитов, габбро и единичные мелкие валуны черных амфиболитов преобладают в нижней части разреза молассоидной толщи, хотя отмечаются повсеместно, заключены в цемент вулканогенной граувакки или перекрытых туффилов коматиитового состава.

Коматииты, коматиитовые базальты представлены светло-зелеными, зелеными породами, мелкозернистыми, массивными, состоящими из амфиболового агрегата, хлорита, талька, магнетита, единичных зерен сфена, карбоната, эпидота. Структура породы фибробластовая, в некоторых шлифах в основной тонкозернистой гранофибробластовой актинолит-хлоритовой массе отмечаются включения с размазанными границами, сложенные среднезернистым альбитом, хлоритом, по-видимому представляющие собой метаморфизованные и рассланцованные вариолиты (пробы: к-3-5, к-2, к-3-2, к-3-3).

По химическому составу гальки конгломерата к-3-2, к-3-3 и к-3-5 близки базальтовым коматиитам Al-недеплетированного типа Центрально-Карельского террейна (Койкарского, Семченского доменов). Содержание SiO<sub>2</sub> варьирует в пробах на уровне 50–52 мас.%, при TiO<sub>2</sub> < 0,72 мас.% и MgO 7–9 мас.%, также породы имеют повышенные содержания Cr (до 430 ppm), Ni (до 330 ppm) и спектры РЗЭ, идентичные коматиитам Койкар. Основные отличия от залегающих ниже коматиитов проявлены в более высоких концентрациях Rb и Ba (рис. 4, а), что может быть

**Содержание петрогенных и редких элементов в молассоидных отложениях Койкарского домена, мас.%; ppm**

Проба	к-3-2	к-3-5	к-2	к-2-3	к-4-2	к-2-2	к-4-1	к-6-1	к-3-1
Порода	БК	БК	А (В)	Б	ТБ	Д	КГ	Г	СЦГ
SiO <sub>2</sub>	51,68	50,00	61,18	49,42	51,08	71,48	73,80	73,28	61,39
TiO <sub>2</sub>	0,68	0,72	0,62	1,61	1,18	0,37	0,18	0,28	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,06	13,69	15,06	15,67	13,59	13,58	13,24	13,58	18,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,19	1,59	1,79	4,09	3,09	1,02	0,60	0,74	0,97
FeO	8,47	8,83	5,53	7,68	7,90	1,65	1,86	1,43	2,15
MnO	0,170	0,18	0,110	0,153	0,197	0,191	0,073	0,035	0,040
MgO	7,96	8,99	4,93	7,19	7,99	1,95	1,23	1,33	2,57
CaO	2,07	4,36	1,71	4,00	7,15	1,57	1,14	1,00	1,57
Na <sub>2</sub> O	4,63	3,60	5,46	4,56	2,13	6,39	6,08	6,42	9,09
K <sub>2</sub> O	0,22	1,12	0,24	0,06	0,05	0,12	0,49	0,47	0,89
H <sub>2</sub> O	0,17	0,11	0,15	0,39	0,14	0,08	0,16	0,09	0,01
ппп	5,57	6,41	3,22	4,84	5,09	1,30	1,04	0,93	1,89
Сумма	99,87	99,60	100,00	99,66	99,59	99,70	99,89	99,58	99,60
Cr	341,2	426,2	295,4	170,4	212,2	17,5	22,2	29,9	48,7
Ni	249,7	323,8	208,9	176,8	186,2	25,9	24,7	25,2	77,0
Co	47,4	51,5	42,9	119,1	55,8	10,0	10,8	5,3	26,8
V	249,7	283,3	158,1	329,5	366,0	39,4	21,0	26,1	50,5
Rb	10,3	68,4	5,1	0,4	0,6	1,6	9,4	8,8	15,9
Ba	34,9	125,7	169,1	35,8	39,4	45,4	359,9	199,1	822,0
Sr	79,2	67,6	114,3	108,5	210,2	145,3	136,3	109,8	148,1
Nb	2,0	2,0	3,5	6,2	5,4	4,1	2,8	4,8	3,4
Zr	21,0	32,2	81,5	54,1	45,5	123,3	73,6	91,8	90,6
Y	21,2	13,4	17,4	43,5	40,8	8,1	5,8	6,9	9,3
Th	0,337	0,321	1,769	0,684	0,510	3,551	2,854	5,454	2,560
La	3,551	1,980	4,034	10,080	7,963	13,925	5,619	8,462	5,749
Ce	7,666	4,289	9,535	24,504	17,561	33,795	13,417	27,181	12,709
Pr	1,307	0,786	1,401	3,392	2,957	3,466	1,748	2,890	1,891
Nd	6,918	3,893	6,237	15,689	14,809	13,398	6,440	11,042	8,057
Sm	2,164	1,340	1,654	4,611	3,930	2,241	1,121	2,138	1,541
Eu	0,702	0,470	0,585	1,625	1,376	0,631	0,406	0,600	0,471
Gd	2,752	1,821	2,002	5,370	4,653	1,833	1,013	1,798	1,423
Tb	0,473	0,326	0,345	0,903	0,810	0,239	0,142	0,228	0,231
Dy	3,114	2,268	2,399	5,828	5,116	1,284	0,800	1,159	1,485
Ho	0,640	0,524	0,543	1,186	1,080	0,256	0,171	0,245	0,304
Er	1,876	1,560	1,607	3,406	2,935	0,717	0,500	0,635	0,874
Tm	0,271	0,227	0,246	0,496	0,424	0,106	0,079	0,098	0,127
Yb	1,632	1,526	1,499	3,037	2,558	0,686	0,519	0,631	0,767
Lu	0,235	0,237	0,223	0,431	0,380	0,110	0,086	0,091	0,115
U	0,089	0,087	0,886	0,150	0,227	1,082	0,689	1,430	0,504
Sc	33,739	45,846	21,693	51,288	53,016	4,968	2,976	3,658	6,430
Hf	0,775	1,181	2,165	1,699	1,595	2,950	2,024	2,628	2,342
Ta	0,141	0,170	0,254	0,379	0,336	0,272	0,236	0,378	0,283

Примечание. В таблице приведены составы галек конгломератов. БК – галька базальтового коматиита, А (В) – вариолит андезитового состава, Б – базальт, ТБ – туф базальта, Д – дацит, КГ – крупнозернистый гранит, Г – гранит, СЦГ – субщелочной гранит.



связано с поздними гидротермальными изменениями системы.

Галька к-2 по содержанию петрогенных элементов подобна продуктам ликвационной дифференциации базальтовых коматиитов – вариолитам (Светов, 1997), которые отвечают породам ряда низкокальциевых андезидацитов, имеют средние концентрации  $\text{SiO}_2$   $61,69 \pm 4,11$  мас.%,  $\text{MgO}$   $7,27 \pm 2,29$  мас.%,  $\text{Na}_2\text{O}$   $5,32 \pm 0,79$  мас.% и идентичны коматиитам по спектрам распределения РЗЭ, однако в них также проявлены повышенные содержания Rb, Ba, Th, U и положительные Hf, Zr аномалии. Наиболее близким топологическим аналогом могут быть дифференцированные коматиитовые базальты Семченского домена (рис. 4, а).

Базальты характеризуются светлой бледно-зеленой окраской, идентичны пропилитизированным базальтам оз. Горла северо-западной части Койкар-

ского домена. Они сложены актинолитом, хлоритом, альбитом, карбонатом, эпидотом, магнетитом, сфеном, кварцем. Имеют фибробластовые, реже офитовые структуры с тонкими игольчатыми кристаллами плагиоклаза (проба к-2-3). В единичной гальке выявлен туф базальта, в котором в основном неравнозернистом фибробластовом матриксе состава хлорит – актинолит – эпидот – карбонат встречаются мелкие класты плагиоклаза (проба к-4-2). Габбро в обломочной фракции представлено среднезернистыми темно-зелеными массивными породами с реликтами габбровой структуры. Минеральный парагенез сформирован реликтами плагиоклаза (An 52-56), актинолитом, хлоритом, эпидотом, альбитом, кварцем, магнетитом, тремолитом.

Геохимическая характеристика галек базальтов (к-2-3 и к-4-2) идентична высокомагнезиальному габбро Койкарского домена, приуроченному к поздним фазам формирования протоокеанической коматиит-базальтовой ассоциации Центрально-Карельского террейна (Светов, 1997). Концентрация  $\text{MgO}$  в данных пробах составляет 7–8 мас.%, при уровне  $\text{TiO}_2$  – 0,8–1,4 мас.%, что соответствует поздним дифференциатам коматиитов, в пробах также отмечаются повышенные содержания Cr, Ni. Характер распределения REE элементов сохраняет топологическое подобие коматиитам Койкарского домена, но отличается от них более высоким количественным содержанием (рис. 4, б). Максимальное подобие трендов отмечается с поздними дифференциатами базальтов из офиолитовых комплексов (в качестве примера приведен состав базальтов комплекса Йормуа), что подтверждает ранние выводы авторов (Светов, 2005) об аллохтонной природе мафической СТА и коллажированной структуре зеленокаменного пояса.

#### Класс средне-кислых пород, эффузивы

Дациты и риодациты выявлены в виде валунов размером до  $25 \times 7$  см, галек размером  $3 \times 2$  см, представлены светло-серыми массивными, реже рассланцованными породами с blastsпорфировой структурой, структура основной массы фиброгранобластовая, немагнотранобластовая, микрогипидиоморфнозернистая. Вкрапленники представлены плагиоклазом, иногда частично с идиоморфными гранями ( $\text{Pl}_{11-20}$ ), и округлыми зернами кварца или их скоплениями. Основная масса сложена мелкозернистым альбитом, кварцем, хлоритом, мусковитом, эпидотом, карбонатом с единичными зернами сфена, магнетита (проба к-2-2). В некоторых шлифах структура породы литокластическая, в породе видны микрокласты того же состава, окруженные мелкозернистой основной массой, что свидетельствует о принадлежности их к туфам. По геохимической характеристике проба к-2-2 относится к риодацитам ( $\text{SiO}$  71,4 мас.%), при этом по содержанию редких и РЗ элементов существенно отличается от пород как известково-щелочного, так и адакитового ряда (рис. 4, в). Несмотря на максимальное сходство с адакитами по характеру распределения РЗЭ (особенно в тяжелой части спектра), в ней отсутствуют повышенные концентрации Ba, Rb, Sr, что свидетельствует о иной генетической природе.

#### Класс средне-кислых пород, интрузивы

Граниты, плагиограниты, гранит-порфиры, гранодиориты встречаются в наиболее крупных валунах

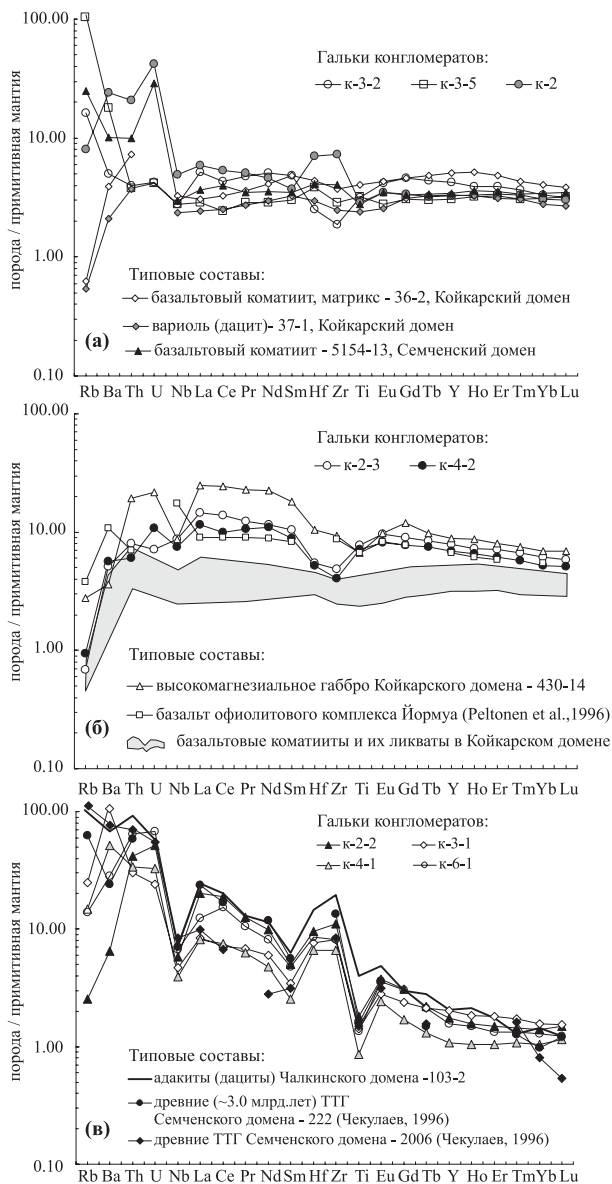


Рис. 4. Распределение редких и редкоземельных элементов в валунах и гальках конгломератов из разреза молассоидной толщи Койкарского домена. Составы нормированы по: Sun, McDonough, 1989

и глыбах размером до  $1 \times 0,5$  м. Плагииграниты – массивные среднезернистые светло-серые породы, иногда гнейсовидные с гипидиоморфнозернистой или бластопорфировой структурой и следующим минеральным составом: олигоклаз (60%), кварц (25%), шахматный альбит (5%), эпидот (10%), серицит, хлорит, рудный минерал. Внутренняя часть зерен плагноклаза обычно серицитизирована, эпидот и хлорит образуют отдельные зерна, в эпидоте встречаются включения сфена (пробы к-4-1, к-6-1). Содержания  $\text{SiO}_2$  в данных пробах варьируют в пределах 71–73 мас.% при уровне  $\text{Na}_2\text{O}$  6–7 мас.%,  $\text{K}_2\text{O} < 0,5$  мас.%. Спектры распределения редких и РЗ элементов близки древнейшей (с возрастом около 3 млрд. лет) ТТГ-серии Центрально-Карельского террейна, характеризуются Nb и Ti минимумами. Проба к-4-1 имеет повышенное содержание Ва (360 ppm) и более деплетированный спектр в области ТРЗЭ, однако содержания прочих малых элементов не позволяют классифицировать ее как адакитовый состав.

Гранит-порфир с голубоватым кварцем – неравномернозернистая, массивная порода (шлиф отобран из валуна размером  $10 \times 5$  см). Структура породы бластопорфировая с гранобластовой основной массой, выделяются крупные вкрапленники кварца или их скопления, более мелкие вкрапленники плагноклаза. Минеральный состав – плагноклаз ( $\text{An}_{25-30}$ ) (50%), кварц (45%), хлорит, сфен, эпидот, альбит, карбонат.

В единичных случаях выявлены гальки гранодиорита и субщелочного гранита. Гранодиорит характеризуется гранобластовой структурой, в его минеральном парагенезе присутствует плагноклаз, кварц, биотит, эпидот. Субщелочной гранит – лейкократовая среднезернистая розовато-серая порода с гипидиоморфнозернистой структурой, сформированной плагноклазом (альбит-олигоклаз), эпидотом, биотитом, кварц присутствует в незначительных количествах, аксессуарные минералы – сфен, магнетит (проба к-3-1). При содержании  $\text{SiO}_2$  на уровне 62 мас.% концентрация  $\text{Na}_2\text{O}$  достигает 9,1 мас.%,  $\text{K}_2\text{O}$  – 0,9 мас.%, что подтверждает принадлежность гранитоидов к субщелочной серии. По распределению редких и РЗ элементов субщелочные граниты не отличаются от гранитоидов нормального ряда, выявленных в гальках молассоидной толщи.

#### *Цемент конгломератов*

В южной части площади распространения конгломератов цемент представлен темно-зеленой мелко- или среднезернистой вулканогенной грауваккой, рассланцованной, с микрофибробластовой структурой. Минеральный состав: актинолит (40–70%), хлорит (10–35%), карбонат (5–10%), тальк (1–5%), плагноклаз, сфен, эпидот, магнетит (1–2%). Основная масса породы состоит из микрофибробластовой актинолит-хлоритовой массы зерен, в которой плагноклаз находится в виде отдельных неправильной формы зерен или их скоплений, сосуществуя с карбонатом, эпидотом, сфеном (проба к-6-2). В шлифах отмечаются единичные обломки, представленные туфами основного состава.

В северной части площади в конгломератах с преобладающим количеством литокласт дацитов и гранитов цемент становится светло-серым, средне-крупнозернистым аренимом или субаркозовым аренимом. Минеральный состав представлен кварцем, альбитом,

серицитом, хлоритом, эпидотом. Структура цемента бластопсаммитовая, лепидогранобластовая, текстура слоистая, сланцеватая.

Геохимическая характеристика цемента конгломератов неоднородна, она варьирует в значительных пределах в зависимости от состава подстилающих толщ, так, содержание  $\text{SiO}_2$  в цементе меняется от 43 до 65 мас.%,  $\text{MgO}$  – от 1 до 10 мас.% (четко маркируя появления мафического материала), содержание щелочей  $1,8 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 6,2$  мас.% не позволяет выявить значимый привнос щелочного (субщелочного) материала.

#### **Источники обломочного материала и условия формирования**

Осадочные парагенезы молассоидного типа характеризуются очень низкой зрелостью осадочного материала и незначительной степенью его выветривания. Использование индекса химического выветривания CIA (Nesbitt, Young, 1982) показывает, что его значения в цементе конгломератов значительно варьируют, увеличиваясь синхронно с уменьшением зернистости цементирующего материала, так, в гравелитовом цементе CIA = 55–56, в граувакковом – 54–73.

Как показала геохимическая характеристика галек и валунов конгломератов, весь обломочный материал принадлежит локальным источникам сноса – древней протоокеанической (коматиит-базальтовый аллохтон) СТА, молодым и древним гранитоидам, основным, средним и кислым породам древней островодужной и молодой окраинноконтинентальной ассоциаций. По геохимической и геологической природе данные комплексы являются микститами и содержат материал всех разновозрастных породных ассоциаций, представленных в инфраструктуре Центрально-Карельского террейна.

Отдельный вопрос вызывает модель формирования молассоидных комплексов пулл-апарт бассейнов. Структурно-тектонические исследования, проводимые в регионе, позволяют заключить, что формирование несогласных молассоидных бассейнов в пределах изучаемых зеленокаменных доменов является самым молодым неоархейским событием. Бассейны контролируются разломами ССЗ простирания, приуроченными к главной тектонической зоне, их формирование проходило в ребольский тектонометаморфический цикл и было инициировано заложением системы линейных складок  $F_1$  СВ ориентировки. Последующая стадия формирования бассейнов проходила в режиме левосдвиговой деформации, далее последовал этап развития системы асимметричных складок  $F_2$ , диагональных  $R_2$  и продольно-магистральных сдвигов  $S_2$ , сочетание которых отражает существовавшую на этот момент времени обстановку транспрессионного сжатия. Последующие геодинамические события развиваются по транстенсионному сценарию, приводя к образованию системы кулисообразных пулл-апарт бассейнов.

Возможное время формирования пулл-апарт структур Центрально-Карельского террейна может соответствовать временному интервалу 2,75–2,70 млрд. лет, в этот период происходит образование пулл-апарт бассейнов в Большеозерском домене (Леонов и др.,

2001), а также в Койкарском, Хаутаваарском и Остерском доменах.

Как уже отмечалось ранее, формирование моласоидных бассейнов сопровождается формированием интрузивов ( $\pm$  вулканитов) субщелочного, реже известково-щелочного ряда. Гранитоидный компонент этой возрастной группы в пределах Центрально-Карельского террейна представлен серией интрузий субщелочных гранитоидов, сиенитов, кварцевых сиенитов и кварцевых монзонитов с возрастом 2,72–2,70–2,65 млрд. лет (Чекулаев, 1996). Характерным представителем кварцевых диоритов и гранодиоритов в пределах террейна является Чалкинский массив с возрастом  $2745 \pm 5$  млн. лет (Овчинникова и др., 1994), который в последнее время относится к санукитоидному типу (Lobach-Zhuchenko et al., 2000). В Койкарском и Остерском доменах ассоциация пулл-апарт бассейна маркируется толщей грубокластических пород моласоидного облика, прорываемых дайками и штоками дацитов, риодацитов, гранитами, пегматитами и дайками базитового состава.

Резюмируя, следует сказать, что заключительная фаза формирования вулканогенно-осадочных ассоциаций в пределах Центрально-Карельского террейна

приурочена к заложению бассейнов типа пулл-апарт в период около 2,75–2,70 млрд. лет. К этому времени вулканическая активность в зоне перехода «протоокеан – протоконтинент» (развитие которой детально описано в монографии: Светов, 2005) снизилась, эволюционная история развития транзитной зоны привела к формированию мощной консолидированной континентальной коры, соединяющей в себе реликты различных стратотектонических ассоциаций. Дальнейшие тектонические перестроения региона проходят в транспрессионно-транстенсионном режиме, вызывая заложение нового типа бассейнов седиментации.

**Благодарности.** Исследования проводятся при финансовой поддержке программы «Глубинное строение и геодинамика Карельской части Фенноскандинавского щита», субпроект «Эволюция конвергентных зон перехода океан – континент в верхнем архее Восточной Фенноскандии», госконтракт 122, программа 5 Отделения наук о Земле РАН. С. А. Светов выражает благодарность «Фонду содействия отечественной науке» за поддержку исследований в 2005 г.

## ЛИТЕРАТУРА

Володичев О. И., Кулешевич Л. В., Кузенко Т. И. Эндогенные режимы метаморфизма в различных геодинамических обстановках докембрия Карелии: Рукописный науч. отчет, ИГ КарНЦ РАН. 2002. 187 с.

Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л., 1978. 264 с.

Кожневиков В. Н., Терстон Ф. С. Модель развития архейских зеленокаменных поясов Хизоваарского типа и кинетика выветривания // Тез. докл. Междунар. симпози. «Палеоклиматы и эволюция палеогеографических обстановок в геологической истории Земли». Петрозаводск, 1998. С. 48–49.

Кожневиков В. Н., Голубев А. И., Рыбаков С. И. Факторы контроля золотометаллического оруденения в архейских зеленокаменных поясах: сравнительный анализ Сьюпириор и Карельского кратонов // Отечественная геология. 1998. № 3. С. 55–64.

Кожневиков В. Н., Светова А. И., Светов С. А. Архейские осадки: геодинамические интерпретации, металлогенические следствия // Карелия и РФФИ: Тез. докл. науч. конф., посвящ. 10-летию РФФИ (1–3 окт. 2002 г.). Петрозаводск, 2002. С. 63.

Колодяжный С. Ю. Структурно-кинематическая эволюция Карельского массива и Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое (Балтийский щит): Дис. ... докт. геол.-минер. наук. М., 2004. 305 с.

Леонов М. Г., Колодяжный С. Ю., Зыков Д. С. и др. Очерки постархейской геодинамики Карельского массива / Тр. ГИН. Вып. 536. М., 2001. 120 с.

Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Берковский А. Н. Гнейсо-гранитные ареалы Карелии // Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л., 1986. С. 153–163.

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

Рыбаков С. И., Светова А. И., Мельянец Н. В. Новые данные по геологии архейских осадочно-вулканогенных комплексов районов Койкар и Остер-Вожема // Геология и стратиграфия докембрийских образований Карелии. Петрозаводск, 1983. С. 20–23.

Светов С. А. Коматит-толеитовые ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии. Петрозаводск, 1997. 172 с.

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

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

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

Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск, 1992. 190 с.

Чекулаев В. П. Архейские гранитоиды Карелии и их роль в формировании континентальной коры Балтийского щита: Дис. ... докт. геол.-минер. наук. СПб., 1996. 298 с.

Burchfiel B. C., Stewart J. H. "Pull-apart" origin of the central segment of Death Valley, California // Geol. Soc. Am. Bull. 1966. Vol. 77. P. 439–442.

Burchfiel B. C., Hodges K. V., Royden L. H. Geology of Panamint Valley  $\pm$  Saline Valley pull-apart system, California: Palinspastic evidence for low-angle geometry of a Neogene range-bounding fault // Journal of Geophysical Research. 1987. 92. P. 10422–10426.

Burchfiel B. C., Quidog D., Molnar P. et al. Intracrustal detachment within zones of continental deformation // Geology. 1989. 17. P. 448–452.

Card K. D. A review of the Superior Province of Canadian Shield, a product of Archean accretion // Precamb. Res. 1990. Vol. 48. P. 99–156.

Carey S. W. A tectonic approach to continental drift // S. W. Carey (ed.). Continental drift: A Symposium: Univ. Tasmania, 1958. P. 177–355.

Flinch J., Rambaran V., Ali W. et al. Structure of the gulf of Paria pull-apart basin (Eastern Venezuela-Trinidad) // P. Mann (ed.). Caribbean Sedimentary Basins, Elsevier Basins of the World. Elsevier, Amsterdam, 1998. 250 p.

Garfunkel Z., Ben-Avraham Z. Basins along the Dead Sea transform // P. A. Ziegler, W. Cavazza, A. H. F. Robertson,

S. Crasquin-Soleau (eds.). Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. *Me'm. Mus. Natl. Hist. Nat.*, 2001. Vol. 186. P. 607–627.

Hyde R.S. Sedimentary facies in the archean Timiskaming group and their tectonic implications, Abitibi greenstone belt, northeastern Ontario, Canada // *Precambrian research*. 1980. 12. P. 161–195.

Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Ivanikov V. V. *et al.* Late archean high-Mg and subalkaline granitoids and lamprophyres as indicators of gold mineralization in Karelia (Baltic Shield), Russia // *Ore-Bearing granites of Russia and adjacent countries*. M., 2000. P. 193–211.

Nesbitt H. W., Young G. M. Early Proterozoic climates and plate motion inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. Vol. 299. P. 715–717.

Okada H. Plume-related sedimentary basins in East Asia during the Cretaceous // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1999. 150. P. 1–11.

Papunen H., Halkoaho T., Tulenheimo T., Limatainen J. Excursion to the Kuhmo Greenstone Belt // *Excursion guide*. 1998. Geol. Survey of Finland, Spec. Paper 26. P. 91–106.

Peacock D. C., Sanderson D. J. Pull-aparts, shear fractures and pressure solution // *Tectonophysics*. 1995. 241. P. 1–13.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // A. D. Saunders, M. J. Norry (eds.). *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. No. 42. P. 313–345.

Thurston P. C., Chievers K. M. Secular variation in greenstone sequence development emphasizing Superior Province, Canada // *Precamb. Res.* 1990. Vol. 46. P. 21–58.

*Н. Е. Король*

## ОСНОВНЫЕ ГРАНУЛИТЫ КАРЕЛИИ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ФИНЛЯНДИИ

В докембрии Карелии и Центральной Финляндии выделены и исследованы (Володичев, Король, 1997; Король, 2003) гранулит-эндербит-чарнокитовые (ГЭЧ) комплексы или совокупность метаморфических, магматических, ультраметагенных и метасоматических пород, близких по условиям и времени образования и принадлежащих к гранулитовым этапам метаморфической эволюции архейских образований блоков земной коры. Реперными районами (рис. 1) их изучения являются – в Беломорской структуре: [1]\* – оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро, [2] – оз. Керчуг, [3] – полуострова Вичаны и Мундиннаволоок оз. Кереть – оз. Топозеро, [4] – губа Поньгома – п-ов Поньгомнаволоок Белого моря, в Карельской структуре: [5] – водораздел озер Пяозеро – Тикшеозеро, [6] – пос. Вокнаволоок и [7] – оз. Тулос. Кроме того, выделяются участки: [8] – реки Водлы (среднее течение) и [9] – пос. Шальского (восточное побережье Онежского озера). В Центральной Финляндии для исследований используются данные (Raavola, 1984) по району оз. Варпайсьярви – [F].

В ГЭЧ комплексах [1–6, 8–9, F] выделяются два, а в [7] – четыре этапа метаморфической эволюции (Король, 2003). Первый (I) гранулитовый этап осуществляется во всех комплексах в режиме умеренных и (или) пониженных давлений и в пределах колебаний температур 750–870 °С по схеме В. А. Глебовицкого (Фашии метаморфизма..., 1990). В ГЭЧ комплексах [7] Тулосского блока выделяется второй гранулитовый этап или гранулитовый метаморфизм II (Володичев и др., 1994; Володичев, 1997) с повышением верхнего предела температур от 800 до 850 °С и увеличением давления от 5 до 6–7 кб по отношению к РТ-условиям предыдущего.

Для ГЭЧ комплексов [1–6, 8–9, F] – второй (II), а для [7] – третий (III) и четвертый (IV) этапы метаморфической эволюции являются диафторическими. Они осуществляются при ретроградном снижении температур в условиях от амфиболитовой [1–9, F] до ± эпидот-амфиболитовой [1–9, F], иногда до зеленосланцевой [5, 6, 9] фации. В Беломорской структуре [1–4] диафторические процессы отражают коллизионный этап ее развития и соответствуют высокотемпературному (вторая генерация) кианитовому метаморфизму (Володичев, 1990, 2002). Давление при диафторезе, по сравнению с таковым гранулитовым, значительно

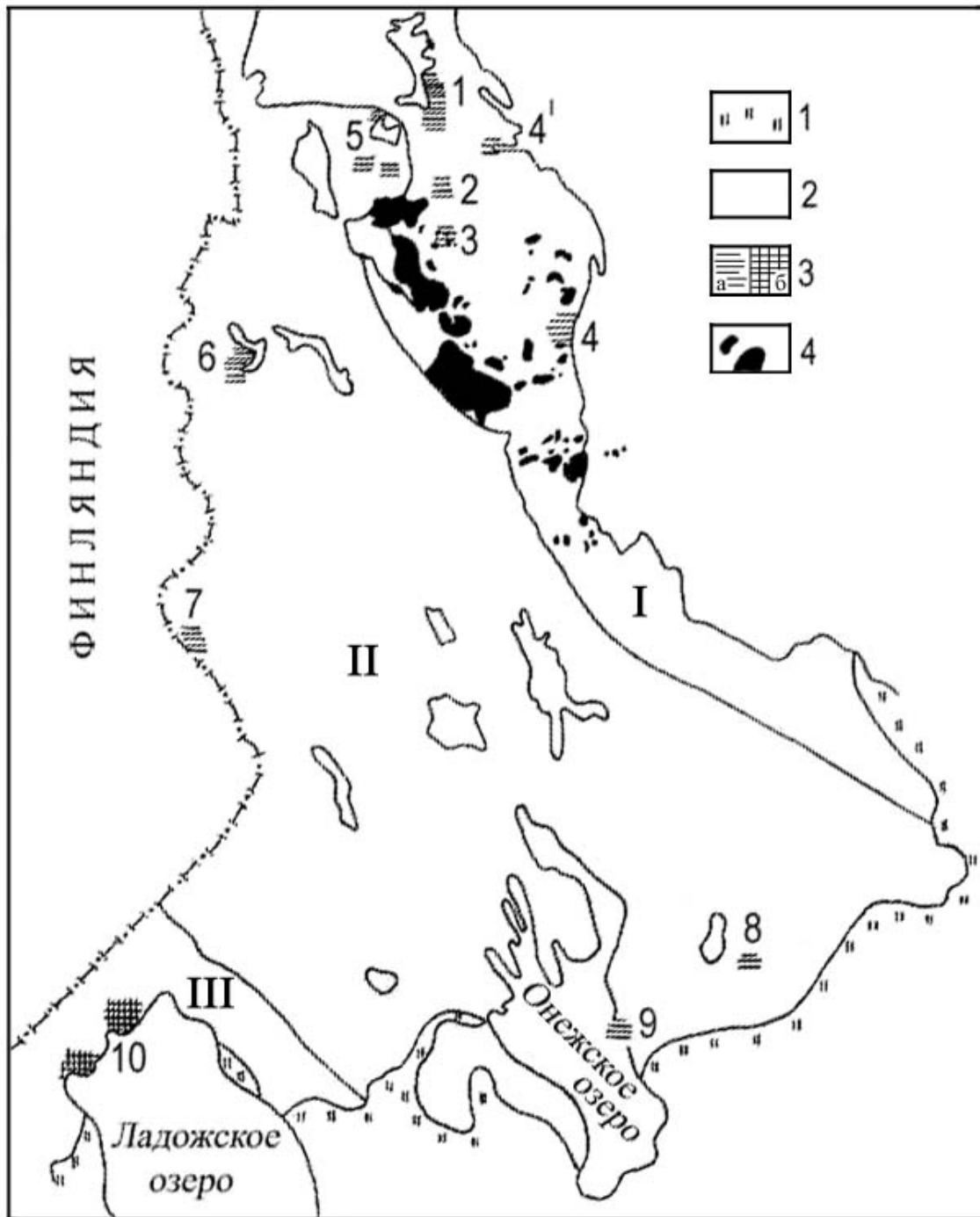
но возрастает в беломорских ГЭЧ комплексах [1–4] и немного повышается в [8]; понижается – в [6], очень незначительно — в [7] на III и более интенсивно при переходе от III к IV этапу.

Беломорские [1–4] и тикшеозерско-пяозерский [5] ГЭЧ комплексы представлены супракрустальными гранулитами основного [1–5], среднего [1–4] и кислого [1, 3, 4] составов, тесно ассоциирующими с ними магматическими породами ряда: ультрабазиты – основные ультрабазиты – меланократовые габброиды [1–4], габброанортозиты – анортозиты [1]; породами единой магматической серии: габброиды – габбродиориты – гиперстеновые (диориты – кварцевые диориты – тоналиты ± плагиограниты) [1–2, 4, 5] – и связанными с ними порфириовидными чарнокитоидами топозерского и вичанского типов [1, 3, 4]; ультраметагенными и интрузивными эндербитами – чарнокитоидами [1–5] периода региональной мигматизации и гранитизации. Геологическая последовательность формирования гранулитовых пород соответствует представленной выше в ГЭЧ комплексах [1–3, 5]. На п-ове Поньгомнаволоок [4] интрузивные и жильные эндербиты – чарнокиты предшествуют образованию пород единой магматической серии от габброидов до гиперстеновых кварцевых диоритов – пироксеновых гранодиоритов (Первый и Второй Поньгомнаволоокские массивы). В ГЭЧ комплексах Карельской структуры [6–7, 9] и Варпайсьярвинского блока [F] состав преимущественно «двухкомпонентный» – супракрустальные гранулиты и эндербиты ± чарнокиты.

Наиболее ранними компонентами ГЭЧ комплексов являются супракрустальные породы (вероятно, в большей степени метавулканиды) – гранулиты основного, среднего и кислого составов, составляющие ≤5% от всех гранулитовых образований. В большинстве ГЭЧ комплексов преобладают основные гранулиты (ОГ), в Тулосском [7] на территории оз. Короппи – оз. Перюкс – оз. Широтное более распространены средние (СГ). По-видимому, последняя особенность характерна и для района [8]. В губе Поньгома [4] (Володичев, 1990) наряду с метабазами широко развиты метаандезиты и метадациты. Наименьший объем среди супракрустальных гранулитовых образований [1, 3] принадлежит их кислым разновидностям.

Обязательной составляющей всех ГЭЧ комплексов являются основные гранулиты – метаморфические (гранулитовая фация) супракрустальные породы, представленные двупироксеновыми и двупироксен-

\* Номера реперных районов развития ГЭЧ комплексов в статье приводятся в квадратных скобках.



**Рис. 1. Схема распространения пород гранулит-эндербит-чарнокитовых (ГЭЧ) комплексов в докембрии Карелии.** Составлена О. И. Володичевым, Н. Е. Король (1997) с добавлениями автора статьи на основе «Схемы...» (Володичев, 1987):

1 – неметаморфизованные породы верхнего протерозоя и палеозоя; 2 – докембрий Карелии (I – Беломорская структура, II – Карельская гранит-зеленокаменная область, III – Свекофеннская складчатая структура); 3 – породы ГЭЧ комплексов архея (а) и нижнего протерозоя (б); 4 – интрузии чарнокитоидов и апочарнокитоидов тодозерского и вичанского типов и гнейсов по ним. Районы развития ГЭЧ комплексов: 1 – оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро, 2 – оз. Керчуг, 3 – п-ва Вичаны и Мундиннаволоок оз. Кереть, 4 – губа Поньгома, п-ов Поньгомнаволоок, 4' – пос. Чула, 5 – оз. Тикшеозеро – оз. Пяозеро, 6 – оз. Верхнее Куйто (пос. Вокнаволоок), 7 – оз. Тулос, 8 – р. Водла, 9 – пос. Шальский, 10 – Северо-Западное Приладожье

амфиболовыми кристаллическими сланцами. Условно к этой группе нами отнесены пользующиеся достаточно широким распространением практически во всех районах амфиболиты, связанные с кристаллическими сланцами взаимопереходами и образовавшиеся

по ним в условиях гранулитовой фации при повышенной активности водно-натриевых флюидов.

Спецификой геологического положения основных гранулитов ГЭЧ комплексов является их фрагментарность или распространение в виде ксенолитов среди



магматических интрузивных образований, а также в качестве участков и блоков субстрата в зонах мигматизации. Содержание ксенолитов ОГ в интрузивных породах может быть различным и не имеет четких закономерностей как в пределах одного, так и всех ГЭЧ комплексов. Трудность выявления двупироксеновых кристаллических сланцев при полевых наблюдениях связана с мелкозернистостью состава и преобладающим развитием двупироксен-амфиболовых парагенезисов гранулитовой фации. Последние преимущественно и фиксируются исследователями. Однако в ксенолитах основных гранулитов в ряде случаев микроскопически можно наблюдать редкие небольшие по размерам участки двупироксеновых разновидностей, иногда с незначительным содержанием наложенной буровато-зеленой роговой обманки (Нв)\*. Реже встречаются и чистые двупироксеновые кристаллические сланцы, даже [1] с редкими жилками эндербитов ранней мигматизации. Ксенолиты двупироксеновых и двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев обычно имеют неправильную (или) округлую, линзовидную, вытянутую и другие формы, размеры от десятка сантиметров до нескольких метров, четкие и резкие контакты.

В областях развития мигматитов [1–2, 5–7, F] (от жильных и ветвистых до агматитов и небулитов) субстрат, представленный основными гранулитами (двупироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами), может составлять до 60–80% [1, 2, 4] общей площади. В «полях» [1, 4–6, 7] эндербитов – чарнокитов его содержание уменьшается до 10% (и менее). В участках с наименьшей сохранностью субстрата ксенолиты обычно имеют небольшие размеры, неправильную или округлую, линзовидную форму и резкие, четкие контакты с эндербитами. Характер контактов преимущественно сохраняется и в зонах мигматизации с увеличенным содержанием субстрата, где двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы слагают различных размеров (от <1 до нескольких метров) участки и блоки неправильной формы, инъецированные жильным материалом преобладающе эндербитового состава. Встречаются и ксенолиты-останцы более крупных размеров среди мигматитовых полей и интрузивных пород [1, 6] с аналогичным типом контактов между гранулитовыми участками и магматическими или ультраметабазальными образованиями. Эндербиты часто инъецируют (ветвистый, сетчатый характер мигматитов) или прорывают в виде жил ксенолиты-останцы.

Практически во всех формах проявления основных гранулитов, сложенных двупироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами [1–2, 4–7, 9, F], наблюдаются их постепенные переходы к более меланократовым зонам и участкам, соответствующим амфиболитам гранулитовой фации. В районе р. Водлы [8] супракрystalльные амфибол-биотитовые гнейсы преимущественно среднего состава и содержащиеся в них в виде реликтовых участков и линз амфиболиты являются единственными образованиями, которые

сохранили признаки «гранулитового существования» ГЭЧ комплекса среди диафоритов по ним и поздним мигматитам.

Первичная природа основных гранулитов обычно неизвестна, так как высокотемпературный метаморфизм затушевывает первоначальные признаки пород. По вытянутым реликтовым участкам гранулитов, иногда перемежающихся по составу от основных до средних и кислых, часто предполагается их эффузивное происхождение [1, F]. Единственным местом, где достоверно определена первично вулканическая природа пород, преобразованных в гранулиты, является участок Вичаны [3] оз. Кереть (Володичев, 1990), где сохранились эффузивы главным образом основного, а также среднего и кислого составов, подверженные самому раннему статическому гранулитовому метаморфизму. При последующей перекристаллизации в изофациальных условиях они теряют первичные эффузивные признаки и в дальнейшем наблюдаются в ксенолитах среди эндербитов и чарнокитов как основные, средние, кислые гранулиты.

Петрографическая характеристика ОГ сводится к следующему. Супракрystalльные гранулиты основного состава – двупироксеновые и двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы (табл. 1) имеют, как правило, мелкозернистое (реже среднезернистое) строение и темно-серую и серую окраску.

Двупироксеновые кристаллические сланцы в ГЭЧ комплексах очень редки. Как уже отмечалось, в районе [3] О. И. Володичевым (1990) были описаны metabазальты – тонкозернистые двупироксеновые кристаллические сланцы, сохранившие первичные структурно-текстурные признаки вулканитов. Наименее метаморфизованные из них представлены тонкозернистой плотной афанитовой породой с бластофитовой или долеритовой (?) структурой (рис. 2). В породах присутствует плагиоклаз (Pl – 55–77% An) с хорошо выраженной лейстовидной формой зерен. Мелкие зерна пироксенов (моноклинный – Срх и ромбический – Нур) заполняют промежутки между плагиоклазами. Специфика этих пород (Володичев, 1990) заключается в сложности разделения метаморфических и магматических пироксенов, хотя метаморфическая перекристаллизация их очевидна. Данные образования фиксируют вместе с метавулканитами среднего и кислого составов самый ранний период метаморфической эволюции, проявленный только в ГЭЧ комплексе [3]. Описанные выше metabазальты в следующий, первый, период гранулитовой эволюции перекристаллизуются (рис. 3) в мелко-, среднезернистые двупироксеновые кристаллические сланцы с гранобластовой структурой и массивной текстурой (рис. 4). Наблюдаются и тектонизированные разновидности ОГ с немаглобластовой структурой и плоскопараллельной текстурой. Парагенезисы metabазальтов и основных гранулитов по ним представлены в табл. 2. В мелко-, среднезернистых их разновидностях под влиянием эмбрионального процесса эндербитовой мигматизации появляется наложенная буровато-зеленая роговая обманка. Двупироксеновые кристаллические сланцы, часто с незначительным развитием Нв, наблюдаются (рис. 5) и в ГЭЧ комплексе [1], их парагенезисы представлены в табл. 2. Они также имеют гранобластовые структуры

\* Символы минералов: Нв – амфибол – обыкновенная роговая обманка, Bt – биотит, Нур – гиперстен, FHур – феррогиперстен, Qz – кварц, Срх – моноклинный пироксен, Pl – плагиоклаз, An – анортит.

Таблица 1

## Средние химические составы основных гранулитов ГЭЧ комплексов Карелии и Центральной Финляндии

№ 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	H <sub>2</sub> O	ппп	Сумма	f	F	n
1	49,09	1,10	14,77	3,25	9,10	0,18	7,44	10,65	2,62	0,54	0,12	1,06	99,92	55,02	62,41	8
2	48,21	1,00	15,01	3,04	9,20	0,189	8,35	10,53	2,45	0,55	0,11	1,26	99,90	52,42	59,45	43
3	48,72	0,89	14,61	3,28	8,61	0,22	8,09	10,56	2,69	0,80	0,09	1,20	99,76	51,56	59,51	17
4	48,44	0,98	14,88	3,13	9,04	0,20	8,18	10,55	2,53	0,61	0,11	1,22	99,87	52,50	59,80	68
5	49,55	0,91	16,29	2,09	9,28	0,19	7,47	11,29	2,14	0,09	0,12	0,45	99,87	55,40	60,35	7
6	49,22	0,91	15,89	1,87	9,99	0,18	8,70	10,47	1,91	0,30	0,11	0,55	100,10	53,45	57,68	6
7	49,40	0,91	16,10	1,99	9,61	0,19	8,04	10,91	2,03	0,18	0,12	0,50	99,98	54,45	59,06	13
8	48,07	1,07	14,30	3,43	10,50	0,24	7,12	10,99	2,25	0,43	0,12	1,29	99,81	59,59	66,18	4
9	49,14	0,94	14,85	3,88	8,12	0,18	6,55	9,45	4,08	0,89	0,16	1,28	99,52	55,35	64,69	1
10	49,66	0,92	16,45	3,29	6,62	0,17	6,31	10,64	3,33	1,07	0,14	1,26	99,86	51,20	61,10	4
11	49,56	0,92	16,13	3,41	6,92	0,17	6,36	10,40	3,48	1,03	0,14	1,26	99,78	52,11	61,89	5
12	49,96	0,87	15,15	3,40	8,64	0,20	6,52	9,68	3,19	1,04	0,15	1,16	99,96	56,99	64,87	13
13	49,47	0,81	15,31	3,00	7,82	0,20	7,54	9,28	3,33	1,14	0,21	1,56	99,67	50,91	58,93	8
14	49,77	0,85	15,21	3,25	8,33	0,20	6,91	9,53	3,24	1,08	0,17	1,31	99,85	54,66	62,63	21
15	49,27	1,48	16,12	3,09	7,11	0,18	6,94	8,37	3,23	1,21	–	–	–	50,60	59,51	13
16	48,86	0,80	14,62	5,01	7,68	0,20	7,25	9,64	3,11	0,94	–	–	–	51,44	63,64	4
17	50,02	1,27	15,89	3,50	6,98	0,18	6,58	8,41	3,33	1,18	–	–	–	51,47	61,43	23
18	50,87	0,72	15,88	10,85†	–	0,17	6,88	10,19	3,17	0,56	–	–	99,29	–	61,20	9

Примечание. 1–4 – [ГЭЧ комплексы 1–2]: 1 – двупироксеновые (± амфиболсодержащие) кристаллические сланцы, 2 – двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, 3 – амфиболиты гранулитовой фации, 4 – средний состав этих пород, оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро и оз. Керчуг; 5–7 – [3]: 5 – метабазальты (тонкозернистые двупироксеновые кристаллические сланцы с сохранением реликтовых офитовых структур), 6 – мелко-, среднезернистые двупироксеновые кристаллические сланцы, 7 – средний состав этих пород, п-ова Вичаны и Мундиннаволок оз. Кереть; 8 – [5] – двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, архипелаг островов в СЗ части оз. Тикшеозеро; 9–11 – [6]: 9 – двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, 10 – амфиболиты гранулитовой фации, 11 – средний состав этих пород, пос. Вокнаволок; 12–14 – [7]: 12 – амфиболсодержащие двупироксеновые и двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, 13 – амфиболиты гранулитовой фации, 14 – средний состав этих пород, оз. Тулос – оз. Корoppi – оз. Перюкс – оз. Широное; 15 – [9] – амфиболсодержащие двупироксеновые и двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, амфиболиты гранулитовой фации, пос. Шальский – восточное побережье Онежского озера; 16 – [8] – амфиболиты гранулитовой фации, р. Волда (среднее течение); 17 – [8–9] – средний состав основных гранулитов двух предыдущих районов; 18 – [F] – двупироксеновые и двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, амфиболиты гранулитовой фации, оз. Варпайсьярви Центральной Финляндии.

При составлении таблицы были использованы следующие рукописные и печатные материалы: Король, 1990 – [1–2]; Володичев, 1990, 1997 – [1–3], [7]; Коншин, 1990 – [5]; Володичев и др., 1985 – [6]; Свириденко, 1974 – [6–7]; Кожевников, 1987 – [7]; Костин, 1989 – [8–9]; Лобач-Жученко и др., 1984 – [9]; Paavola, 1984 – [F].

Принятые условные обозначения: n – количество используемых химических анализов; F – (FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + MgO) × 100% – общая железистость пород; f – (FeO/FeO + MgO) – коэффициент железистости пород, окислы везде в весовых процентах.

Таблица 2

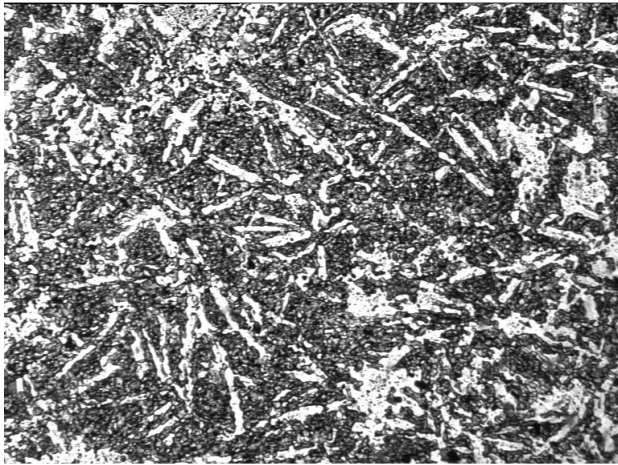
## Парагенезисы основных гранулитов Карелии и Центральной Финляндии

№	Парагенезисы	Породы
1	Нур + Срх + Pl <sub>75</sub>	Двупироксеновые кристаллические сланцы
2	Нур <sub>40–50</sub> + Срх <sub>26–35</sub> + Нб <sub>39–51</sub> <sup>1,45–1,68</sup> + Pl <sub>51–70</sub>	Двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы
3	Нб <sub>48</sub> + Pl <sub>40–55</sub>	Амфиболиты гранулитовой фации
4	Нур <sub>41–44</sub> + Срх <sub>29–31</sub> + Нб <sub>42–46</sub> <sup>1,56–2,74</sup> + Pl <sub>&gt;50</sub>	Двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы
5	Нур <sub>40–50</sub> + Срх <sub>26–35</sub> ± Нб <sub>39–51</sub> <sup>1,45–2,74</sup> + Pl <sub>51–75</sub>	Двупироксеновые и двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы
6	Нб <sub>48</sub> + Pl <sub>40–55</sub>	Амфиболиты гранулитовой фации
7	Нур + Срх + Pl <sub>55–77</sub>	Метабазальты – тонкозернистые двупироксеновые кристаллические сланцы
8	Нур <sub>43–46</sub> + Срх <sub>31</sub> + Pl <sub>51–59</sub>	Мелко-, среднезернистые двупироксеновые кристаллические сланцы
9	Нб + Pl <sub>40–50</sub>	Незначительная амфиболитизация двупироксеновых кристаллических сланцев
10	Нур <sub>36–42</sub> + Срх <sub>20–25</sub> ± Нб + Pl <sub>&gt;50</sub>	Двупироксеновые и двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы
11	Нб + Pl	Амфиболиты гранулитовой фации
12	Нур <sub>48</sub> + Срх <sub>36</sub> + Нб <sub>51</sub> <sup>2,06</sup> + Pl <sub>&gt;50</sub>	Двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы
13	Нур + Срх <sub>33–39</sub> + Нб <sub>45–53</sub> <sup>1,47–1,70</sup> + Pl <sub>&gt;50</sub>	Двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы
14	Нб <sub>47–54</sub> <sup>1,42–1,80</sup> + Pl <sub>40</sub>	Амфиболиты гранулитовой фации
15	FNур <sub>55</sub> + Срх <sub>39</sub> + Нб <sub>56–57</sub> <sup>1,92–2,07</sup> + Bt + Pl <sub>40–50</sub>	Реметаморфизованные двупироксеновые кристаллические сланцы с Нб и Bt
16	FNур <sub>53</sub> + Срх + Нб <sub>51–52</sub> <sup>2,75–2,81</sup> + Bt <sub>50</sub> <sup>4,35</sup> + Pl <sub>40–45</sub>	Реметаморфизованные двупироксеновые кристаллические сланцы с Нб и Bt
17	Нур-FНур <sub>50–54</sub> + Срх <sub>30–41</sub> + Нб <sub>51</sub> <sup>1,65–2,14</sup> ± Bt + Pl <sub>50–55</sub>	Двупироксен-амфиболовые (±Bt) кристаллические сланцы
18	Нб <sub>45</sub> <sup>1,44</sup> + Pl <sub>40–48</sub> ± Bt	Амфиболиты гранулитовой фации
19	Нб <sub>53</sub> <sup>1,81–2,25</sup> ± Bt <sub>47</sub> <sup>4,00</sup> + Pl <sub>40</sub>	Амфиболиты гранулитовой фации
20	Нур <sub>47</sub> + Срх + Pl <sub>50–55</sub>	Двупироксеновые кристаллические сланцы
21	Нур + Срх + Нб + Pl <sub>50–55</sub>	Двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы
22	Нб + Pl <sub>40–50</sub>	Амфиболиты гранулитовой фации
23	Нур <sub>42–47</sub> + Срх <sub>29–33</sub> ± Нб <sub>40–44</sub> <sup>2,20–2,42</sup> ± Bt <sub>38–43</sub> <sup>4,36–4,75</sup> + Pl <sub>40–55</sub>	Двупироксеновые и двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы
24	Нур <sub>35–46</sub> + Срх <sub>24–34</sub> ± Нб <sub>33–49</sub> <sup>1,70–2,40</sup> + Pl <sub>&gt;50</sub>	Двупироксеновые и двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы
25	Нб + Pl <sub>40–45</sub>	Амфиболиты гранулитовой фации

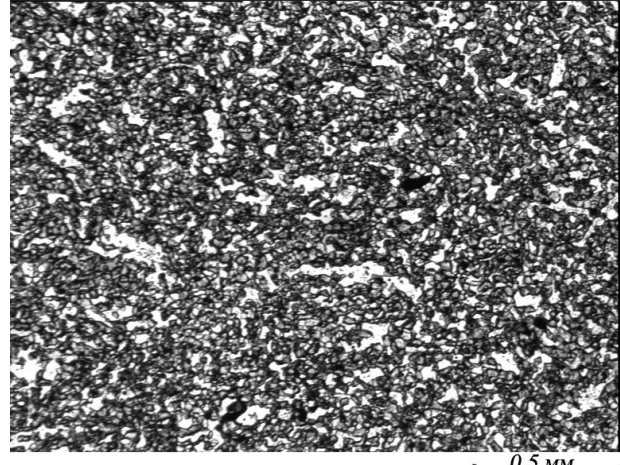
Примечание. 1–3 – [1] – оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро, 4 – [2] – оз. Керчуг, 5–6 – [1–2] – оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро и оз. Керчуг; 7–9 – [3] – п-ва Вичаны и Мундиннаволок оз. Кереть; 10–11 – [4] – губа Поньгома и п-ов Поньгомнаволок Белого моря; 12 – [5] – оз. Тикшеозеро; 13–14 – [6] – р-н пос. Вокнаволок; 15–16 – [7] – оз. Корoppi – оз. Перюкс – оз. Широное; 17–18 – [7] – оз. Тулос; 19 – [8] – р. Волда; 20–23 – [9] – р-н пос. Шальского – восточное побережье Онежского озера; 24–25 – [F] – оз. Варпайсьярви (Центральная Финляндия).

Для составления парагенезисов автором использованы: фактический шлифовый материал – собственный [ГЭЧ комплексы 1–2, 3, 6, 7], О. И. Володичева [1–4, 6, 7, 9, F], В. А. Коншина [1, 3, 5, 6], Л. С. Головановой [1], А. С. Семенова [1, 3], Е. И. Лобанок [7], Л. П. Свириденко [7], В. Н. Кожевникова [7], В. А. Костина [9]; а также рукописные и печатные материалы – Король, 1990; Володичев, 1990, 1997; Крылова, Климов, 1978; Другова и др., 1977; Коншин, 1987, 1990; Коншин, Щипцова, 1990; Свириденко, 1974; Котова, 1993; Котова и др., 1995; Лобач-Жученко и др., 1989; Костин, 1989; Paavola, 1984.

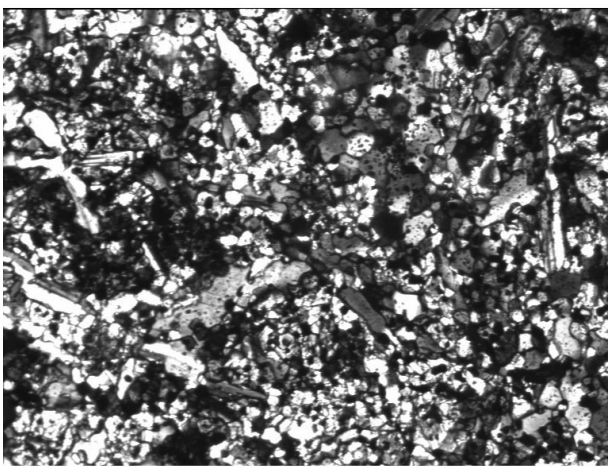
Цифры внизу символов железо-магнезиальных минералов обозначают общую железистость F – (Fe<sup>2+</sup> + Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> + Fe<sup>3+</sup> + Mg) × 100%, у плагиоклазов – содержание анортита, сверху у амфиболов и биотитов – TiO<sub>2</sub> в весовых процентах.



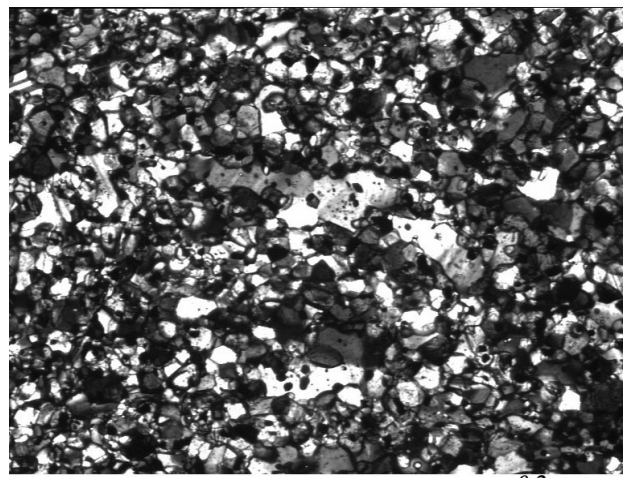
а



а



б



б

**Рис. 2. Метабазальты – тонкозернистые двупироксеновые кристаллические сланцы с сохранением элементов первичных эффузивных структур**

Бластофитовая структура с хорошо выраженной лейстовидной формой зерен плагиоклаза и участками начальной перекристаллизации данного минерала в мелкозернистый гранобластовый агрегат. Шлиф В-2202, без анализатора (а) и с анализатором (б). Полуостров Вичаны оз. Кереть [3]

и массивные текстуры. Двупироксеновые кристаллические сланцы, слагающие ксенолит в интрузивном теле габбродиоритов – гиперстеновых диоритов губы Миронова и пронизанные жилками эндербитов ранней мигматизации, содержат самый основной для ГЭЧ комплекса [1] плагиоклаз (75% An) – битовнит. Из всей группы ОГ только в двупироксеновых кристаллических сланцах районов [1, 3] присутствуют плагиоклазы, достигающие содержаний 75–77% An (битовниты). В целом для этих разновидностей пород характерны лабрадоры – битовниты (табл. 2). Ранние двупироксеновые парагенетические ассоциации (табл. 2), чаще всего в виде реликтовых участков среди двупироксен-амфиболовых, обнаружены в основных гранулитах из ксенолитов в Карлицком интрузивном массиве эндербитов – чарнокитов района [9] и в субстрате мигматитов [4 – губа Поньгома], в

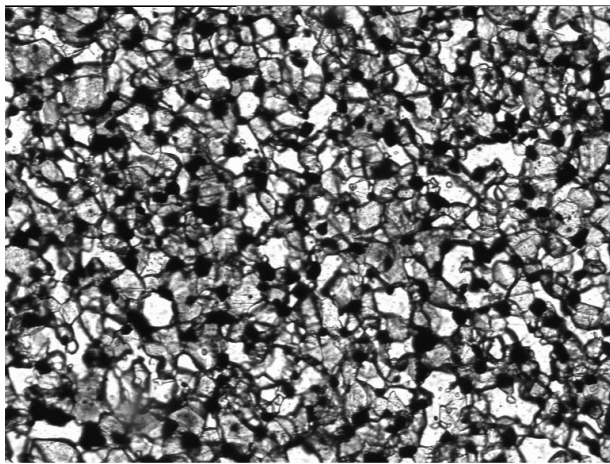
**Рис. 3. Перекристаллизация метабазальтов в мелкозернистые двупироксеновые кристаллические сланцы**

Лейстовидные формы зерен плагиоклаза (а), заполненные его мелкозернистым перекристаллизованным гранобластовым агрегатом (б). Шлиф В-2511-5, без анализатора (а) и с анализатором (б). Участок Вичаны [3]

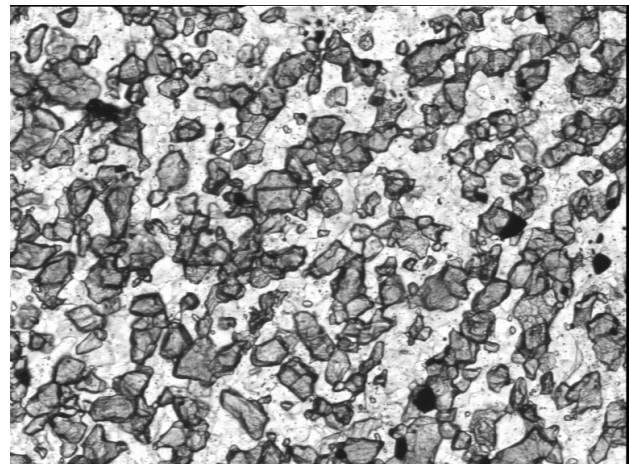
редких случаях (рис. 6) – в ОГ среди эндербитов пос. Вокнаволок [6]. Подобные парагенезисы выделяет среди двупироксеновых амфиболитов\* Варпайсъярвинского блока [F] и Е. Паавола (Paavola, 1984), они, вероятно, тоже самые ранние.

Таким образом, для всех двупироксеновых кристаллических сланцев ГЭЧ комплексов районов [1, 3, 4, 6, 9, F] наиболее характерны следующие особенности: гранобластовые структуры, в основном массивные текстуры; парагенезис – Нур + Сrx + Pl (лабрадор – битовнит); сохранность в виде реликтов среди амфиболитов в гранулитовой фации их разновидностей. Первичная базальтовая природа

\* Двупироксеновый амфиболит (Paavola, 1984) – по петрографическим данным аналог двупироксен-амфиболового кристаллического сланца.



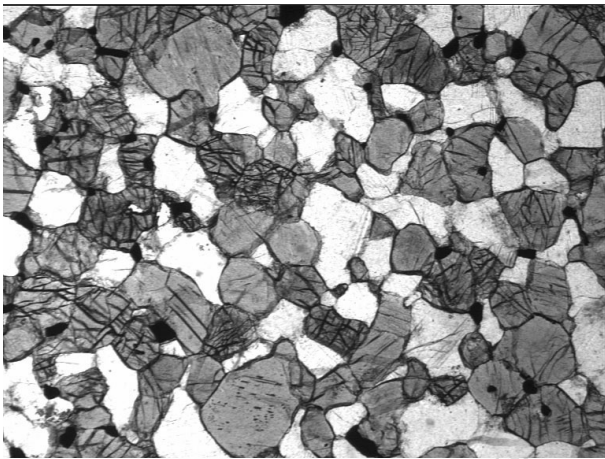
а



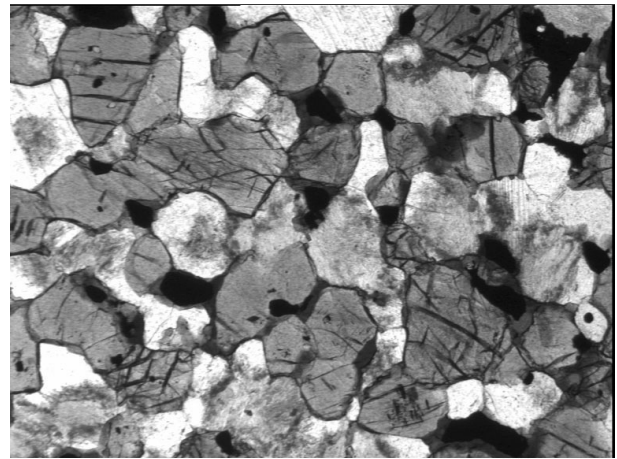
б

**Рис. 4. Мелкозернистые двупироксеновые кристаллические сланцы по metabazaltam участка Вичаны [3]**

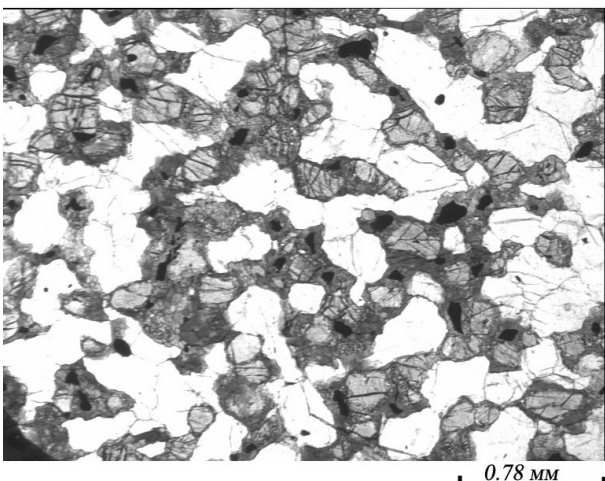
Шлифы – В-2511-5-3 (а), А-750-6 (б), без анализатора



а



б



в

**Рис. 5. Мелкозернистые двупироксеновые кристаллические сланцы:**

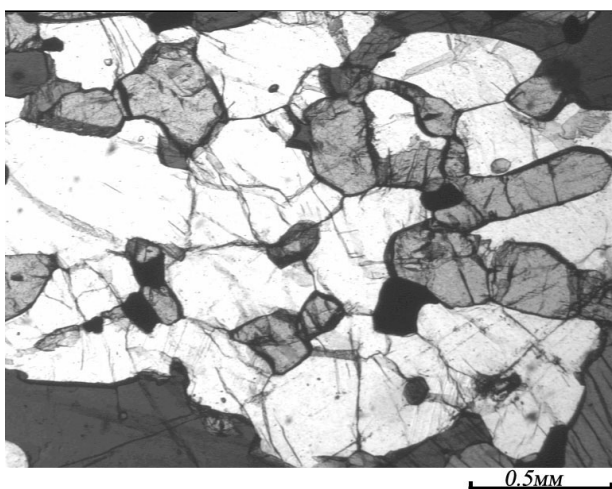
а – практически без буровато-зеленой роговой обманки, б – с незначительным ее развитием (редкие каймы по пироксенам, участки), в – амфиболсодержащие. Шлифы: В-2502-1 (а), К-2229 (б), К-2225-1 (в) – без анализатора. Оз. Нотозеро [1]

двупироксеновых кристаллических сланцев достоверно устанавливается только на участке Вичаны [3], наложенная амфиболитизация здесь практически не проявлена.

Двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы (табл. 1) представлены в ГЭЧ комплексах [1–7, 9, F]. От двупироксеновых разновидностей они отличаются повышенным содержанием буровато-зеленой

[1–2, 4, 6–7, 9], бурой – буровато-зеленой [5, 9], бурой [7], коричневато-зеленой [F] роговой обманки и понижением количества плагиоклаза. Породы характеризуются гранобластовыми, но чаще немагнотранобластовыми структурами, массивными, реже гнейсовидными текстурами и равновесными соотношениями  $\text{Hур} + \text{Срх} + \text{Нб} + \text{Рl}$  (табл. 2, рис. 7). Минералогические исследования показали, что составы ромбического и моноклинного пироксенов в двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцах по сравнению с двупироксеновыми не изменяются, а плагиоклазы либо покисляются, либо остаются прежними (Король, 2003). В конкретном районе [1] установлено покисление плагиоклазов при переходе от двупироксеновых (75% An) к двупироксен-амфиболовым (60% An) кристаллическим сланцам (Король, 1990).

В районе оз. Широтного [7] О. И. Володичевым (1997) изучены преобразования основных гранулитов в их реметаморфизованные разновидности в изофациальных условиях (гранулитовый метаморфизм II). При перекристаллизации ОГ наблюдается формирование крупных пойкилопорфиобластических пироксенов; реже плагиоклазов с включениями кварца; новообразованных буро-зеленой и бурой (ярко-бурой) роговых обманок и ярко-коричневого биотита. По характеру и времени кристаллизации были выделены первая и вторая генерации (рис. 8) в каждом из отличающихся по цвету амфиболов и в биотите; детально изучены особенности составов и соотношения с пироксенами каждой из них, образовавшихся, вероятно, соответственно на первой и главной стадиях процесса перекристаллизации гранулитов (гр. мет. II). Данным автором определено соответствие двух генераций роговых обманок и одновременных с ними ярко-коричневых биотитов условиям гранулитовой фации II и более поздний характер их образования относительно ранних гранулитовых парагенезисов (гр. мет. I). Реметаморфизованные (гр. мет. II) основные гранулиты представлены бескварцевыми среднезернистыми двупироксеновыми кристаллическими сланцами с варьирующим содержа-

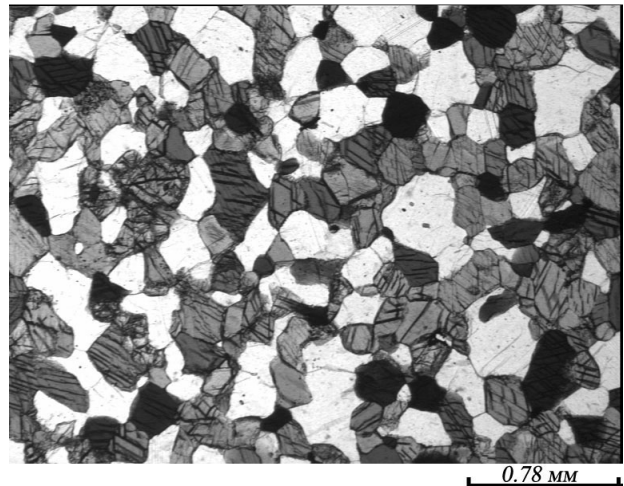


**Рис. 6.** Реликтовые участки двупироксеновых кристаллических сланцев (с незначительным содержанием Нб) среди двупироксен-амфиболовых, из ксенолита в эндебитах

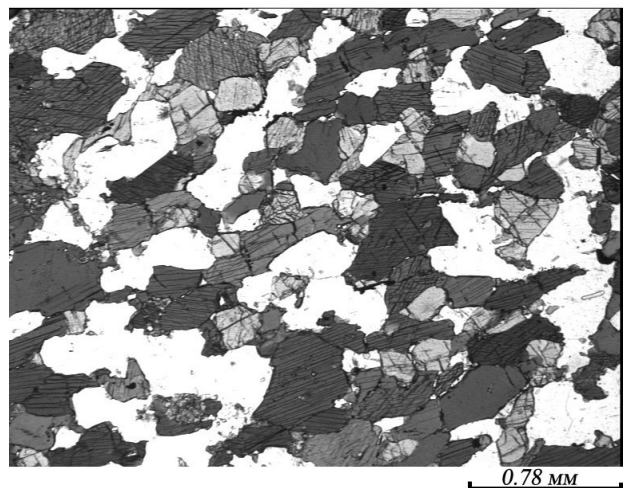
Шлиф К-2322-30, без анализатора. Пос. Вокнаволок [6]

нием буро-зеленой и бурой роговых обманок. Структура пород немагнотранобластовая с участками пойкилопорфиобластической. По содержанию амфиболов выделяются, кроме приведенных выше, двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и амфиболиты, двупироксеновые кристаллосланцы с ярко-коричневым Вt и Нб (буро-зеленой и бурой). Парагенезисы последних представлены в табл. 2 (№ 15 и 16). Там же (табл. 2, № 17) приведена парагенетическая ассоциация ОГ, совмещающая условия первого гранулитового метаморфизма и второго для района оз. Тулос [7], составленная автором статьи по материалам Л. П. Свириденко (1974) и Л. Н. Котовой и др. (1995). В парагенезисе ГЭЧ комплексов [7] – реметаморфизованных основных гранулитов и нерасчлененных (на гр. мет. I и II) – входит феррогиперстен, реже гиперстен на границе с ГНур. В остальных районах развития ОГ ромбический пироксен представлен только гиперстеном.

Подобные описанным выше, но менее изученные процессы наблюдаются и в ГЭЧ комплексе района



**а**



**б**

**Рис. 7.** Двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы с гранобластовыми (а) и немагнотранобластовыми (б) структурами

Шлифы: В-2153а-2 (а) и К-848 (б), без анализатора. Район оз. Нотозеро [1]

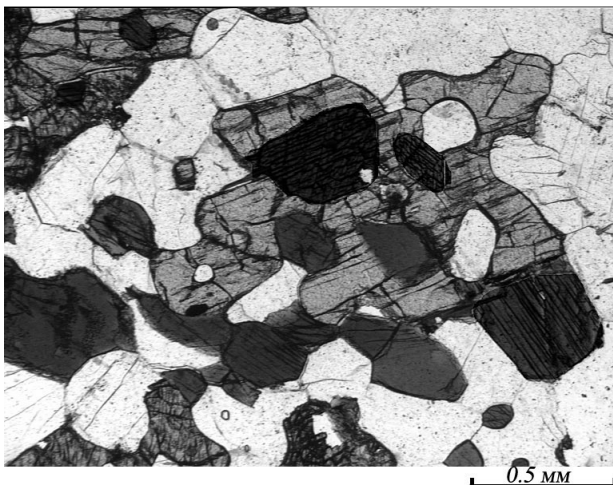


[9]. В табл. 2 приведен парагенезис (№ 23) основных гранулитов, включающий их перекристаллизацию в изофациальных условиях с укрупнением зерен минералов и появлением ярко-коричневого биотита. Плаггиоклазы в перекристаллизованных ОГ [7, 9] покрываются от лабрадора до андезина.

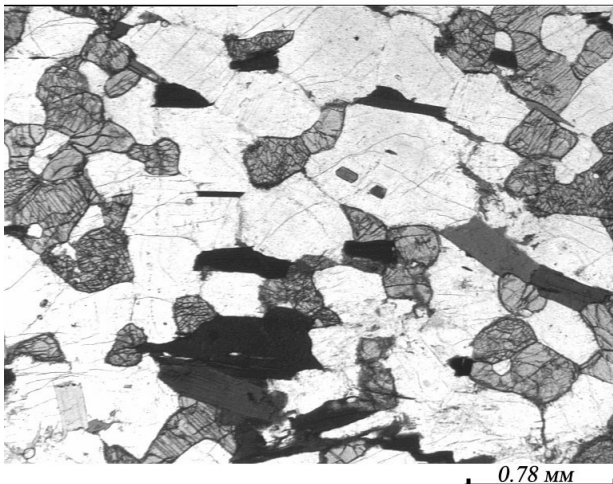
Амфиболиты гранулитовой фации [1–2, 4–9, F] – мелко-, среднезернистые, темно-серые и темные породы, состоят, в основном, из буровато-зеленой [1, 2, 4, 6, 7, 9], бурой – буровато-зеленой [5, 9], бурой, коричневой [8], коричневатозеленой [F] роговой обманки и равновесного с ней плаггиоклаза (40–50, до 55% An) – лабрадора – андезина (табл. 1, 2). Амфиболиты характеризуются гранонематобластовыми и нематобластовыми структурами (рис. 9, а), массивными и гнейсовидными текстурами. Породы образуются по

двупироксен-амфиболовым кристаллическим сланцам в зонах локального усиления амфиболитизации в условиях гранулитовой фации. Иногда в амфиболитах сохраняются (рис. 9, б) реликтовые пироксены [1, 2, 5, 6]. Парагенезисы амфиболитов гранулитовой фации представлены в табл. 2. Составы роговых обманок (Король, 2003) при превращении кристаллосланцев в амфиболиты либо не изменяются [1–2, 6], либо незначительно уменьшается железистость (F) и содержание  $TiO_2$  в них [7] (табл. 2). В районе р. Водлы [8] амфиболиты являются единственными представителями основных гранулитов ГЭЧ комплекса и содержат наряду с бурой – коричневой роговой обманкой парагенетичный ярко-коричневый биотит (Vt) гранулитовой фации (табл. 2).

Итак, общими петрографическими особенностями для амфиболитов всех ГЭЧ комплексов [1–2, 4–9, F] являются: образование по двупироксен-амфиболовым кристаллическим сланцам; идентичность структур;



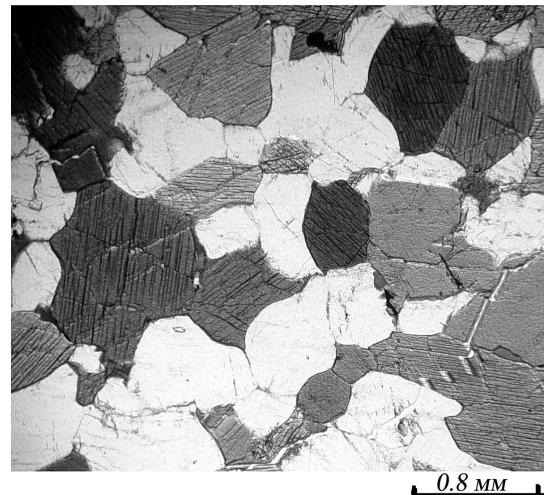
а



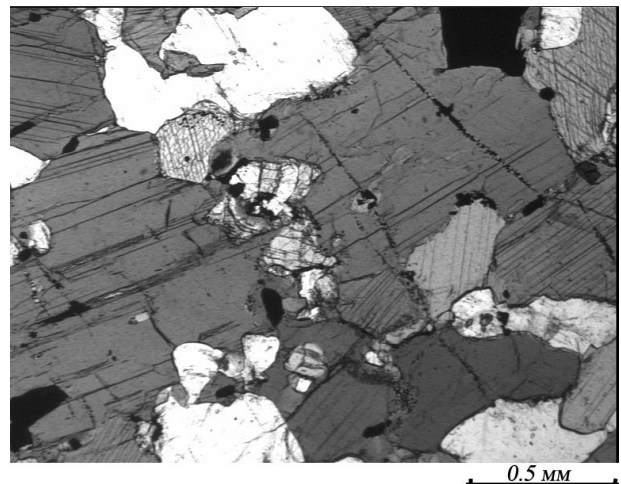
б

**Рис. 8. Формы выделения бурой роговой обманки (а) и ярко-коричневого биотита (б) в реметаморфизованных основных гранулитах**

Hb<sub>1</sub> и Vt<sub>1</sub> (первая генерация) – субидiomорфные, идиоморфные и близкие к ним включения в пироксенах и плаггиоклазах; Hb<sub>2</sub>, Vt<sub>2</sub> (вторая генерация) – зерна неправильной формы, развивающиеся по пироксенам. Шлифы: Л-14-7 (а), К-34-1 (б), без анализатора. Район оз. Широтного – восточное побережье оз. Тулос [7]



а



б

**Рис. 9. Амфиболиты гранулитовой фации**

Равновесные амфибол (Hb) и плаггиоклаз (а); реликты гиперстена (центральная часть снимка) в буровато-зеленой роговой обманке (б). Шлифы: В-202в (а) и В-1423-5 (б), без анализатора. Районы: восточное побережье Онежского озера [9] и оз. Керчуг [2]

Hb + Pl (преимущественно) парагенезисы, с ± Vt – в районе [8] и, очевидно, в зонах реметаморфизованных основных гранулитов (гр. мет. II) [7].

Средние химические анализы основных гранулитов всех ГЭЧ комплексов приведены в табл. 1 и отражены на диаграмме AFM (Irvine, Baragar, 1971), разделяющей поля толеитового и известково-щелочного составов (рис. 10). По району оз. Тулос [7] используются анализы пород, претерпевших процессы гранулитового метаморфизма I и II. Величины общей железистости (F %) колеблются в средних химических анализах ОГ (табл. 1) ГЭЧ комплексов в пределах значений: 59,06 [3] – 59,51 [9] – 59,80 [1–2] – 61,20 [F] – 61,43 [8–9] – 61,89 [6] – 62,63 [7] – 66,18 [5]. К толеитовой серии пород можно отнести основные гранулиты ГЭЧ комплексов [1–2, 3, 5], к известково-щелочной вблизи толеитовой – [6, 8–9], к границе обеих серий – [7, F].

Основные гранулиты, являясь важным составным компонентом ГЭЧ комплексов, несут признаки их сложной метаморфической эволюции. В самый ранний период I гранулитового этапа осуществляется статический метаморфизм гранулитовой фации с формированием первых двупироксен-плаггиоклазовых парагенетических ассоциаций в метабазах, сохранивших структурно-текстурные признаки эффузивов. Данное явление фиксируется на участке Вичаны [3]. В первом периоде I этапа в условиях двупироксеновой субфации гранулитовой фации формируются двупироксеновые кристаллические сланцы во всех рассматриваемых ГЭЧ комплексах. Метабазальты р-на Вичан перекристаллизовываются в аналогичные породы.

Установлено (Король, 1987, 1990, 2003), что с периодом региональной мигматизации и гранитизации, в большинстве комплексов [1–2, 5–7, 9, F] завершающим I гранулитовый этап, связана гранулитовая ам-

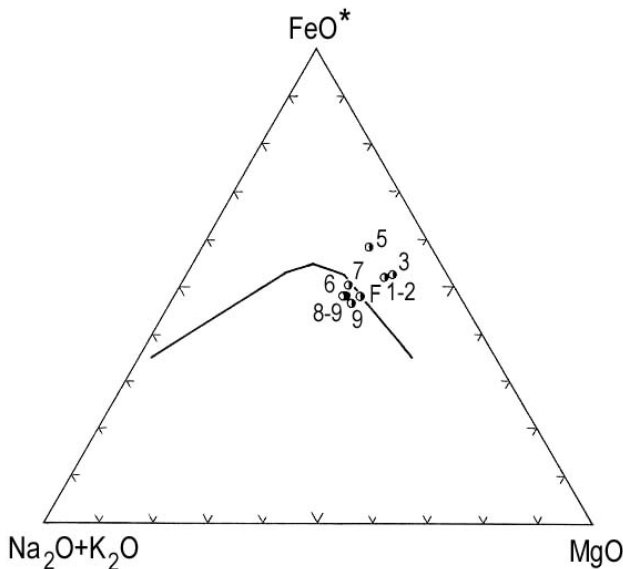


Рис. 10. Сводная диаграмма AFM – (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) – FeO\* – MgO точек средних химических составов основных гранулитов ГЭЧ комплексов [1–3, 5–9] Карелии и Центральной Финляндии [F]

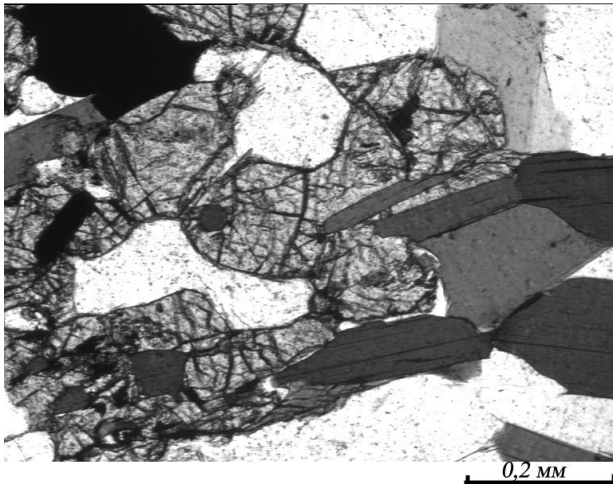
Номера точек и ГЭЧ комплексов совпадают и соответствуют порядковым номерам химических анализов табл. 1: 1–2 – № 4, 3 – № 7, 5 – № 8, 6 – № 11, 7 – № 14, 8–9 – № 17, 9 – № 15, F – № 18

фиболизация – образование титанистой буровато-зеленой роговой обманки (Hb) по пироксенам в ранних парагенезисах пород. Расчеты на примере ГЭЧ комплексов [1–2, 6] показывают, что в основных гранулитах с плаггиоклазом, содержащим более 50% An, для амфиболизации пироксенов необходим привнос H<sub>2</sub>O и Na<sub>2</sub>O по схеме: Hур + Срх + Pl<sub>>50</sub> + H<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O → Hb + Qz. При основности плаггиоклазов менее 50% An реакция протекает под влиянием только водного флюида. Таким образом, привнос натрия и воды при эндербитовой мигматизации и повышение потенциала щелочей в гранулитовой фации способствуют частичной, а при увеличении интенсивности – полной амфиболизации пироксенов и формированию Hур + Срх + Hb + Pl и Hb + Pl парагенезисов в основных гранулитах. Преобразование двупироксеновых в двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы (рис. 5, 7) и далее в амфиболиты осуществляется в условиях от двупироксен-роговообманковой до роговообманковой субфации гранулитовой фации. Для амфиболитов р. Водлы [8] в связи с отсутствием явно выраженных признаков эндербитовой мигматизации предполагается их метаморфическая эволюция по аналогии с основными гранулитами других районов исследований. При этом несомненным является их формирование в пределах гранулитовой фации.

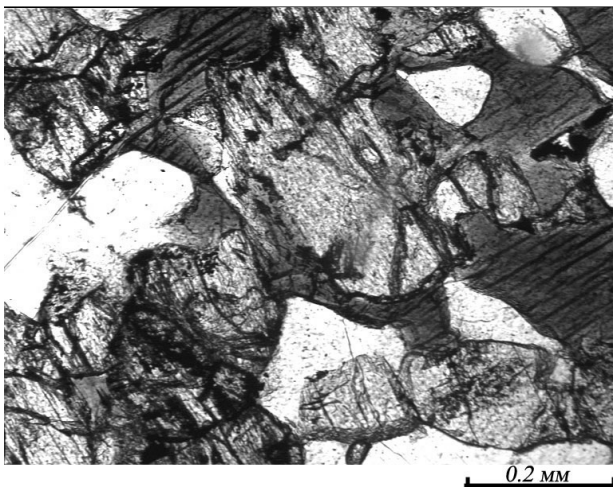
После завершения процессов региональной мигматизации и гранитизации, вероятно, под воздействием остаточных Na±K-водных флюидов основные гранулиты ГЭЧ комплекса [9] испытывают влияние поздней изофациальной перекристаллизации (рис. 11), часто с укрупнением одноименных гранулитовых минералов и возникновением новообразованных Hур + Срх + Hb + Vt + Pl парагенезисов (табл. 2), нивелирующих более ранние. Петрографические признаки подобных изменений встречены и в ОГ пос. Вокнаволок [6].

Гранулитовый метаморфизм II, или второй гранулитовый этап метаморфической эволюции ГЭЧ комплекса [7] Тулосского блока, представляет собой, вероятнее всего, заверченный процесс поздней изофациальной перекристаллизации до стадии деструктивных изменений пород. Реметаморфические преобразования основных гранулитов [7] в этих условиях приводят к формированию (см. петрографические описания) среднезернистых двупироксеновых кристаллических сланцев с двумя генерациями роговых обманок и биотитов. Разделение новых парагенетических ассоциаций и ранних в подобных породах достаточно сложно (табл. 2).

В условиях метаморфизма гранулитовой фации основные гранулиты могут подвергаться метасоматическим преобразованиям. С эндербитовой мигматизацией в районе оз. Керчуг [2] связаны локальные проявления микробазификации (перемещение Mg и Fe), приводящие к образованию на контактах основных гранулитов и жил эндербитов крупнозернистых двупироксеновых с амфиболом и плаггиоклазом пород. Процесс осуществляется по схеме реакции: Hур<sub>41</sub> + Срх<sub>31</sub> + Hb<sub>46</sub> + Pl<sub>>50</sub> + MgO + Na<sub>2</sub>O → Hур<sub>35</sub> + Срх<sub>26</sub> + Hb<sub>40</sub> + Pl<sub>34</sub> + FeO. В результате в железо-магнетизальных минералах понижается железистость (F), под воздействием натриевых флюидов по окисляются плаггиоклазы (до 34% An). В крупнозернистых двупироксеновых породах по сравнению с основными гранули-



а



б

**Рис. 11. Проявления поздней изофациальной перекристаллизации в основных гранулитах**

Взаимопрорастания ярко-коричневого биотита (а) или буровато-зеленого амфибола (б) с новообразованным укрупненным гиперстеном. Шлифы: В-221а (а) и В-221а-в2 (б), без анализатора. Восточное побережье Онежского озера [9]

тами увеличивается содержание MgO (от 8 до 14%), уменьшаются – суммарное железо ( $FeO + Fe_2O_3$  – от 14 до 11%) и железистость F (от 48,8 до 30,1%), резко понижается  $Al_2O_3$  (от 15 до 6%). Преобразования идут в сторону сдвига состава пород к основным плагиоклазовым ультрабазитам. Суть процесса – локальное проявление магнезиального метасоматоза как отражение микробазификации, сопряженной с привнесением натриевых флюидов при мигматизации.

В ГЭЧ комплексе [3] метасоматические жилы – тонкозернистые породы, часто зональные, в метавулканиках (основных гранулитах) отражают проявления Fe-Mg, Ca, Fe-Ca-Mg метасоматоза (Володичев, 1990) как гранулитовой фации, так и часто с продолжением на этапе диафтореза. Анализ материалов Е. Паавола (Paavola, 1984) и собственные петрографические наблюдения в шлифах привели автора статьи к мнению о том, что в Варпайсьярвинском блоке [F] в гранулитовой, переходящей в амфиболитовую фации фиксируются различные стадии кислотного выщелачивания,

сопряженные с комплементарным магнезиальным метасоматозом, приводящие к формированию гранат-кордиерит-силлиманитовых пород по основным гранулитам (Король, 2003).

На II – [1–6, 8–9, F] или на III и IV – [7] этапах метаморфической эволюции в ГЭЧ комплексах осуществляется диафторез гранулитовых образований. При этом происходят преобразования гранулитовых пород, проявленные чаще всего повсеместно и интенсивно при наложенных метаморфических и (или) в сочетании с метасоматическими процессах; стабилизация новообразованных парагенезисов и их возможные дальнейшие изменения. Процессы диафтореза, преобразующие как ОГ, так и все гранулитовые породы ГЭЧ комплексов, достаточно многогранные и многоплановы (Король, 2003) и требуют детального изложения в отдельной статье. Далее будет приведена их краткая характеристика, основанная на тщательном геолого-петрологическом исследовании.

Общими закономерностями развития диафтореза в основных гранулитах, в геологическом аспекте их изучения, являются: статические и (или) динамические условия изменения пород; преобразования в пределах границ их первоначального распространения; сохранение во многих случаях реликтов ОГ среди частичной или даже практически полной их переработки; постепенные, по мере усиления диафторического процесса, переходы исходных гранулитовых пород в производные – амфиболитовой фации и отсутствие резких контактов между ними. При этом одним из признаков обнаружения гранулитовых образований среди площадей распространения диафторитов в любом районе (ГЭЧ комплексе) могут служить находки реликтовых участков мелкозернистых темных – темно-серых исходных основных гранулитов среди темно-синевато-черных, иногда с чуть блестящим оттенком, мелко-, среднезернистых амфиболитов амфиболитовой фации.

Петрологические исследования (Король, 1990, 2000, 2003) показали, что на этапах диафтореза в основных гранулитах наблюдаются процессы: амфиболитизации – образование куммингтонита [1–3, 5–7, 9, F] и голубовато-зеленой роговой обманки –  $Hb^{II}$  [1–7, 9, F], менее титанистой, чем гранулитовая –  $Hb^I$ ; а также – гранатизации [1, 4, 7, F], реже – биотитизации [6]; сопряженные – биотитизации и амфиболитизации [4–8, 9], гранатизации и амфиболитизации [1, 3], гранатизации и биотитизации [1, 4], иногда гранатизации – амфиболитизации – биотитизации [6, 7]. В результате по основным гранулитам образуются преимущественно в условиях амфиболитовой фации амфиболитизированные и (или) биотитизированные и (или) гранатизированные их разновидности и амфиболиты ( $\pm$ ) гранатовые, биотитовые. В ГЭЧ комплексе [1] иногда наблюдается небольшое локальное развитие неравномернозернистых гранат-биотитовых пород в узких трещинах ОГ и маломощные зонки гранат-биотитовых гнейсов на контактах гранулитов основного состава и жильных эндрбитов. В беломорских ГЭЧ комплексах [1–4] детально изучены преобразования основных гранулитов в диопсид-плагиоклазовые и эклогитоподобные породы (Король, 1990, 2000, 2003; Володичев, 1990).

Исследованы (Король, 1990, 2003) различные типы диафторических реакций, характеризующие



изменения минерального состава и преобразования парагенезисов в ходе наложенных процессов, а также химизм исходных и производных пород. Диафторез осуществлялся под воздействием глубинных флюидов ( $\pm \text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ), иногда с участием летучих компонентов ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{SO}_3$ ). Основными типами диафторических процессов, приводящих к изменению основных гранулитов в ГЭЧ комплексах [1–9, F], являются не только изохимическая или близкая к ней

перекристаллизация, но и сочетание обменной метаморфической перекристаллизации с привносом ( $\pm \text{K}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Fe}$ ) или выносом ( $\text{Mg} \pm \text{Fe}$ ) ряда компонентов.

Основные супракрустальные гранулиты, как одни из наиболее ранних пород ГЭЧ комплексов [1–9, F], проходят сложную полиэтапную метаморфическую эволюцию и являются неотъемлемой составляющей архейских образований Балтийского щита.

## ЛИТЕРАТУРА

Володичев О. И. *Метаморфизм // Геология Карелии*. Л., 1987. С. 152–162, 171–175.

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

Володичев О. И. *Тулосозерская структура // Метаморфизм архейских гранит-зеленокаменных систем докембрия Карелии: Отчет по теме 131*. Петрозаводск, 1997. С. 21–106 (Фонды КарНЦ РАН).

Володичев О. И. *P-T-t тренды эволюции метаморфизма при формировании позднеархейской Беломорской коллизонной структуры // Карелия и РФФИ: Тез. докл. науч. конф., посвящ. 10-летию РФФИ (1–3 окт. 2002 г.)*. Петрозаводск, 2002. С. 59–60.

Володичев О. И., Король Н. Е. *Гранулит-эндербит-чарнокитовые комплексы Карелии // Тез. докл. Междунар. совещ. «Докембрий Северной Евразии»*. СПб., 1997. С. 22–23.

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

Володичев О. И., Король Н. Е., Лобанок Е. И. *К метаморфизму пород района оз. Коропши – оз. Перюкс – оз. Шуарыярви // Вопросы геологии, магматизма и метаморфизма докембрия Карелии. Операт.-информ. материалы*. Петрозаводск, 1994. С. 50–55.

Другова Г. М., Климов Л. В., Крылова М. Д. *О ранних этапах гранулитового метаморфизма в Беломорском комплексе // ДАН СССР*. 1977. Т. 234, № 3. С. 665–668.

Кожневиков В. Н. *Геологическая эволюция Тулосского блока // Гранитоиды архея юго-восточной части Балтийского щита*. Л., 1987. С. 11–65.

Конишин В. А. *Геология и метаморфизм района оз. Верхнее Куйто – Тоухтуринъярви (Вокнаволоцкий блок, Западная Карелия) // Ранний докембрий Карелии*. Петрозаводск, 1987. С. 70–89.

Конишин В. А. *Гранитоиды Пяозерско-Тикшеозерского поднятия // Докембрий Северной Карелии*. Петрозаводск, 1990. С. 116–141.

Конишин В. А., Щитцова Н. И. *Структурно-метаморфические и ультраметаморфические преобразования гранитных и гранито-гнейсовых комплексов архея // Геологическое строение и развитие земной коры Северной Карелии: Отчет по теме 97*. Т. I. Петрозаводск, 1990. 202 с. (Фонды КарНЦ РАН).

Король Н. Е. *Метаморфическая эволюция гранулитового комплекса Северной Карелии // Тез. докл. IV Регионального петрографического совещания по Европейской части СССР*

«Магматизм, метаморфизм и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы в связи с крупномасштабным картированием». Петрозаводск, 1987. С. 138–139.

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

Король Н. Е. *Образование эклогитоподобных пород при диафторических процессах в гранулитовом комплексе Северной Карелии (Западное Беломорье) // Материалы 2-го Всерос. Петрографического совещания «Петрография на рубеже XXI века (итоги и перспективы)»*. Т. II. Сыктывкар, 2000. С. 189.

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

Костин В. А. *Гранитоиды и метасоматиты Водлозерского блока*. Петрозаводск, 1989. 164 с.

Котова Л. Н. *Условия метаморфизма гнейсо-гранитных ареалов Карелии: Дис. ... канд. геол.-минер. наук*. СПб., 1993. 270 с.

Котова Л. Н., Чекулаев В. П., Лобач-Жученко С. Б., Байкова В. С. *Условия минералообразования позднеархейского гранулитового метаморфизма Фенно-Карельской гранит-зеленокаменной области // Зап. ВМО*. 1995. № 1. С. 24–34.

Крылова М. Д., Климов Л. В. *Ромбические пироксены Беломорского комплекса // Геохимия*. 1978. № 9. С. 1395–1402.

Лобач-Жученко С. Б., Дук В. Л., Крылов И. Н. и др. *Геологические и геохимические типы ассоциаций тоналит-плагиогранитных серий архея // Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология)*. Л., 1984. С. 17–51.

Лобач-Жученко С. Б., Сергеев С. А., Левченков О. А. и др. *Водлозерский гнейсовый комплекс раннего архея и его структурно-метаморфическая эволюция // Изотопная геохронология докембрия*. Л., 1989. С. 14–45.

Свириденко Л. П. *Метаморфизм докембрия и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии*. Л., 1974. 155 с.

*Фашии метаморфизма восточной части Балтийского щита / Отв. ред. В. А. Глебовицкий*. Л., 1990. 144 с.

Irvine T. N., Baragar W. R. A. *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci.* 1971. Vol. 8. P. 523–548.

Raavola J. *On the Archean high-grade metamorphic rock in the Varpaisjarvi area, Central Finland // Geol. Surv. Finl.* 1984. Bull. 327. 33 p.

## КОРОНИТОВЫЕ ГАББРО БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА\*

Комплекс коронитовых габбро (Степанова, 2000, 2004 и др.) объединяет широко распространенные в Западном Беломорье (рис. 1) интрузивные метагабброиды гранат-клинопироксен-плагиоклазового состава, характерной петрографической особенностью которых являются коронитовые (коронарные) структуры. Ранее они рассматривались как петротипические образования комплекса метапорфиритов – гранатовых габбро и позднее – гранатовых габбро (Степанов, 1981; Степанов, Слабунов, 1989 и др.). Основанием для объединения коронитовых габбро в составе единого комплекса послужило, прежде всего, сходство петрографического и петрохимического составов пород. По мере изучения менялись представления о границах комплекса, и из его состава были исключены сначала дайки метапорфиритов губы Домашней, а позднее гранатосодержащие метадиориты массива Толстик, а также дайки диоритового состава, секущие Ковдозерский массив (комплекс лерцолитов – габброноритов), дайки коронитовых метагаббро, установленные на островах Илейки и др. Основанием для этого исключения послужили прецизионные геохимические данные и определения изотопного возраста (Bogdanova, Bibikova, 1993; Lobach-Zhuchenko et al., 1998). На этом этапе в составе комплекса были объединены породы основного состава, характерной особенностью которых является присутствие гранатовых кайм, повышенные содержания Fe и Ti.

На основании прямых пересечений с телами комплекса лерцолитов – габброноритов возраст коронитовых габбро определялся как более молодой, чем 2,45 млрд. лет. Это подтверждают и результаты изотопного датирования цирконов из дайки коронитового габбро в районе оз. Боярского, определившие магматическую стадию формирования пород – 2,115 млрд. лет (Степанова и др., 2003).

Новые данные по геологии и геохимии комплекса коронитовых габбро позволяют предполагать, что в его составе объединены геохимически различные и, возможно, разновозрастные образования. В связи с этим целью данной работы является анализ геохимических особенностей пород, объединенных в составе комплекса коронитовых габбро.

Содержания редкоземельных и рассеянных редких элементов в породах определялись методом ICP-MS и методом XRF в аналитической лаборатории Института геологии и геохимии УроРАН, г. Екатеринбург, и в Институте электронной оптики, Университет Оулу, Финляндия. Составы минералов определялись на электроннозондовом микроанализаторе MS-46 Са-

меса в Геологическом институте КНЦ РАН (аналитик Я. А. Пахомовский).

### Геология коронитовых габбро

Коронитовые габбро формируют как дайки различной мощности и простираения, так и малые интрузии неправильной формы. В настоящее время нет данных,

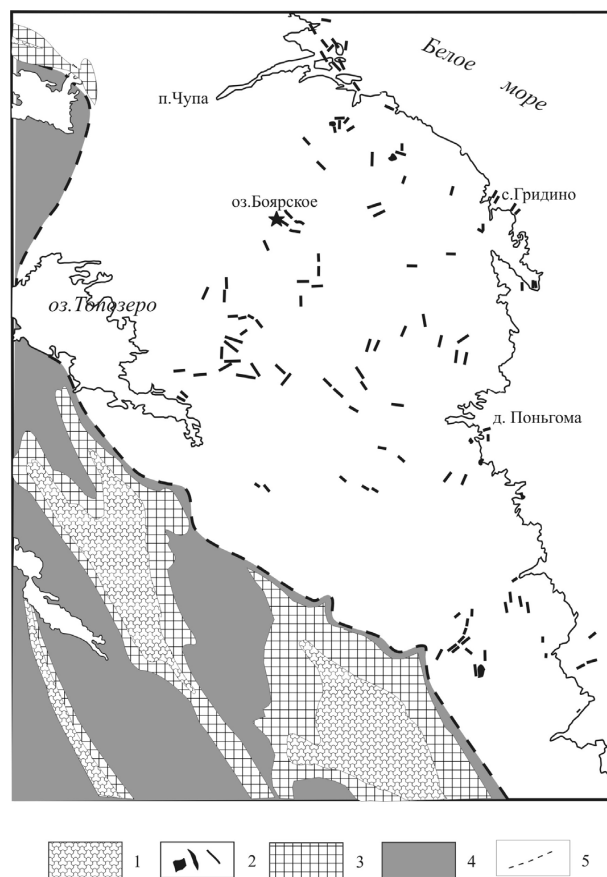


Рис. 1. Схема распространения коронитовых габбро на территории Беломорского подвижного пояса (составлена с использованием данных Ю. Й. Сыстры, А. И. Слабунова):

1 – ятулийские (2,3–2,1 млрд. лет) вулканогенно-осадочные комплексы; 2 – коронитовые габбро Беломорской провинции, показаны вне масштаба; 3 – нерасчлененные сумийские и сариолийские вулканогенно-осадочные комплексы; 4 – нерасчлененные образования Карельского архейского кратона; 5 – интегральная граница Карельского архейского кратона и Беломорской провинции

\* Работа выполнена при поддержке программы № 5 ОНЗ РАН.

свидетельствующих о том, что разные по составу породы локализованы в телах разной формы, поэтому они рассматриваются как компоненты единого магматического комплекса. Сходство минерального и химического состава даек и малых интрузий подтверждает это. Интрузивы коронитовых габбро, изученные в условиях достаточной обнаженности, как правило, имеют

типично дайковую морфологию – резкое превышение длины тел над мощностью, прямые типично интрузивные контакты с зонами закалки, апофизами различной формы и ксенолитами вмещающих пород в эндоконтактовых зонах. Примером даек такого типа являются дайки Избной Луды (район с. Гридино, рис. 2), дайки района д. Поньгома (рис. 3), д. Ковда, р-на оз. Боярско-



Рис. 2. Раздваивающаяся дайка коронитовых габбро о. Избная Луда

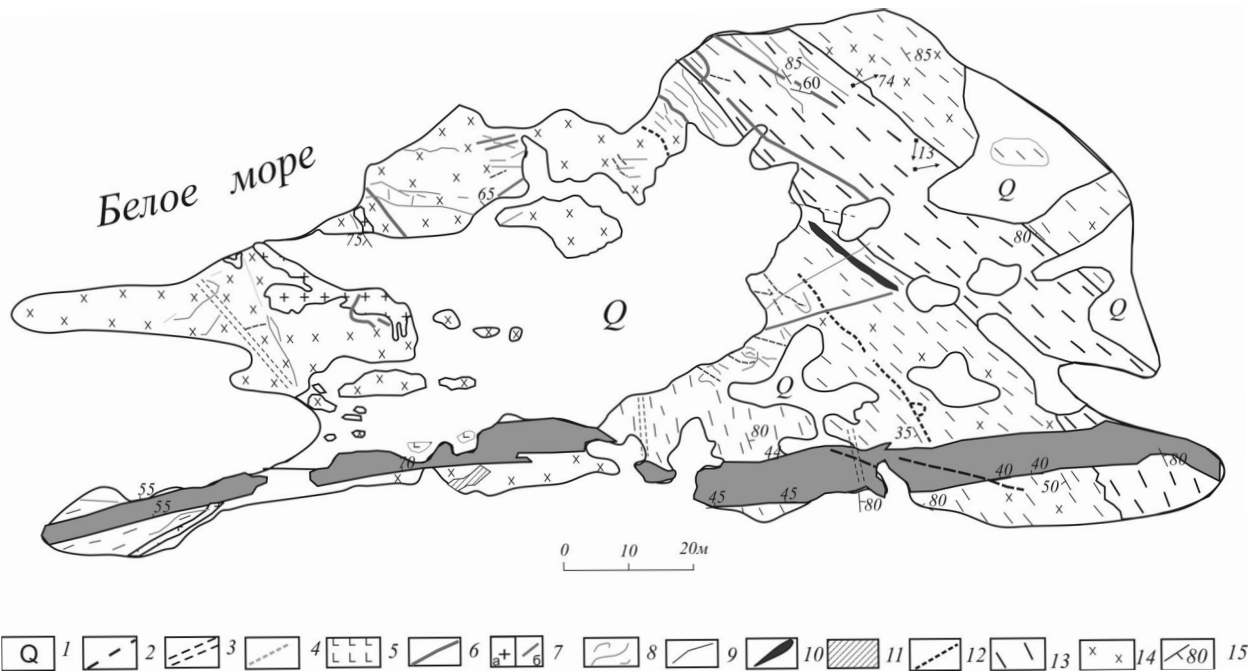


Рис. 3. Геологический план о. Крестовая Луда:

1 – четвертичные отложения; 2 – тектонические нарушения с микробрекчиями и псевдотрахилитами; 3 – зона расланцевания; 4 – плагиограниты, тонкие жилки; 5 – коронитовые габбро; 6 – жилы пегматоидного гранита и пегматита; 7 – микроклиновый гранит, тело (а) и жилы (б); 8 – жилы микроклин-плагноклазового гранита; 9 – жилы аплитовидных и пегматоидных коричневатых гранитов; 10 – дайка габброамфиболита; 11 – плагиогранит; 12 – зона брекчии: «обломки» гиперстеновых гранодиоритов, «цемент» двупироксен-плагноклазовая порода; 13 – полосчатые гранат-диопсидовые амфиболиты и гранат-диопсид-плагноклазовые породы; 14 – гиперстеновые гранодиориты, кварцевые диориты массивные (а) и гнейсовидные (б); 15 – элементы залегания

го, оз. Ковдозеро и др. Дайки этого типа практически не оказывают влияния на вмещающие породы, и здесь зоны экзоконтактовых изменений макроскопически не устанавливаются.

Дайки коронитовых габбро иной морфологии установлены в районе с. Гридино на островах Воротная Луда и 2-й Коков. Они характеризуются волнообразными границами (рис. 4, 6), булавовидными и загнутыми апофизами (рис. 5).

Дайки Воротной Луды, отнесенные к комплексу коронитовых габбро, отличаются от других его образований рядом особенностей, проявляющихся как в строении тел, так и в геохимическом составе пород. Общей чертой их морфологии является сложная форма контактов, которая сочетается с относительной выдержанностью даек по простиранию. В дайке (рис. 4, 6) мощностью около 2–3 м контакты имеют волнообразный характер, обеспечивающий многочисленные раздувы и пережимы. При этом мощность дайки в пережимах сокращается приблизительно на 0,2–0,5 м. Обычно в зонах пережимов развиваются поперечные к простиранию дайки зонки амфиболизации, к осевым частям которых приурочены тонкие жилки гранитоидного состава. В северном и южном направлениях мощность тела заметно сокращается. В южной части дайка распадается на ряд линзовидных тел, располагающихся на продолжении друг друга, и, видимо, выклинивается, не достигая южного берега острова. Изменение ее мощности носит постепенный, плавный характер, что, вероятно, отражает условия проявления деформаций. Подтверждением этому является специфический характер экзоконтактовых зон. На фоне резко выраженного секущего положения рассматриваемой дайки по отношению к полосчатости пород рамы отчетливо выделяется примыкающая к ней зона шириной около 20–30 см (рис. 6), в которой ранние структурные элементы гранитоидов утрачены, а вновь образованные полностью согласованы с конфигурацией линии контакта и резко несогласны с ранней полосчатостью. Это дает основание предполагать, что наблюдаемая в породах рамы перекристаллизация произошла в результате термального воздействия

магматического расплава и стрессовой ситуации, возникшей после его внедрения. Подтверждением того, что изменения, наблюдаемые в экзоконтактовой зоне, связаны с постинтрузивной фазой становления дайки, является срыв и фрагментирование ее апофиз. Отчетливо проявлены пластическая деформация апофиз в перекристаллизованной зоне экзоконтакта и прямолинейный секущий характер тонких апофиз за пределами этой зоны (рис. 4).

По-видимому, магматический расплав, сформировавший дайку, имел высокий энергетический потенциал, что обусловило наблюдающиеся приконтактовые изменения. Характерно, что они имеют отчетливо выраженный характер и в местах пересечения рассматриваемой дайки с дайкой оливинового габбронорита. Последние на контакте с дайкой коронитовых габбро интенсивно метаморфизованы и приобретают элементы флюидалной текстуры. В флюидалных зонках, сложенных мелкозернистыми породами, наблюдаются овальные фрагменты габброноритов обычной для этого тела зернистости. Мелкие дайки коронитовых габбро, аналогичных по составу дайкам Воротной Луды, в отличие от других коронитовых габбро также имеют волнистые границы, нередко с многочисленными крючковидными апофизами (рис. 5). В ряде случаев по подворотам полосчатости пород рамы на контактах с дайками этого типа фиксируются смещения с левосторонней сдвиговой составляющей. Характерно также формирование тонкой, до 1,0–1,5 см, гранатовой каймы в экзоконтактовой зоне (рис. 5).

Следует отметить, что описанные дайки Воротной Луды могут рассматриваться как петротип выделяемой нами группы и не являются уникальными. Тела близкого состава и морфологии установлены также в районе пролива Великая Салма (о. Покормежный, о. Кемлуды) и других районах БПП.

Во всех изученных магматических узлах (Степанов, 1981, 1990; Степанов, Слабунов, 1989 и др.), где наблюдаются пересечения даек различного состава, дайки коронитовых габбро являются более молодыми по отношению к породам комплекса лерцолитов – габброноритов, но прямые соотношения между дайками

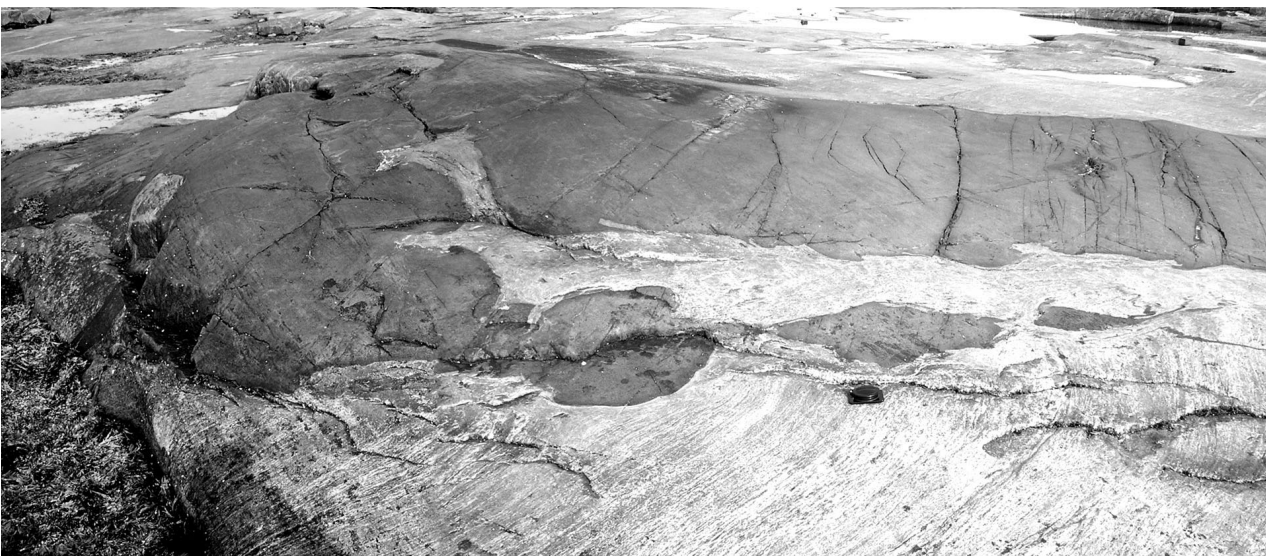


Рис. 4. Булавовидная апофиза и волнообразный характер контакта дайки коронитовых габбро на о. Воротная Луда



Рис. 5. Дайка коронитовых габбро с загнутыми апофизами и гранатовой оторочкой в южной части о. 2-й Кокков

коронитовых габбро различного состава в настоящее время не установлены.

Таким образом, геологические наблюдения позволяют установить две главные морфологические разновидности даек коронитовых габбро, различающиеся по характеру контактов и степени воздействия на вмещающие породы. Петротипом первой группы являются дайки района оз. Боярского возраста 2,115 млрд. лет, а петротипом второй группы – дайки Воротной Луды.

### Петрография

Петрографически коронитовые габбро характеризуются довольно однородным составом. Обычно дайки коронитовых габбро сложены мелкозернистыми и тонкозернистыми гранат-клинопироксен-плагиоклазовыми породами бластогаббровой или бластогабброофитовой структуры.

Характерной особенностью коронитовых габбро является наличие гранатовых кайм на границе зерен клинопироксена и плагиоклаза. Существует два главных типа кайм: тонкие гранатовые каймы, сложенные цепочками идиоморфных зерен граната, располагающимися на границе зерен плагиоклаза и клинопироксена (рис. 7), и каймы сложного строения, внешняя часть которых (со стороны плагиоклаза) сложена гранатом, а внутренняя часть каймы, располагающаяся между гранатом и клинопироксеном, сложена тонким сростанием зерен роговой обманки и кварца (рис. 7). Реакционные метаморфические каймы, близкие по морфологии к наблюдаемым в коронитовых габбро, установлены в метагабброидах разных регионов мира (Griffin, Heier, 1975; Rivers, Mengel, 1988; Jan, Karim, 1995).



Рис. 6. Западный контакт дайки коронитовых габбро на о. Воротная Луда, район с. Гридино



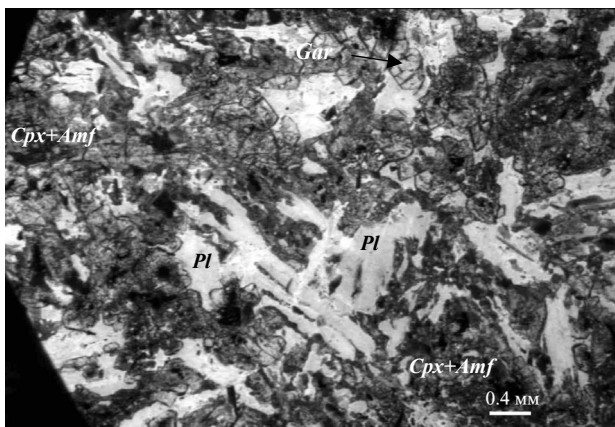


Рис. 7. Реликты офитовой структуры в коронитовых габбро, без анализатора

Коронитовые габбро в ряде случаев сохраняют реликты габбровых и габброофитовых структур (рис. 8). В метапорфиритах установлены магматически зональные зерна плагиоклаза. Метаморфическая зональность в плагиоклазе выражена формированием тонкой каймы кислого плагиоклаза  $An_{5-15}$  на границе с гранатом. Результаты микрозондового изучения составов минералов коронитовых габбро показали следующее.

*Клинопироксен* представлен двумя разновидностями: метаморфический клинопироксен II, присутствующий во всех разновидностях пород комплекса, за исключением амфиболитов краевых частей тел, и, вероятно, магматический клинопироксен I, реликты которого найдены лишь в нескольких случаях.

Клинопироксен I установлен в дайках коронитовых габбро в районах д. Ковда и пос. Амбарный. По составу отвечает магнизальному авгиту (табл. 1, обр. С-1793-6в-2). Реликтовые зерна клинопироксена I замещаются клинопироксеном II.

Клинопироксен II присутствует повсеместно, исключая краевые части тел, сложенные гранатовыми амфиболитами. По составу клинопироксен II отвечает салиту. В случаях, когда в породе присутствуют реликты первичного клинопироксена, клинопироксен II образует каймы вокруг его зерен. Если же клинопироксен II является единственным пироксеном породы, он образует довольно крупные (до 1,5 мм) зерна неправильной формы либо мозаичные скопления мелких (до 0,2 мм) округлых зерен. На границе с плагиоклазом клинопироксен II окружен гранатовой (рис. 7) или амфиболовой каймой либо каймами сложного строения (рис. 8). Зерна клинопироксена II обычно незональны и отличаются низкой степенью идиоморфизма. Составы клинопироксенов коронитовых габбро приведены в табл. 1.

*Плагиоклаз* распространен во всех разновидностях пород комплекса. В породах с реликтами офитовой структуры чаще всего представлен удлиненными зернами (рис. 7). В породах бластогаббровой либо бластодолеритовой структуры плагиоклаз перекристаллизован и образует агрегаты мелких изометричных зерен. В большинстве случаев зерна плагиоклаза сложно сдвойникованы. В ряде случаев зерна плагиоклаза сохраняют отчетливо проявленную магматическую зональность. Обычно она наблюдается в круп-

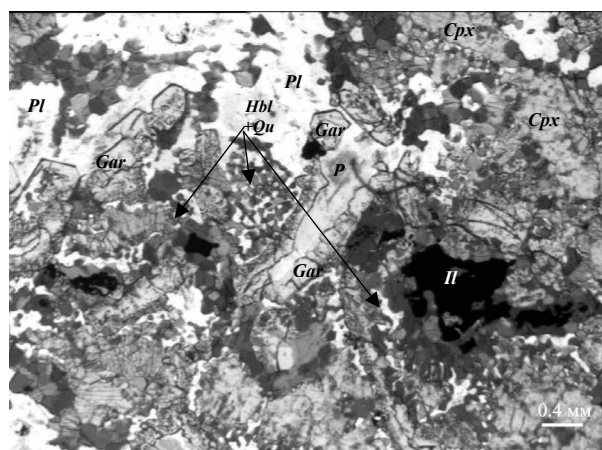


Рис. 8. Каймы сложного строения в коронитовых габбро, без анализатора

ных идиоморфных зерна. Первичномагматический плагиоклаз имеет состав  $An_{45}$ , а метаморфический –  $An_{18-28}$  (табл. 2). Местами в первичномагматических зернах плагиоклаза вторичные изменения выражаются в развитии серицитизации. Достаточно часто по плагиоклазу развивается скаполит.

*Гранат* является одной из главных минеральных фаз и также присутствует в коронитовых габбро в виде нескольких морфологических разновидностей.

1. Обычно развивается в виде ксеноморфных тонких кайм (0,1–0,2 мм) на границах агрегатных скоплений клинопироксена и плагиоклаза. Каймы граната частично (редко полностью) замещают лейсты плагиоклаза. Каймы сложены отдельными зернами или цепочками – сростками идиоморфных или гипидиоморфных зерен граната диаметром 0,3–0,5 мм, чаще всего не содержащих включений.

2. Идиоморфные зерна граната могут образовываться и внутри зерен плагиоклаза, чаще в пределах полностью перекристаллизованных зерен. Размер их варьирует от 0,2 до 0,5 мм.

3. В мелкозернистых породах бластогаббровой структуры, а также в метапорфиритах нередко развиваются скелетные порфиробласты граната.

Все гранаты коронитовых габбро являются твердыми растворами  $(Fe, Ca, Mg, Mn)_3AlSi_3O_{12}$  с преобладанием альмандинового минала, количество которого варьирует от 49 до 62,5%. Составы гранатов из коронитовых габбро приведены в табл. 3.

*Амфибол* в краевых частях тел представлен буровато-зеленой обыкновенной роговой обманкой, а в слабо амфиболитизированных разновидностях центральных частей тел – паргаситовой роговой обманкой. Составы амфиболов приведены в табл. 4. Амфибол центральных частей тел представлен двумя главными морфологическими разновидностями: а) псевдоморфозы по клинопироксену II, б) в составе варьирующих по мощности амфибол-кварцевых кайм, расположенных между гранатовой каймой и клинопироксеном II (рис. 8). Кроме того, амфибол образует варьирующую по ширине кайму вокруг зерен рудного минерала.

*Рудный минерал* представлен преимущественно ильменитом. Его зерна также часто обрастают гранатовой каймой. В ряде случаев отмечена тонкая

Таблица 1

## Химический состав клинопироксенов из коронитовых габбро

№ образца	Ca-15-1		Ca-15-2		Ca-15-3		C-1718-23		C-1793-6B		C-765-1
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	
	салит	салит	салит	салит	салит	салит	Mg авгит	салит	салит	Mg авгит	
SiO <sub>2</sub>	51,940	52,757	53,047	53,107	51,571	51,691	52,017	51,603	53,028	52,667	51,000
TiO <sub>2</sub>	0,143	0,143	0,045	0,073	0,114	0,136	0,069	0,073	0,141	0,133	0,360
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,450	2,497	2,161	2,202	2,075	2,249	2,105	2,071	2,400	2,115	2,930
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	2,200
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,103	0,155	0,000	0,000	0,000	0,105	0,044	0,053	0,000	0,815	6,700
FeO	10,811	10,697	10,034	9,733	9,810	9,796	10,781	10,483	6,963	7,014	0,140
MnO	0,124	0,061	0,074	0,052	0,057	0,073	0,086	0,091	0,117	0,138	13,510
MgO	11,906	11,749	12,586	12,698	11,786	11,292	13,521	13,048	14,435	14,326	20,710
CaO	20,761	20,816	21,284	21,233	21,551	21,262	21,160	21,772	22,454	20,057	1,110
Na <sub>2</sub> O	1,072	1,130	1,262	1,136	1,003	0,942	1,069	1,303	1,011	0,938	0,000
Li <sub>2</sub> O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
H <sub>2</sub> O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,150
Total	99,310	100,005	100,493	100,234	97,967	97,546	100,852	100,497	100,549	98,203	99,670
Кристаллохимический состав											
Si	1,965	1,978	1,974	1,977	1,973	1,984	1,941	1,937	1,952	1,987	1,921
AlIV	0,035	0,022	0,026	0,023	0,027	0,016	0,059	0,063	0,048	0,013	0,079
Fe <sup>3+</sup> IV	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Сумма Т	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
AlVI	0,074	0,088	0,069	0,074	0,066	0,086	0,033	0,028	0,056	0,081	0,051
Fe <sup>3+</sup> VI	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,062
Ti	0,004	0,004	0,001	0,002	0,003	0,004	0,002	0,002	0,004	0,004	0,010
Mg(1)	0,671	0,656	0,698	0,704	0,672	0,646	0,752	0,730	0,792	0,806	0,758
Fe <sup>2+</sup> (1)	0,251	0,251	0,232	0,220	0,259	0,265	0,213	0,240	0,148	0,109	0,119
Mn(1)	0,004	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,004	0,004	0,004
Сумма M1	1,004	1,002	1,002	1,002	1,002	1,002	1,003	1,003	1,004	1,004	1,004
Mg(2)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>2+</sup> (2)	0,092	0,084	0,081	0,083	0,055	0,050	0,124	0,089	0,066	0,112	0,092
Mn(2)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,842	0,836	0,849	0,847	0,883	0,874	0,846	0,876	0,886	0,811	0,836
Na	0,079	0,082	0,091	0,082	0,074	0,070	0,077	0,095	0,072	0,069	0,081
Li	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Сумма M2	1,012	1,002	1,020	1,012	1,013	0,994	1,047	1,060	1,024	0,992	1,009
Q	1,855	1,828	1,859	1,854	1,869	1,835	1,934	1,935	1,892	1,838	1,805
J	0,157	0,164	0,182	0,164	0,149	0,140	0,155	0,190	0,144	0,137	0,162
Q+J	2,012	1,992	2,041	2,018	2,018	1,975	2,089	2,124	2,036	1,975	1,967
J/(Q+J)	0,078	0,082	0,089	0,081	0,074	0,071	0,074	0,089	0,071	0,069	0,082
f	33,755	33,815	30,910	30,077	31,838	32,743	30,913	31,075	21,303	21,553	21,771
F	33,755	33,815	30,910	30,077	31,838	32,743	30,913	31,075	21,303	21,553	26,499
En	36,112	35,872	37,501	37,955	35,913	35,158	38,816	37,672	41,777	43,729	40,509
Fs	18,615	18,434	16,903	16,414	16,873	17,245	17,509	17,134	11,501	12,254	14,843
Wo	45,273	45,694	45,596	45,631	47,214	47,596	43,675	45,194	46,722	44,017	44,647

Примечание. Ca-15-1, Ca-15-2, Ca-15-3, C-1718-23 – коронитовые габбро из дайки в районе д. Ковда, C-1793-6B – дайка коронитовых габбро на о. Березовец, C-765-1 – дайка коронитовых габбро Крестовой Луды.

Таблица 2

## Составы плагиоклазов из коронитовых габбро

	C-1718-23		C-1783-6B	Ca-15-1	Ca-15-2		Ca-15-3		Ca-15-4
	1	2		1	1	2	1	2	
SiO <sub>2</sub>	65,47	63,24	58,19	64,89	64,85	65,45	63,91	64,01	63,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,28	23,72	26,43	21,15	22,28	21,41	21,71	21,44	22,94
CaO	3,66	5,00	9,39	3,79	3,86	3,90	3,90	3,92	5,79
Na <sub>2</sub> O	8,54	8,22	6,45	7,97	9,44	9,49	9,82	9,28	8,10
K <sub>2</sub> O	0,37	0,29	0,16	0,35	0,34	0,36	0,39	0,33	0,21
Total	100,32	100,46	100,62	98,15	100,77	100,60	98,99	98,98	100,61
Кристаллохимический состав									
Si	11,46	11,12	10,37	11,59	11,36	11,48	11,40	11,42	11,18
Al	4,59	4,91	5,55	4,45	4,60	4,43	4,56	4,51	4,75
Ca	0,69	0,94	1,79	0,73	0,73	0,73	0,74	0,75	1,09
Na	2,90	2,80	2,23	2,76	3,21	3,23	3,14	3,21	2,76
K	0,08	0,07	0,04	0,08	0,08	0,08	0,09	0,07	0,05
Ab	80,71	74,77	55,43	79,05	81,45	81,39	81,89	80,96	71,67
An	19,07	25,06	44,48	20,72	18,36	18,41	17,90	18,85	28,21
Or	0,23	0,17	0,09	0,23	0,19	0,20	0,21	0,19	0,12

Примечание. Ca-15-1, Ca-15-2, Ca-15-3, Ca-15-4, C-1718-23 – коронитовые габбро из дайки в районе д. Ковда, C-1793-6B – дайка коронитовых габбро на о. Березовец.

Таблица 3  
Составы гранатов из коронитовых габбро

	С-1718-23		С-1793-6В	Ca-15-1		Ca-15-2		Ca-15-3		Ca-15-4
	1	2		1	2	1	2	1	2	
SiO <sub>2</sub>	38,664	38,186	38,842	39,346	38,621	38,989	38,761	37,841	37,734	38,627
TiO <sub>2</sub>			0,062							0,084
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,496	22,474	22,335	21,472	21,667	21,583	21,32	21,334	20,994	21,062
FeO	27,119	26,721	23,485	26,765	26,64	27,202	27,263	28,269	25,66	25,31
MnO	0,672	0,657	0,833	0,687	0,606	0,656	0,641	0,737	0,727	1,52
MgO	4,582	4,907	8,213	4,441	4,476	4,911	4,59	4,331	4,415	3,267
CaO	7,315	7,673	6,876	7,31	7,316	7,203	6,806	6,644	9,138	10,283
Alm	59,814	58,135	49,154	59,82	59,724	12	12	12	12	12
And	0	0	0	0	0	59,33	60,836	62,476	55,815	55,782
Gross	20,67	21,387	18,438	20,931	21,013	0	0	0	0	0
Pyrope	18,015	19,03	30,642	17,693	17,888	20,127	19,457	18,812	25,465	29,035
Spess	1,501	1,448	1,766	1,555	1,376	19,094	18,258	17,062	17,119	12,835

Примечание. Ca-15-1, Ca-15-2, Ca-15-3, С-1718-23 – коронитовые габбро из дайки в районе д. Ковда, С-1793-6В – дайка коронитовых габбро на о. Березовец.

внутренняя кайма сфена между зерном рудного минерала и гранатовой каймой. Содержание рудного минерала варьирует от 2 до 7%. В дайках Воротной Луды по зонам развиваются сульфиды.

Акцессорные минералы представлены сфеном и цирконом.

Среди поздних метаморфических минералов присутствует также биотит, отвечающий по составу лепидомелану (Ng-Nm = 1,631, уд. вес 3,077). Скаполит, развивающийся по плагиоклазу, устанавливается в коронитовых габбро довольно часто.

Определение условий формирования реакционных метаморфических кайм в коронитовых габбро в программе TPF 7.0 с использованием Gar + CPx (Mysen, 1972; Mori T., Green D. H., 1978), Gar + Hbl (Graham C. M., Powell R., 1984; Powell R., 1985) и Hbl-Gar (Rechuk L. L., 1989) геотермометров показало, что метаморфические преобразования коронитовых габбро, отраженные в формировании кайм, отвечают температурам около 660 °С. Расчет давлений с использованием состава Hbl и геобарометров разных авторов (Hammarstrom J. M., Zen E.-A. N., 1986; Hollister L. S. et al., 1987; Schmidt M. W., 1991) позволяет предполагать, что каймы в коронитовых габбро формировались при давлениях около 6,4 кбар.

Таким образом, имеющиеся на сегодняшний день данные по минералогии и петрографии коронитовых габбро свидетельствуют об общности состава пород комплекса, однако, целенаправленное изучение минералогии геохимически различных групп пород позволит установить различия и на минеральном уровне.

#### Геохимическая характеристика коронитовых габбро Беломорского подвижного пояса

Одним из критериев объединения коронитовых габбро в составе единого комплекса (Степанов, 1981) являлся химический состав пород, прежде всего, довольно высокие содержания FeO\* (11,79–16,64%) и TiO<sub>2</sub> (0,92–3,04%), отличающие коронитовые габбро от других раннепротерозойских комплексов Беломорского подвижного пояса. Содержание SiO<sub>2</sub> варьирует в коронитовых габбро от 48,27 до 53,65%, составляя в среднем 50,67%. Содержание MgO колеблется в пределах 3,49–7,66%, среднее для комплекса – 6,09%. Содержания CaO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> варьируют слабо и составляют в среднем 9,98% и 13,80%

Таблица 4  
Составы амфиболов из коронитовых габбро

	Ca-15-3		Ca-15-4	С-1793-6В
	1	2		
SiO <sub>2</sub>	41,327	42,036	41,359	46,3
TiO <sub>2</sub>	1,985	2,039	1,64	1,813
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,609	10,891	12,27	12,805
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,046	0,02	0	0,032
FeO	17,615	16,797	18,274	11,766
MnO	0	0,041	0,093	0,084
MgO	9,506	9,771	8,176	12,805
CaO	11,2	11,712	11,339	11,959
Na <sub>2</sub> O	1,835	1,807	1,825	1,564
K <sub>2</sub> O	1,664	1,632	1,629	1,236
Total	95,787	96,746	96,605	100,364
Кристаллохимический состав				
Si	6,41	6,43	6,37	6,57
AlIV	1,59	1,57	1,63	1,43
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма Т	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	0,35	0,39	0,59	0,71
Fe <sup>3+</sup> VI	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,23	0,23	0,19	0,19
Mg	1,41	1,37	1,22	1,09
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма С (M2)	2,00	2,00	2,00	2,00
MgM1	0,79	0,85	0,66	1,61
Fe <sup>2+</sup> M1	2,21	2,15	2,34	1,39
MnM1	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма M1	3,00	3,00	3,00	3,00
Ca	1,86	1,92	1,87	1,82
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,07	0,00	0,01	0,01
Mn	0,00	0,01	0,01	0,01
Na	0,07	0,07	0,10	0,16
K	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма В (M4)	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,49	0,46	0,44	0,27
K	0,33	0,32	0,32	0,22
v	0,18	0,22	0,24	0,51
Сумма А	0,82	0,78	0,76	0,49

Примечание. Ca-15-3, 4 – коронитовые габбро из дайки в районе д. Ковда, С-1793-6В – дайка коронитовых габбро на о. Березовец.

соответственно. Содержания щелочей довольно низкие, среднее Na<sub>2</sub>O – 1,48%, K<sub>2</sub>O – 0,56%.

На диаграмме TAS (Le Maitre, 1989) точки составов коронитовых габбро располагаются в поле базальтов нормального ряда (рис. 9, А), а на диаграмме AFM (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O – FeO – MgO; Irvine, Baragar, 1971)



(рис. 9, Б) – в поле пород толеитовой серии. На диаграмме FeO\*/MgO – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (рис. 9, В; Arndt, 1976) точки составов коронитовых габбро располагаются в поле обогащенных Fe толеитов и частично в поле промежуточных (магнезиальных) толеитов. Составы наиболее типичных коронитовых габбро из разных групп приведены в табл. 5.

Новые данные по геохимии пород комплекса коронитовых габбро позволяют выделить в его составе как минимум три геохимически различные группы пород:

*Коронитовые габбро возраста 2,11 млрд. лет* характеризуются, прежде всего, высокими содержаниями FeO\* (до 16,5%) и TiO<sub>2</sub> (до 1,7%). Этой группе свойственны широкие вариации содержания MgO – от 3,5 до 7,1% и относительно низкие содержания CaO (не более 10,5%) (рис. 10). Для пород этой группы типичны высокие содержания высокозарядных элементов, промежуточные между содержаниями этих эле-

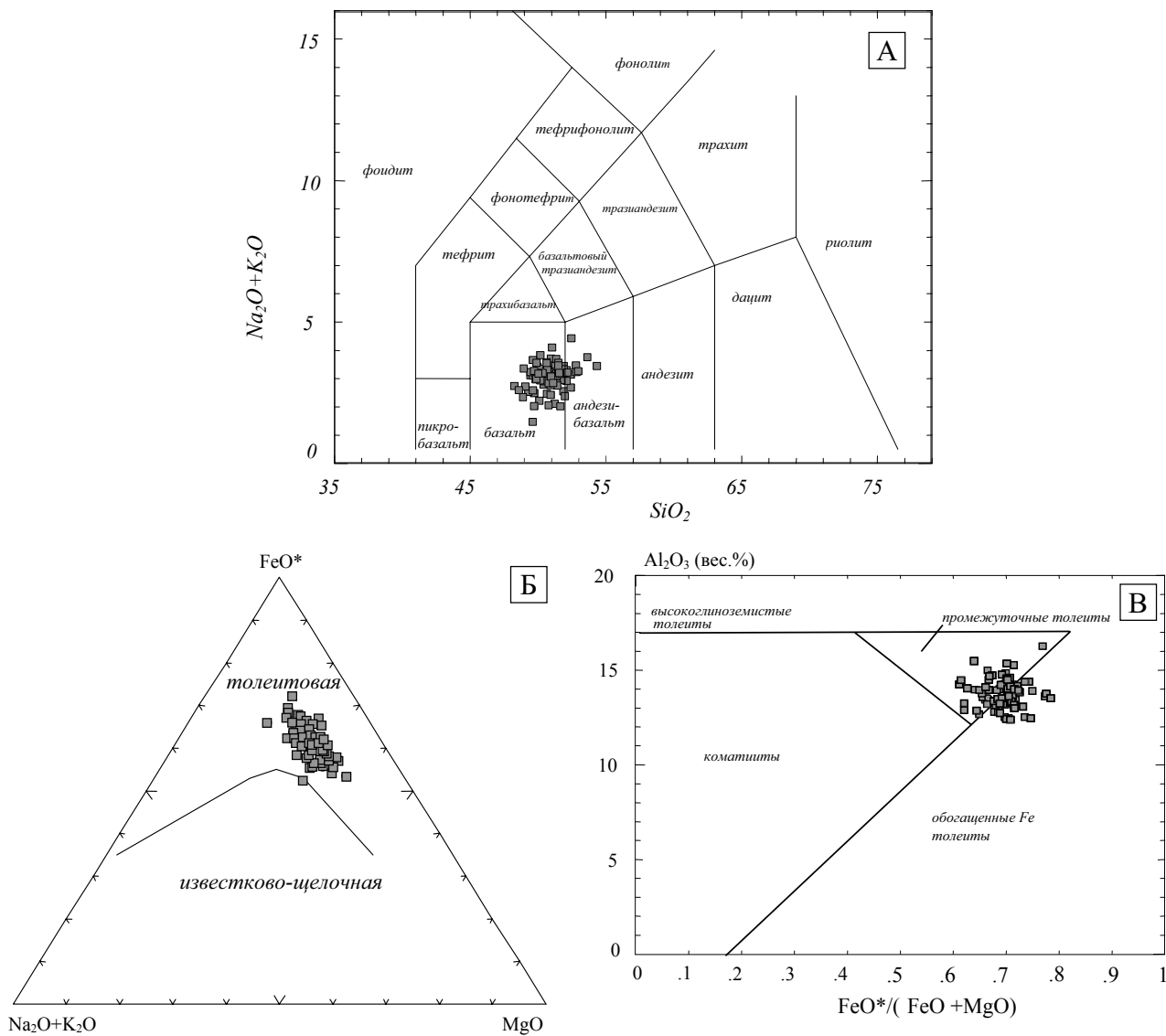
ментов в дайках Воротной Луды и дайках Ковдозера и Избной Луды (рис. 11). Для коронитовых габбро этой группы характерно плоское распределение тяжелых и средних РЗЭ и незначительное обогащение легкими РЗЭ. Абсолютные концентрации РЗЭ в 10–20 раз превышают содержания в примитивной мантии.

*Коронитовые габбро Воротной Луды* характеризуются наиболее высокими содержаниями MgO среди коронитовых габбро (более 7%), наиболее низкими среди коронитовых габбро содержаниями FeO\* (до 13%) и TiO<sub>2</sub> (менее 1%). Для них отмечены также максимальные среди коронитовых габбро содержания CaO (рис. 10) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. По характеру распределения рассеянных элементов наиболее близкими аналогами даек Воротной Луды являются базальты N-MORB. Это главное отличие пород данной группы от других коронитовых габбро, являющихся аналогами континентальных платобазальтов (Степанова, 2004). Среди раннепротерозойских мафических даек БПП породы

Таблица 5  
Химический состав коронитовых габбро Беломорского подвижного пояса

	1	2	3	4	5*	6	7*	8*	9*
Mg #	48,67	44,63	49,25	33,92	41,14	47,98	39,33	36,86	50,43
SiO <sub>2</sub>	51,93	52,84	51,37	51,06	50,34	49,65	48,34	48,46	48,83
TiO <sub>2</sub>	1,07	1,32	1,36	2,36	1,26	2,37	2,14	2,26	0,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,95	13,37	12,87	13,63	15,27	13,58	13,82	14,01	14,66
FeO*	12,46	12,98	13,04	15,00	13,82	13,39	15,59	15,75	12,82
MnO	0,19	0,21	0,22	0,21	0,22	0,22	0,25	0,24	0,22
MgO	6,63	5,87	7,10	4,32	5,42	6,93	5,67	5,16	7,32
CaO	10,10	9,81	10,53	8,83	9,92	10,20	8,44	8,15	11,02
Na <sub>2</sub> O	2,86	2,52	2,80	3,14	2,79	2,61	2,41	2,45	1,96
K <sub>2</sub> O	0,46	0,70	0,37	0,95	0,37	0,49	0,75	0,89	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,17	0,12	0,25	0,22	0,36	0,52	0,59	0,09
H <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,12	0,07	0,05
LOI	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,19	1,06	1,14
Cr	127	243	302	125	82	346	211	146	277
Ni	111	82	95	43	83	106	164	126	164
Co	–	–	–	–	39	–	58	55	59
Sc	35	41	44	31	32	38	37	35	39
V	234	340	404	258	123	293	352	354	261
Cu	156	139	154	74	39	343	105	92	150
Rb	12	23	14	30	8	21	20	22	0
Ba	144	225	80	262	84	142	350	380	7
Sr	172	164	98	183	109	110	262	249	53
Ta	0,00	0,37	0,00	0,65	0,55	0,69	1,26	1,11	0,20
Nb	2,8	4,4	5,7	9,3	10,7	14,7	16,5	16,3	4,7
Hf	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,63	4,47	0,71
Zr	100	114	82	155	95	193	136	175	23
Ti	6415	7913	8153	14148	7554	14208	14386	14873	4879
Y	21	29	23	35	31	45	51	56	21
La	7,73	10,02	7,71	10,55	10,37	13,23	25,84	27,38	3,71
Ce	17,28	22,49	19,28	25,87	21,41	35,85	62,83	64,96	9,49
Pr	2,29	2,91	2,69	3,65	3,43	4,65	8,45	8,49	1,41
Nd	11,79	15,34	15,22	19,27	16,10	23,23	36,86	38,48	6,62
Sm	2,85	3,78	4,26	4,97	4,21	5,86	8,54	9,08	2,07
Eu	0,79	0,92	1,10	1,32	1,21	1,57	2,58	2,44	0,62
Gd	3,36	0,00	5,07	5,88	4,79	7,27	9,15	9,18	2,43
Tb	–	–	–	–	0,86	–	1,59	1,58	0,44
Dy	3,86	5,32	5,89	6,69	5,42	8,28	9,66	9,66	3,27
Ho	–	–	–	–	1,11	–	1,98	2,07	0,78
Er	2,24	2,91	3,25	3,65	3,20	4,65	5,35	5,52	2,48
Tm	–	–	–	–	0,46	–	0,80	0,82	0,39
Yb	2,08	2,76	2,99	3,45	3,17	4,34	4,93	5,05	2,51
Lu	0,25	0,34	0,37	0,42	0,48	0,53	0,71	0,74	0,39

Примечание. 1 – обр. С-2007-2, оз. Ворочистое; 2 – обр. С-1643-3, р. Кемь; 3 – обр. С-765-1, о. Крестовая Луда; 4 – обр. С-2003-2, оз. Ворочистое; 5 – обр. С-2717-2а, коронитовое габбро возраста 2115 млн. лет; 6 – обр. С-1093-2, оз. Ковдозеро; 7 – обр. IZ-F1, о. Избная Луда; 8 – обр. IZ-F2/5, о. Избная Луда; 9 – обр. С-2407-64, о. Воротная Луда. Анализы, отмеченные \*, выполнены в аналитической лаборатории Института геологии и геохимии УроРАН, г. Екатеринбург, остальные анализы выполнены в Институте электронной оптики, Университет Оулу, Финляндия.



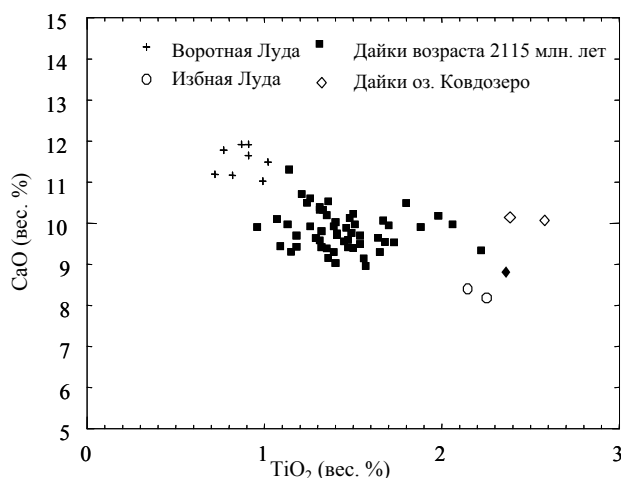
**Рис. 9. Положение коронитовых габбро на классификационных диаграммах:**

А – диаграмма TAS (Le Maitre, 1989); Б – диаграмма AFM (Irvine, Baragar, 1971); В – диаграмма Н. Арндта для базальтовых и коматиитовых пород (Arndt, 1976)

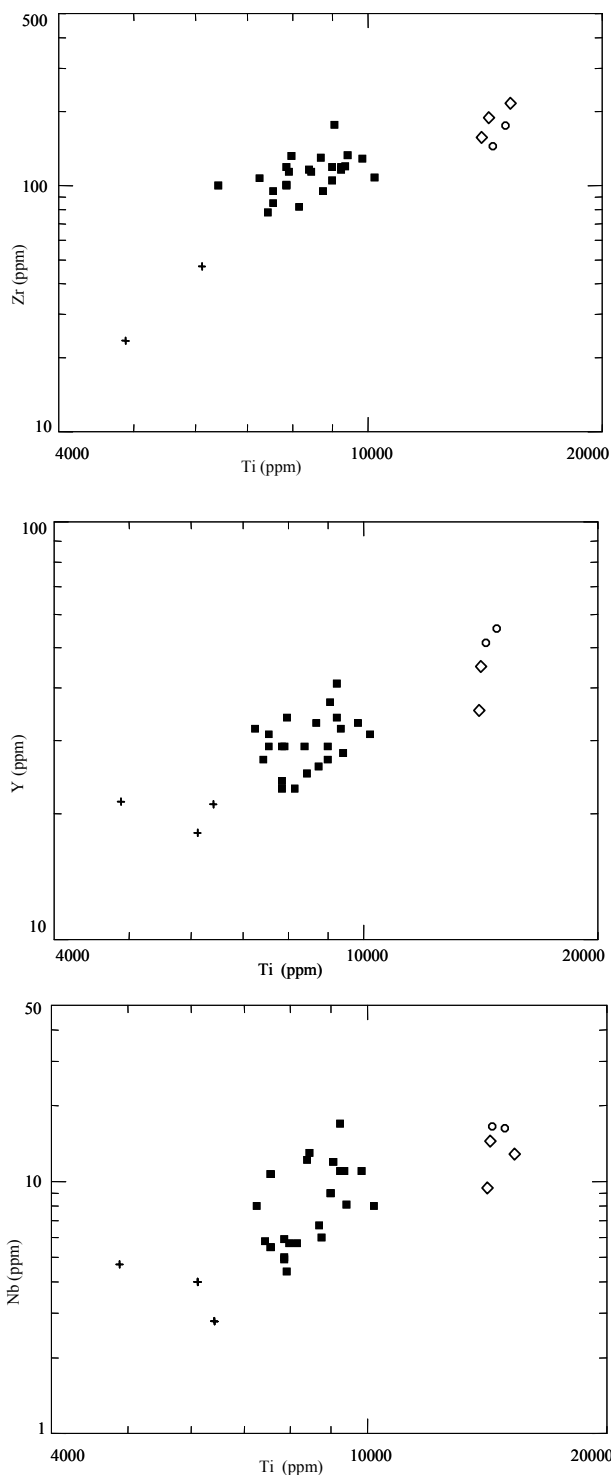
такого состава ранее установлены не были. Им присуща слабая деплетированность легких РЗЭ и плоское распределение в центральной и тяжелой частях спектра (рис. 12). Низкие содержания несовместимых рассеянных элементов в дайках Воротной Луды отличают их от других коронитовых габбро (табл. 5).

Коронитовые габбро района оз. Ковдозеро характеризуются сочетанием высоких содержаний MgO (около 7%) и TiO<sub>2</sub> (более 2,2%), высокими содержаниями FeO\* (около 13,5%). Им свойственны также максимальные среди коронитовых габбро содержания высокозарядных элементов (рис. 11). Характер распределения редкоземельных элементов в породах этой группы близок к коронитовым габбро возраста 2115 млн. лет, но абсолютные концентрации несколько выше (рис. 12).

Специфическими являются породы даек коронитовых габбро Избной Луды, которые характеризуются высокими (более 2%) содержаниями TiO<sub>2</sub>, высокими содержаниями FeO\* (более 16%) и относительно



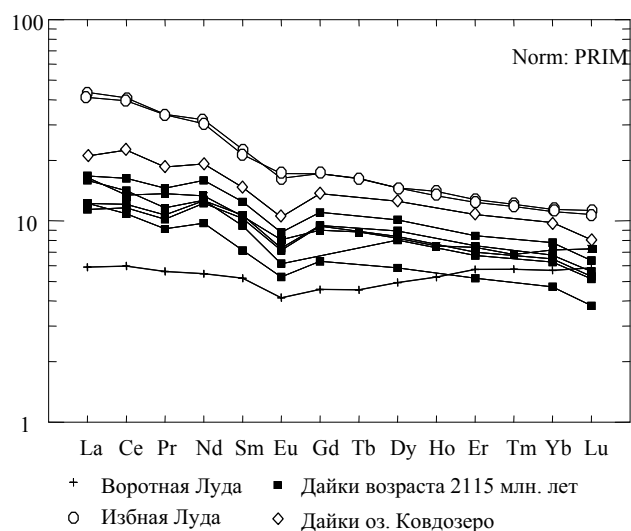
**Рис. 10. Вариации содержаний окислов петрогенных элементов в коронитовых габбро**



**Рис. 11. Вариации содержаний Ti, Zr, Y в коронитовых габбро Беломорского подвижного пояса**

Усл. обозн. те же, что и на рис. 10

низкими содержаниями MgO (табл. 5). Для них характерны максимально высокие среди коронитовых габбро содержания редкоземельных элементов – приблизительно в 100 раз превышающие содержания этих элементов в примитивной мантии с плоским распределением тяжелых и средних редкоземельных элементов и слабым обогащением легкими РЗЭ (рис. 12). Кроме того, в этих породах установлены высокие содержания



**Рис. 12. Вариации содержаний редкоземельных элементов в коронитовых габбро Беломорского подвижного пояса, нормированных к примитивной мантии**

несовместимых рассеянных элементов, близкие к коронитовым габбро оз. Ковдозеро (рис. 11).

Сопоставление коронитовых габбро с базальтами ятулийской платобазальтовой провинции (Малашин и др., 2003), прежде всего, показало сходство в характере распределения несовместимых рассеянных и редкоземельных элементов между коронитовыми габбро возраста 2,12 млрд. лет и базальтами среднего ятулия, а также между коронитовыми габбро Избной Луды и базальтами позднего ятулия.

Сопоставление коронитовых габбро с дайками высокожелезистых толеитов Карельского архейского кратона показало значительное сходство в составе оливиновых Fe-толеитов (Степанова, 2004) и коронитовых габбро оз. Ковдозеро, а также коронитовых габбро возраста 2,12 млрд. лет и кварцевых Fe-толеитов (Степанова, 2004). Кроме того, необходимо отметить сходство в составе даек толеитов Пяозерского поднятия (Степанова, 2004) и коронитовых габбро Воротной Луды, характеризующихся низкими содержаниями высокочarged элементов, низкими абсолютными содержаниями редкоземельных элементов и деплетированностью легких редкоземельных элементов и в целом близким к базальтам N-MORB редкоэлементным составом.

## Выводы

Анализ геологического положения, морфологии тел и геохимических характеристик пород комплекса коронитовых габбро, а также сопоставление их с базальтами ятулийской платобазальтовой провинции и дайками высокожелезистых толеитов Карельского архейского кратона показали следующее:

1. В составе комплекса коронитовых габбро объединены несколько геохимически различных групп пород, которые, возможно, различаются и по времени образования.

2. Для каждой из выделенных групп существуют геохимические аналоги среди базальтов ятулийской платобазальтовой провинции и (или) даек

высокожелезистых толеитов Карельского архейского кратона.

Таким образом, необходимо целенаправленное геохимическое, изотопно-геохимическое и геохронологическое изучение коронитовых габбро Беломор-

ского подвижного пояса, основанное на полученных в ходе проведенного исследования результатах, что позволит определить возраст, условия формирования и место коронитовых габбро в ряду магматических комплексов региона.

## ЛИТЕРАТУРА

Малашин М. В., Голубев А. И., Иваников В. В., Филиппов Н. Б. Геохимия и петрология мафических вулканических комплексов нижнего протерозоя Карелии. I. Ятулийский вулканический комплекс // Вестн. С.-Петерб. ун-та, сер. 7: Геология, география. 2003. Вып. 1, № 7. С. 3–19.

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

Степанов В. С. Магматиты района д. Гридино (вещество, последовательность образования, некоторые черты эволюции) // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск, 1990. С. 78–101.

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

Степанова А. В. Геология и петрология раннепротерозойских Fe-толеитовых дайковых комплексов Северной Карелии // Материалы XI молодежной науч. конф. «Геология и геоэкология Фенноскандии, Северо-Запада и Центра России» (15–18 мая 2000 г.). Петрозаводск, 2000. С. 84–89.

Степанова А. В. Петрология высокожелезистых толеитовых дайковых комплексов раннего протерозоя Северной Карелии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 2004. 24 с.

Степанова А. В., Ларионов А. Н., Бибикова Е. В. и др. Раннепротерозойский (2,1 млрд. лет) Fe-толеитовый магматизм беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология // ДАН. 2003. Т. 390, № 4. С. 528–532.

Arndt N. T. Thick layered peridotites-gabbro lava flows in Munro Township, Ontario // Canadian Journal of Earth Sciences. 1976. 14. P. 2620–2637.

Bogdanova S. V., Bibikova E. V. The «Saamian» of the Belomorian Mobile Belt: new geochronological constrains // Precambrian Research. 1993. N 64. P. 131–152.

Griffin W. L., Heier K. S. Petrological implications of some corona structures // Lithos. 1975. Vol. 6. S. 315–335.

Irvine T. N., Baragar W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. Vol. 8. P. 523–548.

Jan M. Q., Karim A. Coronas and high-P veins in the meta-gabbros of the Kohistan island arc, northern Pakistan: evidence for crustal thickening during cooling // J. Metamorphic. Geol. 1995. Vol. 13. P. 357–366.

Le Maitre R. W. (ed.). A classification of igneous rock and glossary of terms. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.

Lobach-Zhuchenko S. B., Arestova N. A., Chekulaev V. P. et al. Geochemistry and petrology of 2.40–2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // Precambrian Research. 1998. 92. P. 223–250.

Rivers T., Mengel F. C. Constrasting assemblages and petrogenetic evolution of corona and noncorona gabbros in the Grenville Province of Western Labrador // Can. J. Earth Sci. 1988. Vol. 25. P. 1629–1648.

*В. В. Травин, В. С. Степанов, К. А. Докукина\**

## **ХАРАКТЕРИСТИКА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ТЕКТОНИТОВ ОСТРОВА ИЗБНАЯ ЛУДА (район села Гридино, северо-западное Беломорье)\*\***

Сложность расшифровки структурной эволюции Беломорского подвижного пояса обусловлена многоэтапными процессами магматизма и метаморфизма, отсутствием надежных маркеров деформаций, повторяемостью во времени их стиля и плана. Поэтому для тектонических реконструкций большое значение имеют участки, где возможно относительное разделение ранних и поздних структурных форм. Одним из таких участков является о. Избная Луда (рис. 1).

Остров расположен в 4 км к юго-востоку от поморского села Гридино в поле развития гнейсогранитов, которые ранее рассматривались как образования керетской свиты беломорской серии (Беломорский комплекс., 1962; Геология Карелии, 1987). Исследованиями последних лет здесь выделена Гридинская зона архейского меланжа (Володичев и др., 2004), имеющая ширину до 7 км и прослеженная в СЗ направлении по побережью и островам Белого моря на расстояние порядка 30 км. Обломочная составляющая меланжа представлена различными амфиболитами и реже ультрабазитами (метаоливинитами, метаперидотитами и ортопироксенитами), а матрикс – плагиогранитами и тоналитами.

Ранее (Степанов, 1990) о. Избная Луда изучался как важный магматический узел – объект, в котором четко зафиксированы возрастные взаимоотношения между дайками базитов и гранитоидами. В строении острова принимают участие породы ряда магматических комплексов, для которых установлена следующая последовательность образования (от древних к молодым): гранатовые, диопсид-гранатовые и другие амфиболиты, ортопироксениты (мелкие блоки – обломки меланжа и ксенолиты (?)), гнейсограниты (варьирующие по химическому составу от тоналитов до плагиогранитов, имеющие наибольшее распространение и являющиеся матриксом меланжа), микроклиновые граниты (мелкие жилы и метатект), дайки метагаббро и метадиоритов, дайки комплекса лерцолитов – габброноритов и комплекса коронитовых габбро. Реперное значение имеют дайки комплекса лерцолитов – габброноритов (с возрастом около 2,45 млрд. лет; Ефимов, Каулина, 1997; Слабунов

и др., 2001) и дайки комплекса коронитовых габбро (2,12 млрд. лет; Степанова и др., 2003). Для них характерна относительно хорошая сохранность, а благодаря специфике химических составов они уверенно диагностируются.

### **Структурная зональность и тектониты острова**

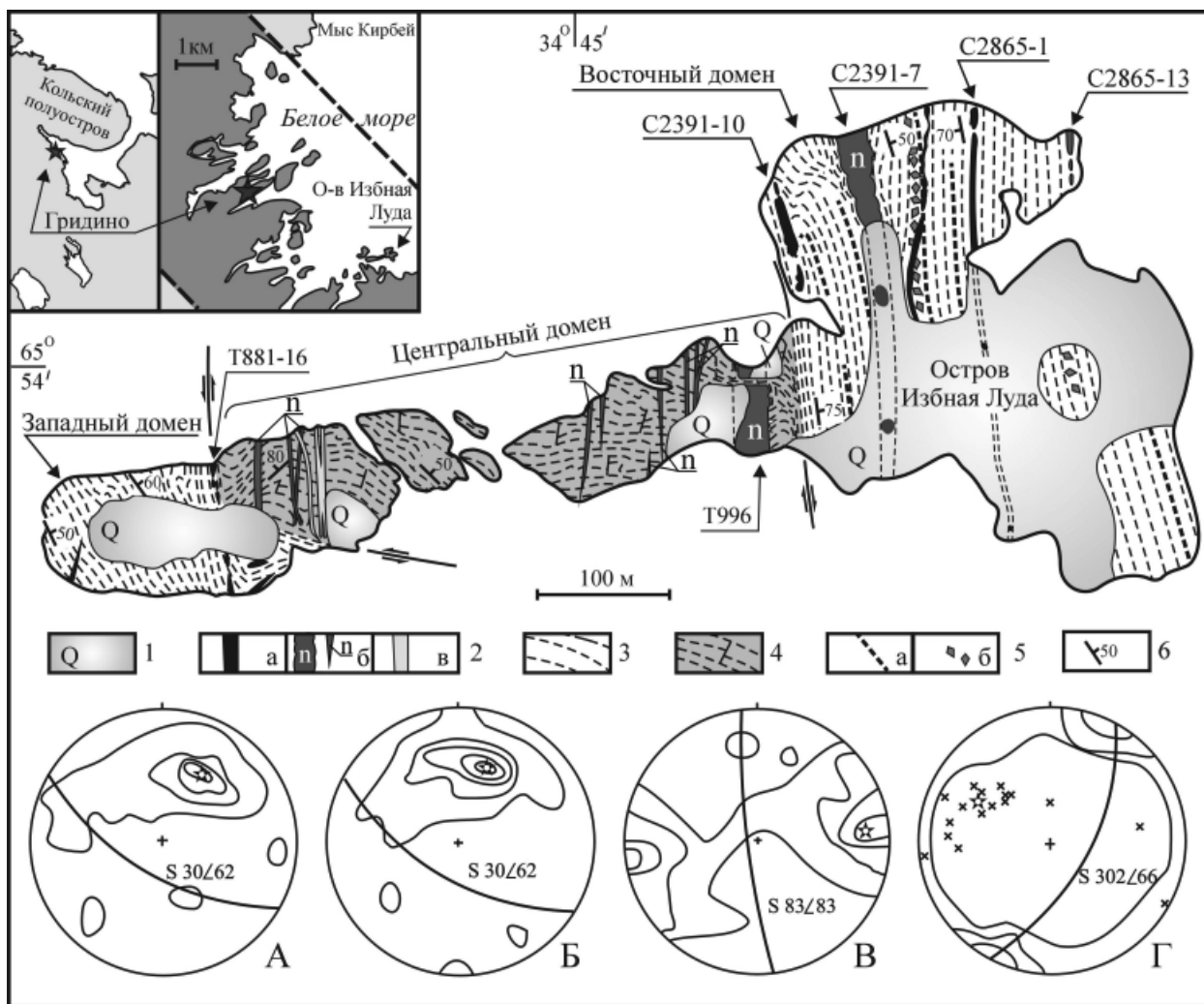
По стилю деформаций и господствующей ориентировке структурных элементов, проявленных в гнейсогранитах, на острове выделяются три структурных домена: Центральный (с экзотическими для Беломорского подвижного пояса брекчиевидными структурами), Западный и Восточный (рис. 1). Во всех доменах преобладающее развитие имеют серые среднезернистые гнейсограниты, для которых характерны полосчатость, создаваемая чередованием полос с различным содержанием темноцветных минералов, и гнейсовидность, параллельная полосчатости.

В **Центральном домене** преобладают северо-западные простирания плоскостных текстур. Гнейсограниты интенсивно мигматизированы средне-крупнозернистыми микроклиновыми гранитами, которые образуют многочисленные, преимущественно согласные с полосчатостью гнейсогранитов жилы, не выдержанные по мощности, часто выклинивающиеся. Местами эти жилы под небольшими углами секут полосчатость плагиогнейсогранитов. Микроклиновые граниты распределены на острове неравномерно и местами слагают до 20–30% площади выходов. В гнейсогранитах повсеместно встречаются мелкие блоки ортоамфиболитов (ксенолиты и, возможно, фрагменты даек), которые иногда образуют линзовидные скопления шириной до 1 м. В амфиболитах обычно присутствует гранат и часто клинопироксен.

*Брекчиевидные структуры.* Породы Центрального домена рассечены неравномерно распределенными по площади разноориентированными разрывами небольшой протяженности (не более первых метров). Разрывы смещают полосчатость (амплитуда смещения соизмерима с протяженностью самих разрывов), а по простиранию срезают ненарушенную полосчатость того же облика. Сгущения разрывов и перемещения по ним создают брекчиевидные структуры, характерные для этого домена (рис. 2).

\* Геологический институт РАН, Москва.

\*\* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 00-05-64295.



**Рис. 1. Структурно-геологическая схема острова Избная Луда. На врезках – положение острова, географическое и в Гридинской зоне меланжа (выделенной темным цветом).**

1 – четвертичные отложения; 2 – дайки базитов (а – неясной принадлежности, б – комплекса лерцолитов – габброноритов (около 2,45 млрд. лет), в – комплекса коронитовых габбро (2,12 млрд. лет)); 3 – полосчатые гнейсограниты Западного и Восточного доменов; 4 – гнейсограниты Центрального домена с брекчиевидными текстурами; 5 – полосы скопления обломков тектонического меланжа (а – амфиболитов, б – амфиболитов и ортопироксенитов); 6 – элементы залегания полосчатости.

Ориентировка структурных элементов (равноугольная проекция, верхняя полусфера). Жирной линией отмечены среднестатистические положения структурных элементов, звездочками – их полюса. n – число замеров в статистической выборке.

А–В – полосчатость гнейсогранитов, изолинии концентраций полюсов полосчатости: А – Западный домен, n = 114, 0,9–4,4–8,8–13%; Б – Центральный домен, n = 154, 0,6–3,2–6,5–13%; В – Восточный домен, n = 132, 0,8–3,8–11,4–15%. Г – разрывы Центрального домена, контур – следы разрывов на поверхностях выходов, n = 95, 1,1–5,3–21%, косые крестики – полюса плоскостей разрывов, n = 17

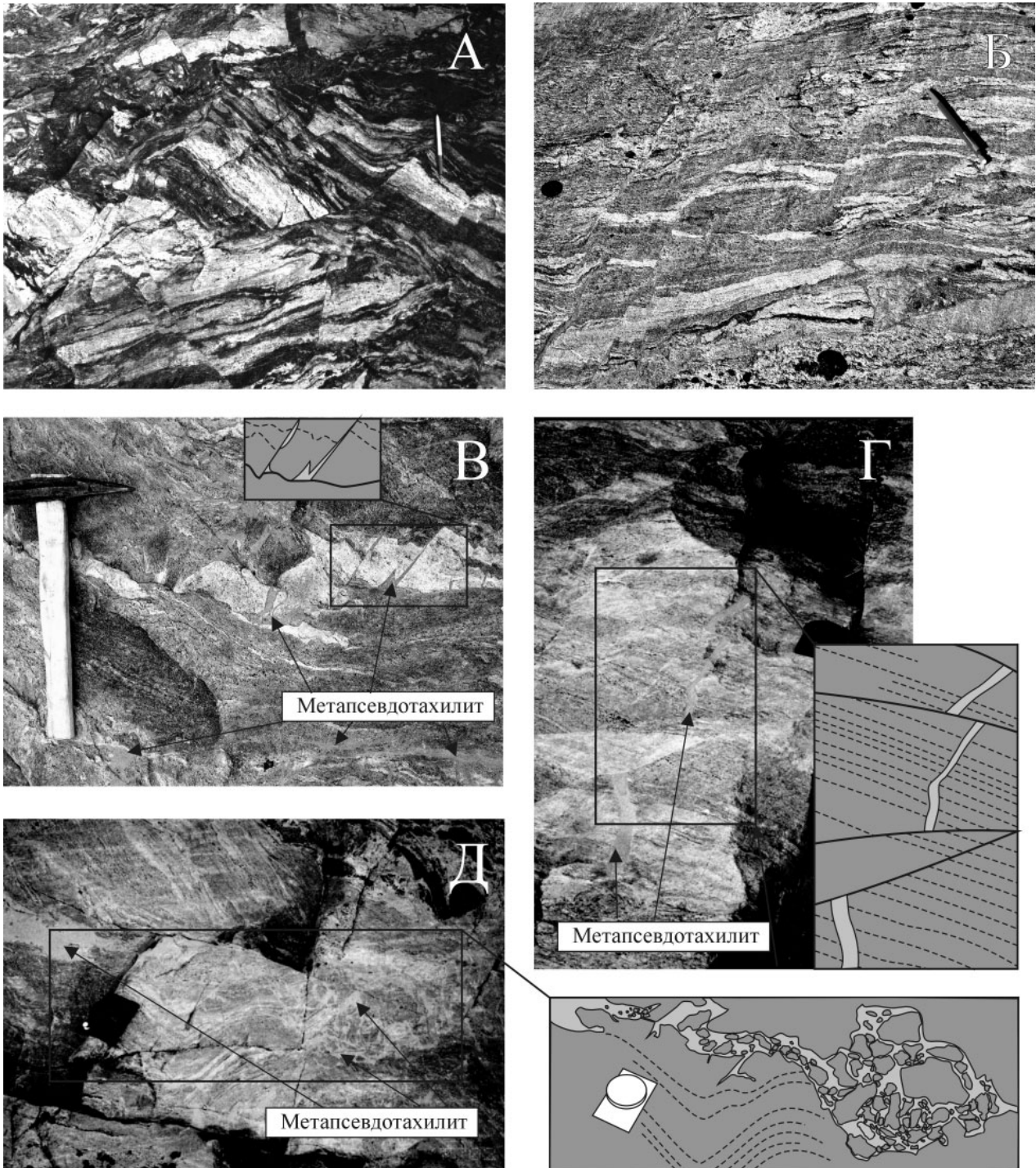
Разрывы заметно различаются по строению сместителей. Преобладают разрывы, смещающие жилы микроклиновых гранитов и полосчатость в гнейсогранитах, поверхности сместителей которых свободны от новообразований (рис. 2, А, Б).

Менее распространены разрывы, заполненные светло-серыми тонкозернистыми аплитовидными породами (гранат-биотитовыми плагиааплитами) с размером зерен 0,05–0,15 мм (рис. 2, В–Д). Эти жилы имеют небольшую мощность (обычно 1–10 мм, до 2–3 см и редко более 10–12 см), не выдержаны по простиранию и быстро выклиниваются (рис. 2, В), нередко смещения их по разрывам без заполнения (рис. 2, Г). Относительно крупные аплитовые жилы содержат мелкие обломки плагиигнейсогранитов и микроклиновых гранитов. Местами тонкие аплитовые жилки

образуют густую сетку, облегающую мелкие обломки пород гнейсогранитов и микроклиновых гранитов, порода превращается в мелкообломочную брекчию, где обломки представлены гнейсогранитами и микроклиновыми гранитами, а цемент – светло-серой тонкозернистой аплитовидной породой (рис. 2, Д). Морфология жилок свидетельствует о высокой миграционной способности выполняющего их материала и позволяет сопоставлять их с инъекционными дайками течения (Петрографический словарь, 1981) или псевдотахилитами (Ramsay, Huber, 1987). Распространение брекчиевидных структур ограничено Центральным доменом, причем в восточной его части сеть разрывов более густая.

Там, где сеть разрывов относительно разрежена, в гнейсогранитах сохраняются фрагменты ранних





**Рис. 2. Брекчиевидные текстуры гнейсогранитов Центрального домена:**

А, Б – соотношение полосчатости, ранних складок и разрывов; В–Д – разрывы с заполнением мелкозернистой плитовидной породой – метапсевдотахилитом: В – быстро выклинивающиеся разрывы, заполненные метапсевдотахилитом, Г – разрывы без заполнения и заполненные метапсевдотахилитом, Д – метапсевдотахилит цементирует обломки гнейсогранитов. На штриховых рисунках полосчатость гнейсогранитов показана штриховыми линиями, разрывы без заполнения – жирными сплошными линиями, разрывы, заполненные метапсевдотахилитом – светло-серым

сжатых и изоклиальных складок (центральная часть, рис. 2, А) размером до первых метров. Микроклиновы́е граниты имеют два типа структурных взаимоотношений с вмещающими их гнейсогранитами. В одних случаях жилки гранитов согласны с полосчатостью гнейсогранитов, в других – жилы микроклиновых гранитов секут полосчатость гранитогнейсов.

*Базитовые дайки* Центрального домена (рис. 1) являются типичными представителями комплекса лерцолитов – габброноритов (возраст около 2,45 млрд. лет) и комплекса коронитовых габбро (2,12 млрд. лет). Они имеют секущие контакты со всеми рассмотренными выше вещественными и структурными образованиями, включая тектонические брекчии, отличаются

ся хорошей сохранностью первичных форм (рис. 3); их интрузивные контакты – с четко выраженными зонами закалки, тонкими протяженными апофизами; дайки нередко содержат ксенолиты гранитоидов в эндоконтактных зонах. В дайках комплекса лерцолитов – габброноритов в значительной степени сохраняются магматические структуры и минералы, для коронитовых габбро характерна клинопироксен-гранат-плагиоклазовая минеральная ассоциация и та или иная степень сохранности коронитовых структур. Мощности даек небольшие – от нескольких десятков сантиметров до первых метров, в одном случае до 20 м. Дайки ориентированы в субмеридиональном – северо-западном направлении, имеют крутые западные падения.

Наиболее крупная дайка, мощность около 20 м, прорывает гнейсограниты в восточной части Центрального домена и по особенностям строения несколько отличается от других его даек. Для южной части дайки характерны секущие интрузивные контакты с четкими зонами закалки и апофизами. У северного берега острова она рассечена субширотной зоной разрыва, имеющей вертикальное падение и мощность около 6 м, которая выполнена полосчатыми гнейсогранитами и крупнозернистыми гранитами, вмещающими тела амфиболитов размером до 1 м, по-видимому, оторванные от дайки. Породы дайки вблизи зоны разрыва интенсивно и неравномерно метаморфизованы: на границе с гранитогнейсами они представлены амфиболитами (сине-зеленый амфибол, коричневый биотит, плагиоклаз), которые по мере удаления от нее внутри тела сменяются клинопироксен-гранатовыми амфиболитами с элементами симплектитовых структур. Контакты дайки вблизи зоны разрыва имеют волнообразную форму (рис. 4); полосчатость вмещающих гнейсогранитов здесь параллельна контактам дайки. На удалении от зоны разрыва контакты дайки имеют секущий характер и нормальный интрузивный облик.

Границы Центрального домена (рис. 1) отчетливые. Граница с Западным доменом в южной части острова устанавливается по подворотам и срезанию даек северо-западной зоной интенсивного разгнейсо-

вания, в которой гнейсограниты имеют полосчатую текстуру выдержанной ориентировки (азимут падения 30,  $\angle 55$ ). Породы даек по мере приближения к границе домена превращаются в средnezернистые амфиболиты, причем дайки утрачивают структурные признаки зон закалки. Подвороты даек указывают на левосдвиговую составляющую смещения по границе Центрального и Западного доменов. На значительном протяжении граница скрыта под рыхлыми отложениями. К северной части границы приурочено уплощенное будинированное тело средnezернистых амфиболитов, ориентированное согласно с недеформированными дайками Центрального домена (Т881-16, рис. 1). Вероятно, это тело представляет собой амфиболитизированную дайку из комплекса лерцолитов – габброноритов или коронитовых габбро. Тело разделено на линзовидные фрагменты, один из которых смят в S-образную складку. Полосчатость вмещающих гнейсогранитов согласна его границам.

На границе Центрального и Восточного доменов в меридиональной полосе шириной до 5 м субширотная полосчатость резко меняет ориентировку на субмеридиональную, а брекчиевидные текстуры преобразуются в тонкополосчатые (рис. 5, А) с устойчивым крутым (60–70°) падением на восток. Для гнейсогранитов на границе доменов характерны асимметричные z-образные складки – индикаторы правосдвигового смещения (рис. 5, Б) с пологими погружениями шарниров и минеральной b-линейности к югу.

**Восточный домен** характеризуется преобладающим субмеридиональным простиранием полосчатости (рис. 1). По мере удаления на восток от границы с Центральным доменом она становится более грубой, но ориентировка ее сохраняется. Здесь отмечается меньшее, чем в Центральном домене, количество микроклиновых гранитов, но набор обломков архейского меланжа более разнообразен. Среди гнейсогранитов прослеживается зона, состоящая из нескольких выдержанных по простиранию полос, которые содержат многочисленные мелкие, до 0,2–0,3, редко до 0,5 м в поперечнике, угловатые или сглаженные обломки массивных, крупнозернистых ортопироксенитов и

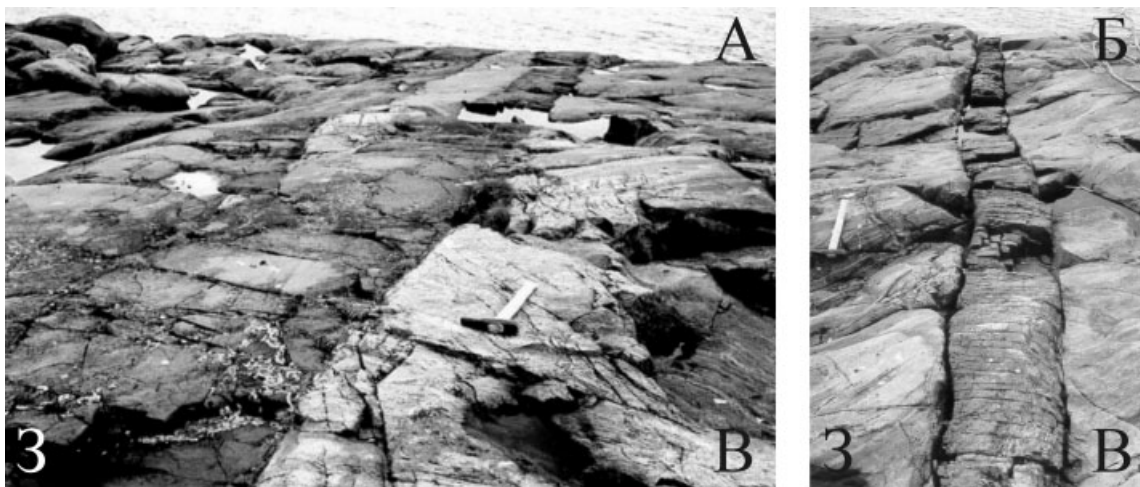
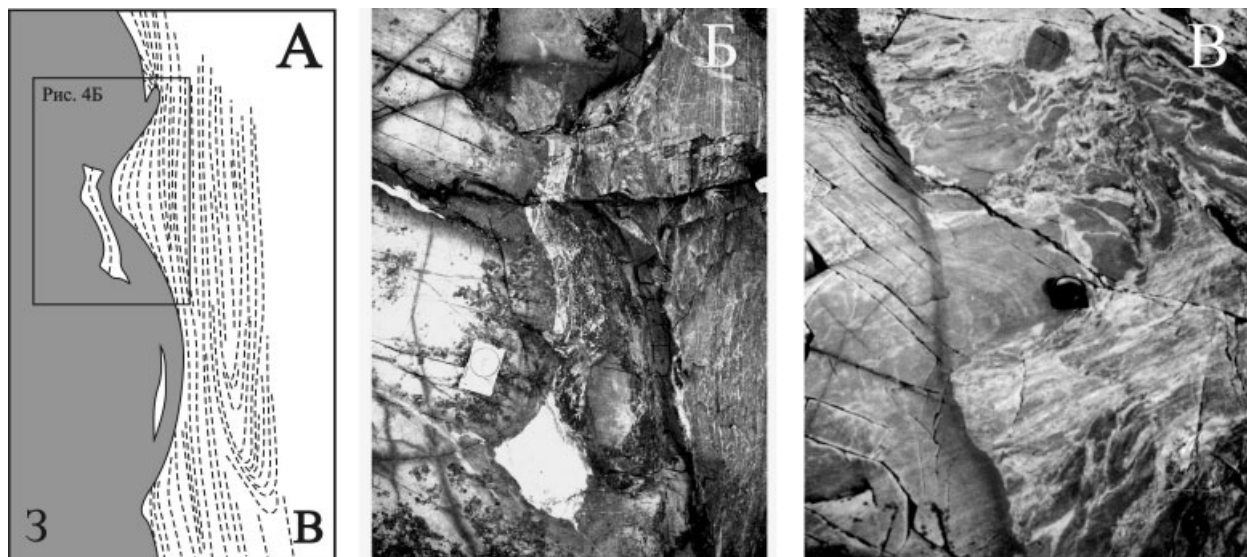
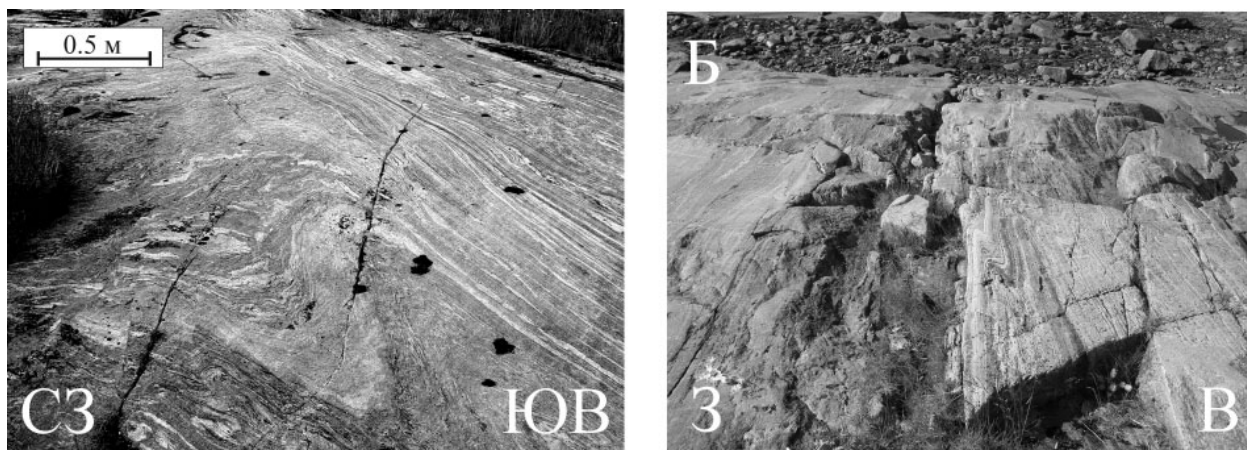


Рис. 3. Недеформированные дайки комплексов коронитовых габбро (А) и лерцолитов – габброноритов (Б), секущие гнейсограниты Центрального домена. Надписи у нижней рамки снимков (здесь и далее) – стороны света



**Рис. 4. Восточный контакт дайки T996 (Центральный домен) к югу от зоны разрыва:**

А, Б – волнообразная форма контакта дайки и согласное ему положение полосчатости гнейсогранитов вблизи зоны разрыва; В – секущий контакт близ южного берега острова



**Рис. 5. Граница Центрального и Восточного доменов:**

А – переработка брекчиевидных текстур гнейсогранитов в тонкополосчатые, снимок у южного берега острова; Б – асимметричная z-образная складка на границе доменов, северный берег острова

амфиболитов (рис. 1, 6), которые заключены в гнейсогранитный матрикс. Наиболее высокая их концентрация отмечена на северном берегу острова, где полосы сливаются в одну мощностью около 4 м (рис. 6), к югу концентрация обломков ортопироксенитов и амфиболитов уменьшается, единая полоса распадается на несколько, прослеживающихся на юг не менее чем на 100 м. Менее значительные скопления ортопироксенитов отмечены и в других местах Восточного домена. В пределах домена также наблюдаются многочисленные полосовидные скопления уплощенных тел амфиболитов (рис. 7).

В пределах Восточного домена отмечено пять относительно крупных даек субмеридионального простирания и субвертикального падения. Из них только одна (С-2391-7, рис. 1, 8) уверенно диагностируется как принадлежащая к комплексу лерцолитов – габброноритов. При мощности до 25 м она прослеживается с перерывами в обнаженности через весь остров.

Дайка имеет хорошо выраженные закаленные контакты. Восточный ее контакт в северной, береговой, части острова (на протяжении примерно 30 м) – секущий по отношению к полосчатости вмещающих гнейсогранитов. В эндоконтактной зоне – угловатые ксенолиты последних (рис. 8, А). На значительном протяжении, в южной части дайки, контакты ее имеют волнообразный характер, с контурами которых в узкой зоне экзоконтакта согласована гнейсовидность вмещающих гнейсогранитов (рис. 8). В западном эндоконтакте дайки отмечены пламенивидные структурные формы – «пламенивидные апофизы» (рис. 8, Г). Габбронориты в узкой зоне эндоконтакта и апофизах амфиболитизированы. Амфиболитизация габброноритов наблюдается также в экзоконтактах секущих зон дайки сложена массивными габброноритами с типичными для этих пород магматическими структурами.

Другие дайки Восточного домена (рис. 1) имеют различный состав и стиль деформаций. Крайняя западная дайка домена (С2391-10), расположенная близ границы с Центральным доменом, сложена метагаббро – клинопироксен-гранатовыми амфиболитами с симплектитовыми структурами. При мощности около 6 м она прослежена по простиранию более чем на 50 м. Дайка разбита на будины угловатой и более сложной формы, местами имеющие пламенивидные формы контактов с вмещающими гнейсогранитами (рис. 9). По химизму она близка к железистому толеиту и сопоставлялась с дайками субщелочных габброидов мыса Песчаный, для которых установлен более древний возраст по отношению к комплексу лерцолитов – габброноритов (Степанов, 1990).

Дайка метадиоритов С2865-1 (рис. 1, 10) имеет мощность 5–8 м, вертикальное падение, отчетливые границы, согласные или пологосекущие по отношению к текстурам вмещающих гнейсогранитов. Дайка прослеживается через весь остров, к югу мощность ее сокращается. У северного берега острова отмечена будина метадиоритов, полосчатость которой смята в складки, а ее западный контакт осложнен пламенивидными формами (рис. 10). В 40–45 м западнее этой дайки расположена диоритовая дайка, аналогичная первой, но меньшей мощности и более деформированная. В южной части она отчетливо сечет полосу меланжа, насыщенную обломками ортопироксенитов. По особенностям химизма обе дайки имеют сходство с железистыми диоритами даек о. Илейки (Степанов, Слабунов, 1989) и массива Толстик (Bogdanova, Bibikova, 1993); изотопный возраст последнего 2434 млн. лет, что, наряду с характером распределения редкоземельных элементов (Lobach-Zhuchenko et al., 1998), позволяет говорить о вероятном генетическом родстве последнего с комплексом лерцолитов – габброноритов.

Самая крайняя восточная дайка домена (рис. 1, С-2865-13) имеет меридиональное простирание и вертикальное падение, мощность 1,5–3 м и прослеживается меридионально при вертикальном падении более чем на 30 м. В южном направлении она выклинивается и распадается на ряд блоков. Дайка сложена габброам-



Рис. 6. Субмеридиональная полоса, насыщенная изометричными обломками ортопироксенитов близ северного берега острова, Восточный домен

фиболитами, обладающими петрохимическими чертами пород комплекса лерцолитов – габброноритов.

Западный домен имеет довольно простое строение. Он сложен преимущественно плагиоклазовыми гнейсогранитами, для которых характерно северо-западное простирание гнейсовидности и полосчатости.

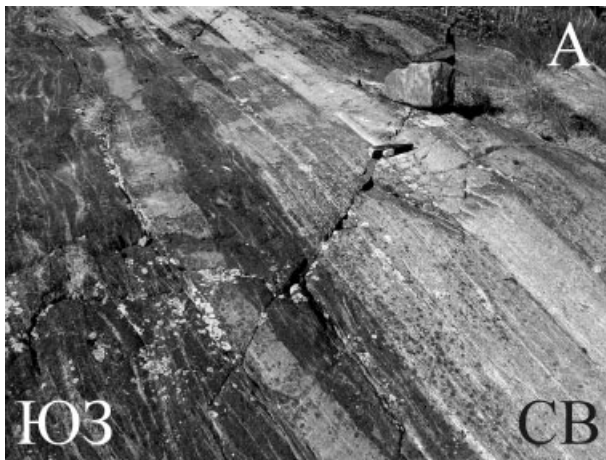
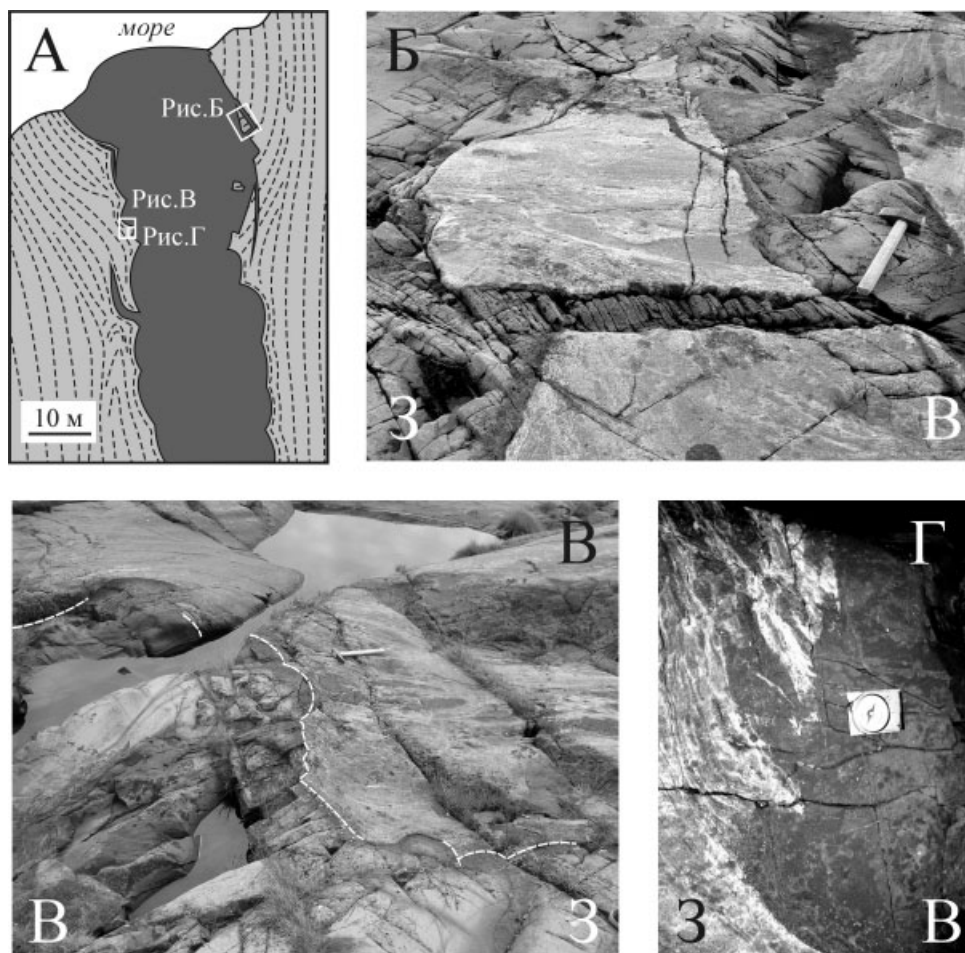


Рис. 7. Полосовидные скопления уплощенных тел амфиболитов, Восточный домен:

А – контакт полосы, сложенной телами амфиболитов (левая нижняя часть фотографии) и полосчатых гнейсогранитов; Б – характерные форма и размер тел амфиболитов внутри полосы





**Рис. 8.** Выходы дайки габброноритов С2391-7 на северном берегу острова, Восточный домен:

А – соотношения полосчатости гнейсогранитов (штриховые линии) и контактов дайки; Б – положение полосчатости ранней (додайковой) генерации в ксенолите в северной части восточного контакта дайки; В – фрагмент западного контакта дайки. Полосчатость гнейсогранитов конформна сложной поверхности контакта; Г – «пламенеvidные апофизы» в западном контакте дайки

По мере удаления от контакта с тектоническими брекчиями количество розовых микроклиновых гранитов заметно уменьшается. Амфиболиты, имеющие здесь ограниченное распространение, представлены смятыми в складки уплощенными фрагментами и будинами. В юго-западной части острова отмечена дайка ортоамфиболита мощностью 15–20 см, круто (более 80°) падающая к северо-западу. Дайка слабо деформирована и сечет структуры вмещающих пород.

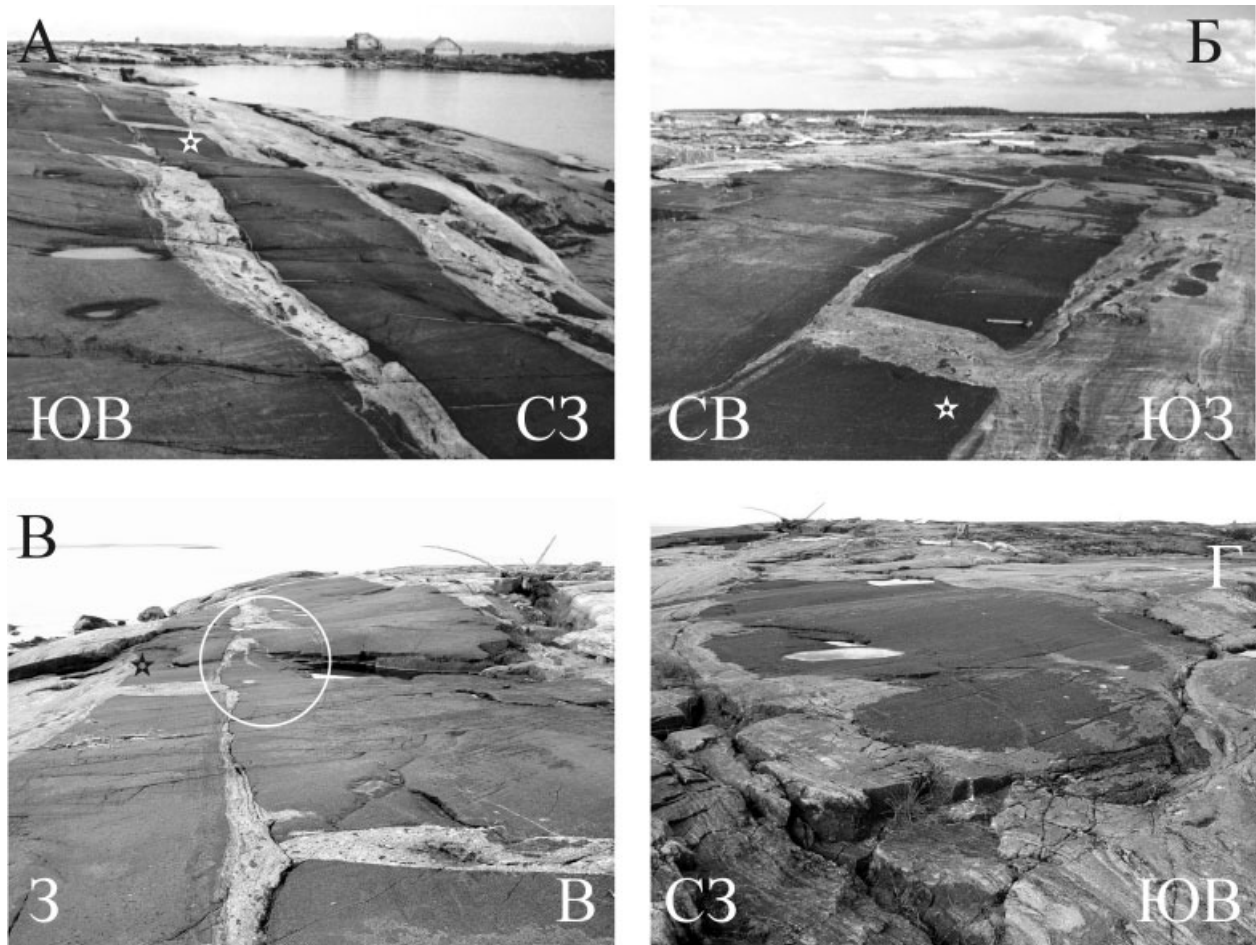
#### Условия образования тектонитов

Последовательность структурообразующих процессов в выделенных структурных доменах представляется следующим образом.

**Формирование структуры Центрального домена.** Наиболее ранние из выявленных в домене структур – складки, образованные полосчатостью гнейсогранитов. Вероятно, с этим процессом связано фрагментирование архейских базитов – образование скоплений мелких блоков амфиболитов. Первичная форма базитовых тел неизвестна, предположительно это были дайки. Мигматизация гнейсогранитов

микроклиновыми гранитами могла протекать синхронно со складчатостью, но завершилась несколько позднее, поскольку нередки жилы микроклиновых гранитов, полого секущие их полосчатость. Таким образом, внедрение микроклиновых гранитов определяет здесь верхнюю возрастную границу формирования относительно ранних архейских структур. Поскольку мигматизированные гнейсограниты и микроклиновые граниты входят в виде обломков в микробрекчии, где цементом являются тонкозернистые аплитовидные тектониты (рис. 2, Д), формирование брекчиевидных структур в этом домене происходило после упомянутого складкообразования и образования микроклиновых гранитов. Верхний возрастной предел возможного формирования брекчиевидных структур определяется внедрением даек комплекса лерцолитов – габброноритов (около 2,45 млрд. лет).

Взаимное срезание разрывов и метаморфической полосчатости свидетельствует о цикличности хрупких и пластических деформаций при образовании брекчий. Причина этого видится в том, что силы, вызывавшие деформации пород, при увеличении нагрузки создавали напряжения, которые не могли быть сняты



**Рис. 9. Дайка метагаббро С2391-10, Восточный домен:**

А – общий вид с северо-востока. Будинирование дайки. В правой нижней части снимка клиновидные поперечные трещины (стадия заложения будинажа). На заднем плане снимка А и на снимке Б – «блоковая» стадия будинажа, будины характеризуются угловатыми очертаниями, во вмещающих гнейсогранитах образованы четко выраженные межбудинные складки; В – разнообразные формы тел в центральной части дайки, в том числе пламеневидные «апофизы» в одном из тел (отмечены кружком); Г – вид на дайку с юга. На переднем плане – сложная форма самой южной будины дайки. Звездочкой на снимках А–В отмечен юго-западный угол одной из крупных будин

пластическими деформациями за счет ползучести пород; когда напряжения превышали предел прочности, происходило разрывообразование, которое приводило к снятию напряжений и очередному «запуску» пластических деформаций. Циклическое катакластическое и пластическое течение рассматривается как один из стандартных вариантов деформаций в милонитовых зонах (Уайт, 1984).

После образования брекчиевидных текстур породы домена были рассечены дайками комплексов лерцолитов – габброноритов (2,45 млрд. лет) и коронитовых габбро (2,12 млрд. лет). Ненарушенная форма даек и секущие по отношению к структуре гнейсогранитов контакты свидетельствуют о том, что они внедрялись в консолидированные породы рамы, которые и позднее не испытали значимых наложенных деформаций. Последние наблюдаются лишь вблизи границ домена.

В результате наложенных сдвиговых деформаций на восточной границе домена брекчиевидные текстуры были переработаны в тонкополосчатые с выдержанным меридиональным простиранием. С деформациями на границе Центрального и Восточного доменов, очевидно, связаны и структурно-метамор-

фические преобразования габброноритовой дайки Т996 (рис. 1). Локальность проявления этих преобразований свидетельствует о наложении на дайку син-метаморфических деформаций после ее внедрения, а форма контакта – о несколько большей компетентности пород дайки (Ramsay, Huber, 1987). Результатом этих деформаций явилась и параллельная контакту полосчатость гнейсогранитов.

Возраст сдвигового нарушения на западной границе домена моложе возраста коронитовых габбро (2,12 млрд. лет).

Таким образом, Центральный домен выделяется как реликтовый фрагмент, в котором сохранились брекчиевидные структуры, отражающие специфическое состояние данного участка земной коры в позднем архее и утраченные в других частях района. Находки реликтов подобных структур в других частях Гридинской зоны меланжа свидетельствуют в пользу этого предположения.

Характерный для **Восточного домена** субмеридиональный структурный план сформирован как минимум в два этапа. Ранний этап, по-видимому, отвечает интенсивным сдвиговым деформациям при образовании архейского меланжа. Изложенные данные надеж-





**Рис. 10. Выходы дайки метадiorитов С2865-1 на северном берегу острова, Восточный домен:**

А – схема выходов (серым показаны метадiorиты, штриховыми линиями – полосчатость гнейсогранитов, темно-серым – тела амфиболитов); Б – общий вид будины дайки, характеризующейся сложной формой западного контакта и простой – восточного

но определяют их возраст как более древний, чем возраст дайки С2391-7 (около 2,45 млрд. лет), секущей структуру меланжа. По данным О. И. Володичева с соавторами (2004), возраст меланжа Гридинской зоны древнее 2,70 млрд. лет.

Более молодые деформации субмеридионального плана фиксируются здесь по наложению на дайку габроноритов (рис. 8). Характер их проявления схож с деформациями дайки Т996 (рис. 1 и 4), отличаясь большей интенсивностью. Это дает основание предполагать, что деформации даек С2391-7 и Т996 одно-возрастны и сближены во времени с внедрением даек. Хорошая сохранность магматических структур и массивных текстур пород дайки С2391-7 (при интенсивных ее деформациях) свидетельствует в пользу того, что деформациям подвергался вязкий расплав дайки еще до полной его кристаллизации\*, а конформность новообразованной полосчатости, параллельной контакту дайки, указывает на синметаморфический (отвечающий условиям амфиболитовой фации) характер деформаций. «Пламенеvidные апофизы» дайки отвечают правосторонней сдвиговой составляющей деформаций, той же, что и в зоне сдвига на границе Центрального и Восточного доменов. Вполне вероятно синхронность этих деформаций и деформаций дайки габроноритов Т996, которая в таком случае находит простое объяснение: к границе доменов были приурочены интенсивные деформации начала протерозоя.

Судя по стилю будинажа дайки метагаббро С2391-10 (рис. 9, А–Б), она деформировалась как жесткое (резко отличное по компетентности от вмещающих гнейсогранитов) тело, что (с допущением синхронности ее будинажа с деформациями дайки С2391-7) указывает на ее более древний возраст, пред-

полагавшийся и ранее (Степанов, 1990). Пламенеvidная форма контактов дайки – результат деформаций в условиях малого контраста вязкости вмещающих пород и пород дайки (рис. 9, В) – более ранняя, чем формирование будин, сформировавшаяся, по-видимому, вскоре после ее внедрения. Не исключена дискретность и многократность деформаций одного структурного плана, «подновление» границы Центрального и Восточного доменов.

Три восточные дайки этого домена также несут отчетливые следы участия в молодых субмеридиональных деформациях, проявленных с различной интенсивностью. Больше других тектоно-метаморфическими процессами изменена крайняя восточная дайка острова. Вероятная принадлежность ее к комплексу лерцолитов – габроноритов может быть свидетельством повышения интенсивности молодых деформаций у восточной границы домена.

Структурная однородность **Западного домена** – признак того, что он представляет собой северо-восточную часть крупной зоны наложенного разгнейсования северо-западного простирания. Вместе с тем совпадение ориентировок структурных элементов на диаграммах, построенных для Западного и Центрального доменов (рис. 1), не исключает того, что структура Западного домена является относительно древней; в пользу этого свидетельствует и слабая деформированность дайки (секущей текстуры гнейсогранитов) в западной части острова.

### Заключение

Последовательность формирования тектонитов о. Избная Луда на основании имеющихся данных представляется следующим образом.

Наиболее древними событиями явились складчатые деформации, образование брекчиевидных структур (Центральный домен) и интенсивные сдвиговые деформации при образовании структуры архейского меланжа (Восточный домен). Возрастное соотношение

\* Не исключено, что дайка Т996 была деформирована таким же образом. Малая степень ее деформированности (равно как и неоднородность деформаций восточного контакта дайки С2391-7) объяснима как результат неоднородностей деформаций, связанных со свойствами деформировавшейся среды.

процессов образования брекчиевидных структур и меланжа осталось неясным. Вероятно, в архейское время произошло внедрение дайки метагаббро, секущей гнейсограницы в западной части Восточного домена.

Раннепротерозойские события укладываются в следующую последовательность:

- сдвиговые деформации с оформлением восточной границы Центрального домена, внедрение даек комплекса лерцолитов – габброноритов (около 2,45 млрд. лет назад) и даек диоритов;
- внедрение даек коронитовых габбро (2,12 млрд. лет);
- сдвиговые деформации с формированием западной границы Центрального домена и вероятное подвигновение сдвиговой зоны на восточной его границе.

Таким образом, в результате проведенных на о. Избная Луда работ выявлены экзотические для Беломорского подвижного пояса брекчиевидные структуры, принадлежащие древнему, по-видимому, архейскому структурному парагенезу, установлена резкая неоднородность деформационных свойств гнейсограниц в начале протерозоя. Это расширяет представления о структурной эволюции Беломорского подвижного пояса.

Наиболее важными для дальнейших исследований представляются вопросы о масштабе поздних (после внедрения коронитовых габбро) деформаций, последовательность образования брекчиевидных структур и меланжа, а также время внедрения даек метагаббро и метадiorитов Восточного домена.

## ЛИТЕРАТУРА

*Беломорский комплекс* Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова (Геология и пегматитоносность). Л., 1962. 306 с. / К. А. Шуркин, Н. В. Горлов, М. А. Салье, В. Л. Дук, Ю. В. Никитин (Труды ЛАГЕД АН СССР; Вып. 14).

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

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

*Геология Карелии*. Л., 1987. 231 с.

*Ефимов А. А., Каулина Т. В.* Геологические особенности и U-Pb датирование (первые данные) юго-восточной части Ковдозерского базит-гипербазитового массива (блок Пуухта) // Беломорский подвижный пояс: геология, геодинамика, геохронология. Тез. докл. междунар. конф. Петрозаводск, 1997. С. 31.

*Петрографический словарь* / Под ред. В. П. Петрова. М., 1981. 496 с.

*Слабунов А. И., Ларионов А. Н., Бибикова Е. В. и др.* Геология и геохронология Шобозерского массива комплекса лерцолитов – габброноритов Беломорского подвижного по-

яса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. С. 3–14.

*Степанов В. С.* Магматиты района д. Гридино (вещество, последовательность образования и некоторые черты эволюции) // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск, 1990. С. 78–101.

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

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

*Уайт С. Х.* Хрупкие деформации в пластических зонах разломов // Тектоника. 27-й МКК. С. 07. Доклады. М., 1984. С. 163–180.

*Bogdanova S. V., Bibikova E. V.* The «Saamian» of the Belomorian Mobile Belt: new geochronological constraints // Precambrian Research. 1993. 64. P. 131–152.

*Lobach-Zhuchenko S. B., Arestova N. A., Chekulaev V. P. et al.* Geochemistry and petrology of 2.40–2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // Precambrian Research. 1998. 92. P. 223–250.

*Ramsay J. G., Huber M. I.* The Techniques of Modern Structural Geology. Vol. 2. Folds and Fractures. London, 1987. P. 309–700.

---

---

*Л. В. Кулешевич, В. Н. Фурман, З. Н. Федюк*

## **ПЕРСПЕКТИВЫ ЗОЛОТОНОСНОСТИ КАМЕННООЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ СУМОЗЕРСКО-КЕНОЗЕРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА**

Территория ЮВ Карелии в северном обрамлении Водлозерского блока включает лишь часть Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса – Каменноозерскую, Пулозеро-Пустозерскую и Нюхчеренскую структуры. Территория плохо обнажена, наиболее изученной, благодаря поискам никеля, является Каменноозерская структура (рис. 1). Тектоническую позицию зеленокаменного пояса можно представить как крупную пластину, надвинутую на Водлозерский блок и частично перекрытую образованиями протерозоя. Основными региональными элементами, контролирующими размещение низкотемпературных метасоматитов и пока еще незначительного количества выявленных здесь проявлений золота, являются северо-западные глубинные разломы Южный (часть его в Каменноозерской структуре называется Кумбуксинский) и Центральный, устанавливаемые по геофизическим данным (Земная кора..., 1983).

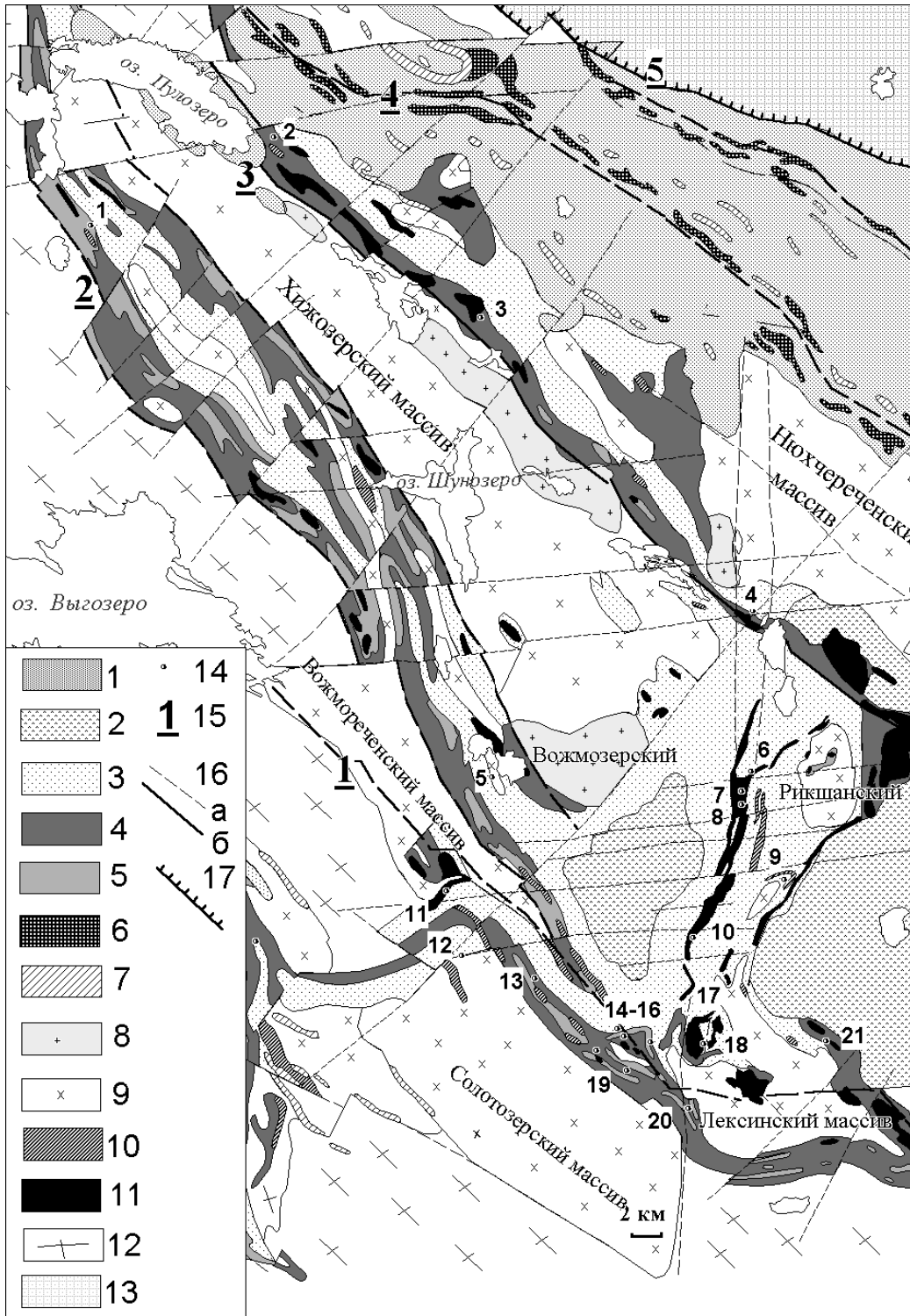
### **Геологическое строение и магматизм**

В строении лопийского комплекса Каменноозерской структуры, как и всего зеленокаменного пояса, выделяют две свиты – нижнюю и верхнюю идельскую. Нижнюю часть разреза слагают метаморфизованные толеитовые базальты кочминской толщи; базальты, углеродсодержащие сланцы, хемогенные кварциты, карбонат-кварц-серицитовые сланцы по туфам и туффитам савинской толщи; лавы коматиитов, коматиитовых и толеитовых базальтов кумбуксинской толщи. Верхнюю часть разреза слагают серицит-кварцевые, карбонат-хлорит-серицит-кварцевые и углеродсодержащие сланцы по туфогенно-осадочным породам кислого и среднего состава и колчеданные горизонты каменноозерской толщи; базальты, андезито-базальты вожморской толщи и андезиты, туфы, туффиты, углеродсодержащие сланцы варозерской толщи. Большой объем разреза занимают породы основного и ультраосновного состава. Центральная синклинали часть структуры сложена миндалекаменными базальтами, андезибазальтами, агломератовыми туфами лумбасручейской толщи, в восточной – лопий перекрывается аркозами, гравелитами и базальтами киричской и полимиктовыми конгломератами калгачинской свит протерозойского возраста. Вероятно, в существующей стратиграфической схеме есть некоторое удвоение лопийского разреза (выделение савин-

ской толщи) за счет складчатости и смятия пород в зоне Кумбуксинского разлома на границе с Водлозерским блоком. Это могло произойти в результате коллажирования мафит-ультрамафитовых толщ и пород островодужной системы над зоной субдукции южного направления как в позднем архее, так и в результате коллизии и надвигов в протерозое, что особенно характерно для Кумбуксинской зоны.

По современным представлениям формирование зеленокаменного пояса происходило в разных режимах: проторифтогенном на ранних стадиях развития и орогенном на более поздних (Металлогения..., 1999). Выделяемые толщи сформировались в разных геодинамических обстановках, объединенных впоследствии в страто-тектонические ассоциации. По мнению И. С. Пухтеля (Puchtel et al., 1999), мафит-ультрамафитовая последовательность, слагающая нижнюю часть разреза Каменноозерской структуры (кочминская и кумбуксинская свиты), образовалась в океанических условиях и трактуется как мафическое плато с возрастом ~2,9 млрд. лет: коматииты  $2916 \pm 117$  млн. лет (Sm-Nd возраст) и базальты –  $2892 \pm 130$  (Pb<sup>206</sup>/Pb<sup>207</sup> возраст). Накопление углеродсодержащих сланцев, кварцитов, колчеданных руд, иногда переслаивающихся с коматиитами в их верхних частях последовательностей, наблюдаемых в Кумбуксинской зоне на участках Золотые Пороги, Лещевском, Савинском, Лекса, позволяют предполагать, что их отложение происходило на океаническом дне в задуговых бассейнах. Островодужный комплекс основных, средних и кислых пород каменноозерской толщи (BADR-серия) и адакиты вулcano-плутонической серии сформировались около  $2875 \pm 2$  млн. лет и  $2876 \pm 6$  млн. лет назад (Samsonov et al., 1999; Puchtel et al., 1999).

В строении Каменноозерской структуры обычно выделяют центральную часть, имеющую форму пологой V-образной синклинали и сложно складчатые приразломные зоны – Кумбуксинскую-Вожмореченскую и Каменноозерскую. Современное строение Каменноозерской структуры более всего зависит от складчатости, связанной с внедрением гранитоидов Хижозерского, Вожмореченского, Солотозерского и Лексинского массивов, и сдвиговых зон северо-западного, субширотного и север-северо-восточного простираний. В обрамлении гранитных массивов развиты рои даек риодацитов. В Кумбуксинской зоне



**Рис. 1. Геологическая карта СЗ части Ветреного Пояса и Каменноозерской структуры (подготовлена на основе карты В. М. Тытыка, КГЭ):**

1 – нерасчлененные протерозойские образования Ветреного Пояса; 2 – сумий, андезито-базальты; 3 – верхний лопий, вулканогенно-осадочная каменноозерская толща, базальты и андезито-базальты вожморезерской и варозерской толщ; 4 – нижний лопий, коматитито-базальтовая кумбуксинская и вулканогенно-осадочная савинская толщи; 5 – метакоматиты. Интрузивные образования. Протерозой: 6 – ультрабазиты и 7 – габбро. Верхний архей: 8 – К-граниты, 9 – диориты, гранодиориты, тоналиты, плагииграниты, 10 – габбро, 11 – ультрабазиты; 12 – нерасчлененные гранито-гнейсы; 13 – беломорский комплекс; 14 – золоторудные проявления (1 – Коросозерское, 2 – Пулозеро, 3 – Хижозеро, 4 – Половинно, 5 – 3.-Вожморезерское, 6 – С.-Вожминское, 7 – С-395, 8 – Вожминское, 9 – Верхне-Вожминское, 10 – Лебяжинское, 11 – Щучинское, 12 – Черногорское, 13 – Савинское, 14-15 – Золотые Пороги, 16 – В.-Золотопорожское, 17 – 3.-Светлоозерское (С-172), 18 – 3.-Светлоозерское (С-108), 19 – Геофизическое, 20 – Лещевское, 21 – Лексинское); 15 – номера зон разломов; 16 – тектонические нарушения (а – корового заложения, б – мантийного заложения); 17 – надвиговая зона

вмещающие толщи имеют северо-восточное и северное (в южной части) падение и сильно расланцованы. В обрамлении Хижозерского массива они смяты и имеют юго-западное и юго-восточное падение. В зоне Каменноозерского разлома падение пород западное. Узкое, вытянутое с севера на юг на 20 км интрузивное тело ультрабазитов, содержащее медно-никелевые руды, разбито и смещено субмеридиональным и субширотными разломами и прорывается дайками фельзитов, габброидов и субщелочных пород. Лопийские толщи и ультрабазиты прорываются дайками габбро архейского и протерозойского возрастов. Характеристика пород лопийского комплекса, базит-гипербазитового магматизма и оруденения приводится в серии работ (Вулканизм архейских..., 1981; Земная кора..., 1983; Куликов и др., 1983; Куликова, 1988; Кулешевич, 1992) и производственных отчетов. Поэтому в данной статье дается лишь более подробное описание кислого интрузивного магматизма и зон метасоматических преобразований, с которыми ассоциирует золото.

**Интрузивный гранитоидный комплекс** Каменноозерской структуры представлен гранодиоритами и плагиогранитами Хижозерского, Вожемореченского, Солотозерского и Лексинского массивов, К-гранитами Вожемозерского массива, небольшими телами гранит-порфиоров, дайками дацитов, риодацитов, реже андезитов или риолитов в их обрамлении.

Наиболее крупный *Хижозерский массив* (рис. 1) на севере структуры имеет овальную форму, вытянутую в северо-западном направлении. Он разделяет Каменноозерскую и Пустозерско-Пулозерскую структуры и прорывает вмещающие толщи вожемозерской и варозерской свит и секущие их тела габброидов. В краевых апикальных частях массива встречаются ксенолиты вмещающих пород и метакоматиитов. Падение вмещающих толщ относительно массива облекающее с углами 60–90°. Контактное воздействие гранитоидов на вмещающие толщи отвечает биотитовой субфации зеленосланцевой фации, а в непосредственной близости достигает эпидот-амфиболитовой фации. Коматииты оталькованы, карбонатизированы, в них и секущих их дайках фельзитов развит порфиробластический тремолит. Главная фаза Хижозерского массива представлена преимущественно гранодиоритами – плагиогранитами. Это серые, массивные, среднезернистые породы, которые содержат плагиоклаз – 60–65%, кварц – до 15–25%, микроклин – до 5–15%, биотит – 2–4%, мусковит – до 1–5%. Из аксессуарных минералов в них присутствуют апатит, циркон, ортит, сфен. Средние химические составы пород характеризуются содержанием SiO<sub>2</sub> 64,00–72,51%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 14,26–15,40%, Na<sub>2</sub>O 4,40–4,58%, K<sub>2</sub>O 1,85–1,95% (табл. 1). Плагиогранит-порфиры (вторая фаза этого комплекса) образуют небольшое субвулканическое тело – Западно-Вожемозерский массив, прорывающий базальты и андезибазальты западнее оз. Вожемозеро вблизи центра кислого вулканизма (рис. 2). Они содержат порфировые вкрапленники плагиоклаза (до 1 см), близки по составу к гранитам массива, но отличаются большей лейкократовостью, содержанием SiO<sub>2</sub> 72,75%, суммой щелочей 6,58% и интенсивной березитизацией. На диаграммах (рис. 3) занимают поле гранитов нормальной щелочности. В южной части Хижозерский массив прорывается более поздними калиевыми гра-

нодиоритами и гранитами *Вожемозерского массива*. Увеличение калия в породах до 4,58–4,53% отчетливо коррелируется с увеличением содержания микроклина до 20%.

*Вожемореченский массив* прослеживается вдоль р. Вожмы на северо-запад до Выгозера и на юго-восток вдоль р. Кумбуксы до широты участка Савинского. В южном выклинивании Вожемореченского массива развит сопровождающий его комплекс даек риодацитовых порфиоров. В районе уч. Щучинского Вожемореченский массив сближен с Ворожозерским массивом и к северо-западу практически соединяется с ним по р. Вожме. Массив содержит ксенолиты лопийских вулканогенно-осадочных пород и перекрыт небольшими мульдобразными структурами, выполненными ятулийскими осадками. По составу среди пород массива преобладают известково-щелочные граниты, в меньшей степени развиты гранодиориты, локально микроклинизированные (табл. 1). Массив находится в зоне Кумбуксинского разлома, поэтому он сильно расланцован и милонитизирован, в нем фиксируются наложенные преобразования. Низкотемпературным изменениям (березитизации) подвергнуты гранитоиды, ксенолиты кислых вулканитов в них и останцы кварцитов из небольших ятулийских структур (р. Тянука), что свидетельствует о позднем наложенном характере этих метасоматических изменений, т. е. об их постятулийском (свекофеннском) возрасте преобразований.

*Солотозерский гранодиоритовый массив* является частью единого массива с Шелтозерским. В районе Салмозера и Солотозера он содержит ксенолиты вмещающих лопийских пород. Породы массива относятся к известково-щелочным гранодиоритам и плагиогранитам (табл. 1) и гнейсо-гранитам. В северо-западном обрамлении массива на участке Черногорском развиты апофизы плагиогранитов и порфиоровые дайки, заходящие в дислоцированную кумбуксинскую толщу коматиитов и базальтов. Широко развиты жилы эпидитов и альбититов, секущие базит-гипербазитовый интрузив и сопровождающиеся бедной сульфидной минерализацией. Плагиогранитные дайки участка Лещевского близки по составу к гранитам основного массива.

*Лексинский массив* представлен кварцевыми диоритами – гранодиоритами (табл. 1). Он находится в зоне Кумбуксинского разлома восточнее участков Золотые Пороги и Лещевский. Гранитоиды интенсивно деформированы, расланцованы и милонитизированы, в своей северной части даже описываются как аркозы. Массив содержит многочисленные ксенолиты вмещающих пород и включает Лексинский интрузив серпентинизированных ультрабазитов.

На петрохимических диаграммах (рис. 3) гранитоиды охарактеризованных выше массивов попадают в область ТТГ комплексов, в поле нормальной щелочности, относятся к мета- и пералюминиевым группам и тяготеют к области до- и синколлизонных гранитоидов.

**Дайковый комплекс пород кислого-среднего состава** представлен дацитами, риодацитами и реже андезитами или риолитами. На участке Вожемозерском большое число сближенных даек дацитов и риодацитов прорывают толщу коматиитов и базальтов (рис. 2).

Таблица 1

## Химические составы кислых магматических пород Каменноозерской структуры

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	64,00	72,51	64,70	71,60	72,75	65,00	71,73	75,02	66,28	69,58	64,07	64,59	68,42	71,33	66,00	58,41
TiO <sub>2</sub>	0,54	0,22	0,32	0,21	0,31	0,59	0,19	0,07	0,54	0,38	0,52	0,57	0,50	0,24	0,33	0,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,40	14,26	16,70	14,24	14,49	15,65	14,12	13,54	16,34	14,63	14,44	14,81	14,35	14,13	14,10	15,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,73	1,16	2,78	1,31	1,83	2,69	0,78	1,01	2,11	1,61	3,06	2,59	2,09	2,61	1,04	3,34
FeO	2,27	1,03	1,10	1,01	1,15	2,66	1,08	0,35	1,67	1,10	1,60	3,30	1,44	0,96	2,28	2,89
MnO	0,08	0,06	0,05	0,05	0,08	0,09	0,05	0,021	0,15	0,06	0,15	0,17	0,12	0,03	0,05	0,09
MgO	2,42	0,72	2,92	0,70	0,73	2,19	0,73	0,30	1,21	0,89	1,79	3,09	1,60	1,50	2,32	4,17
CaO	3,36	2,07	0,88	1,32	1,83	4,91	2,07	0,84	1,24	1,92	3,61	1,97	2,44	2,17	3,36	5,65
Na <sub>2</sub> O	4,40	4,58	1,90	3,80	4,92	3,76	4,79	3,39	3,63	4,20	4,12	3,50	3,80	4,62	3,73	4,02
K <sub>2</sub> O	1,95	1,85	4,83	4,53	1,66	1,50	1,92	4,87	2,64	2,68	2,22	2,62	2,79	1,67	2,00	1,93
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,11	0,02	—	—	0,05	—	0,19	0,11	0,11	0,11	0,10	0,05	0,10	0,32
H <sub>2</sub> O	—	0,10	0,14	0,04	—	0,14	0,03	0,10	—	—	—	—	—	—	0,12	0,15
ппп	2,21	1,12	3,58	1,03	—	1,65	2,39	0,67	2,72	2,27	4,22	2,86	2,04	1,56	4,28	3,28
Сумма	99,36	99,68	100	99,86	99,75	100,8	99,93	100,18	98,72	99,43	99,91	100,1	99,69	100,9	99,71	100,02
n	1	8	1	5	4	2	7	1	3	8	1	2	1	2	1	3
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	6,35	6,43	6,73	8,33	6,58	5,26	6,71	8,26	6,27	6,88	6,34	6,12	6,59	6,29	5,73	5,95
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	2,26	2,48	0,39	0,84	2,96	2,51	2,49	0,70	1,38	1,574	1,86	1,34	1,36	2,77	1,87	2,08
al	2,08	4,90	2,46	4,72	3,91	2,08	5,45	8,17	3,27	4,06	2,24	1,65	2,80	2,79	2,5	1,45
K	1,65	1,49	2,0	1,28	1,46	2,0	1,42	1,25	1,85	1,49	1,57	1,72	1,55	1,50	1,7	1,73
mg	0,45	0,38	0,59	0,37	0,32	0,44	0,42	0,30	0,38	0,39	0,43	0,50	0,46	0,45	0,56	0,56
A/CNK	1,75	1,86	2,20	1,54	1,93	1,70	1,79	1,53	2,34	1,80	1,59	1,97	1,71	1,86	1,70	1,43

Примечание. Прочерк – нет данных. 1–2 – Хижозерский массив; 3–4 – Вожмозерский массив; 5 – 3-Вожмозерский массив; 6–8 – Вожмореченский массив; 9–10 – район р. Тянукусы; 11 – уч. Щучинский; 12–13 – Солотозерский массив, уч. Черногорский; 14 – уч. Лещевский; 15–16 – Лексинский массив. 1, 6, 9, 11, 12, 15 – гранодиориты; 16 – кварцевые диориты; 2, 7, 10, 11, 14 – плагиограниты; 3 – калиевые гранодиориты; 4, 8 – калиевые граниты; 5 – березитизированные плагиогранит-порфиры. Используются данные Карельской ГЭ и Л. В. Кулешевич.

Здесь, предположительно, находился субвулканический центр кислого магматизма. На участках Щучинском, Черногорском, Савинском, Лещевском дайки фельзитов (дацитов, риодацитов, риолитов) секут смятые коматииты и вулканогенно-осадочные толщи вблизи контакта в обрамлении гранитных плутонов. Их возраст, соответственно, более поздний, чем возраст гранитоидов, в ареале которых они находятся. Особой насыщенностью разнообразными дайковыми телами отличается зона Каменноозерского глубинного разлома. К ней приурочены Каменноозерский и Светлоозерский массивы ультрабазитов. Интрузивы содержат клинья вмещающих пород и прорываются дайками габбро-диабазов, кварц-плагиопорфиров, комплексом габбро-пироксенитов и субщелочных монцодиоритов.

Наиболее распространены дайки дацитов и риодацитов – светло-серые массивные или рассланцованные породы, иногда с флюидальными текстурами, преимущественно порфировые (количество вкрапленников в них 10–15%). В дацитах вкрапленники представлены плагиоклазом, в риодацитах – кварцем и плагиоклазом. Основная масса дацитов тонкозернистая кварц-плагиоклазовая с амфиболом, хлоритом, эпидотом, карбонатом, в риодацитах – кварц-альбитовая с серицитом, эпидотом, карбонатом, хлоритом. Дайки риолитов более редкие, они секут ультрабазиты Каменноозерского массива, встречаются в обрамлении Хижозерского гранитного массива в районе Вожмозера и Каргозера. Породы тонкозернистые, имеют серовато-желтый цвет, афиновые или порфировые структуры. Во вкрапленниках преобладает кварц, в меньшем количестве – плагиоклаз. Дайки андезитов более редкие, встречены на участках Черногорском и Лещевском. Они содержат вкрапленники плагиоклаза в количестве до 20–40% и основную мелкозернистую массу, представленную плагиоклазом, цоизитом, ак-

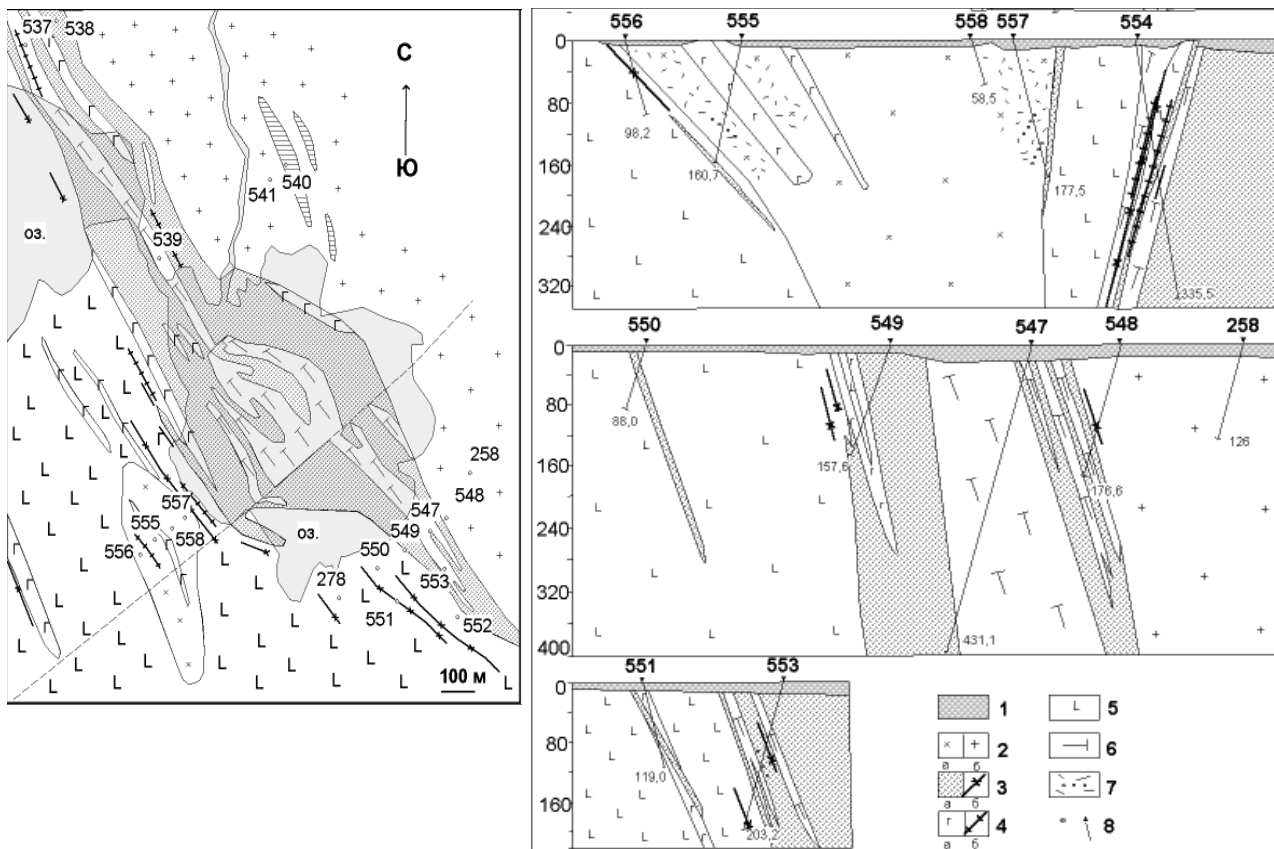
тинолитом, хлоритом, кварцем, карбонатом, сфеном, ильменитом.

Дайки андезитов (табл. 2) содержат SiO<sub>2</sub> 60,3–62,70%, сумма щелочей 7,29–7,16%, дациты – 64,40–66,99% SiO<sub>2</sub>, сумма щелочей 7,18–7,86% (участки Вожмозерский, Черногорский, Лещевский). Наиболее распространены риодациты с содержанием SiO<sub>2</sub> 73,1–70,94% и суммой щелочей 5,73–7,86% (участки Вожмозерский, Щучинский, Черногорский, обрамление Хижозерского гранитного массива, север Каменноозерской структуры, а также дайки, секущие ультрабазиты Каменноозерской интрузии). Для риолитов характерно содержание SiO<sub>2</sub> 75,7–76,35% и сумма щелочей 5,83–6,6% (район Каргозера, Вожминский ультрабазитовый массив). Во всех типах даек Na<sub>2</sub>O преобладает над K<sub>2</sub>O. Содержание K<sub>2</sub>O иногда повышается за счет серицитизации пород.

**Метаморфизм и метасоматоз в сдвиговых зонах.**

Для Каменноозерской структуры, интродуцированной гранитоидными телами, характерна невысокая степень метаморфических преобразований, не превышающая эпидот-амфиболитовой фации в ореоле Хижозерского массива (в парагенезисах встречаются роговая обманка, эпидот, биотит, редко гранат), более широко развита биотитовая субфация зеленосланцевой фации (Кулешевич, 1992). С 3-Вожмозерским массивом связана березитизация непосредственно самих гранит-порфиров и лиственитизация вмещающих базальтов и коматиитов. В южной части площади развиты локальные зоны биотитизации, накладывающиеся на коматиит-базальтовую и вулканогенно-осадочную толщи. Метаморфические преобразования в ореоле гранитоидов Солотозерского массива достигают биотитовой субфации зеленосланцевой фации (биотит, тремолит, куммингтонит). В контакте порфировых даек развиты маломощные метасоматические изменения березит-лиственитовой формации, реже биотитизация.





**Рис. 2.** Схема геологического строения участка **Вожзеро** и разрезы к ней (составлена на основе карты В. Н. Фурмана):

1 – четвертичные отложения; 2 – плагиограниты (а), граниты (б); 3 – кислые вулканиты, отчасти туфы (а), дайки кварц-плагиопорфиров (б); 4 – дайки габбро (а – крупные, б – маломощные); 5 – метабазальты; 6 – хлорит-талк-карбонатные сланцы; 7 – березитизация и сульфидная вкрапленность; 8 – скважины на карте и разрезах

Со сдвиговыми зонами деформаций, представленными как зоны расланцевания в пределах глубинных разломов, особенно с зонами северо-западного простирания, связаны метаморфогенно-метасоматические преобразования практически всех встречающихся в Каменноозерской структуре пород и самих гранитоидов. Порфиробластические ассоциации этих зон отвечают условиям низкотемпературной зеленосланцевой фации, реже достигают высокотемпературной субфации ( $T \sim 490^\circ\text{C}$  по хлоритоиду; табл. 3). Углеродистое вещество встречается как в форме шунгита, так и в более упорядоченной структуре – графитоида и скрытокристаллического графита (Кулешевич, 2000).

Метасоматические изменения, сопровождающие преобразования, происходили в режиме высокого химического потенциала углекислоты и проявились в развитии низкотемпературных ( $T \sim 240\text{--}300^\circ\text{C}$ ) метасоматитов березит-лиственитовой формации (Шемякина, 1983; Кулешевич, 1984, 1992). Конечный минеральный парагенезис березитов – серицит, карбонат, кварц, лиственитов по базитам – хлорит, серицит (фуксит), кварц, карбонат, ультрабазитов – талк, кварц, карбонат, фуксит. На отдельных участках развиты карбонат-кварцевые тела и жилы. Метасоматические изменения сопровождаются миграцией рудогенных элементов. В горизонтах измененных коматиитов и вблизи них происходит переотложение халькопирит-миллерит-пиритового оруденения

( $T \sim 282^\circ\text{C}$ ). Березиты, листвениты и фукситсодержащие сланцы, зоны брекчирования и цементации кварц-карбонатным материалом содержат Sb-As минерализацию, пирит и золото. Оценка температурного режима преобразований пород и образование рудной минерализации в Каменноозерской структуре приведена в табл. 3.

**Оруденение.** В Каменноозерской структуре выявлены сульфидные медно-никелевые, колчеданные, хромитовые и золото-колчеданно-полиметаллические руды, золото-сурьмяно-мышьяковая и золото-сульфидная минерализация.

Исходя из имеющегося на настоящий момент ограниченного объема данных опробования на золото, полученных золотоспектральным (ЗСА) или пробирным (ПА) методом анализа, изучения минералогии руд и околорудных метасоматитов, можно выделить следующие основные типы рудной минерализации, с которой установлены или связаны перспективы обнаружения более крупных проявлений золота в Каменноозерской структуре: 1 – золото-колчеданно-полиметаллические руды (р-е Северо-Вожминское); 2 – золото-сульфидная и золото-сурьмяно-мышьяковая вкрапленно-прожилковая минерализация в зонах расланцевания и низкотемпературного метасоматоза в пределах СЗ шир-зон (в зонах Кумбуксинского и Центрального разломов, участки Золотые Пороги, Половнино и др.); 3 – золото-сульфидная вкрапленно-прожилковая минерализация

Таблица 2  
Химические составы порфировых даек Каменнозерской структуры

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	72,93	75,70	64,40	72,31	62,70	65,94	73,10	66,99	60,30	70,94	76,35	72,51
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,33	0,22	0,21	0,55	0,52	0,08	0,28	0,47	0,45	0,30	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,13	12,28	13,90	13,96	15,41	15,83	14,07	15,67	15,10	14,54	12,03	13,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,94	0,73	0,66	1,12	1,48	1,66	0,64	2,59	5,21	0,37	0,55	0,98
FeO	1,69	1,32	1,44	0,73	1,98	1,95	0,43	1,66	3,33	2,55	1,82	2,18
MnO	0,04	—	0,05	0,06	0,07	0,05	0,07	0,03	0,05	0,03	0,05	0,06
MgO	0,95	1,26	0,81	1,08	5,11	2,12	1,34	2,01	5,87	1,01	1,26	0,88
CaO	2,53	1,19	6,31	0,59	2,10	2,82	0,46	2,40	2,28	1,02	1,68	1,67
Na <sub>2</sub> O	4,98	5,28	6,86	7,39	5,82	6,82	6,40	7,69	6,25	7,49	6,10	4,19
K <sub>2</sub> O	0,75	0,55	0,32	0,10	1,47	1,02	1,01	0,17	0,91	0,32	0,50	1,72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	—	0,06	0,06	0,23	0,19	0,02	0,05	0,30	0,08	0,08	—
H <sub>2</sub> O	0,10	0,01	—	—	—	—	—	0,19	0,16	0,02	0,05	0,01
ппп	1,52	1,15	4,36	0,89	2,28	1,10	0,89	0,84	3,41	0,98	3,01	2,05
Сумма	99,94	99,80	99,39	98,5	99,20	100,02	98,51	100,57	103,64	99,8	103,78	99,92
n	6	2	1	3	1	1	6	1	2	2	2	2
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	5,73	5,83	7,18	7,49	7,29	7,84	7,41	7,86	7,16	7,81	6,6	5,91
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	6,64	9,6	21,45	73,9	3,96	6,69	6,34	45,2	6,87	23,41	12,2	2,44
al	3,67	3,71	4,78	4,76	1,80	2,76	5,84	2,5	1,05	3,7	3,31	3,27
K	1,46	1,32	1,19	1,14	1,38	1,28	1,21	1,22	1,34	1,148	1,14	1,51
mg	0,40	0,53	0,42	0,53	0,74	0,53	0,71	0,48	0,57	0,39	0,49	0,34
A/CNK	1,81	2,04	1,18	2,08	1,86	1,70	2,08	1,80	1,84	1,96	1,70	1,93

Примечание. Прочерк – нет данных. 1–3 – обрамление Хижозерского массива, 4 – уч. Щучинский, 5–7 – уч. Черногорский, 8–9 – уч. Лещевский, 10–11 – зона Каменнозерского разлома, 12 – уч. Светлоозерский; 1, 4, 7, 8, 10, 12 – риодациты, 2, 11 – риолиты, 3, 6 – дациты, 5, 9 – андезиты. Использованы химанализы КГЭ и Л. В. Кулешевич.

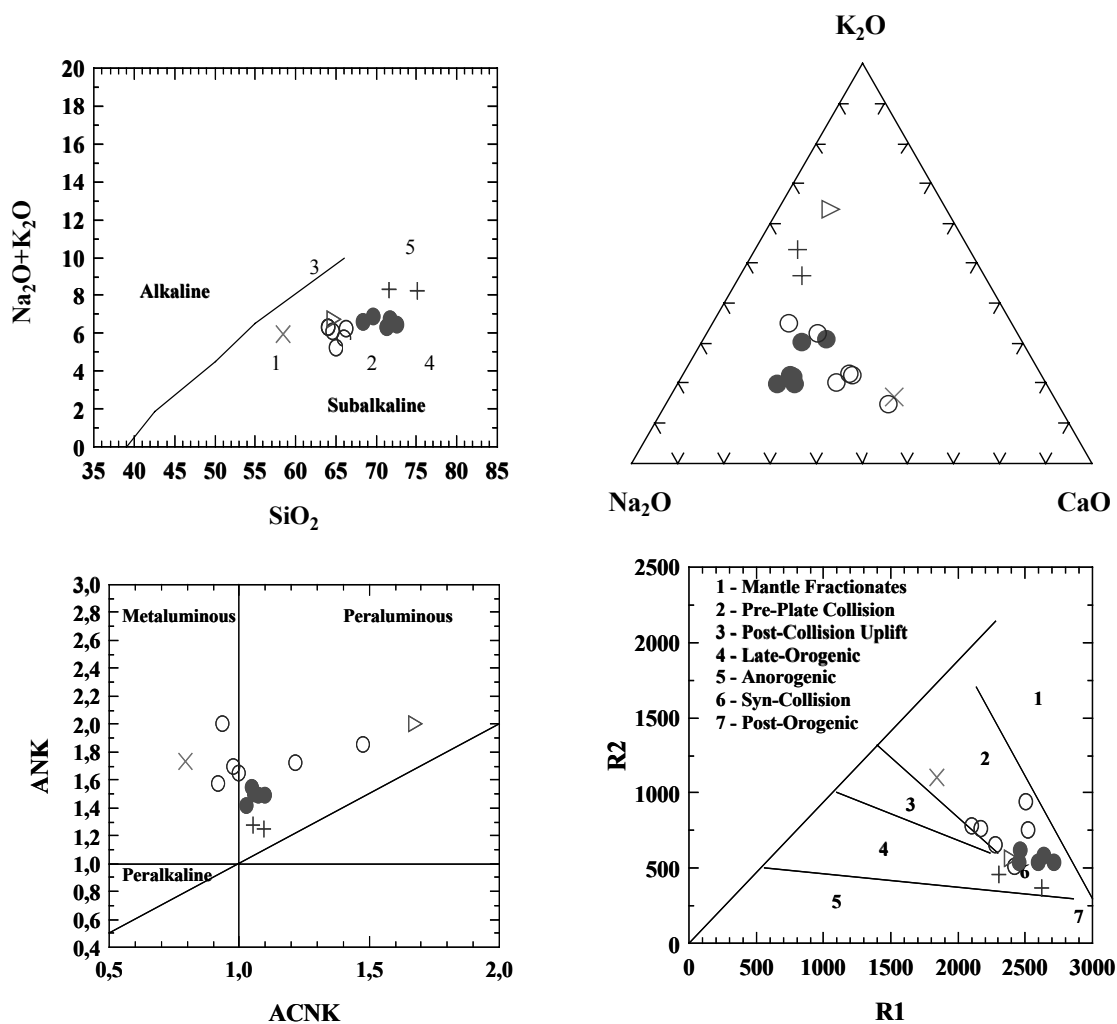


Рис. 3. Петрохимические диаграммы: SiO<sub>2</sub> – (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O); Na<sub>2</sub>O – K<sub>2</sub>O – CaO; A/CNK – A/NK (A = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, C = CaO, N = Na<sub>2</sub>O, K = K<sub>2</sub>O); R1 – R2, где R1 = 4Si – 11(Na + K) – 2(Fe + Ti), R2 = 6Ca + 2Mg + Al:

1 – диориты, 2 – гранодиориты, 3 – К-гранодиориты, 4 – плагиограниты, 5 – К-граниты

Таблица 3

## Условия метаморфогенно-метасоматических преобразований и рудообразования в Каменноозерской структуре

Геотермометр	Температура (Т °С) или фация метаморфизма	Автор (литературный источник)
<b>Лекса</b>		
Парагенезис метаморфических минералов (хлоритоид, биотит, шунгит)	Высокотемпературная зеленосланцевая фация	Кулешевич, 1992
По К тэдс пирита колчеданных руд	360–385	Кулешевич, Белашев, 1998
<b>Золотые Пороги</b>		
Парагенезис метаморфических минералов (хлоритоид, биотит, шунгит), глиноземистость амфиболов	Низко-, высокотемпературная зеленосланцевая фация	Кулешевич, 1992
Гомогенизация газово-жидких включений в карбонатах березитов – листовитов	300–200	Шемякина, 1983
По К тэдс пирита колчеданных руд (1) и березитов – листовитов (2)	340–385 (1) и 345–370 (2)	Кулешевич, Белашев, 1998
По содержанию As в пирите	455–400	Материалы автора, расчет по: Скотт, 1984 Материалы автора, расчет по: Скотт, 1984 Барто и др., 1970
По содержанию FeS (мол. %) в сфалерите	260	
Система бертьерит = пирротин + Sb + расплав; бертьерит = пирротин + антимонит	563–300	Барто и др., 1970
Система полидимит + миллерит = Ni <sub>1-x</sub> S	282	Барто и др., 1970
<b>Геофизический</b>		
Парагенезис метаморфических минералов (амфибол, биотит, шунгит, графитоид, скрытокристаллический графит)	Высокотемпературная зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фация	Кулешевич, 2000
<b>Каменноозерская структура (1), Центрально- (2) и Северо-Вожминский (3) участки</b>		
Парагенезис метаморфических минералов, шунгит	Зеленосланцевая фация	Кулешевич, 2000
По К тэдс пирита колчеданных (1, 2) и золото-колчеданно-полиметаллических руд (3)	315–385 (1), 375–390 (2), 330–390 (3)	Кулешевич, 1992
По содержанию FeS (мол. %) в сфалерите (3)	260	Материалы автора, расчет по: Скотт, 1984

реализация, ассоциирующая с порфиоровыми дайками или небольшими внутроструктурными гранитными телами (зоны Кумбуксинского и Каменноозерского разломов, участок Вожмозеро). Помимо этих типов руд повышенный фон и отдельные более высокие концентрации золота установлены в стратифицированных вкрапленных и вкрапленно-полосчатых колчеданных рудах в углеродистых сланцах, кварцитах, карбонатсодержащих туфогенно-осадочных толщах и в сульфидно-медно-никелевых рудах.

#### Локализация и характеристика золоторудной минерализации

**Золоторудная минерализация, ассоциирующая с сульфидно-медно-никелевыми рудами.** Каменноозерская структура в связи с широким развитием интрузивных ультрабазитов (массивы Вожминский, Кумбуксинский, Светлоозерский) обладает запасами сульфидно-медно-никелевых руд различных генетических и минеральных типов. Для этих руд характерно присутствие примеси МПГ и золота, что подчеркивает связь последних с мантийным источником, однако никелевые руды не относятся к собственно золоторудным формациям. При низких фоновых значениях золота в серпентинитах, тальк-карбонатных сланцах и метапироксенитах (около 0,001% Au для 80–86% проб по данным ЗСА) среди них установлено 12–15% проб с содержаниями 0,01–<1 г/т. Попутное опробование сульфидно-медно-никелевых руд на золото, проведенное КГЭ (С. А. Морозовым, А. В. Федюком, В. М. Тытыком), позволило выявить следующие его концентрации. В сульфидно-медно-никелевых (халькопирит-пентландит-пирротинных) рудах

участка Лебяжинского в отдельных пробах установлено 0,02–9,2 г/т (С-123), 0,56–4,8 г/т (С-137), 0,055–1,8 г/т (С-478), участка В.-Вожминского – 1,75–22,6 г/т (С-374, 372, 378), участка З.-Светлоозерского – 2 г/т (С-108) (ЗСА и ПА). Оказались неопробованными зоны рассланцевания с небогатой халькопирит-пирротин-магнетитовой вкрапленностью, ассоциирующие с асбестовыми прожилками, с родингитами, участки хизлевудитовой минерализации, более поздние зоны оталькования и листовитизации. Эти типы руд могут представлять интерес в связи с тем, что содержат переотложенную минерализацию и связаны с зонами дислокаций и метаморфогенно-метасоматических преобразований в ультрабазитах. Так, например, с зонами магнетит-асбестовых прожилков и родингитов на Урале известны небольшие золоторудные месторождения с запасами в несколько тонн (Сазонов и др., 2001).

**Золотоносность вулканогенных и вулканогенно-осадочных сульфидных руд.** Вулканогенные типы сульфидных руд в Каменноозерской структуре представлены двумя типами: 1 – массивными и вкрапленно-полосчатыми колчеданными рудами каменноозерской толщи, сформировавшимися в задуговом бассейне; 2 – золотосодержащими массивными, брекчиевидными и прожилковыми колчеданно-полиметаллическими рудами, образование которых связано с гидротермальной деятельностью более позднего андезитового вулканизма, протекавшего в островодужной обстановке.

**Колчеданное оруденение** Каменноозерской структуры наиболее представительно, широко развито и прослеживается в разных частях структуры буровыми профилями (Кулешевич, Белашев, 1998). Массивные,

прожилковые, полосчатые и вкрапленные руды приурочены к контакту каменноозерской и кумбуксинской свит и локализуются в зонах Кумбуксинского и Каменноозерского глубинных разломов – областей древних палеодепрессий, образуют серию стратифицированных горизонтов и пластов. Центральное-Вожминское рудопроявление приурочено к линзе вмещающих пород, зажатой между западной и восточной частями Вожминского ультрабазитового массива. Оруденение здесь представлено богатыми матовыми, полосчатыми и вкрапленными рудами преимущественно пиритового минерального состава с примесью пирротина, незначительно халькопирита и сфалерита в углеродсодержащих и альбит-кварц-серицит-хлоритовых сланцах с серицит-хлоритовыми окolorудными изменениями. Для руд характерен слабый метаморфизм, сохранность первичных слоистых текстур, оолитовых структур и первичных фрамбоидальных и глобулярных выделений пирита, присутствие углерода в форме шунгита (Кулешевич, 2000), в целом низкий метаморфизм и низкий уровень золота (0,01 г/т). Рудопроявление северной части структуры – Северное (С-85,45) представлено богатой колчеданной залежью пиритовых и пирротин-пиритовых руд (сульфидов 60%) мощностью до 30 м в альбит-серицит-кварц-хлоритовых сланцах по туфам кислых эффузивов. Руды содержат примеси Cu 0,02%, Zn 0,02–0,13%, Ni 0,02–0,03%, Co 0,005%, Pb 0,02–0,04%, S до 6,0–42,7%.

В восточном борту Вожминского и Кумбуксинского массивов прослеживается горизонт вкрапленно-полосчатых колчеданных руд Нялозерского и Параллельного рудопроявлений. Они содержат невысокие концентрации примесей полиметаллов и золота на уровне фоновых значений (Zn 0,03–0,24%; Au 0,003–0,06 г/т, Ag до 0,02–4 г/т). Протяженность Нялозерского проявления 1800 м, мощность 5–12 м. Руды вкрапленные, густо-вкрапленные, полосчатые с содержанием сульфидов от 5–10% до 60–70%, представлены пиритом, пирротинном, халькопиритом, реже сфалеритом. В пирротин-пиритовых рудах содержание Zn достигает 1,13% (ср. 0,2%).

Особая ситуация наблюдается на контакте сульфидных горизонтов с ультрабазитами Кумбуксинского массива. В северной части участка Лебяжинского в ответвленном теле сульфидных медных руд, выходящих во вмещающие породы, установлено золото в количестве 0,02–9,2 г/т (С-123), 0,56–4,8 г/т (С-137), 0,055–1,8 г/т (С-478) (Федюк, 1981).

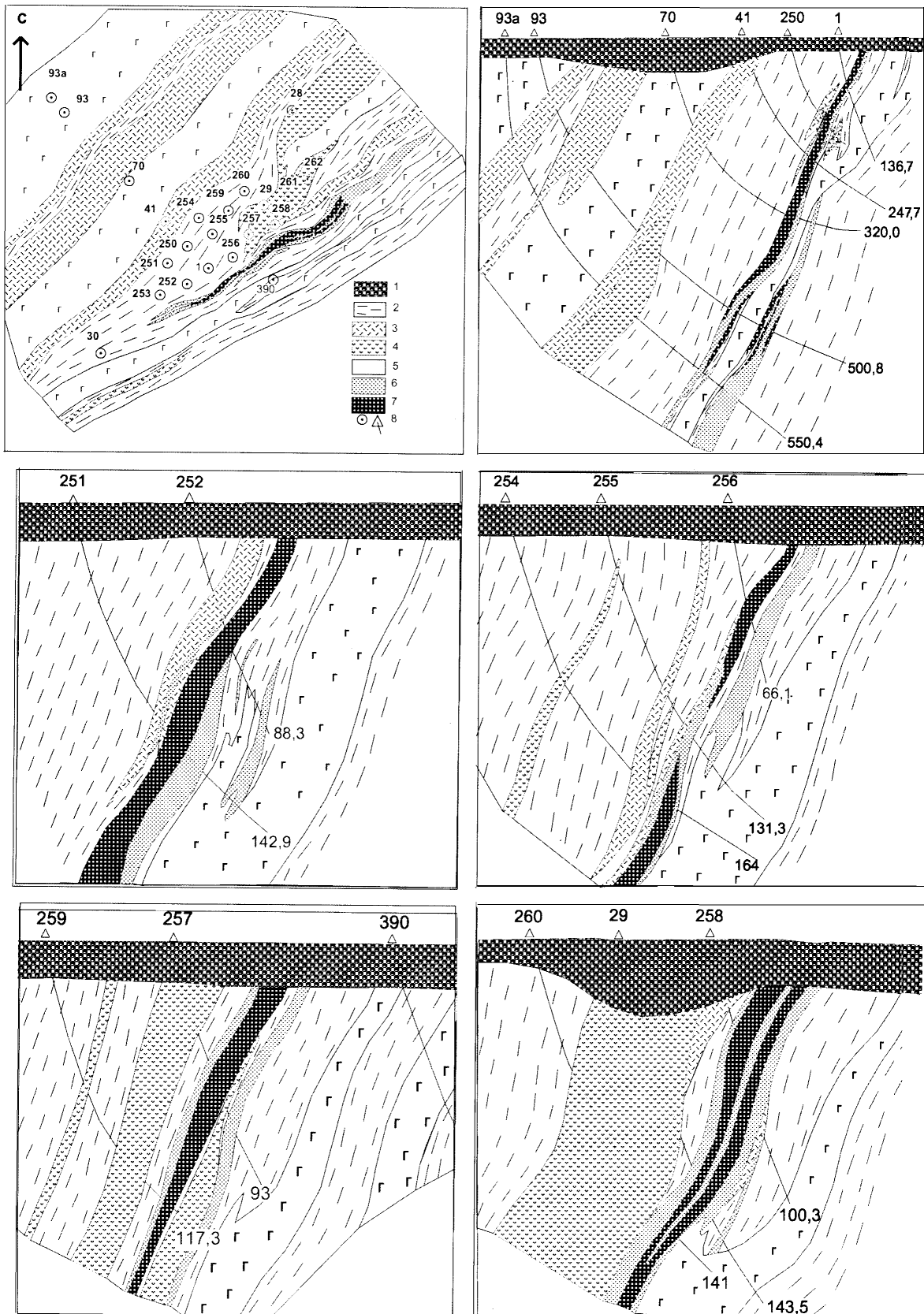
На участке Светлоозерском колчеданные руды представлены пиритом, пирротинном, в незначительном количестве – сфалеритом, халькопиритом и единичными выделениями арсенопирита. Фоновые содержания золота в них около 0,01–0,03 г/т, элементами-спутниками являются As, Sb. Концентрации золота в бедных колчеданных рудах, расположенных севернее массива ультрабазитов и содержащих 5–10% сульфидов, достигают 2 г/т (С-172/200 м). На контакте 3.-Светлоозерского ультрабазитового массива с вмещающими сланцами в пирит-пирротин-халькопиритовых рудах, в которых присутствует, в том числе, пентландит и единичные выделения сфалерита, концентрация золота достигает 2 г/т, Cu 6,9%, Co 0,1%, Ni 0,36% (С-108). Вкрапленно-полосчатые руды прослеживаются в С-152 (южнее массива) и на участке Лексинском.

На участке Савинском опробование колчеданных горизонтов, содержащих пирит до 30–90%, туфов и углеродсодержащих сланцев с бедной сульфидной вкрапленностью (до 5–10%) показывает повышение концентраций золота относительно фоновых до 0,1–0,6 г/т (С-1041, 1043, 1047, 1049). В пределах Золотопорожского рудного поля на участке Геофизическом содержание золота в густо-вкрапленных пирит-пирротинных рудах составляет 0,2%. Колчеданные руды Золотых Порогов обогащены As и Sb (рассматриваются подробнее ниже).

**Золото-колчеданно-полиметаллическое рудопроявление Северо-Вожминское.** В северной части Каменноозерской приразломной зоны расположено рудопроявление золото-колчеданно-полиметаллических руд Северо-Вожминское (рис. 4). Оно приурочено к северо-восточной зоне, секущей андезиты и вулканогенно-осадочную толщу, горизонты маломощных колчеданных руд и дайку габбро-диабазов. Серия аналогичных трещин, содержащих кварц, карбонат, хлорит, турмалин, сечет Вожозерский ультрабазитовый массив. Аналогичные зоны прослежены северо-восточнее на расстояние 800 м, где были подсечены скважинами 45, 46, 85, 95. Рудное тело выполняет трещину, его форма линзовидно-пластовая, расщепленная на два в нижних горизонтах. Длина залежи 400 м, мощность колеблется от 5 до 30 м, по падению прослежена на 500 м. Оруденение представлено пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, пирротинном, в единичных зернах были отмечены арсенопирит, блеклые руды, ковеллин. Околорудные изменения низкотемпературные, представлены парагенезисом кварца, альбита, серицита, хлорита и турмалина. Руды зональные, имеют брекчиевидный, массивный и прожилковый густо-вкрапленный облик. Центральная и более близкая к поверхности часть залежи сложена пирротинном, в нижней части, разветвляющейся и выклинивающейся, преобладает пирит. К верхним уровням залежи тяготеет халькопирит, к краевым и нижним – сфалерит, галенит.

Пирит отличается высоким содержанием Co 0,18%, в нем присутствуют примеси Cu, Ag. По трещинкам он цементируется сфалеритом, пирротинном, галенитом. Темно-коричневый сфалерит имеет железистость 11%. Халькопирит образует аллотриоморфные зерна, цементирующие сфалерит и пирротин. К участкам максимального обогащения халькопиритом висячем боку залежи приурочены повышенные концентрации золота. Среднее содержание Cu в богатых рудах составляет 4,7% (колеблется от 0,5 до 14%, ср. 0,51%), Zn 2,5% (до 9,2%, ср. 3,71%), Co 0,07% (0,01–0,18%) с запасами руды 3,7 млн. т. Отмечаются высокие концентрации Pb (1,8%) и Ag 25 г/т. Содержание Au достигает 1,8–2,8 г/т (ЗСА) при ср. 0,9 г/т. Прогнозные ресурсы категории P<sub>1</sub>, по данным В. М. Тытыка, для золота составляют 0,6 т (до 2 т), для меди – 20 тыс. т, цинка – 110 тыс. т, кобальта – 300 тыс. т.

По результатам измерения термоэда пирита (Кулешевич, Белашев, 1998), температура образования руд не превышала 315–335 °С, по сфалериту – 260 °С. Руды не метаморфизованы и имеют высокие положительные значения термоэда, что отличает их от стратиформных, в различной степени метаморфизованных колчеданов. Относительно генетической связи и



**Рис. 4. Схема геологического строения Северо-Вожминского рудопоявления и разрезы к ней (С-262, С-260–258, С-259–390, С- 93а–1, С-251–252, С-253):**

1 – четвертичные отложения; 2 – метавулканыты и туфы кислого-среднего состава (карбонат-хлорит-серцит-кварц-альбитового состава); 3 – дациты; 4 – андезибазальты; 5 – габбро. Колчеданно-полиметаллические руды: 6 – вкрапленные и полосчатые, 7 – богатые сплошные, массивные; 8 – скважины на схеме и в разрезе

возраста колчеданно-полиметаллического оруденения нет единого мнения (Земная кора., 1983). Вероятно, оруденение связано со средним-кислым вулканизмом этого участка. Образование субширотных – северо-восточных сдвиговых зон, секущих смятую вмещающую толщу, габбро и ультрабазиты, позволяет предполагать их послескладчатое образование, что подтверждается и данными термоэдр. Возраст галенита (обр. С-14) одной из подобных зон гидротермальной переработки южнее главного рудопоявления оказался равен 2000 млн. лет ( $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  метод, ИГХМ, г. Киев).

Другие небольшие проявления этого же формационного типа также характеризуются более высокими концентрациями золота. На рудопоявлении Верхне-Вожминском, расположенном в верхнем течении р. Вожмы, золото установлено в халькопирит-пирротин-пиритовых вкрапленно-прожилковых рудах, содержащих до 10–20% сульфидов с незначительной примесью сфалерита и секущих метабазальты. Содержание золота в них доходит до 20 г/т, Cu 3,2% (С-182/166,5). Околорудные изменения представлены серицитом, хлоритом, альбитом, карбонатом. Вкрапленная колчеданная минерализация в вулканогенно-осадочной толще (ниже по разрезу скважины) содержит 0,2–0,3 г/т Au. Во вмещающей вулканогенно-осадочной толще (С-380, 386) в горизонте халькопирит-сфалерит-пиритовых руд с содержанием сульфидов 5–35% содержание золота достигает 2 г/т (Морозов и др., 1979).

**Метасоматические изменения и золоторудная минерализация в ореоле гранит-порфиров и даек кварц-плагиопорфиров.** Гидротермальные изменения, сопровождающие тела гранит-порфиров и дайки дацитов – риодацитов, относятся к березит-лиственитовому типу. Ширина их проявления обычно не превышает 1/3 мощности интрузивного тела. В ореоле массивных даек она составляет 0,1–0,3 м. Выделение этих ранних ассоциаций бывает затруднительно в связи с более поздними регионально развитыми процессами метаморфогенно-метасоматических преобразований. Метасоматические изменения в контакте даек сопровождаются бедной сульфидной вкрапленностью с повышенными содержаниями золота.

В северо-восточном контакте Солотозерского массива, погружающемся под углом около  $50^\circ$  и более круто, на участках Савинском, Геофизическом и Лещевском развита серия даек гранит-порфиров и кварц-плагиопорфиров, прорывающих савинскую и кумбуксинскую толщи (рис. 5). Мощность их составляет 0,1–3 м, иногда достигая 20 м. На участке Савинском дайки риодацитов образуют сближенный куст и сопровождаются кварцевыми и карбонат-кварцевыми жилами и прожилками с сульфидной и арсенипиритовой минерализацией. Вмещающие комагититы и базальты на контакте с ними интенсивно лиственизированы или биотитизированы. Лиственинты по базальтам и хлорит-талк-карбонатным сланцам представлены хлоритом, кварцем, карбонатом или кварцем и карбонатом, иногда с фукситом, серицитом. Изменения сопровождаются пиритом, халькопиритом (до 5%), арсенипиритом (0,5%), магнетитом (в количестве 2%), турмалином (до 1%). В контактах карбонат-кварцевых жил, мощность которых составляет 0,1–0,3 см,

развиты хлорит, карбонат, альбит, серицит, турмалин, пирит (до 1%). Содержание золота в них составляет 0,3–1,12 г/т (С-626/170–173 м, Фурман и др., 1983, 1989). В метакомагититах встречаются миллерит, халькопирит, герсдорфит.

Участок Лещевский находится юго-восточнее Золотых Порогов. Он полностью перекрыт четвертичными отложениями и представляет собой узкую линейную структуру шириной 0,5–1,5 км, сложенную сланцами по основным и ультраосновным породам и вулканогенно-осадочными образованиями кислого-среднего состава с маломощными прослоями колчеданных руд и переотложенными сульфидными прожилками. В западном борту структуры вмещающие толщи секутся дайкой кварц-плагиопорфиров, во внешних контактах которой появляется пиритовая вкрапленность (~3% на мощность 0,2–5 м) с содержанием Au до 0,1–2 г/т в С-593 и до 1 г/т в С-1000. Во вмещающих толщах, где встречаются пирит, пирротин, халькопирит, магнетит, геохимический фон золота отчетливо повышен, и в С-584–585, 1005, 1033–1036, 1038 его концентрации составляют 0,1–0,2 г/т.

На участке Черногорском зафиксированы аномальные содержания Mo 0,05–0,015%, Pb до 0,1%, Bi, Ag, Cu, Zn и повышенный фон золота. Скважиной 567 было вскрыто маломощное линзовидное прожилковое сульфидное рудное тело (длиной 100 м при мощности 5 м) на контакте дайки дацитовых порфиров и габбро. Рудная минерализация представлена пиритом (5–10%), халькопиритом (1–3%), сфалеритом (1–2%), единичными зернами молибденита и галенита. Содержание Cu в рудах – 0,065–0,89% (ср. 0,33%), Zn 0,14–0,55%, Pb 0,03–0,22%, Ag до 3,3–50 г/т (Фурман и др., 1983).

На участке Щучинском дайки кварц-плагиопорфиров и биотит-кварц-плагиоклазовые жилы секут комагититы и комагитито-базальты. Их мощность 0,1–3 м. В контактах даек и на их продолжении развита биотитизация и сульфидная вкрапленность, представленная пиритом (1–3%) и халькопиритом. В метакомагититах встречаются пирит (1–5%), халькопирит (0,5–1%), магнетит (1–15%). Результаты опробования вмещающих сланцев в ореоле даек показали повышенные содержания Au до 0,1–0,2 г/т и значения, достигающие 2 г/т непосредственно в гранит-порфирах (С-574/36,5).

Каменноозерский ультрабазитовый массив прорван разнообразными дайками – габбро, риодацитами, лампрофирами. В их контактах по зонам рассланцевания у оз. Каменного в скважинах профиля 374–373 и 381–378 развита сульфидная вкрапленность и маломощные сульфидсодержащие кварцевые с турмалином жилы, содержащие до 1–22,6 г/т золота, концентрации Cu – до 0,7–2,7% (Федюк и др., 1981, 1984).

На участке Вожозерском золоторудная минерализация ассоциирует с плагиогранит-порфирами Западно-Вожозерского массива (рис. 2), повышенный фон установлен в контакте с кислыми дайками. Выявленные содержания Au составляют 0,5 г/т, Bi 0,03%, Mo 0,015% (С-555, 557) и 0,1–6 г/т (ЗСА) (С-534, 552, 559).

**Золоторудная минерализация Кумбуксинской и Центральной зоны сдвиговых деформаций.** Наибольший интерес в отношении золота представляет Кумбуксинская сдвиговая зона – *Золотопорожское*



а

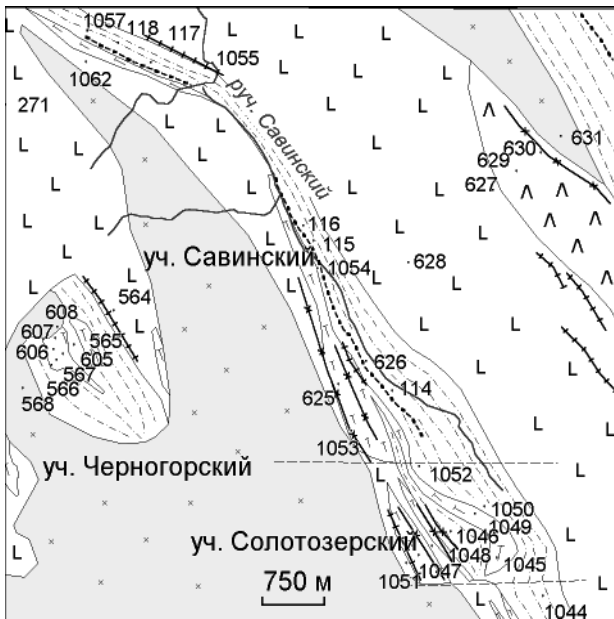


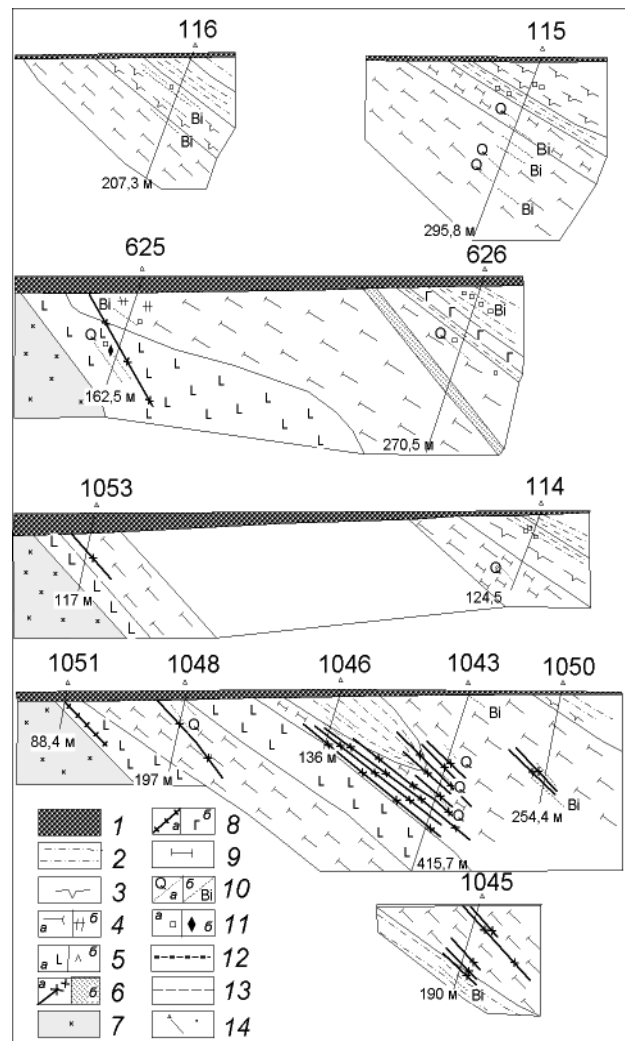
Рис. 5. Схема геологического строения западной части Кумбуксинской зоны (а) и разрезы к ней (б):

1 – четвертичные отложения; 2 – карбонат-хлорит-серицит-кварц-альбитовые и 3 – карбонат-альбит-кварц-хлоритовые сланцы по туфам кислого-среднего состава; 4 – хлорит-талк-карбонатные сланцы (а) и серпентиниты (б); 5 – метабазальты (а), метаандезито-базальты (б); 6 – дайки кварц-плагипорфиров; 7 – гранодиориты, плагииграниты; 8 – дайки габбро (а – маломощные, б – крупные); 9 – листвениты, березиты; 10 – окварцевание (а) и биотитизация (б); 11 – пирит (а), арсенопирит (б); 12 – колчеданные руды; 13 – тектонические нарушения; 14 – скважины (в разрезе и на схеме)

**рудное поле**, где выявлены прямые и косвенные признаки золотонности (повышенные его концентрации, находки в шлихах, золото-сульфидная и золото-сурьмяно-мышьяковая минерализация в прожилках и вкрапленности в метасоматитах березит-лиственитового типа в зонах северо-западного расслаивания).

**Рудопроявление Золотые Пороги** – комплексный объект колчеданных, сульфидных медно-никелевых руд, золото-сульфидной и золото-сурьмяно-мышьяковой минерализации, расположенный в среднем течении р. Кумбуксы. Золото на участке Золотые Пороги было известно еще по работам Аверина с 1934 г., определившего содержания до 28 г/т в измененных и сульфидизированных породах. В четвертичных отложениях в долине среднего течения р. Кумбуксы Н. Н. Трофимовым в шлихе было обнаружено самородное золото. При изучении монофракций из шлихов (табл. 4) были выявлены высокие содержания As, Sb в пиритах из зон изменения в северной части участка. Они составляют: As 1870–5880 г/т, Sb 54–1231 г/т, Ag 32–149 г/т, Au 0,05–0,13 г/т. В пиритах из лиственитов Au до 6,53 г/т, при содержании As до 6230 г/т. В березитах Au до 0,21 г/т, As – 1760 г/т, тогда как в зеленых сланцах содержание Au колеблется от 0,01 до 0,12 г/т

б



и сопровождается невысокими концентрациями элементов-спутников. Опробование (ЗСА), проведенное В. Н. Фурманом (1983, 1989), показало повышенный геохимический фон золота в колчеданах, зонах сульфидной минерализации в кварцитах (0,1–0,6 г/т) и его содержания до 1–2 г/т в зонах сульфидной и сурьмяно-мышьяковой минерализации в лиственитах, березитах и в брекчированных породах, что определило перспективы участка Золотые Пороги.

В геологическом строении участка (рис. 6, А) выделяют нижнюю толщу, сложенную базальтами, коматититами, их туфами, хлоритовыми и хлорит-талк-карбонатными сланцами по ним, среднюю толщу, сложенную вулканогенно-осадочными породами кислого-среднего состава, углеродсодержащими сланцами, кварцитами, колчеданными рудами, и верхнюю толщу, сложенную андезит-базальтами, базальтами, их туфами и сланцами по ним. Прорывают вмещающие толщи интрузивные породы: габбро-диабазы – нижнюю и среднюю вулканогенно-осадочную толщу, дайки протерозойских габбро-долеритов – весь разрез.

Структурный план участка напоминает S-образную складку с падением шарнира на север-северо-восток под углом 40–50°, осложненную северо-восточны-

Таблица 4

## Содержание элементов-примесей в пиритах шлихов, г/т

№ образца	Характеристика	Au	As	Ag	Sb
440/5-5	Пирит в отложениях северной части участка ПР-0-1, ПК-130	0,16	5290	60	54
440/5-9	—	0,13	1870	47	1231
440/5-8	—	0,1	2170	149	893
422/3	—	0,05	5880	32	254
123-3	Пирит из отложений на участке лиственитизированных пород ПР-6, ПК-90	6,53	6230	77	66,6
124-4	—	0,12	122	80	28
3-1	Пирит из отложений в поле метабазалтов	0,03	1300	5	8,2
50-1	—	0,02	628	10	3,4
319-1	—	0,21	615	22	3,7
319-4	—	0,02	625	29	5,0
255-1	—	0,06	250	15	8,6
2/39-2	Пирит из отложений в зоне березитизации ПР-13, ПК-75	0,01	1760	5	11,9

Примечание. Данные Н. Н. Трофимова (ИГ КарНЦ РАН), АА анализ выполнен в ИГ КарНЦ РАН.

ми, северо-западными и субширотными смещениями. Общее северо-западное простирание пород зоны Кумбуксинского разлома на месторождении сменяется на субширотное с падением пород на север-северо-восток под углом 25–50°. Выделяются два главных этапа деформаций, определивших строение участка (Кожевников и др., 1983; Кулешевич, 1992): 1 – ранний этап пластических деформаций в условиях зеленосланцевой фации (позднеархейский) и 2 – поздний (свекофеннский), сформировавший зоны северо-восточных и северо-западных приразломных сдвиговых дислокаций, характеризующийся развитием наложенных порфиробластических ассоциаций минералов и метасоматитов березито-лиственитовой формации. Даек риодацитов или гранит-порфиров на участке не выявлено. В разрезе вулканогенно-осадочных пород кислого-среднего состава преобладают туфы, туффиты, кварциты, углеродсодержащие сланцы, колчеданные руды. В результате наложения более поздних метаморфогенно-метасоматических преобразований по вулканогенно-осадочным толщам развиваются березиты, обычно серицит- или фукситсодержащие, часто с метакристаллическим развитием карбоната (доломита или анкерита). В замковых частях структуры сланцы по дацитам и их туфам содержат хлоритоид. Очень широко представлены разнообразные метасоматиты (Кулешевич, 1984, 1992) – карбонат-кварцевые и карбонат-кварц-серицитовые или фукситовые листвениты и березиты (с турмалином, рутилом), сопровождающиеся золото-арсенопирит-пирротин-пиритовой минерализацией.

Сингенетическое накопление золота на участке Золотые Пороги, по-видимому, было связано с поствулканическим гидротермальным процессом. Золото тяготеет к полосчатой железистой формации, представленной колчеданными рудами, бедным вкрапленным сульфидным стратифицированным горизонтам в кварцитах, туфах и углеродистых сланцах и к зонам вкрапленной арсенопирит-пирротин-пиритовой минерализации. Эти зоны характеризуются повышенным геохимическим фоном и высокими концентрациями Sb (0,01–0,6%) и As (до 0,1–1%). Кроме того, для накопления более высоких концентраций золота (пока установлено до 1–2 г/т) оказались благоприятны наложенные зоны брекчирования и цементации доломитом, анкеритом, метасоматиты березито-лиственитового типа и участки тонких карбонат-кварцевых прожилков, сопровождающиеся золото-пиритовой и золото-бертьерит-арсенопиритовой минерализацией.

Обогащение Sb и As наблюдается, в том числе, и перетолженных (метаморфогенно-метасоматических) сульфидных медно-никелевых руд этого участка.

**1. Золотая минерализация в колчеданных горизонтах.** Колчеданные руды приурочены к контакту нижней и средней вулканогенно-осадочной толщ, локализируются преимущественно в породах кислого и среднего состава, углеродсодержащих сланцах и кварцитах. Они образуют два основных стратифицированных горизонта. Мощность наиболее богатых залежей северного крыла участка составляет 5–40 м, южного – до 10 м, восточного – до 50 м. Содержание сульфидов достигает 10–80%, в зонах вкрапленности – 5–10%. Рудная залежь прорывается телом габбро-диабазов и смята в складку в общей структуре участка. Залежь северного крыла складки прослеживается в ее северо-восточном замке.

Для колчеданных руд характерны полосчатые, вкрапленно-полосчатые, вкрапленно-прожилковые и массивные текстуры, мелко- и среднезернистые слоистые, сплошные и прожилковые структуры. Морфологические формы выделения пирита разнообразны. Пирит первой генерации образует глобулярные агрегаты и оолитовые стяжения из тонкопластинчатых кристаллов. Пирит второй генерации имеет кубический габитус, осложнен дополнительными гранями и обычно сопровождается пирротинном (до 5%). Он характеризуется температурами образования 355–370 °С (Кулешевич, Белашев, 1998). Минеральный состав руд чрезвычайно прост: 80–100% пирита, до 5% пирротина, в южной и восточной частях участка до 7–10%. Количество сфалерита и халькопирита составляет 2–3%, в зонах обогащения Sb и As присутствуют арсенопирит (до 3–5%) и тетраэдрит. Средние содержания элементов-примесей в колчеданных рудах составляют (%): Co – 0,0044, Ni – 0,015, Cu – 0,017, Zn – 0,033, и достигают Cu 0,1–0,5%, Zn 0,06–0,5%, Ag 2 г/т. В зонах совмещения с сурьмяно-мышьяковой минерализацией присутствуют примеси As до 0,4% и Sb до 0,08%. Содержание Au достигает 0,1–1 г/т в северной части участка (С-184, 187, 188, 509), 0,6–1 г/т в сульфидизированных кварцитах в скважинах 598, 595, 594, 1018 в восточной части и до 0,2 г/т (С-514, 515) в южной части участка. В целом для колчеданных руд и вкрапленных сульфидных горизонтов отмечается геохимический фон золота 0,01 г/т и ореол – 0,1–0,2 г/т, что является благоприятным поисковым признаком.

В пиритах из колчеданных руд (табл. 5, № 1) среди элементов-примесей преобладают Co 0,038% и Ni

0,017%. Содержание золота невысокое – сотые доли процента. Его количество повышается до 0,53 г/т (С-187/58,5) в пиритах из зоны обогащения Sb и As.

Распределение золота в колчеданных рудах недостаточно выяснено. В северном колчеданном теле его концентрации (0,05–1 г/т) совпадают с третьим и четвертым сульфидным рудным горизонтом (С-184/97–105, С-187/56,2–58,9, С-188/115–127) и с участками брекчиевидных руд. В восточном рудном теле золото (0,1–1 г/т) обнаружено в интервале 62–92 м С-598, в интервале 150–160 м и 164–170 м С-595, интервале 56–76 м, 78–94 м, 98–106 м С-594. Мощность интервалов не превышает 0,5–3 м.

**2. Зоны золото-сурьмяно-мышьяковой (бертьерит-арсенопиритовой) минерализации** (рис. 6, Б, В) характеризуются присутствием повышенного фона золота и его концентрациями до 0,2–2 г/т (детально на золото опробованы не были). Сурьмяно-мышьяковая вкрапленная минерализация (с содержанием сульфидов 5–15%) приурочена к стратифицированным горизонтам, совмещена с колчеданными и перетолженными сульфидно-медно-никелевыми (пирит-миллеритовыми) рудами, частично накладывается на них. В миллерит-пиритовых рудах содержание As составляет 0,22%, Ag до 13 г/т, Sb до 2,5 г/т (н/а анализ). В северной части участка прожилковое оруденение приурочено к зонам брекчирования и цементации кварц-карбонатным материалом туфов и колчеданных руд в местах флексуобразных перегибов их литологических горизонтов. Мощность рудных тел с содержанием рудных минералов до 10% составляет 1–2 м, рудных зон – 5–15 м. Общая мощность геохимического ореола в северной части участка достигает 100–150 м. Количество арсенопирита составляет 3–7%, концентрация As в наиболее богатых участках достигает 0,4 и >1%, Sb 0,1–0,8%. Устанавливается прямая значимая корреляция As и Sb. Содержания золота в рудных зонах по единичным пробам определены пока невысокие – 0,1–0,3 г/т. В С-187 (гл. 56,2–58,9 м) в зоне, совмещенной с колчеданами, установлено 2 г/т. Мощность рудных прожилков не превышает 0,5–1 см. Карбонат в прожилках и зонах брекчирования представлен доломитом (Кулешевич, 1992).

Минералогия вкрапленно-прожилковых золото-сурьмяно-мышьяковых руд представлена бертьеритом, джемсонитом, антимонитом, самородной сурьмой, пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, реже пирротином, сфалеритом (табл. 6; Кулешевич и др., 1998). В колчеданах доминируют арсенопирит, тетраэдрит, джемсонит. При наложении Sb-As минерализации на метакоматииты появляются, как это уже отмечалось, герсдорфит, ульманнит, самородное серебро (размером 5–7 мкм) в парагенезисе с пиритом, миллеритом, полидимитом, халькопиритом.

Минералогия вкрапленно-прожилковых золото-сурьмяно-мышьяковых руд представлена бертьеритом, джемсонитом, антимонитом, самородной сурьмой, пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, реже пирротином, сфалеритом (табл. 6; Кулешевич и др., 1998). В колчеданах доминируют арсенопирит, тетраэдрит, джемсонит. При наложении Sb-As минерализации на метакоматииты появляются, как это уже отмечалось, герсдорфит, ульманнит, самородное серебро (размером 5–7 мкм) в парагенезисе с пиритом, миллеритом, полидимитом, халькопиритом.

Таблица 5  
Содержание микропримесей в пиритах участка Золотые Пороги, г/т

№	№ образца	Описание минерала	As	Co	Ni	Cu	Ag	Au*	Sb	Вид анализа
1	С-421/204	Мелкозернистый кубический пирит из массивных, вкрапленных и полосчатых колчеданных руд	42	72	120	Не опр.	1,1	0,054	120	н/а
	С-187/58,5		450	63	170	–	2,6	0,53	120	–
	7204/9		1460	520	390	–	2,6	0,015	4,5	–
	7204/10		1040	700	Не обн.	–	3,3	0,02	39	–
	С-424/141,5		400	460	340	–	2,7	0,12	27	–
	Среднее (n = 30)		632	371	150	70	0,7	Не опр.	2,2	сп/а
2	С-424/300	Пирит, ассоциирующий с арсенопиритом в зонах сурьмяно-мышьяковой минерализации	1600	2130	300	Не опр.	4,3	0,16	2,2	н/а
	С-421/173		4480	570	840	–	4,4	0,018	4,1	–
	С-601/86,6		2100	600	Не опр.	–	Не опр.	Не опр.	Не опр.	мз/а
	С-505/141,5		Не опр.	700	500	900	–	–	–	–
	С-505/205,5		100	Не обн.	Не обн.	500	–	–	–	–
	С-505/202,5		19300	–	–	200	–	–	–	–
	С-187/51,4		500	–	4900	Не опр.	–	–	–	–
Среднее (n = 3)	4869	1063	254	49	–	–	–	сп/а		
3	С-187/71	Крупнозернистый пентагондодекаэдрический пирит из зеленых лиственитов	1870	2450	1320	Не опр.	3	0,17	2,2	н/а
	С-187/141,8		2240	2320	390	–	3	0,15	2,3	–
	7200		7510	3660	2570	–	6,9	0,056	18	–
	7200/1		370	940	150	–	88	0,093	55	–
	Среднее (n = 6)		1087	1883	1107	478	0,5	Не опр.	Не опр.	сп/а
4	С-414/17,3	Уплотненный пентагондодекаэдрический пирит из хлорит-талк-карбонатных сланцев	190	150	180	Не опр.	2,2	0,12	5,9	н/а
	С-419/172		200	1720	4210	–	4,1	0,029	12	–
	С-419/171		240	1450	500	–	3,7	0,02	16	–
	7203/8		2450	3140	1310	–	5,7	0,048	86	–
	С-419/159		1010	10900	860	–	10	0,04	27	–
	Среднее (n = 6)		767	1390	798	523	1,1	Не опр.	Не опр.	сп/а
5	Р-10	Пентагондодекаэдрический пирит из миллерит-пиритовых руд	Не опр.	2000	1300	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	мз/а
	Р-10		–	7700	1200	–	–	–	–	–
6	С-184/189	Кубический пирит из зеленых сланцев	260	230	510	–	2,8	0,044	1,7	н/а
	С-419/94,2		2860	910	100	–	3	0,02	1,5	–
	Среднее (n = 12)		808	596	119	519	261	Не опр.	Не опр.	сп/а
7	7203	Пирит из кварцевой жилы в серых лиственитах	25	4890	1040	Не опр.	4	0,033	1,3	н/а
8	7203/8	Пирит из серых лиственитов	2450	3140	1310	–	557	0,048	86	н/а
9	7208/9	Пирит из прожилков в березитах	2200	130	890	–	108	0,69	55	–

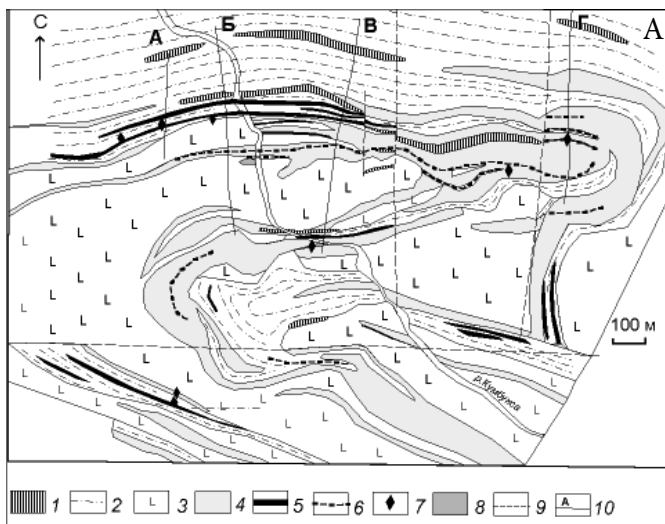
Примечание. \* – золото определялось атомно-абсорбционным методом, сп/а – спектральный (дано среднее значение по n – количеству проб), н/а – нейтронно-активационный, мз/а – микрозондовый анализы.

Таблица 6

## Минералогия сурьмяно-мышьякового золотосодержащего оруденения

№	Минерал	Fe	Cu	S	Ni	Co	As	Sb	Zn	Pb	Примеси	Сумма
1	Пирит	46,50	Не обн.	52,80	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не опр.	Не опр.	Не обн.	99,30
2	–	45,72	–	55,58	–	–	–	–	–	0,21	–	101,51
3	–	46,65	–	55,00	–	–	–	Не обн.	–	0,13	–	101,78
4	–	53,3	–	46,7	0,04	0,02	Не обн.	–	–	Не опр.	–	100,06
5	–	46,65	–	53,30	Не обн.	Не обн.	0,05	–	–	–	–	100,0
6	–	46,41	–	53,21	–	0,06	0,21	–	–	–	–	99,89
7	–	46,08	0,09	53,37	0,05	0,07	Не обн.	–	–	–	–	99,66
8	–	45,93	0,05	54,10	Не обн.	Не обн.	0,01	–	–	–	–	100,09
9	–	46,09	0,02	51,26	0,49	–	1,93	–	–	–	–	99,79
10	Пирротин	59,6	Не обн.	40,5	Не обн.	–	Не обн.	–	–	–	–	100,1
11	–	59,1	–	41,5	–	–	–	0,10	–	–	–	100,7
12	–	60,0	–	39,7	–	–	–	Не обн.	–	–	–	99,7
13	–	59,10	–	40,30	0,60	–	–	–	–	–	–	100,0
14	Халькопирит	30,74	34,36	34,11	Не обн.	–	–	–	–	–	–	99,21
15	–	30,53	37,70	34,71	0,05	–	–	–	–	–	–	99,99
16	–	29,52	34,69	34,79	0,02	–	–	–	–	–	–	99,92
17	–	30,40	34,60	34,90	Не обн.	–	–	–	–	–	–	100,20
18	Сфалерит	3,90	0,85	32,8	0,02	–	–	–	62,8	–	Cd-0,22	100,59
19	–	5,88	Не обн.	32,61	Не обн.	–	–	–	60,51	–	Cd-0,11	100,16
20	Герсдорфит	2,44	–	20,13	19,00	13,59	44,23	0,55	Не опр.	–	Не обн.	99,94
21	–	15,01	–	20,63	20,27	Не обн.	44,08	0,01	–	–	–	100,00
22	–	17,38	–	20,01	18,76	–	43,83	Не обн.	–	–	–	99,98
23	–	6,56	–	21,20	11,90	15,90	45,50	–	–	–	–	101,06
24	Арсенопирит	33,2	–	21,1	0,77	0,22	44,2	–	–	–	–	99,49
25	–	31,4	–	21,2	2,10	0,49	43,0	–	–	–	–	98,19
26	–	33,72	0,04	21,06	0,02	Не обн.	44,87	–	–	–	–	99,71
27	–	33,96	0,03	20,81	0,04	–	45,22	–	–	–	–	100,06
28	–	33,39	Не обн.	21,59	0,11	0,19	43,95	0,01	–	–	–	99,24
29	–	32,48	–	20,40	0,90	0,53	44,19	0,04	–	–	–	98,54
30	–	33,33	0,01	20,47	0,29	0,03	44,82	0,05	–	–	–	99,00
31	–	32,60	0,02	20,20	0,46	1,90	45,05	Не обн.	–	–	–	100,23
32	–	32,07	0,02	20,97	2,33	Не обн.	43,82	–	–	–	–	99,21
33	Бертьерит	12,3	Не обн.	28,8	Не обн.	–	0,12	59,8	–	–	–	101,02
34	–	12,2	–	28,7	–	–	0,20	60,1	–	–	–	101,20
35	–	11,2	–	29,4	–	–	Не обн.	60,1	–	–	–	100,7
36	–	11,8	–	29,0	–	–	0,20	59,4	–	–	–	100,2
37	–	11,99	0,04	31,11	–	–	0,09	58,01	–	–	–	99,66
38	–	12,26	Не обн.	30,71	–	–	0,13	57,11	–	–	–	100,21
39	–	11,89	–	30,20	–	–	–	56,30	–	0,62	–	99,02
40	–	11,81	–	29,80	–	–	–	55,43	–	0,40	–	97,45
41	–	11,84	–	30,79	–	–	–	57,01	–	0,45	–	100,06
42	–	12,12	–	29,44	–	–	–	55,78	–	0,55	–	97,89
43	–	11,86	–	30,05	–	–	–	56,61	–	0,54	–	99,06
44	Тетраэдрит	3,93	38,0	25,40	–	–	–	29,4	2,70	Не обн.	Ag-0,13	99,56
45	–	3,97	38,2	25,0	–	–	0,13	29,0	2,79	–	Ag-0,40 Bi-0,20	99,49
46	Джемсонит	2,32	Не обн.	22,57	–	–	Не обн.	34,98	Не опр.	38,57	Не обн.	98,44
47	–	2,41	–	22,68	–	–	–	34,34	–	37,68	–	97,10
48	–	2,48	–	22,37	–	–	–	35,23	–	38,91	–	99,00
49	–	2,49	–	22,24	–	–	–	35,64	–	39,01	–	99,39
50	Цинкениит	2,10	–	21,2	–	–	–	39,3	–	39,1	–	101,7
51	Ульманнит	0,09	–	15,0	26,6	0,06	1,20	59,6	–	Не обн.	–	102,55
52	–	0,12	–	14,5	27,6	Не обн.	1,71	56,6	–	–	–	100,53
53	–	Не обн.	0,01	–	26,7	–	0,64	57,0	–	–	–	98,85
54	–	–	0,02	–	27,0	–	2,42	54,8	–	–	–	97,64
55	–	–	Не обн.	15,69	27,94	0,17	6,92	49,27	–	–	–	99,99
56	Антимонит	–	–	28,00	Не обн.	Не обн.	Не обн.	71,06	–	–	–	99,06
57	–	0,02	–	28,73	–	–	–	69,66	–	0,25	–	98,66
58	–	0,04	–	28,64	–	–	–	69,95	–	0,09	–	98,72
59	–	0,03	–	28,46	–	–	–	71,97	–	0,01	–	100,47
60	–	Не обн.	–	28,72	–	–	–	72,37	–	0,27	–	101,35
61	–	0,31	–	29,95	–	–	–	70,41	–	0,09	–	99,77
62	–	0,15	–	29,33	–	–	–	70,25	–	0,08	–	99,81
63	Самородная сурьма	Не обн.	–	Не обн.	–	–	–	100	–	Не обн.	–	100
64	–	0,12	–	–	–	–	–	98,4	–	–	–	98,52
65	–	Не обн.	–	–	–	–	–	100,7	–	–	–	100,7

Примечание. № 1 – образец P-14; № 2–3, 39–43, 46–49, 56–63 – образец C-421/251,8; № 4, 12, 17–18, 33–34, 44, 53–54 – C-505/141,4; № 7, 14, 30, 37–38 – C-505/141,5; № 24–25, 45, 47 – C-505/146,4; № 11, 35, 50–51 – C-505/151,8; № 10, 36, 64 – C-505/152,1; № 5, 26, 27 – C-187/51,4; № 6, 19, 28–29 – C-601/86,6; № 20, 55 – образец 7203/7; 23 – C-662/32. В образцах C-601/86,6 и C-505/205,5 установлены мельчайшие выделения самородного серебра.



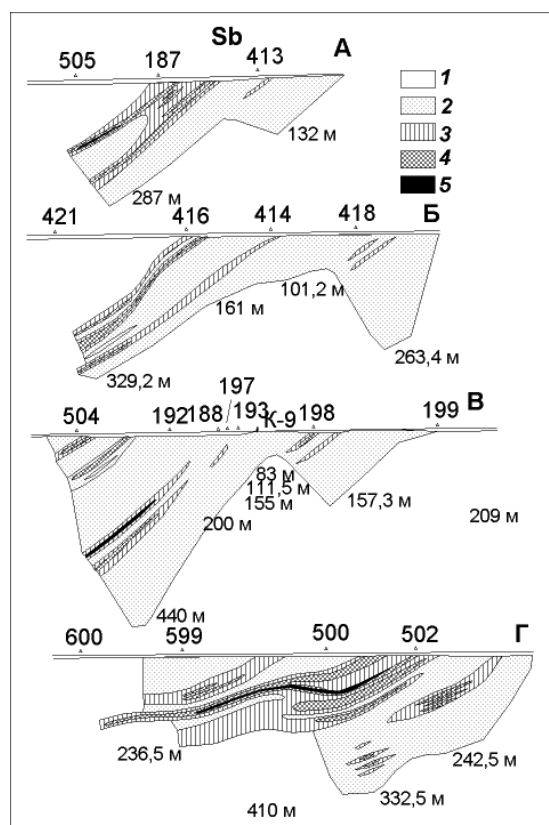
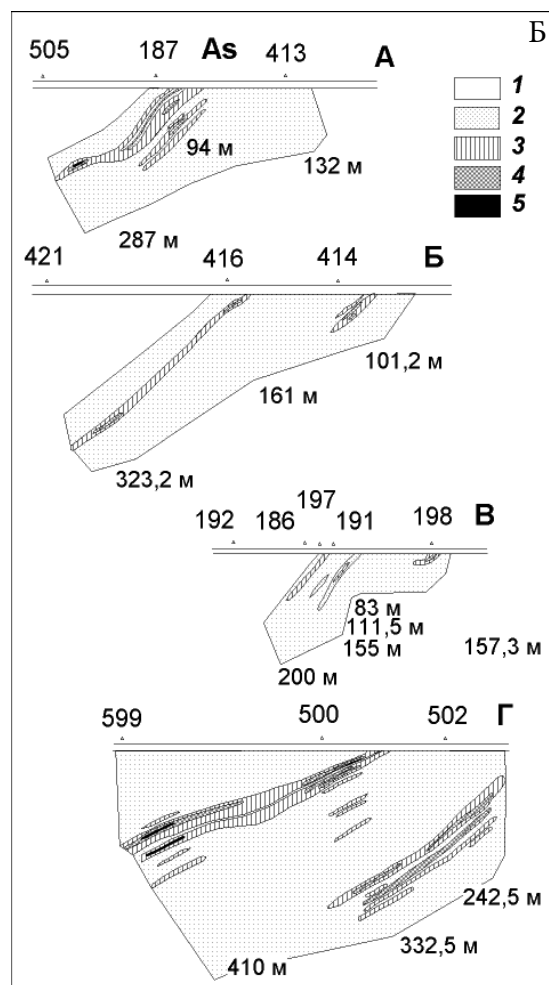
**Рис. 6. Схема геологического строения участка Золотые Пороги (А) и геохимические ореолы As (Б) и Sb (В):**

А. 1 – метаморфизованные габбро; 2 – вулканогенно-осадочная толща; 3 – базальты; 4 – коматиты; 5 – колчеданы; 6 – сульфидно-медно-никелевые руды; 7 – проявления Au-Sb-As минерализации; 8 – арсенопириты; 9 – сдвиговые деформации; 10 – геохимические профили. Б-В. Геохимические ореолы As (Б) и Sb (В): 1 – нет данных; 2 – 0,001–0,01%; 3 – 0,01–0,1%; 4 – 0,1–1%; 5 – более 1%

Арсенопирит образует белые короткопризматические кристаллы (до 0,1–0,2 см) и выделяется первым при  $T = 455\text{--}400\text{ }^{\circ}\text{C}$ . В арсенопирите присутствуют примеси Ni 0,02–2,33%, Co 0,03–1,90%, Sb 0,01–0,05%, Cu до 0,01–0,04%. Пирит встречается в двух генерациях: ранней – кубический пирит колчеданов и поздней – пирит пентагондодекаэдрического облика, ассоциирующий с арсенопиритом и обогащенный As от 0,1 до 1,93% (табл. 5, № 2). Отдельные определения Au в нем показали значения 0,018–0,16 г/т. Он характеризуется высокими положительными значениями термоэДС в отличие от пиритов колчеданных руд (Кулешевич, Белашев, 1998).

Пирротин, халькопирит, сфалерит образуют аллотриоморфные зерна и выделяются после пирита. В северной части участка эти минералы более редкие, чем в южной залежи. Сфалерит содержит Fe 3,90–5,80% и обогащен Cd до 0,11–0,22%, его температура образования оценивается в 260 °С.

Сурьмяная минерализация появляется в завершающую стадию рудообразования. Первыми из Sb-содержащих растворов выделялась самородная сурьма и антимонит, затем бертьерит, джемсонит, в колчеданах – тетраэдрит. Самородная сурьма встречается в малосульфидных участках. Бертьерит – наиболее распространенный Sb-минерал. Кристаллизуется он в виде аллотриоморфных зерен вокруг арсенопирита и сопровождается редкими иголочками антимонита. Бертьерит встречается во вкрапленности, прожилках, в зоне брекчирования, реже на участках, совмещенных с колчеданными залежами, в ассоциации с джемсонитом и тетраэдритом. В нем содержится примесь Pb 0,4–0,62%. Джемсонит относится к Fe-Pb-сульфосолям. Антимонит содержит в незначительном количестве примесь Pb и Fe. На участке Золотые Пороги, при отсутствии собственного минерала Pb – галенита, наблюдается корреляция Sb и Pb.



При наложении Sb-As минерализации на метакоматииты и совмещении ее с никелевыми рудами образуются герсдорфит и ульманнит. Среди герсдорфитов выявлены Co и Fe разновидности. В ульманните содержание As достигает 0,64–6,92%. В ассоциации с ними установлены микроскопические выделения самородного Ag. Температура образования руд в этом случае опускается до ~150 °С.

В аншлифе скважины 505 отмечено тонкодисперсное самородное золото. Несомненно, что недостаточное опробование не позволяет нам сейчас говорить о более высоких концентрациях золота, а только о перспективах участка. Процессы лиственитизации и образование золото-сурьмяно-мышьяковой минерализации Золотых Порогов могут сравниваться с подобными на месторождениях Южной Африки (м-е Монарх, з/к пояс Мурчисон, Pearton, 1978; Muff, Saager, 1976; Viljoen, 1976).

**3. Золото в лиственитах и березитах.** Повышенные концентрации золота установлены в зонах березитизации, лиственитизации и карбонат-кварцевых прожилков, сопровождающихся золото-пиритовой вкрапленностью или сурьмяно-мышьяковой минерализацией. Образование этих низкотемпературных метасоматитов связано с расщеплением и интенсивным углекислотным метасоматозом в зоне Кумбуксинского разлома. В зонах дислокаций, приуроченных к центральной части участка вдоль р. Кумбуксы, широко развиты линзовидные тела серицит-(фуксит)-карбонат-кварцевых березитов, фуксит- или хлоритсодержащих зеленых или кварц-карбонатных серых лиственитов по метакоматиитам и metabазальтам, гофрированные тектуры и карбонат-кварцевые жилы, секущие вмещающие толщи (Кулешевич, 1984, 1992).

Метакоматииты будинированы и оталькованы, их изменение сопровождается переотложением сульфидных медно-никелевых руд с образованием халькопирит-миллерит-пиритовых руд, в которых обычными минералами являются полидимит, ульманнит, герсдорфит и магнетитовая вкрапленность. Руды обогащены As и Sb, что также подчеркивает наложенный характер сурьмяно-мышьяковой минерализации.

Пирит из хлорит-талк-карбонатных сланцев и миллерит-пиритовых руд имеет уплощенный пентагондодекаэдрический габитус. Он обогащается As до 190–2450 г/т, Sb до 86 г/т (табл. 5, № 4, 5) и содержит Au 0,02–0,12 г/т. Горизонты переотложенных никелевых руд в целом не золотосны.

Однако в зеленых (фуксит-кварц-карбонатных лиственитах) встречается вкрапленность пирита или маломощные (до 1 м) прослои пиритовой вкрапленной минерализации (от 3–5 до 20–40%) с небольшим количеством халькопирита, отличающиеся повышенными концентрациями Co и Au. Карбонат в лиственитах представлен доломитом или анкеритом, слюда – Sr-содержащим фенгитом, встречается хлорит, турмалин, рутил. Пирит образует изометричные пентагондодекаэдрические кристаллы. Содержание As в нем 370–7510 г/т, Co 940–3660 г/т, концентрации Ni достигают 150–2570 г/т, Sb до 55 г/т, присутствует Ag до 88 г/т, Au от 0,056–0,17 г/т до 6,53 г/т (табл. 5, № 3). Однако, по данным золотоспектрального анализа, в

пиритсодержащих лиственитах из центральной части участка содержание золота невысокое – 0,1–0,3 г/т.

В серых кварц-карбонатных лиственитах карбонат представлен доломитом, тонкая рудная вкрапленность – герсдорфитом и ульманнитом. Встречается самородное серебро, содержание Au достигает 0,1–0,2 г/т. На контакте лиственитовых линз развита пиритовая вкрапленность (от 5 до 15%) и карбонат-кварцевые жилы, содержащие пирит и пирротин. Пирит обогащен As, Co, Ni, Ag, Sb (табл. 5, № 7–8), содержание Au в нем до 0,033–0,048 г/т. В пиритах из серых лиственитов и зеленых сланцев по базальтам установлены повышенные концентрации Ag до 261–557 г/т.

Березиты – карбонат-серицит-кварцевые, фуксит-карбонат-кварцевые или более слюдистые метасоматиты образуются по кислым-средним вулканогенно-осадочным породам и углеродистым сланцам. Содержание сульфидов в них колеблется в пределах 5–10%, характерен повышенный геохимический фон золота, но в целом они опробованы недостаточно. Березиты сопровождаются пиритовой вкрапленностью с высоким содержанием As 2200 г/т, Ag 108 г/т и Au до 0,69 г/т (табл. 5, № 9).

В центральной части участка, в районе порогов, вмещающие толщи и зоны их изменений (листвениты и березиты) пронизаны кварцевыми и карбонат-кварцевыми жилами различной формы. Именно здесь, в пойме р. Кумбуксы, было обнаружено самородное шлиховое золото, участок является перспективным на выявление золото-кварцевого жильного оруденения.

**Возраст руд и метасоматитов.** Вопрос о возрасте руд и околорудных метасоматитов остается открытым. Можно предполагать, что первичное сингенетичное рудоотложение произошло в позднем архее, однако возраст метасоматитов, определенный K/Ar методом по фукситам, равен 1900–1870 млн. лет (ИГЕМ). Следует отметить также, что подобные изменения в зоне Кумбуксинского разлома накладываются на все породы, в том числе ятулийские.

В пределах Золотопорожского рудного поля южнее участка Золотые Пороги расположен **участок Геофизический** (рис. 1). На этом участке разрез представлен metabазальтами, их туфами, хлорит-талк-карбонатными и хлорит-талк-серпентиновыми сланцами по коматиитам, туфогенно-осадочной толщей, углеродсодержащими сланцами, колчеданами и кварцитами с вкрапленностью магнетита и сульфидов. Вкрапленная сульфидная минерализация участка характеризуется повышенными содержаниями Cu, Zn, Pb, а в скважине 105 (табл. 7) установлены галенит и Bi-Te-минералы, такие как алтаит, теллуровисмутид, гессит, являющиеся спутниками золота.

В зоне Центрального разлома находится **рудное проявление Половинно**, расположенное севернее Каменноозерской структуры у оз. Пустого. На этом проявлении золоторудная минерализация приурочена к двум телам мощностью 0,7–2 м и 1 м, погружающимся под углом 40° на ЮЗ, в лиственитах по базальтам (С-9/172–173,9 м, С-2/178,5–179,2 м и С-9/267,6–268,6 м). Рудная минерализация (5–12%) представлена вкрапленностью пирита, пирротина, халькопирита, галенита, тонкодисперсного золота, электрума, пентландита, сфалерита, магнетита, ильменита, халькозина и окисленных минералов. Содержание Au в рудных телах

Таблица 7  
Редкие минералы участка Геофизического

Минерал	Pb	Bi	Sb	S	Te	Ag	Сумма
Галенит	49,866	Не обн.	Не обн.	50,133	Не обн.	Не обн.	99,92
Алтаит	47,725	0,282	–	Не обн.	51,992	–	98,47
Теллуровисмутид	3,835	46,277	–	–	49,887	–	100,0
Гессит	0,825	5,449	–	–	48,889	44,835	100,0

Примечание. Микронзондовый анализ выполнен в Кольском НЦ на микронзондовом анализаторе «Самеса», образец С-105/144,3.

колеблется от 0,1 до 20 г/т (ср. 1,18–5,56 г/т – в верхнем и 2,92 г/т – в нижнем, Бонбенков и др., 1979).

*Заключение по Сумозерско-Кенозерскому поясу.* Общий анализ обстановок нахождения золота в Каменноозерской структуре показывает, что золото связано с зонами сульфидной или сурьмяно-мышьяковой сингенетической и эпигенетической вкрапленно-прожилковой минерализации в березитах, листовенитах (Золотые Пороги, зона Кумбуксинского и Центрального разломов) либо приурочено к контактам порфировых даек и небольших гранитных тел (Щучинский, Савинский, Лещевский). Незначительное повышение концентраций золота относительно фона отмечается в горизонтах колчеданов и кварцитах, однако в целом они содержат низкий уровень всех примесей, что характерно для залежей простых по составу колчеданных руд островодужных систем и шельфовых обстановок, формирующихся на симатической коре. Их нельзя считать золотоносными, но и не следует сбрасывать «со счета», учитывая как базовую формацию. В семействе колчеданных рудных формаций к золоторудной можно отнести лишь одно золото-по-

лисульфидное Северо-Вожминское рудопоявление, связанное с более поздним развитием островной дуги.

Таким образом, учитывая геодинамическое развитие территории, можно сказать, что с ранней аккреционной историей связано накопление колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд и золото-сульфидной вкрапленной сингенетической минерализации, сопряженных с вулканизмом и гидротермальными процессами. На коллизионной стадии происходит смятие вмещающих комплексов вблизи внедрившихся гранитов, формирование золото-сульфидной минерализации в зонах гидротермального изменения на контактах даек риодацитов и в березитизированных внутрискрутурных гранитных телах. В зоне Кумбуксинского и Центрального разломов происходит чешуирование толщ, образование СЗ сдвиговых зон, вероятно, двух возрастных уровней (в позднем архее и на свекофеннском этапе в палеопротерозое), образование миллерит-пиритовых руд, золото-сульфидной и золото-сурьмяно-мышьяковой рудной минерализации.

## ЛИТЕРАТУРА

- Барто, Скиннер П. Б., Скиннер Б. Дж. Устойчивость сульфидных минералов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970. С. 211–285.
- Бонбенков В. Н., Розенцвит Е. А., Богданов Л. А. Отчет о проведении поисковых работ на Половнинском рудопоявлении золота. 1979. ВГФ. № 0375462.
- Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л., 1981. 152 с.
- Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита. Л., 1983. 304 с.
- Кожневиков В. Н., Кулешевич Л. В., Фурман В. Н. Структурный анализ архейских образований участка Золотые Пороги (Восточная Карелия) // Операт.-информ. материалы. Петрозаводск, 1983. С. 47–51.
- Кулешевич Л. В. Листвениты в зеленокаменных поясах Восточной Карелии // Геология рудных месторождений. 1984. Т. 26, № 3. С. 112–116.
- Кулешевич Л. В. Метаморфизм и рудоносность архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита. Петрозаводск, 1992. 266 с.
- Кулешевич Л. В. Металлогения верхнеархейских углеродистых формаций Восточной Карелии // Углеродсодержащие формации в геологической истории: Тр. междунар. симпоз. (2–7 июня 1998 г., Петрозаводск). Петрозаводск, 2000. С. 221–227.
- Кулешевич Л. В., Белашев Б. З. Колчеданное орудование Восточной Карелии (опыт изучения состава и электрофизических свойств пиритов) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск, 1998. С. 57–72.
- Кулешевич Л. В., Фурман В. Н., Кортаева Н. Н. Редкая сурьмяная минерализация докембрийского рудопоявления Золотые Пороги в Восточной Карелии // Записки ВМО. 1998. № 6. С. 89–98.
- Куликов В. С., Куликова В. В., Федюк А. В., Сухолетова Г. Н. К стратиграфии лоция Каменноозерской структуры Ветреного Пояса // Операт.-информ. материалы. Петрозаводск, 1982. С. 27–30.
- Куликова В. В. Сумозерский зеленокаменный пояс // Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита. Л., 1988. С. 89–114.
- Морозов С. А., Федюк А. В. и др. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на медно-никелевые руды в пределах Каменноозерской зоны Ветреного Пояса за 1976–1979 гг. Фонды КГЭ. Инв. № 0390794. Петрозаводск, 1979.
- Металлогения Карелии / Отв. ред. С. И. Рыбаков, А. И. Голубев. Петрозаводск, 1999. 340 с.
- Федюк А. В. и др. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на медно-никелевые руды в пределах Лебяжинского участка Каменноозерской зоны Ветреного Пояса за 1978–1981 гг. Фонды КГЭ. Инв. № 1491. 1981.
- Федюк А. В. и др. Отчет о детальном поисках медно-никелевых руд в зонах лежачего контакта Вожминского и Кумбуксинского массивов (объект Восточная рудоконтролирующая зона) за 1982–1984 гг. Фонды КГЭ. Инв. № 1591. 1984.
- Фурман В. Н. и др. Отчет о результатах поиска меди, никеля и других руд в западной части Каменноозерской структуры Ветреного Пояса за 1980–1983 гг. Фонды КГЭ. Петрозаводск. 1983. Инв. № 1569.
- Фурман В. Н. и др. Отчет о результатах поисков медно-никелевых руд, связанных с коматиитами в Каменноозерской структуре за 1985–1989 гг. Фонды КГЭ. Петрозаводск. 1989. Инв. № 1702.
- Сазонов В. Н. и др. Месторождения золота Урала. Екатеринбург, 2001. 621 с.



*Скотт С. Д.* Использование сфалерита и арсенопирита для оценки температур и активности серы в гидротермальных месторождениях // Физико-химические модели петрогенеза и рудообразования. Новосибирск, 1984. С. 41–49.

*Шемякина Н. М.* Геохимия региональных низкотемпературных метасоматитов восточной части Балтийского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. 1983. 23 с.

*Muff R., Saager R.* Metallogenic interpretations from a mineralogical and geostatistical study of antimony ores of the Murchison greenstone belt, South Africa // A Symposium on mineral deposits and the transportation and deposition on metals. 1976. P. 167–179.

*Pearton T. N.* The geology and geochemistry of the Monarch ore body and Environs, Murchison range, north-eastern Transvaal // Mineralization in metamorphic terranes. 1978. P. 77–86.

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

*Samsonov A. V., Puchtel I. S., Shchipansky A. A. et al.* 2,88 Ga island-arc magmatism of the Kamennoozero greenstone belt, eastern Karelia, Russia // Abstracts of International conference «Early Precambrian: genesis and evolution of the continental crust». Moscow, Russia, 1999. P. 150–152.

*Viljoen M. J.* The geology and geochemistry of the «Antimony line» in the united Jack Complex, Murchison range // A Symposium on mineral deposits and the transportation and deposition on metals. 1976. P. 133–158.

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

## **ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ И ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ ПУДОЖГОРСКОГО ИНТРУЗИВА**

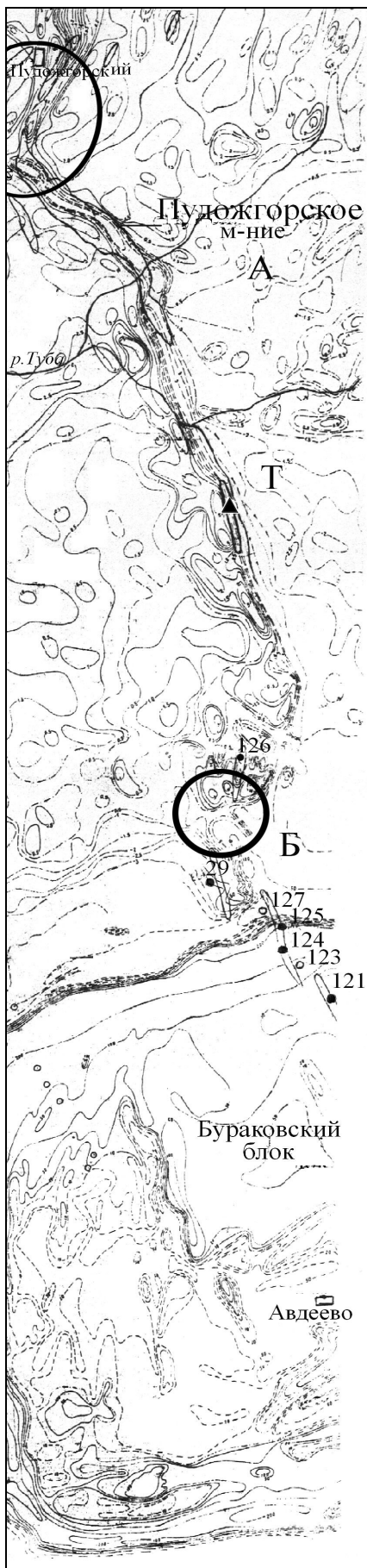
Внедрение Пудожгорского интрузива неразрывно связано с процессом эволюционного развития Онежской впадины, являющейся конседиментационной структурой прогибания, и областей поднятия в ее обрамлении. Геодинамические условия образования интрузии и Онежской структуры авторами детально рассматривались ранее (Трофимов, Голубев, 1999). Следствием этих процессов является симметричное внедрение в верхнеятулийское – людиковийское время, по противоположным бортам впадины, двух пологопадающих базитовых пластовых интрузивов – Койкарско-Святнаволоцкого (силла) и Пудожгорского, относящихся к единому пудожгорскому магматическому комплексу. Они сформированы флюидонасыщенными расплавами, отвечающими по составу титанистому феррогаббро (Трофимов и др., 1998). Оба интрузива хорошо дифференцированы с отделением, в результате ликвации, в его приподошвенной части рудного титаномagnetитового горизонта, имеют одинаковое строение и мощность. Рудный горизонт фактически является маркирующим, что позволяет надежно увязывать и исследовать особенности их строения как в разрезе, так и в плане. Пудожгорский пластовый интрузив кварцевых габбродеритов представляет, по сути, один макроритм, дифференцированный и подразделяемый нами на три горизонта (снизу вверх): подрудный, рудный, надрудный. Последний имеет послойную дифференциацию, обогащен щелочами и кремнеземом.

Пудожгорский интрузив картируется по величине магнитного поля на фоне слабомагнитных вмещающих пород (рис. 1). Его внедрение произошло в жесткую гранито-гнейсовую раму. В плане он имеет дайкообразную форму с резкими подворотами на флангах. Интрузив прослежен горными выработками на расстоянии 25 км. Потенциально возможная длина его, с учетом пересечения Бураковского блока, около 40 км. Своим южным окончанием он сечет Бураковский массив (рис. 1, скв. 121, 124, 125), северным – упирается в верхнеятулийскую синклиналиную структуру (смотри рис. в статье данного сборника – Трофимов, Логинов), где по изолиниям магнитного поля видно, что интрузив резко, почти под прямым углом, поворачивает на северо-восток (рис. 1). Здесь полевыми работами 2004 г. установлено внедрение в основание вулканогенно-осадочного разреза силла, относящегося к пудожгорскому интрузивному комплексу, названного Габневским.

Габневский силл имеет аналогичный Пудожгорскому интрузиву состав, мощность и дифференцированность строения. В нем присутствует маркирующий рудный горизонт. Его образование может быть обусловлено внедрением расплава, сформировавшего Пудожгорский интрузив, но может быть связано и с наличием самостоятельного подводящего канала. Вероятности продолжения силла на север до р. Пяльмы косвенно подтверждается наличием магнитной аномалии и аналогичной турмалиновой минерализации в вышележащих породах, наблюдающейся в береговом обрыве р. Пяльмы. Достоверно установленная протяженность Габневского силла – 10 км, вероятная – 20–25 км и даже более.

Степень изученности Пудожгорского интрузива очень неравномерная. Его северный фланг, от д. Римское до р. Анусаары протяженностью 7,1 км, названный Пудожгорским месторождением титаномagnetитовых руд, детально изучен по сети от 50 × 100 м до 400 × 800 м с помощью буровых (254 скв.) и горных работ (рис. 2), сгруппированных в пределах 51 разведочной линии (р. л.). На этом участке разведаны и подсчитаны запасы титаномagnetитовых руд в промышленных категориях А, В, С<sub>1</sub> и С<sub>2</sub> (1952 г.). Такая высокая детализация этой площади позволила выявить особенности морфологии Пудожгорского интрузива и проанализировать условия его внедрения. К югу по простиранию магнитной аномалии интрузив вскрыт и опробован: на Тубозерском участке (рис. 1: Т) расчистками Института геологии; на Бураковском участке (рис. 1: Б) – скважинами СЗТГУ (1972 г.) и КПСЭ (1985–1989 гг.). Азимут простирания интрузива: преобладающий – 340°, на разведанном месторождении – 310–320°, средний угол падения – 10–15° (рис. 2), он возрастает: на участках клиньев – до 25–35°; резкого изменения простирания – до 45–48° (р. л. № 39, 51).

Анализ морфологии интрузивной залежи показывает, что внедрение интрузии произошло в процессе роста трещин отрыва (рис. 3). Схема роста таких трещин, возникающих в условиях растяжения, иллюстрируется рис. 4. На заключительных стадиях раскрытия они сближаются, но из-за кулисообразного расположения концы трещин оказываются расположенными параллельно и при смыкании происходит захват окружающих пород (Великий, 1961). Именно такая картина наблюдается на Пудожгорском месторождении. Здесь с высокой степенью достоверности буровыми и горными



**Рис. 1. Карта изолиний магнитного поля Пудожгорского интрузива и Бураковского блока:**

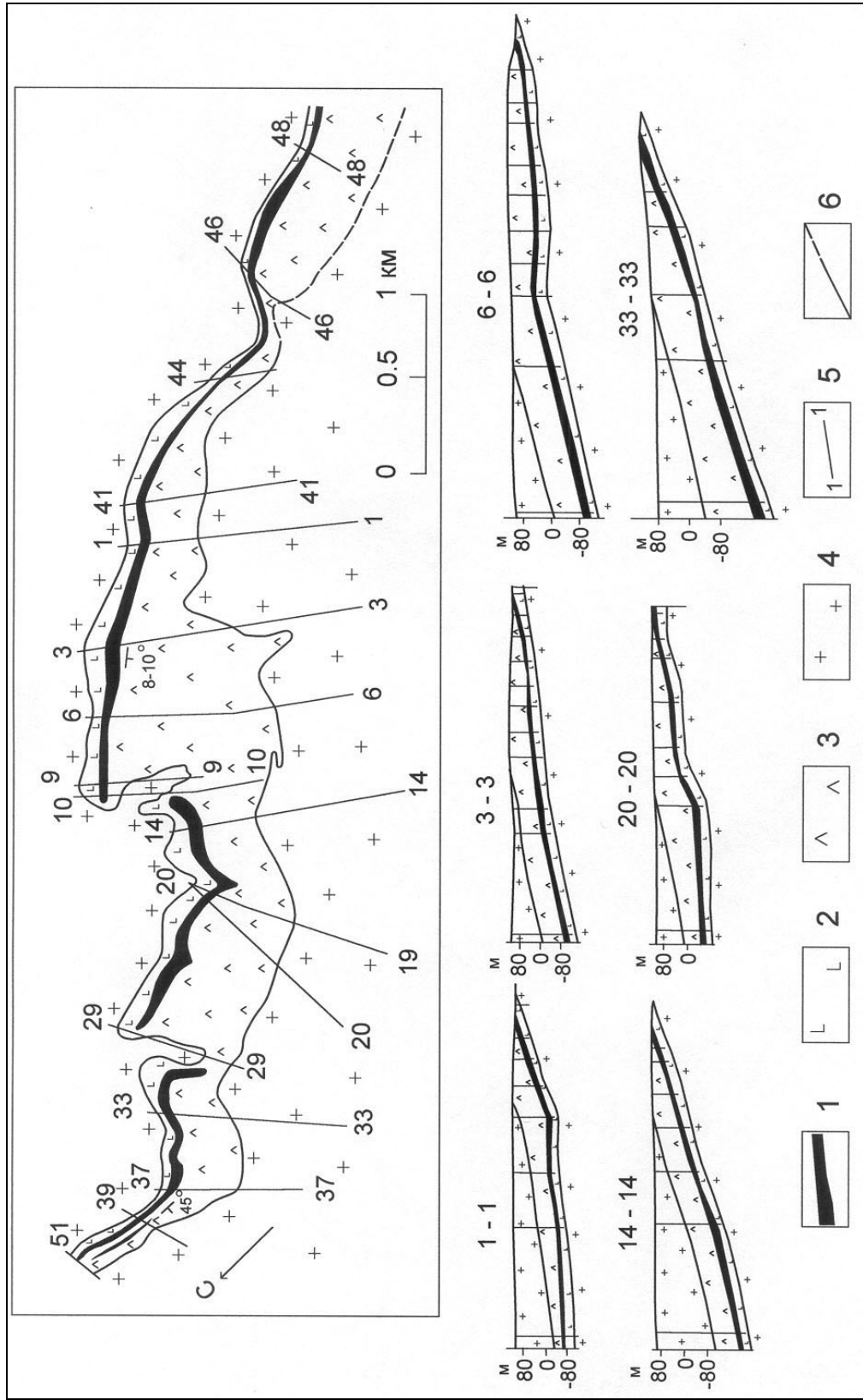
А – Пудожгорское месторождение, Т – Тубозерский участок, Б – Бураковский участок

работами установлено на уровне современного эрозионного среза наличие двух гранитных **клиньев – линз**, глубоко вдающихся в тело интрузива (рис. 2–8, р. л. 29, 10–9), и предполагается еще один в долине р. Анусаары (рис. 2, р. л. 46). Кроме них имеется гранитный клин, не вскрытый эрозией (рис. 7, р. л. 41). Размер этих линз в плане: А –  $350 \times 100\text{--}120$  м (рис. 5) и Б –  $450 \times 100\text{--}150$  м (рис. 6). Простираение первой – СВ  $60^\circ$ , падение на СЗ под углом  $30^\circ$ ; второй – СВ  $15^\circ$ , падение на СЗ под углом  $20\text{--}25^\circ$ . В плане останцы вмещающих пород имеют форму глубоко вдающихся в тело интрузива клиньев (рис. 5, 6), а в продольном разрезе – форму линз с параллельными стенками и выдержанной по падению мощностью около 40 м (рис. 7, 8, р. л. 10). В серии поперечных разрезов вкрест простирания гранитного клина Б видно, что по падению интрузива гранитная линза, в целом не меняя мощности, постепенно сокращается и с глубиной быстро выклинивается (рис. 6), а интрузив без разрыва прослеживается как единое тело. Наличие псевдоразрыва, как бы существующего с поверхности между гипабиссальными интрузивными телами долеритов, является случайным срезом вскрытого эрозией гранитного клина, ибо фактически он отсутствует, а интрузив является единой залежью (сравни рис. 6 и 7, р. л. 41).

Заполнение трещин расплавом и захват гранитных клиньев при смыкании кулис происходили одновременно. Этот тезис хорошо иллюстрируется поведением маркирующего рудного горизонта, имеющего ликвационный генезис, утоняющегося и выклинивающегося в разрезе у гранитных линз (рис. 6, р. л. V–VIII, рис. 7, р. л. 41), а в плане изгибающегося по конфигурации линзы А (рис. 5). Установленные бурением в надрудном горизонте линзующиеся горизонты висячих титаномагнетитовых руд протяженностью 100–200 м присутствуют только на участках смыкания кулис. Контакты долеритов с гранитными линзами имеют зоны закалки. Поэтому вероятность более позднего (после заполнения трещин) вдавливания клиньев в тело интрузива исключается.

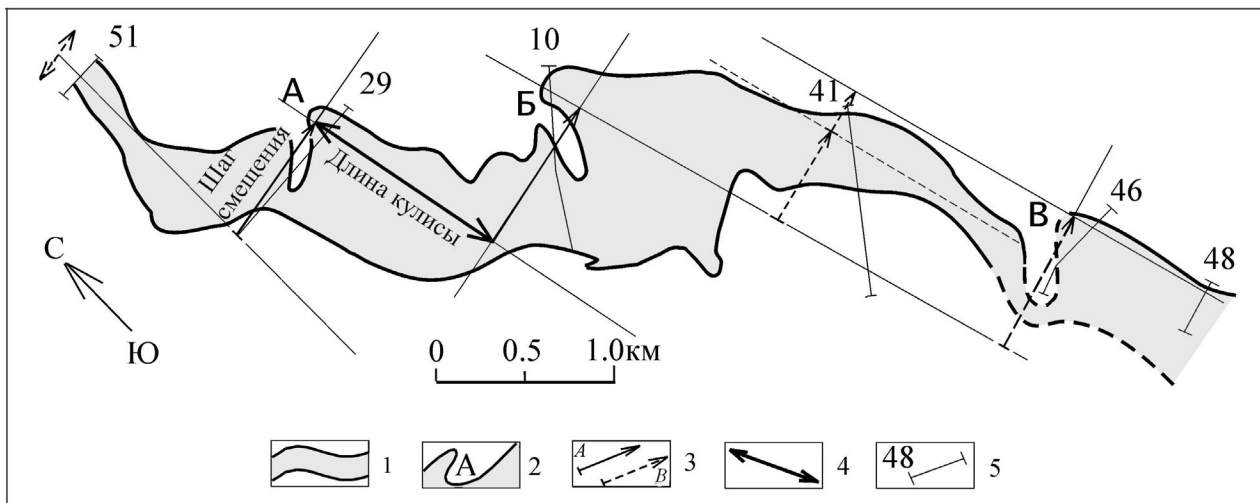
Отстроенная схема роста и смыкания трещин в пределах Пудожгорского месторождения наглядно иллюстрирует наличие пяти кулис протяженностью 1,3–1,4 км каждая, с шагом смещения вправо. Шаг смещения на участках пологого залегания интрузива ( $10\text{--}15^\circ$ ) составляет 0,8–0,9 км (рис. 3, р. л. 29, 10), а более крутого – меньше (рис. 3, р. л. 41, 46), так как он определяется углом падения залежи. При мощности интрузива 120–140 м соотношение ее с длиной кулисы составляет 1 : 10.

- ▲ – расчистки;  
буровые скважины:
- – вскрывшие интрузию,
- – не вскрывшие интрузию;
- – прогнозируемые рудные столбы



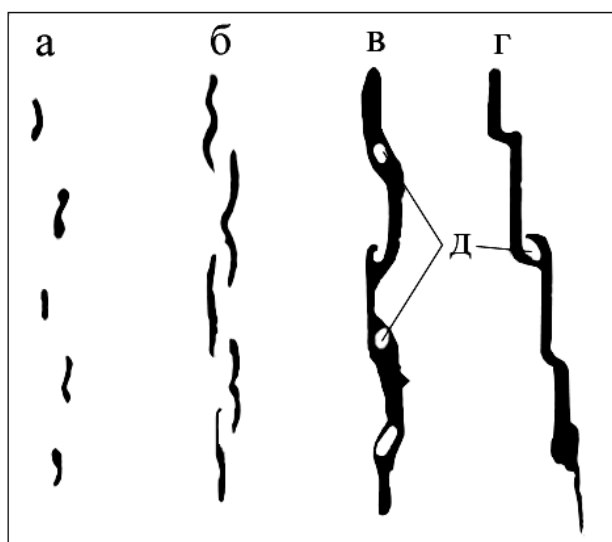
**Рис. 2. Геологическая карта и разрезы по профилям Пудожгорского месторождения:**

1 – рудный горизонт; 2 – подрудный горизонт; 3 – надрудный горизонт; 4 – граниты и гранито-гнейсы; 5 – разведочная линия и ее номер; 6 – геологические границы



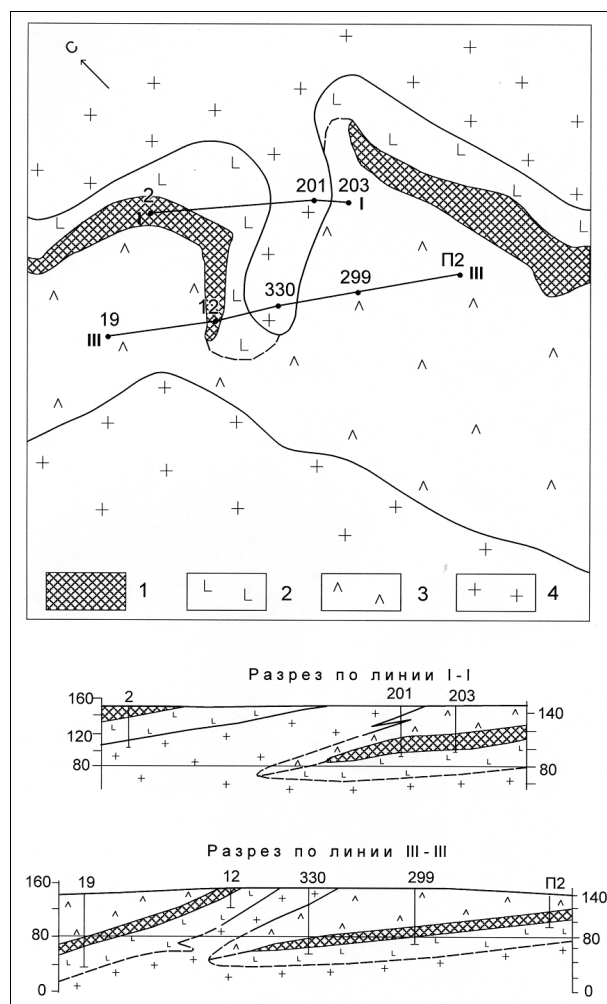
**Рис. 3. Схема правостороннего параллельного смещения кулис – смыкающихся трещин отрыва:**

1 – Пудожгорский пластовый интрузив; 2 (А-В) – гранитные клинья (линзы) в теле интрузива, оставшиеся после смыкания трещин; 3 – шаг смещения трещины отрыва – установленный (А, В), предполагаемый (В); 4 – длина кулисообразной трещины; 5 – номера разведочных линий буровых скважин



**Рис. 4. Схема роста трещин отрыва по Е. И. Чертковой (Великий, 1961):**

а-г – стадии процесса, д – захват окружающих пород в процессе роста трещины (при смыкании кулис)



**Рис. 5. Геологический план и разрезы Пудожгорского интрузива в районе гранитного клина А:**

1 – рудный горизонт; 2 – подрудный горизонт; 3 – надрудный горизонт; 4 – плагиомикроклиновые граниты

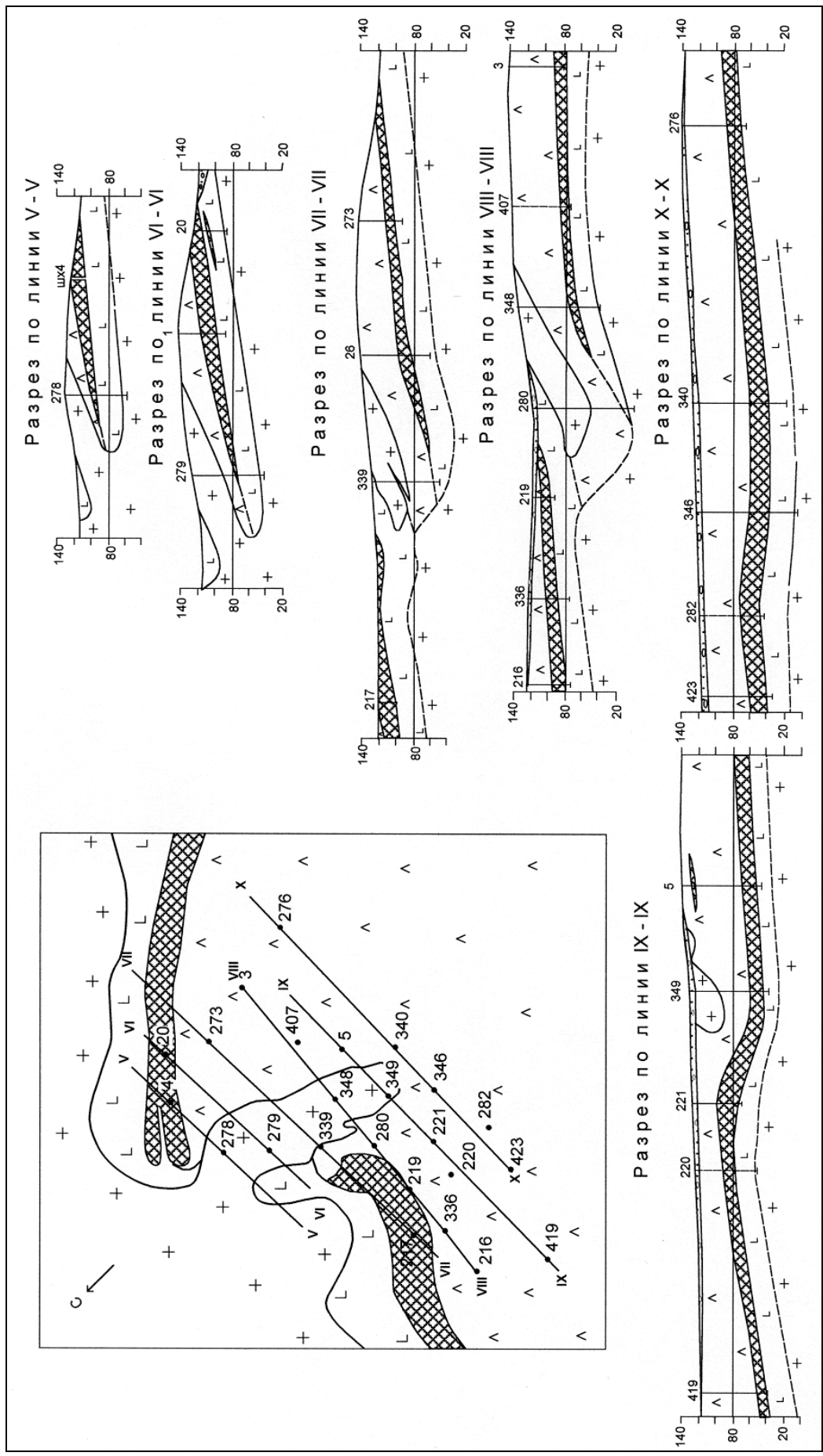
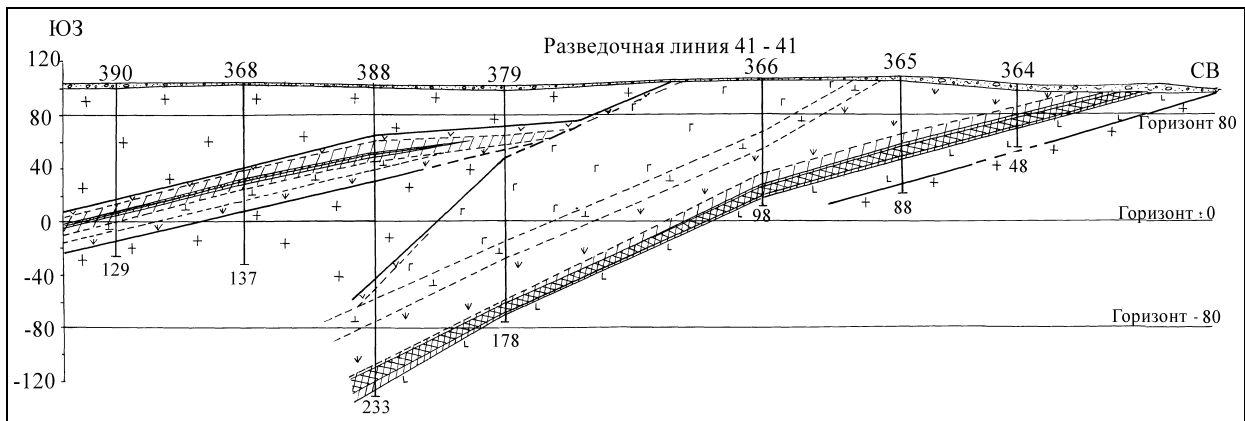
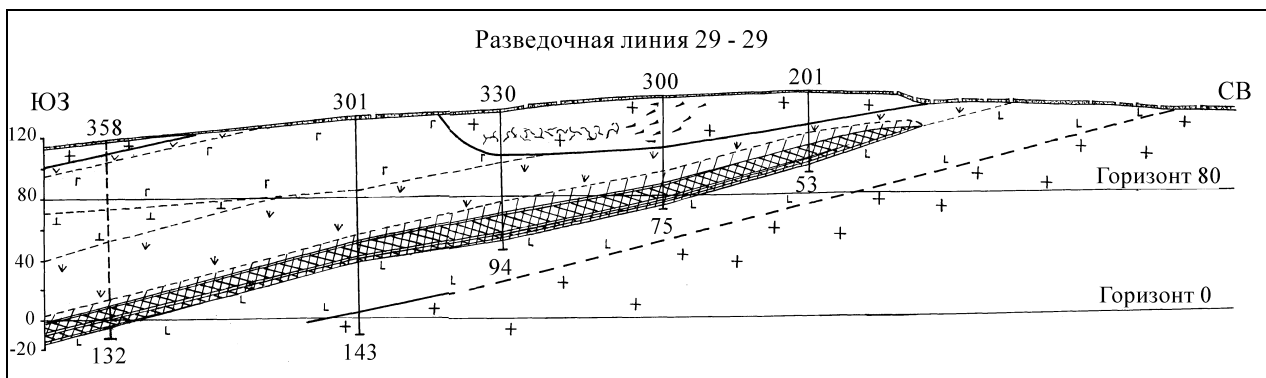


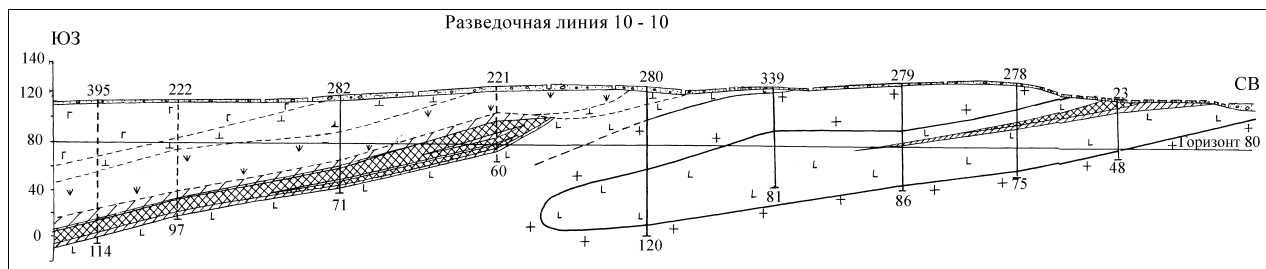
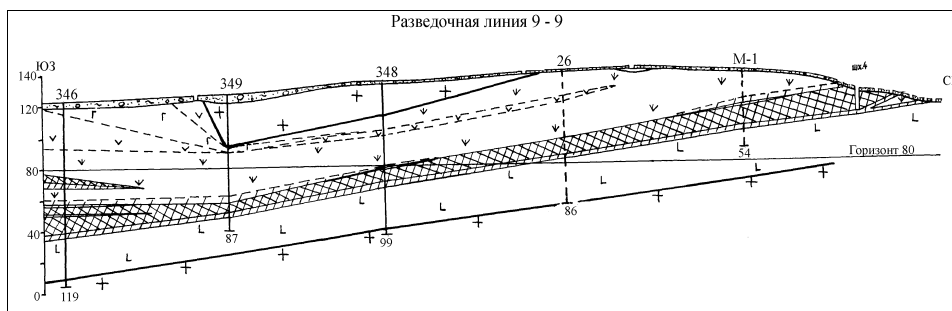
Рис. 6. Геологический план и разрезы Пудожгорского интрузива в районе гранитного клина Б  
Усл. обозн. см. на рис. 5



- 1 
 L - 2 
 v - 3 
 └ - 4 
 ┌ - 5 
 + - 6 
 395 - 7

**Рис. 7. Продольные геологические разрезы гранитных линз: вскрытая эрозией (А) – р. л. 29–29 и неэродированная – р. л. 41–41:**

1 – горизонт титаномagnetитовых руд; 2 – подрудный горизонт; 3–5 – слои надрудного горизонта: 3 – м/з амфиболизированные габбро-долериты; 4 – кварцевые и гранофировые лейкокатовые разности с андезитом и альбитом; 5 – с/з и м/з амфиболизированный кварцевый габбро-долерит; 6 – граниты и гранито-гнейсы; 7 – номер скважины, глубина скважины



**Рис. 8. Геологические разрезы по разведочным линиям 9–9 и 10–10 – поперечные к интрузиву и продольные к гранитной линзе**

Усл. обозн. см. на рис. 7



Юго-восточный фланг Пудожгорского интрузива (Бураковский участок) изучен слабо, однако пройденные здесь по простиранию аномалии семь скважин устанавливают тот же рисунок кулисообразного размещения трещин отрыва с правосторонним смещением (рис. 1). Интрузив непосредственно перед Бураковским плутоном резко меняет северо-западное простирание на северо-восточное  $30\text{--}35^\circ$  на отрезке протяженностью 4 км. Аналогичный участок в аномальном магнитном поле протяженностью также 4 км с простиранием изолиний северо-восток  $30^\circ$  имеется и на северо-западном фланге в районе пос. Пудожгорский (рис. 1). С этим направлением, видимо, совмещены зоны скалывания, формирующиеся в условиях сжатия в бортах Онежской впадины.

Характер магнитной аномалии в центральной части интрузива (Тубозерский участок) достаточно спокойный, без перерывов и прямолинейный (рис. 1). Это позволяет предположить, что смыкание кулис здесь происходило по схеме «кв», в то время как на флангах оно относится к лестничному типу «г» (рис. 4).

Все трещины отрыва в разрезе имеют слегка волнистую форму и представляют сочетание очень пологих ( $0\text{--}3^\circ$ ) – пологих ( $8\text{--}10^\circ$ ) отрезков с более крутыми:  $20\text{--}25^\circ$  (р. л. 41, 42) и  $30\text{--}35^\circ$  (р. л. 32–35), что частично иллюстрируется разрезами на рис. 2, 7. Максимально по падению интрузив прослежен на 1,5 км на участке наиболее пологого залегания по р. л. 6–6 (рис. 2).

Таким образом, Пудожгорский интрузив в плане имеет лентовидное строение и представляет собой пластину протяженностью 25–40 км при ширине более 1,5 км и мощности 100–120 м. Отсутствие с глубиной признаков выклинивания – уменьшение мощности и изменение степени дифференцированности интрузива, сокращение мощности рудного горизонта и изменения качества руд – позволяет прогнозировать ширину этой пластины в 3 км.

Гипабиссальные интрузивы Норильского рудного района, также относящиеся к трапповой формации, имеют более сложную морфологию: нижнеталнахский тип – комбинация пластины и хонолита; круглогорский тип – силлы и пологосекущие субпластовые тела; норильского типа – линзовидные, корытообраз-

ные, лентовидные тела и хонолиты. Протяженность интрузивных тел норильского типа – до 20 км при средней ширине 0,8–2 км и средней мощности 100–200 м (Льюлько и др., 2002). При этом никеленосные интрузивы образуют группы – рудные узлы, локализованные на участках пересечения антиклиналей зонами разломов, имеющих единый подводящий канал.

Условия внедрения Пудожгорского интрузива близки к вышеуказанным Норильским. Они обусловлены активизацией Водлозерского сводового поднятия, на границе с которым формировалась Онежская впадина (Трофимов, Голубев, 2000), обеспечившего режим растяжения с формированием полостей отслоения и подъемом флюидонасыщенного расплава, прошедшего камерную дифференциацию (Трофимов и др., 1998). Этот тезис хорошо проиллюстрирован на многочисленных рисунках особенностями морфологии интрузива, внедрившегося по трещинам отрыва, заложение которых происходит в режиме растяжения. С глубиной и по склонению он, возможно, приобретает корытообразную форму, что позволяет прогнозировать положение рудной залежи на меньших глубинах.

Потенциальный объем пластины, характеризующей масштаб рудно-магматического процесса, составляет  $40 \times 3 \times 0,13 \text{ км} = 15,6 \text{ км}^3$ . Ожидаемая доля титаномагнетитовой руды в ней –  $4 \cdot 10^4 \text{ м} \cdot 3 \cdot 10^3 \text{ м} \cdot 15 \text{ м} \cdot 3,5 \text{ т/м}^3 = 6,3 \text{ млрд. т}$ , сопутствующей рудам благороднометалльной минерализации –  $6,3 \times 0,5 \text{ г/т} = 3 \text{ тыс. т}$ . Представляющие промышленный интерес ресурсы руды до глубины 150–200 м оцениваются по кат.  $P_1 + P_2$  в 1 млрд. т. Не вызывает сомнений, что мы имеем проявление крупного или уникального по масштабам рудного процесса с титано-ванадиевой и золото-платиноидной специализацией, с которым на глубине можно ожидать, в связи с базит-гипербазитовыми дифференцированными телами, богатое платинометалльное и медно-никелевое оруденение. На флангах интрузива, где имеются резкие подвороты, в области стыка с ятулийской структурой и в районе более пологого северного контакта Бураковского плутона, возможно развитие рудных столбов с медной минерализацией.

## ЛИТЕРАТУРА

Великий А. С. Структуры рудных полей. Л., 1961. 275 с.  
Льюлько В. А., Амосов Ю. Н., Козырев С. М. и др. Состояние рудной базы цветных и благородных металлов в Норильском районе и направление первоочередных геологоразведочных работ // Руды и металлы. 2002. № 5. С. 66–82.  
Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Геодинамические условия образования благороднометалльно-титаномагнетитовых месторождений Онежской рифтогенной структуры, Карелия // Руды и металлы. 1999. № 5. С. 23–35.

Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Геодинамические условия образования 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.

*Н. Н. Трофимов, В. Н. Логинов*

## **ЭВАПОРИТЫ ИЛИ ФЛЮИДИЗАТНО-ЭКСПЛОЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВОСТОЧНОГО ПРИОНЕЖЬЯ?**

### **Введение**

В статье рассматривается новый фактический материал по разрезу фрагмента южного окончания верхнеятулийской структуры в районе пос. Пудожгорский – д. Римское. Этот участок характеризуется слабой геологической изученностью. По пос. Пудожгорский проходила западная граница ГКК-200 (1984–1989 гг.), а район от нее до береговой линии Онежского озера был охвачен лишь поисково-съёмочными работами 1951–1952 гг. Ввиду того что в тот же период проводились разведочные работы на Пудожгорском месторождении титаномагнетитовых руд, прилегающие к нему площади оказались детально опробованы с применением геофизических и буровых работ. Были выявлены и разбурены две магнитные аномалии – Прибрежная (скв. 355, 377) и Габневская (скв. 392, 374) (рис. 1, 2). В результате этих работ получены очень интересные геологические находки: 1) выявлен и разбурен на полную мощность силл с титаномагнетитовым оруденением, сопоставляемый в тот период с Пудожгорским интрузивом (скв. 355); 2) в нескольких пересечениях вскрыты мощные послонные зоны с брекчиями доломитов и долеритов. Первая находка была забыта, а второй не придано должного внимания и оценки прежде всего из-за невнимательности при первичной документации ядра и последующем ее уточнении по описанию шлифов. Впоследствии в 1985 г. Карельской поисково-съёмочной экспедицией при проведении ГКК-200 (Ганин и др., 1989Ф) скважиной № 55 был вскрыт разрез вулканогенно-осадочной толщи ятулийского надгоризонта выше верхнего эндоконтакта рудоносного силла. В ядре (инт. 112,1–123,4) в полевых условиях задокументирована зона брекчирования долеритов с доломитовым цементом и слоем массивных и полосчатых доломитов, дальнейшего исследования ее в шлифах показало, что вся доломитовая составляющая является гипсом, что было подтверждено и химанализами. Ошибка при полевой первичной документации ядра объяснялась исключительным внешним сходством гипса и розового доломита.

Исследования, проводимые Институтом геологии на Пудожгорском интрузиве, и анализ фондовых материалов позволили обнаружить в районе мыса Сухой Наволок коренные выходы рудоносного силла, названного нами Габневским. Получить какие-либо новые сведения о составе вмещающих пород не удалось

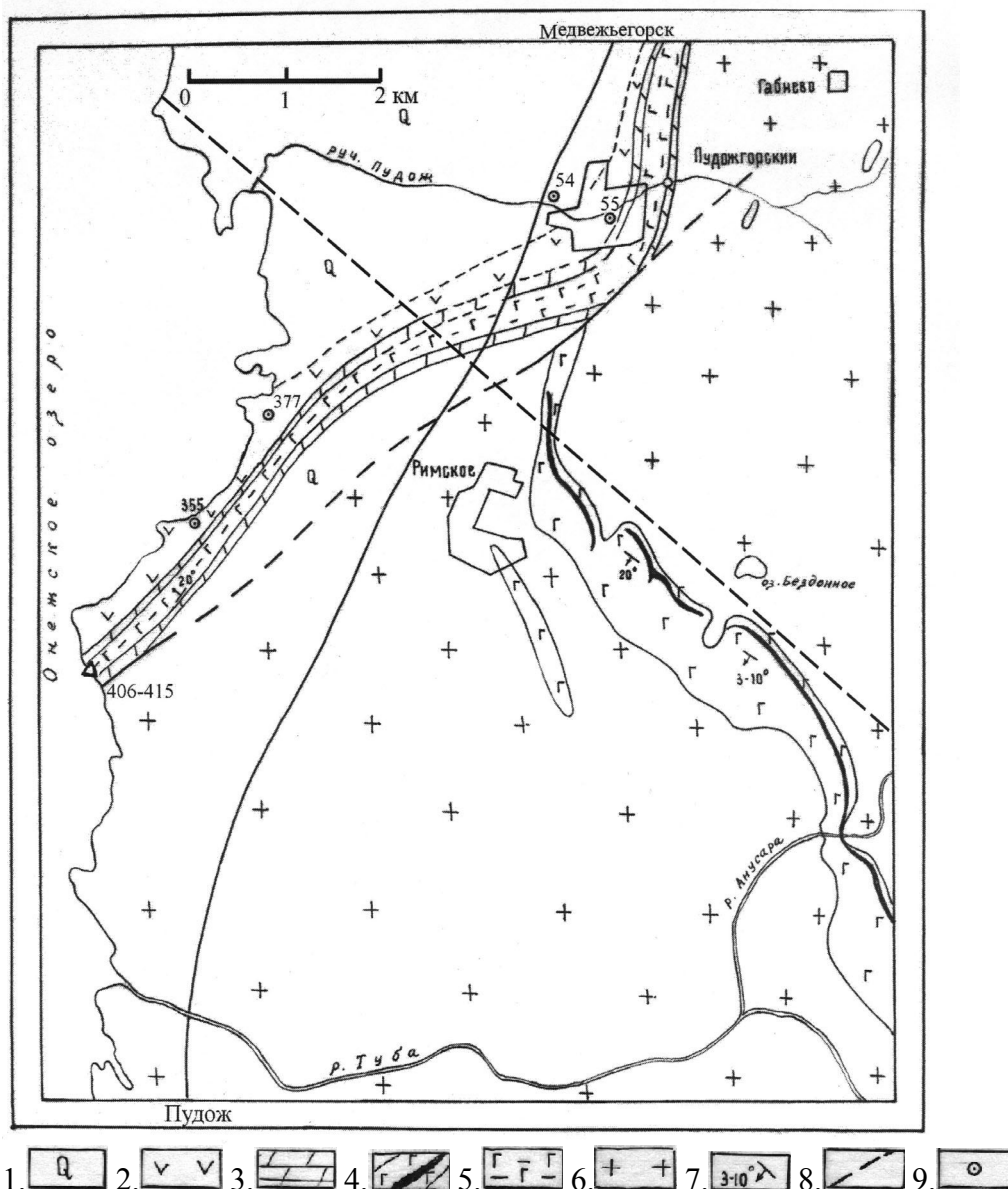
вследствие отсутствия обнажений и большой мощности рыхлых пород от 10 до 25 м.

### **Особенности геологического строения**

Район расположен на восточном берегу Онежской впадины, являющейся компенсационной структурой прогибания с вулканогенно-осадочным наполнением. Этот участок в постятулийское время, видимо, был областью поднятия, характеризуется наибольшей глубиной эрозионного среза и отсутствием людиковийских вулканогенно-осадочных образований. Породы рамы сложены нерасчлененной толщей гранито-гнейсов, плагио- и микроклиновых плагиоклазовых гранитов. Последние висячем эндоконтакте Пудожгорского интрузива содержат крупные, до 1–2 см, порфиробласты микроклина. Вулканогенно-осадочные образования, развитые вдоль восточного обрамления Онежской впадины, здесь обрываются и к югу уже не прослеживаются. В основании разреза залегают розовые доломиты туломозерской свиты верхнего ятулия (рис. 1). Осадочные образования туломозерской свиты переслаиваются с базальтовыми лавами и покровами и являются вмещающими породами для Габневского силла, внедрившегося в основание разреза вулканогенно-осадочной толщи (рис. 2, скв. 355, 377). Суммарная мощность верхнеятулийского разреза, с учетом силла, составляет не менее 300 м.

Вулканогенно-осадочные образования верхнего ятулия слагают синклимальную структуру северо-восточного простирания (рис. 1) с пологими углами падения 15–25°. Структура осложнена тектоническими нарушениями. Исследуемый участок расположен на стыке конседиментационной и дизъюнктивной структур, осложнен системой трещин отрыва и скалывания, подвергся мощному динамическому воздействию расплава, внедрившегося по трещинам отрыва, и сопровождавшей его газовой составляющей. Особенности внедрения Пудожгорской интрузии детально рассмотрены в статье Н. Н. Трофимова и др. настоящего сборника.

**Пудожгорский пластовый интрузив габбро-долеритов** внедрился в гранито-гнейсовую раму по трещинам отрыва в условиях растяжения. Он имеет северо-западное простирание, в среднем 330°, и полого погружается под Онежскую впадину, в основном под углом 15–20° на ЮЗ (рис. 1). Исходный расплав, соответствующий по составу титанистому феррогаббро,



**Рис. 1. Геологическая карта района Пудожгорского месторождения:**

1 – четвертичные отложения. Нижний протерозой. Ятулийский надгоризонт: 2–3 – вулканогенно-осадочный комплекс: 2 – эффузивы основного состава (лавы, покровы), 3 – доломиты; 4–5 – Пудожгорский интрузивный комплекс: 4 – Пудожгорский интрузив габбро-долеритов с промышленным титаномагнетитовым оруденением, 5 – Габневский силл габбро-долеритов с бедным титаномагнетитовым оруденением. Архей – нижний протерозой. Нерасчлененный комплекс: 6 – плагиограниты и микроклин-плагиоклазовые граниты и гранито-гнейсы; 7 – элементы залегания пластовой отдельности и слоистости; 8 – тектонические нарушения; 9 – поисковые буровые скважины

был насыщен летучими и водой, обогащен минерализаторами, способствующими процессам ликвации, – Р, F, В и др. (Трофимов и др., 1998). Интрузив дифференцирован, в нем выделяется три горизонта – подрудний, рудный титаномагнетитовый и надрудный, суммарная истинная мощность которых с эндоконтактами составляет 120–140 м. Пудожгорский пластовый интрузив прослежен по простирацию на расстояние 25 км, по падению (без признаков выклинивания) – на 1,5 км. С его северо-западным флангом связано одноименное месторождение титаномагнетитовых руд (рис. 1).

**Габневский силл** впервые установлен и разбурен на полную мощность в 1951 г. скважиной № 355. Ис-

тинная мощность силла составила 140 м. В интервале глубин 150,2–161,3 были вскрыты бедные и средне-вкрапленные титаномагнетитовые руды с содержанием  $Fe_{вал.}$  в наиболее обогащенных слоях до 23% (табл. 1). В его строении, так же как и в Пудожгорском интрузиве, выделяется три горизонта (рис. 2).

Габневский силл габбро-долеритов был вторично открыт в полевой сезон ИГ в 2004 г. Он образует достаточно протяженные выходы в береговой линии Онежского озера – район мыса Сухой Наволок (рис. 1), где эрозией вскрываются все слагающие его горизонты и подстилающие силл доломиты. Последние прослеживаются в виде хорошо окатанного

галечника на протяжении 100 м, что позволяет оценить условно их истинную мощность на уровне 40 м. Рудный горизонт четко выделяется по магнитной восприимчивости – 170–317 ед. СИ · 10<sup>-5</sup>, видимая мощность его – около 30 м. Рудный горизонт опробован штучами в четырех точках (табл. 2). По сравнению с рудами Пудожгорского месторождения он характеризуется пониженным содержанием Fe<sub>вал.</sub> и TiO<sub>2</sub>.

Таблица 1  
Состав руд титаномагнетитового горизонта по скв. № 355 (Еселев и др., 1952Ф)

Интервалы опробования, м	Содержание Fe <sub>вал.</sub> , %	Среднее содержание компонентов по объединенным интервалам, %				
		Fe <sub>вал.</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	S	P
150,2–151,2	18,32					
151,2–152,2	19,49					
152,2–153,2	22,11					
153,2–154,2	21,73					
154,2–154,78	22,77					
154,78–155,78	19,59	22,11	0,33	5,55	0,05	0,08
155,78–156,78	17,48					
156,78–157,78	17,02					
157,78–158,80	17,94					
158,80–159,80	22,42					
159,80–160,30	23,00	22,33	0,31	5,10	0,07	0,09
160,30–161,30	21,90					

Таким образом, по двум изученным пересечениям Габневский силла имеет такое же дифференцированное строение, как и интрузив. Состав и мощность слагающих его горизонтов аналогичны (рис. 2, табл. 2), что указывает на формирование его также из флюидонасыщенных расплавов и позволяет отнести к Пудожгорскому интрузивному комплексу.

**Краткое описание зон брекчирования и доломитовых горизонтов (по первичной документации скважин)**

Приводимое ниже описание представляет собой выборочное сокращенное извлечение из первичной документации скважин 1951 и 1985 гг. (Еселев и др.,

1952Ф; Ганин и др., 1989Ф), керн по которым не сохранился. В 1951 г. петрографом в нижнем экзоконтакте силла (скв. № 355) было установлено наличие ангидрита, и частично он был описан как серпентин, так как оптически схож с ним, но этому факту не было придано должного внимания. Сопоставление описаний разрезов скважин № 355 и 377 с более качественным скв. № 55 позволяет предположить, что отложения гипса были вскрыты и скв. № 377 также в кровле титаномагнетитового силла и на более высоком уровне (рис. 2). Упомянутые в описании жилки кальцита и раскристаллизованный белый и розовато-белый кальцит явно являются гипсом. Именно так он выглядит в сохранившемся эталонном образце С-55/114 (рис. 3).

**Скважина № 55, 1985 г.** Интервал 112,1–124,1 м  
*Инт. 112,1–113,5 м.* Гипс розовато-белого цвета тонкозернистый массивный, в кровле – полосчатый.

*Инт. 113,5–118,2 м.* Мелко-, среднеобломочная брекчия интенсивно хлоритизированных долеритов, размером обломков от 0,2 × 0,3 до 2 × 5 см, цемент базальный кристаллический, представлен мелкозернистым гипсом розоватого, светло-розового до белого цветов. Количество обломочного материала от 40 до 60%. В инт. 114,5–114,7 м слой мелкозернистого гипса массивной текстуры розовато-белого цвета.

*Инт. 118,2–118,7 м.* Мелко-, среднезернистый гипс полосчатой текстуры со слоями розового, зеленовато-желтого, кремового и серого цветов. Мощность от 0,2 до 1,5 см.

*Инт. 118,7–120,1 м.* Гипс мелко-, среднезернистый белого цвета массивной текстуры.

*Инт. 120,1–121,2 м.* Гипс мелкозернистый полосчатой текстуры (∠55° к оси керна) с чередованием слоев желто-кремового и коричневого цвета и минерализацией розового турмалина.

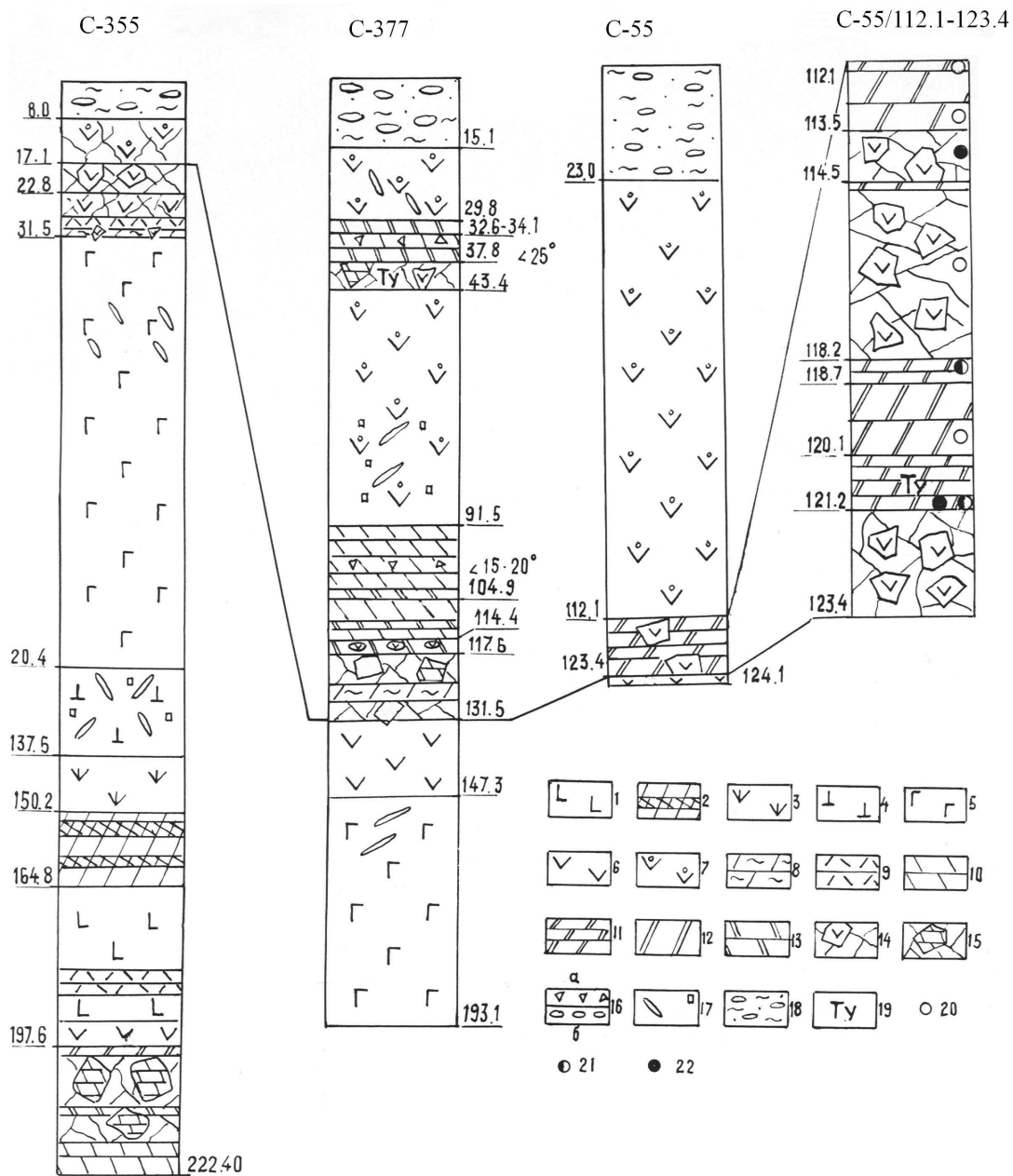
*Инт. 121,2–123,4 м.* Гипс вишнево-розового цвета неяснополосчатой текстуры с мелкими обломками долеритов размером 0,2 × 0,5 см.

*Инт. 123,4–124,1 м.* Афанитовый долерит с включениями линзочек гипса размером 0,1 × 0,5 см (верхний эндоконтакт Габневского силла).

Таблица 2  
Результаты химического анализа пород Габневского силла и надкровельных вмещающих пород, мол.%

№ проб	Порода	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	CaO	MgO	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	ппп	H <sub>2</sub> O	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S <sub>сульфатн.</sub>	S <sub>сульфидн.</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
С-55/118,2*	Гипс	5,24	0,05	0,40	0,41	0,12	29,12	2,51	<0,05	<0,03	0,17	22,66	Нет	–	–	39,56	–	–	
С-55/121,2*	Гипс	1,35	0,04	0,25	0,20	0,12	31,08	1,21	<0,05	<0,03	0,11	22,66	Нет	–	–	43,37	–	–	
Подрудный горизонт																			
414	Габбро-долерит	43,70	3,65	15,40	8,78	10,88	7,78	3,08	0,197	0,85	2,79	2,10	0,19	0,182	0,25	–	<0,01	0,026	
415	”	43,80	3,55	15,45	7,52	12,43	7,95	2,72	0,206	0,75	2,80	1,53	0,16	0,185	0,28	–	0,04	0,035	
Рудный горизонт																			
406	”	33,70	6,50	12,46	14,05	18,66	5,60	3,11	0,253	0,55	1,68	1,99	0,17	–	0,22	Не опр.	<0,01	0,018	
407	”	32,07	7,54	11,49	15,08	19,73	5,01	3,00	0,294	0,94	1,71	2,13	0,14	–	0,26	Не опр.	0,03	0,017	
408	”	33,47	7,29	12,40	13,59	18,31	4,89	3,08	0,309	1,43	1,94	1,97	0,17	–	0,23	Не опр.	0,03	0,015	
409	”	34,13	7,25	11,99	13,40	18,47	5,01	2,98	0,334	1,00	1,86	2,24	0,18	–	0,24	Не опр.	0,07	0,014	
Надрудный горизонт																			
410	”	47,15	3,08	12,80	5,93	12,07	7,53	4,33	0,222	1,06	2,57	2,45	0,15	0,103	0,29	–	<0,01	0,006	
411	”	47,50	2,95	12,05	5,93	12,20	8,00	4,60	0,225	1,19	2,54	2,07	0,23	0,083	0,35	–	0,012	0,007	
412	”	47,10	3,10	12,00	4,95	12,86	8,42	4,46	0,196	1,28	2,84	2,08	0,10	0,081	0,33	–	0,055	0,006	
413	”	47,50	2,98	11,88	5,27	12,20	8,50	4,50	0,196	0,99	3,17	1,93	0,16	0,069	0,30	–	0,08	0,006	

Примечание. \* – химические анализы выполнены в СЗГТУ; остальные анализы – в хим. лаборатории Института геологии, аналитики Л. М. Демшина, В. А. Кукина, В. Л. Утицына.



**Рис. 2. Колонки скважин с зонами брекчирования. Верхний ятулий:**

1–6 – Габневский дифференцированный силл габбро-долеритов. Горизонты: 1 – подрудный; 2 – рудный; 3–5 – надрудный (3 – слой мелкозернистых амфиболитованных габбро-долеритов; 4 – слой средне- и крупнозернистых уралитизированных габбро-долеритов; 5 – слой, наиболее обогащенный кремнеземом, – от кварцевых и гранофировых лейкодиоритов до кварцевых монзонитов с андезином, альбитом и шахматным альбитом); 6 – эндоконтактовые габбро-долериты (от афанитовых до мелкозернистых); 7 – безрудный недифференцированный покров (силл?) долеритов; 8–9 – зоны милонитизации с образованием тальк-карбонатных (8) и хлорит-актинолитовых (9) пород; 10 – доломит массивный и полосчатый; 11–16 – флюидизатно-эксплозивные образования (эвапориты?): 11 – гипс полосчатый; 12 – гипс массивный; 13 – предполагаемые слои гипса; 14–15 – зоны брекчирования с обломками долерита (14), доломита (15) и цементом различного состава; 16 – слои с мелкими обломками доломита (а), мелкими гальками кварца, песчаника, доломита (б); 17 – карбонатизация прожилковая и вкрапленная; 18 – нерасчлененные моренные и озерные песчано-гравийные отложения террас; 19 – турмалиновая минерализация; 20–22 – точки отбора: шлифов (20), полировка (21), химанализов (22)

**Скважина № 355, 1951 г.** Интервалы 17,2–31,5 и 197,6–222,8 м

*Инт.* 17,2–22,8 м. Брекчия долеритовых порфиров с хлорит-актинолитовым цементом и прожилками кварц-карбонатного и хлорит-актинолитового состава.

*Инт.* 22,8–31,5 м. Верхний экзо-(?) и эндоконтакт Габневского силла.

22,8–27,8 м. Долерит мелкозернистый с гранофиром и тонкой вкрапленностью титаномагнетита (10–15%) интенсивно трещиноватый с многочисленными прожилками кальцитового и хлорит-актинолитового состава.

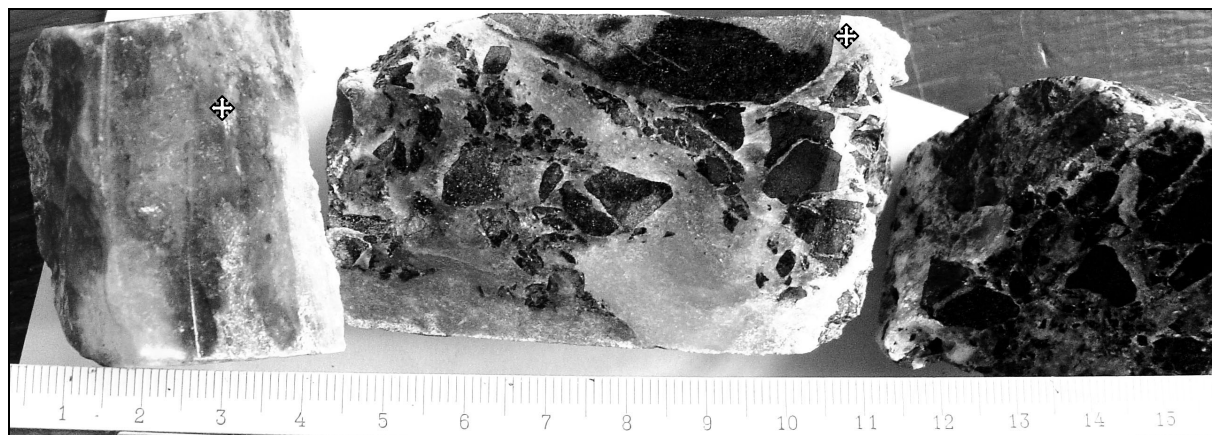


Рис. 3. А. Гипс полосчатой текстуры со слоями белого, серого и розового цветов – С-55/121.2. Б. Брекчия долеритового порфирита с гипсовым цементом и жилкой гипса – С-55/114. ✚ – место отбора проб на рентгено-структурный анализ

27,8–30,3 м. Хлорит-актинолитовая порода светло-зеленого цвета, к концу интервала с участками сохранившегося афанитового долерита.

30,3–31,5 м. Карбонатно-тальковая порода светло-зеленого цвета. В основании слоя зона брекчирования мощностью 0,2 м с обломками афанитовых долеритов с хлорит-актинолитовым цементом.

Инт. 197,6–216,5 м. Нижний экзоконтакт Габневского силла. Конгломерато-брекчия доломита, состоящая из угловатых, местами окатанных обломков и «крупных блоков розового и серого доломита, которые цементируются мелкозернистым перетертым карбонатным материалом с многочисленными жилками кальцита». «В зоне контакта с диабазом отмечается развитие *серпентинита* по доломиту. Серпентинит состоит из серпентина, представленного мелкими чешуйками и микрозернистым *ангидритом*, содержит мелкие зерна рудного минерала и карбонатов. Среди серпентинита отмечаются небольшие участки доломита» (Еселев и др., 1952Ф, т. XVIII, с. 24).

Инт. 216,5–222,8 м. Доломит светло-розового цвета, грубо- и тонкополосчатой текстуры (угол падения 30–40°) с мусковитом, гематитом и незначительным количеством кварца.

**Скважина № 377, 1951 г.** Интервал 29,8–131,5 м

Инт. 29,8–37,8 м. Мелко- и тонкокристаллический доломит полосчатой текстуры, участками рассланцованный, иногда с жилками кальцита. «У контакта с диабазом с глуб. 29,85 м доломит имеет тонкосланцеватую текстуру ( $\angle 23-25^\circ$ ), превращен в хлорит-карбонатную породу» (Еселев и др., 1952Ф, т. XVIII, с. 30). В инт. 32,57–34,1 м зона брекчирования – остроугольные обломки скрытокристаллического доломита цементируются мелкозернистым белым вторичным кальцитом.

Инт. 37,8–43,45 м. «Брекчия, на контакте доломитов с метадиабазом, в большинстве случаев превращенная в *карбонатно-хлоритовую* и *карбонатно-турмалиновую* породу» (Еселев и др., 1952Ф, т. XVIII, с. 30). Хлорит-амфибол-карбонатная порода в инт. 29,95–30,0; 39,2–39,42; 40,5–40,65 м обогащена магнетитом до 30–40%. «Местами в сильно измененном

диабазе по трещинам наблюдаются прослойки белой, жирной на ощупь, карбонатно-хлорито-роговообманковой породы» (гипса?).

Инт. 43,45–91,55 м. Амфиболлизированный кварцевый мелкозернистый габбро-долерит с гранофиром. С глубины 72 м отмечается много мелких гнездообразных включений и трещинок, выполненных молочнобелым кальцитом, а также встречены «крупные образования» крупнозернистого розовато-белого кальцита.

Инт. 91,55–104,92 м. Доломит тонкокристаллический, коричневатого-бурого цвета массивной и полосчатой ( $\angle 15-20^\circ$ ) текстур. «На глубине 98,04 м доломит имеет сланцеватую текстуру, местами превращен в брекчию, в которой обломки мелкокристаллического гематитсодержащего доломита цементируются жильным кальцитом. В этих участках в доломите встречается до 5% кварца» (Еселев и др., 1952Ф, т. XVIII, с. 32).

Инт. 104,92–114,4 м. Мелкокристаллический доломит с небольшим содержанием мусковита, кварца и гематита. На отдельных участках он имеет полосчатую текстуру ( $\angle 15-20^\circ$ ), обусловленную чередованием светло-розовых и голубовато-зеленых разностей.

Инт. 114,4–117,6 м. Кристаллический песчаный доломит с кварцем, мусковитом, гематитом и галькой известково-глинистого сланца и кварца. На контакте с подстилающими породами *конгломерато-брекчия* слюдистого песчаника, доломита (мелкие остроугольные обломки) и кварца (мелкая галька) с песчаным цементом.

Инт. 117,6–131,5 м. Зона верхнего экзо- и эндоконтакта Габневского силла. Сильно измененные, местами рассланцованные роговообманко-хлорит-тальковые сланцы по габбро-долеритам перемежаются с прослойками брекчированного доломита и конгломерата.

**Зоны брекчирования.** Как видно из приведенных разрезов скважин, все контакты осадков с субвулканическими и эффузивными образованиями являются зонами брекчирования, протяженность которых по простиранию структуры установлена на расстоянии 5 км. Наиболее интенсивному динамическому воздействию подверглись экзоконтакты Габневского силла, вертикальная мощность зон брекчирования в них до-

стигает 20 м. Эндоконтакты силла милонитизированы и брекчированы, их положение не всегда однозначно устанавливается (рис. 2). Обломочный материал в брекчированных участках представлен долеритом, доломитом или их смесью, редко песчаником и кварцем. Форма его остроугольная, слабоокатанная, редко хорошей окатанности, размер – от первых миллиметров до 5 см (рис. 3). В первичной документации скважин участки брекчированных пород описываются как брекчии и конгломерато-брекчии. Цементом в них является перетертый материал исходных пород – карбонатный, хлорит-амфиболовый, иногда псаммитовый, а в скв. № 55 – только гипсовый. В брекчированных породах отмечается интенсивная гематитизация (ожелезнение), иногда окварцевание и турмалинизация (скв. № 377 и 55).

**Гипсовый слой.** Достоверно установлено наличие гипса только в скв. № 55 – инт. 112,1–123,4. Вертикальная мощность слоя – 11,3 м, истинная – 9,8 м. На долю чистого гипса приходится 40% мощности. В прикровельной (113,5–118,2 м) и подошвенной (121,2–123,4) частях выделяются два интервала брекчирования (рис. 2, 3). Наличие гипса подтверждено химическим и рентгеноструктурным анализом и послойно в шлифах (рис. 3, 4). Содержание сульфатной серы, определенной в двух образцах, составляет 39,56 и 43,37% (табл. 2). Керна по скважинам утрачены, для исследований сохранилось лишь два образца (рис. 3). К приведенному выше первичному описанию гипсового слоя можно добавить, что в его кровле присутствует слой кварцито-песчаника. Цемент базальный, по составу неоднородный – гипсовый, железистый, карбонатный (рис. 5). Идиоморфизм кварца (рис. 5, А) дает основание предположить, что цемент регенерационный. Исследование образца породы из инт. 114,0 м верхней брекчированной зоны показало, что брекчия является взрывной – в шлифе дешифрируется структура взрывной декомпрессии (рис. 6). На увеличенном фрагменте рис. 6 видно, что обломок, отделившийся от материнского, повторяет его конфигурацию и содержит продолжение кристалла плагиоклаза (рис. 6, Б). Обломочный материал представлен интенсивно хлоритизированным долеритовым порфиритом. Он содержит около 10% рудного вещества и иногда почти свежие вкрапленники плагиоклаза размером 1,0–1,5 мм. По составу они близки к эндоконтактовым долеритам.

**Обсуждение результатов.** Впервые на территории Карелии выявлена мощная толща гипса, приуроченная к верхнеятулийскому горизонту. А. М. Ахмедов и др. (1996) выделяют раннеятулийскую (янгозерскую) и верхнеятулийскую (туломозерскую) фазы эвапоритизации. Последняя, по их мнению, наиболее мощно выражена в Онежском и Печенгском окраинных бассейнах. «Эвапоритовые отложения пространственно связаны с прибрежными лагунными фациями, отшнурованными от дистальных отложений валами строматолитовых рифов. Обычно они представлены фиолетовыми и красными мергелистыми аргиллитами, содержащими псевдоморфозы карбоната по кристаллам гипса. Аргиллиты с псевдоморфозами составляют сравнительно мощные пачки (до 20 м), которые в основном приурочены к верхней части разреза, где переслаиваются с горизонтами оолитовых доломитов, кальклититов, содержащих обломки строматолитов

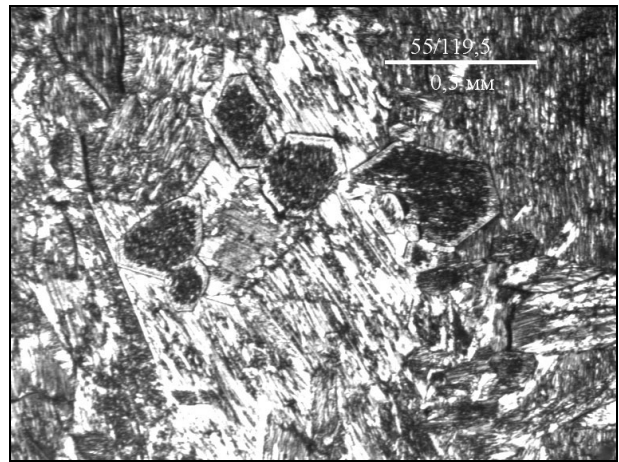
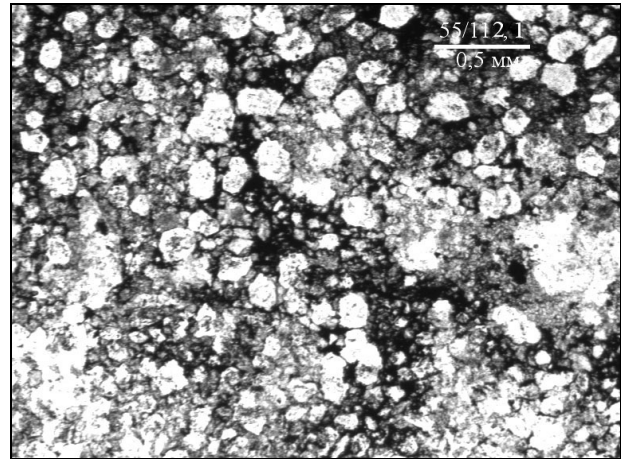


Рис. 4. Волокнистый гипс с идиоморфными кристаллами и каемочной микроструктурой. Шлиф С-55/119.5. х

А



Б

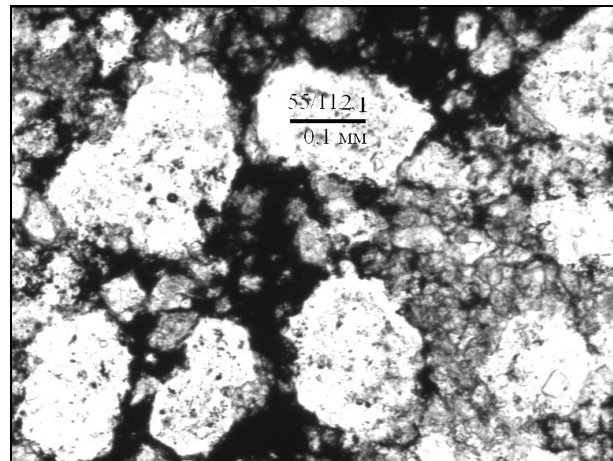
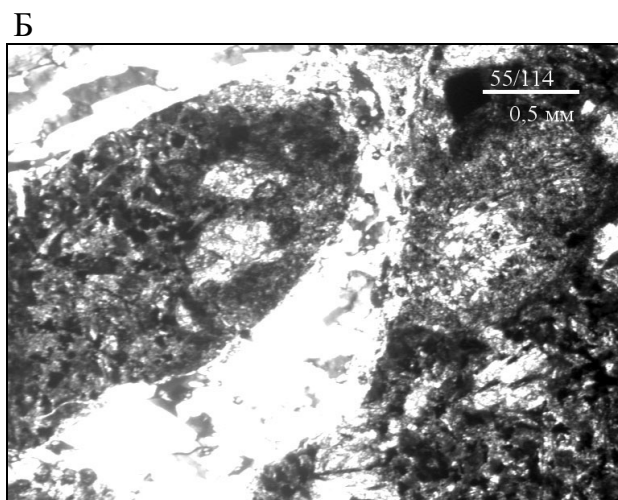
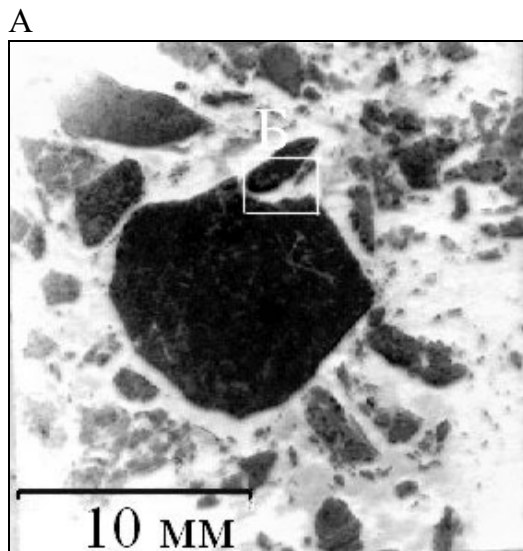


Рис. 5. Шл. С-55/112.1. Кварцито-песчаник. Цемент базальный и регенерационный, по составу – гипсовый, железистый, карбонатный

и оолитов. Они прослеживаются по всей периферии Онежской структуры» (Ахмедов и др., 1996, с. 88). При этом в связи с туломозерской фазой эвапоритизации отмечается наличие сланцево-карбонатных седи-





**Рис. 6.** Шл. С-55/114. А. Эксплозивная брекчия с центробежным распределением фрагментов. Цемент гипсовый. Структура взрывной декомпрессии. Б. Иллюстрация совмещения осколка и материнского обломка, а также кристалла плагиоклаза в них. Разделяющая трещина выполнена гипсом

ментогенных конгломерато-брекчий, образовавшихся при выщелачивании гипса и солей, и обогащение их (и особенно аргиллитов) редкими щелочами, бором

и рядом редкоземельных элементов. Процитированные признаки эвапоритов являются косвенными, хотя и достаточно обоснованными. Обнаружение гипсов в скв. № 55, таким образом, является недостающим прямым признаком эпохи эвапоритизации. Не отвергая эту позицию, следует, однако, рассмотреть и другую точку зрения, которая вытекает из приведенного фактического материала, – эти образования имеют флюидизатно-эксплозивный генезис.

Своеобразное тектоническое положение района, широкое развитие зон послынного брекчирования и брекчиевых текстур, структур взрывной декомпрессии, признаков гидротермальной переработки хорошо объясняются прорывом газовой составляющей при внедрении флюидонасыщенных расплавов, сформировавших силл и трещинный интрузив Пудожгорского комплекса. Привнос сернистых газов обеспечил преобразование благоприятной карбонатной среды в ангидрид и гипс.

И. И. Голубева (Голубева, Махлоев, 1994; Голубева, 2003) под «магματοгенными флюидизатами» понимает породы, образовавшиеся под воздействием твердогазовых потоков, сопровождаемых переносом кристаллических пород и эксплозивными явлениями. При этом она считает, что именно в гипабиссальных условиях могут формироваться вулканогенно-плутонические ассоциации с проявлениями флюидизатно-эксплозивных процессов.

### Выводы

Приведенные новые данные о строении верхнего ятулия восточного Прионежья и района Пудожгорского месторождения титаномагнетитовых руд позволяют включить в состав Пудожгорского комплекса выявленный Габневский силл, внедрившийся по туломозерским доломитам. В его кровле установлен слой гипсов и брекчий долеритов с гипсовым цементом мощностью около 10 м. Допускаются два варианта генезиса ее образования: первично-осадочная – эвапоритовая формация и метасоматическая – магματοгенная флюидизатно-эксплозивная формация в связи с внедрением флюидонасыщенных магматических расплавов и последующим взрывным отделением газовой фазы. Последний позволяет рассматривать эту площадь как весьма перспективную на поиски рудных элементов и как первоочередную для проведения дальнейших научных исследований.

### ЛИТЕРАТУРА

Ахмедов А. М., Травин Л. В., Тихомирова М. Эпохи оледенения и эвапоритизации в раннем протерозое и межрегиональная корреляция // Региональная геология и металлогения. СПб., 1996. № 5. С. 84–94.

Ганин В. А., Логинов В. Н., Гриневич Н. Г. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Бураковско-Аганозерского массива и его обрамления. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 первого яруса, среднемасштабного глубинного геологического картирования второго яруса и общих поисков никеля в пределах Бураковско-Аганозерского массива и его обрамления на площади 2000 кв. м в Пудожском районе Карельской АССР за 1984–1989 гг. Петрозаводск, 1989Ф.

Голубева И. И. Магματοгенные флюидизатно-эксплозивные образования севера Урала. Екатеринбург, 2003. 138 с.

Голубева И. И., Махлоев Л. В. Интрузивные пирокластиты севера Урала. Сыктывкар, 1994. 98 с.

Еселев Я. Х., Солодкая Р. И., Егорова Н. А. Отчет о геологоразведочных работах на Пудожгорском месторождении титаномагнетитов и геолого-поисковых работах на восточном побережье Онежского озера в Медвежьегорском и Пудожском районах Карело-Финской ССР за 1950–51 гг. 1952Ф.

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.

*П. В. Медведев, В. В. Макарихин, Д. В. Рычанчик*

## К ОТКРЫТИЮ СТИРИОЛИТОВ В ПЯЛК-ЯРВИНСКОЙ СВИТЕ ЛАДОЖСКОЙ СЕРИИ

### Введение

Важнейшей составляющей палеонтологических объектов докембрия являются фитогенные постройки (строматолиты и микрофитолиты). Последние, как правило, характеризуют преимущественно осадочные карбонатные комплексы, большая часть которых представлена доломитовым компонентом. Однако встречаются и фитогенные постройки кремнистого состава – стирiolиты, приуроченные к зонам активного вулканизма (действие гидротермальных источников и пр.). Постройки первичнокремнистого состава выделены в самостоятельный класс *Stigriophyceae* (Макарихин, Медведев, 1997). На актуалистическом материале доказано участие цианобактериальных сообществ в образовании гейзеритов Йеллоустоунского национального парка в США (Walter, 1996), Новой Зеландии (Jones et al., 1997) и Камчатки (Заварзин, 1984; Макарихин, 1985; Заварзин и др., 1989). Примерами фанерозойских стирiolитов, для которых доказано цианобактериальное происхождение, являются девонские гейзериты Австралии и Шотландии (Walter et al., 1998). Все перечисленное относится к фитогенным постройкам, образовавшимся в субаэральных условиях. В океанских глубинах существуют экзотические сообщества микроорганизмов, обитающих около «черных курильщиков» и формирующих постройки (Lutz, Kennish, 1993; Segerer et al., 1993).

Древнейшими из известных ныне фитогенных построек являются находки, сделанные в Западной Австралии (блок Пилбара). Стратиграфически они приурочены к двум уровням в разрезе вулканогенной группы Варравуна, возраст которой лежит в интервале 3,47–3,43 млрд. лет (Hofmann et al., 1999). Желваковые постройки кремнистого состава обнаружены в формации Дрессер (Walter et al., 1980), там же в кремнях найдены нитчатые микрофоссилии (Awgamiik et al., 1983). В верхней части разреза группы Варравуна встречены соединенные друг с другом общими наслоениями конусообразные постройки высотой до 15 см и диаметром 5–20 см (Lowe, 1980; Hofmann et al., 1999). Другим местонахождением раннеархейских фитогенных построек является Горная Страна Барбертон в Южной Африке. Пластовые и объединенные общими наслоениями желваковые постройки высотой до 10 см приурочены к прослоям кремней среди коматиитовых лав группы Фиг Три (Byerly et al., 1986).

Раннеархейские стирiolиты морфологически сходны с постройками из позднего архея – 2,7–2,8 млрд. лет Западной Австралии (Grey, 1981) и раннего протерозоя Канадского щита (железорудные свиты Ганфлинт и Бивабик возрастом 1,9 млрд. лет) (Cloud, Semikhatov, 1969; Hofmann, 1969).

Находки фитогенных построек в докембрийских вулканогенных толщах известны и на территории карельской части Фенноскандинавского щита. В существенно вулканогенной большезерской свите сумия возрастом около 2,45 млрд. лет вблизи г. Костомукши В. Я. Горьковцом обнаружены стирiolиты, описанные нами как *Protoklimetia sumica* (Володичев и др., 1990).

Более молодые стирiolиты известны из нескольких местонахождений на северном побережье Онежского озера в районе г. Кондопоги (Куршева и др., 1993). Эти постройки находятся в кремнистых слюдах верхней части вулканогенно-терригенного разреза вазезерской свиты калевия (возраст около 1,8 млрд. лет). В этих же породах недавно обнаружены коккоидные микрофоссилии, отнесенные к роду *Palaeoanacystis* (Ахмедов, Белова, 2000).

### Геологическая позиция

Находка стирiolитов приурочена к одному из разрезов ладожской серии (калевийский надгоризонт региональной стратиграфической шкалы) в устье р. Янис-йоки, пос. Ляскеля. Разрез представляет, по видимому, большую часть пялк-ярвинской свиты, имеющей здесь мощность, превышающую 600 м (рис. 1). Нижняя часть свиты сложена преимущественно полевошпатовыми песчаниками с подчиненным развитием алевролитов. В ее составе широко развиты конкреционные пласты кремнисто-карбонатных пород, а также размещенные на двух уровнях маломощные горизонты сульфидоносных алевролитов, возможно, туфоалевролитов. Породы падают на восток под углом 50–60°. Верхняя часть разреза сложена существенно груборитмичнослоистыми алевролитами с прослоями полевошпатовых кварцито-песчаников.

Исходя из структурно-тектонических и литолого-геохимических особенностей пород данного разреза его нижняя часть коррелируется с нижней подсвитой, а верхняя часть – с верхней подсвитой пялк-ярвинской свиты (Светов, Свириденко, 1992).

Калевийские породы в данном районе претерпели региональный метаморфизм зеленосланцевой фации.

Мусковит-биотитовые гранатсодержащие полосчатые сланцы с бластопсаммитовой структурой развиты по аркозовым песчаникам. Алевролиты металлоносных горизонтов преобразованы в кварц-биотитовые слан-

цы, содержащие тонкую рассеянную вкрапленность пирит-пирротинового состава. Метаморфическими аналогами алевролитов верхней части разреза являются гранат-биотитовые, биотит-ставролитовые и биотит-мусковитовые сланцы с тонкими прослоями однородных, до сливных кварцитов.

НАДГОРИЗОНТ		СЕРИЯ		СВИТА		ПОДСВИТА		Мощность, м.		
САЛМИНСКАЯ свита										
КАЛЕВИЙСКИЙ	ЛАДОЖСКАЯ	ИЛОЛСКАЯ	верхняя	500	ИЛОЛСКАЯ	верхняя	500	ИЛОЛСКАЯ		
			нижняя	250-300		нижняя	250-300			
		НААТСЕЛЬСКАЯ	верхняя	500	НААТСЕЛЬСКАЯ	верхняя	500	НААТСЕЛЬСКАЯ	верхняя	500
			нижняя	250-300		нижняя	250-300			
		ПЯЛК-ЯРВИНСКАЯ	верхняя	400-700	ПЯЛК-ЯРВИНСКАЯ	верхняя	400-700	ПЯЛК-ЯРВИНСКАЯ	верхняя	400-700
			нижняя	300-600		нижняя	300-600			
	КОНТИО-САРСКАЯ	верхняя	50-200	КОНТИО-САРСКАЯ	верхняя	50-200	КОНТИО-САРСКАЯ	верхняя	50-200	
		нижняя	50-200		нижняя	50-200				
	ЛЮДИКОВИЙСКИЙ	СОАМЛАХТИНСКАЯ								

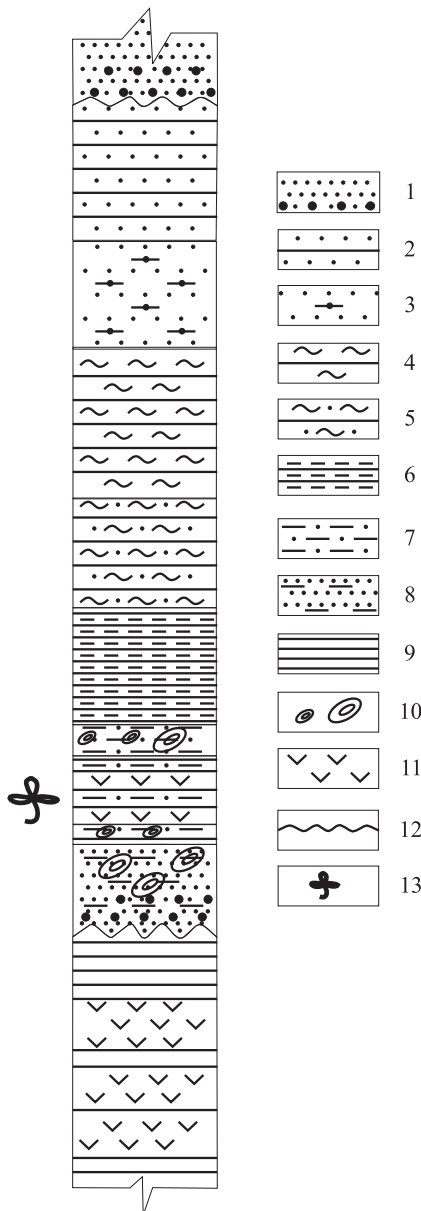


Рис. 1. Стратиграфическая колонка пялк-ярвинской свиты (Светов, Свириденко, 1992, с дополнениями авторов):

1 – гравелиты, песчаники; 2 – кварцито-песчаники; 3 – кварцито-песчаники с прослоями алевролитов; 4 – тонкоритмичное переслаивание кварцито-песчаников, алевролитов и филлитовидных сланцев; 5 – груборитмичное переслаивание кварцито-песчаников и алевролитов; 6 – полевошпатовые песчаники, алевролиты и филлитовидные сланцы ритмичнослоистые; 7 – туфогенно-кремнистые и кремнистые сланцы; 8 – аркозовые песчаники, кварцито-песчаники, полевошпатовые песчаники, алевролиты; 9 – туфы, туфоалевролиты; 10 – известково-кремнистые конкреции; 11 – базальты, андезит-базальты, андезиты; 12 – поверхности размыва; 13 – стириолиты

## СТИРИОЛИТЫ

Столбчатые постройки стириолитов обнаружены в кремнистых туфоалевролитах нижней подсвиты пялк-ярвинской свиты.

Класс Stiriophyceae (Walter, 1976) стириолиты  
Порядок Stiriocolumnales orde nov. столбчатые  
Подпорядок Ferratae subor. nov. неветвящиеся  
Род Vallus\* Medvedev gen. nov.

\*Название рода происходит от лат. vallus – кол, шест.

Тип рода. Vallus palkjarvicus Medv. gen. et sp. nov. Южная Карелия, нижняя подсвита пялк-ярвинской свиты, калевий, нижний протерозой.

Диагноз. Субцилиндрические постройки кремнистого состава. Преобладающая ориентировка вертикальная. Боковая поверхность неровная, изобилует многочисленными соединительными мостиками. Наслоения неотчетливые, круто-выпуклые, толстые, ритмичные.

Сравнение. По форме столбиков напоминают строматолитовые постройки Conophyton, от которых резко отличаются кремнистым составом, отсутствием осевой зоны.

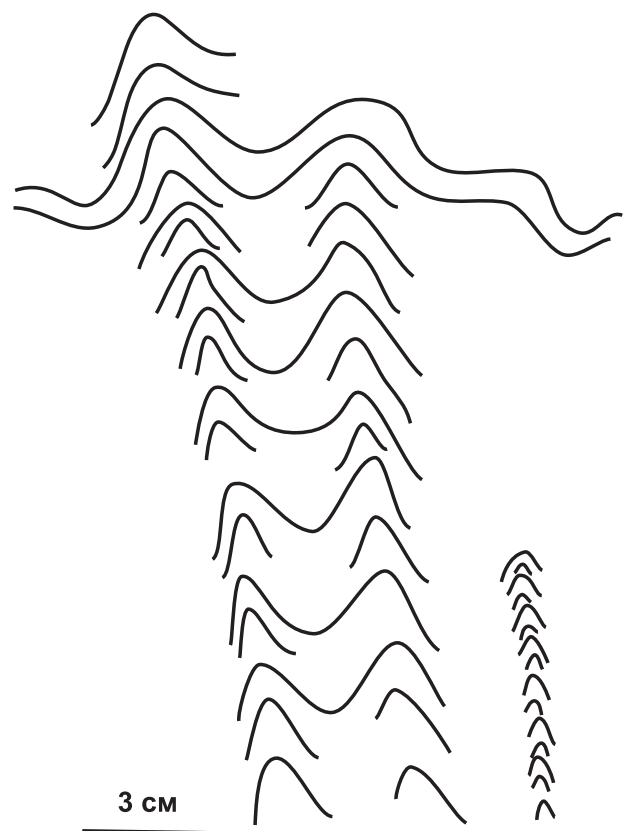
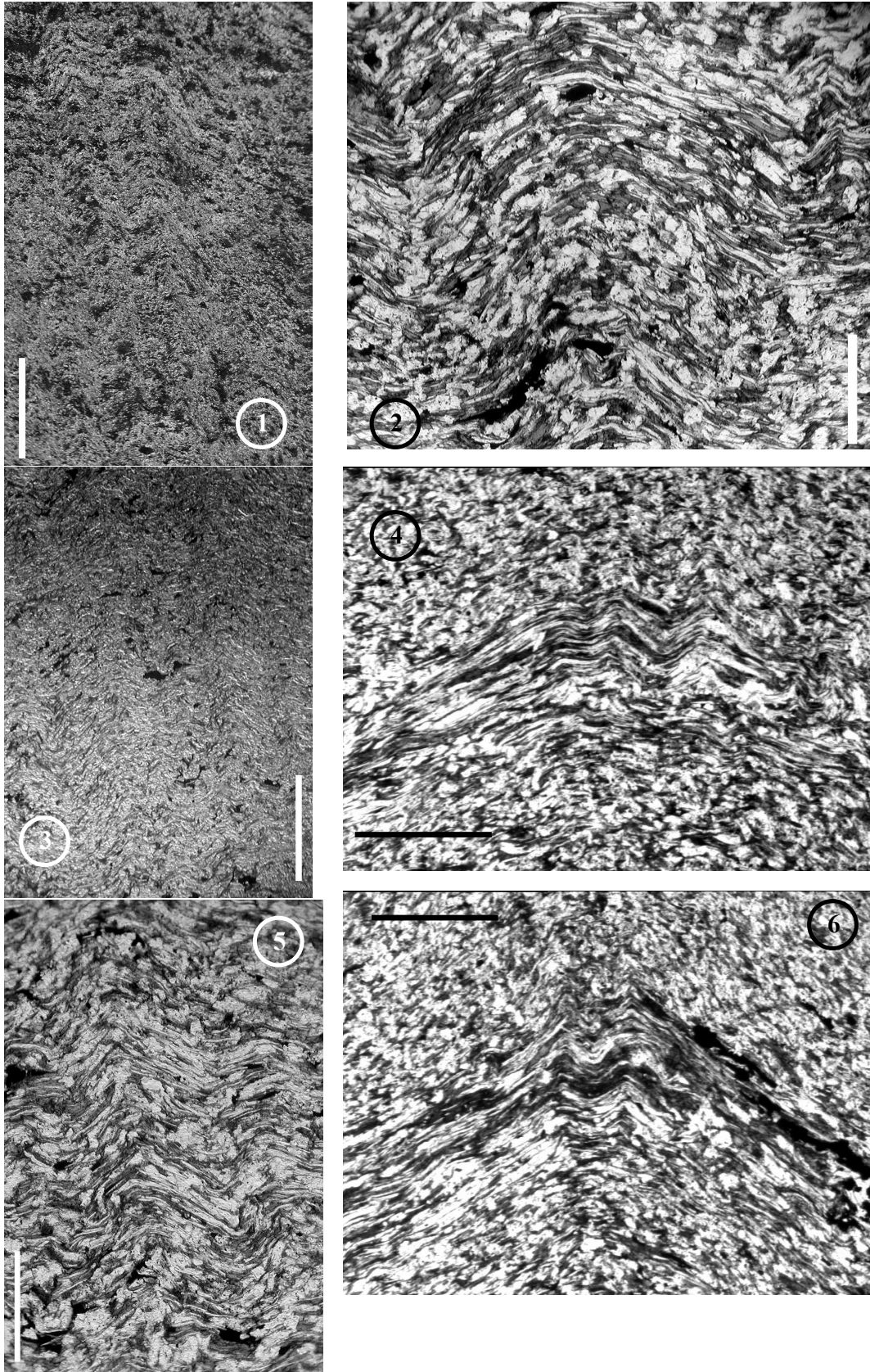


Рис. 2. Реконструкция построек стириолитов Vallus palkjarvicus



**Фототаблица. Стиролиты *Vallus palkjarvicus*. Юго-западная Карелия, левый берег в устье р. Янис-йоки. Нижняя подсвита пялк-ярвинской свиты калевиа, нижний протерозой:**

1 – вид построек в обнажении, длина масштабного отрезка 4,5 см; 2–6 – фото шлифа 5979 (проходящий свет): 2 – длина масштабного отрезка 0,5 см; 3 – длина масштабного отрезка 3,0 см; 4, 6 – детали элементарных наслоений, длина масштабного отрезка 0,5 мм; 5 – длина масштабного отрезка 1,0 см

**Замечание.** В настоящее время похожие постройки, имеющие существенно кремнистый состав, формируются в зонах действия высокотемпературных источников (Йеллоустонский парк в США, Долина Гейзеров на Камчатке и др.). Описываемый ископаемый материал происходит из толщ, генетически связанных с вулканогенными образованиями. Это наводит на мысль об обособленности рассматриваемых кремнистых построек, обусловленной специфичным характером термофильных цианобактериальных сообществ. Данные строматолитоподобные постройки, по нашему мнению, должны быть выделены в самостоятельный класс фитогенных термальных построек.

**Состав.** Из установленного местонахождения описан только один вид.

**Геологический возраст и распространение.** Те же, что и у типового вида.

*Vallus palkjarvicus* \* Medv. gen. et sp. nov.

(рис. 2, фототаблица).

\*Название вида происходит от пялк-ярвинской свиты.

**Голотиц.** Институт геологии КарНЦ РАН. Обр. 5979. Левый берег в устье р. Янис-йоки. Нижняя под-свита пялк-ярвинской свиты, калевий.

**Описание.** Субцилиндрические столбики, диаметр которых обычно не превышает 0,5 см. Максимальная высота 5–7 см. Ориентированы в породах нормально

по отношению к общему напластованию. Ветвление отсутствует. Наблюдаются многочисленные случаи объединения двух или более соседних столбиков общим волнистослоистым перекрытием. Текстура неотчетливая ритмичная. Элементарные наслоения толстые, четко прослеживающиеся через всю постройку. Форма их круто-выпуклая со свободно свисающими кончиками слойков в периферических участках постройки. Боковая поверхность неровная, изобилующая многочисленными соединительными мостиками.

**Материал.** Образец № 5979 и шлиф из одного местонахождения.

**Геологический возраст и распространение.** Калевийский надгоризонт нижнего протерозоя Карелии (нижняя под-свита пялк-ярвинской свиты). Левый берег в устье р. Янис-йоки.

### Заключение

Открытие новых местонахождений стериолитов и изучение их реального распределения в разрезах докембрийских вулканогенно-осадочных толщ совместно с исследованием традиционных докембрийских фоссилий (строматолитов, микрофитолитов, акритарх и др.) в осадочных толщах приведет к более полному знанию о древнейших ископаемых сообществах и позволит использовать их для стратиграфических целей.

## ЛИТЕРАТУРА

Ахмедов А. М., Белова М. Ю. Первая находка колониальных форм микрофоссилий в раннем протерозое Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. СПб., 2000. № 12. С. 192–195.

Володичев О. И., Голубев А. И., Кононова Г. М. и др. Отчет по теме № 94 «Разработка уточнений стратиграфической шкалы архея и нижнего протерозоя Карельского региона Балтийского щита». Приложение № 1. Палеонтологические описания. Петрозаводск, 1990. 283 с.

Заварзин Г. А. Бактерии и состав атмосферы. М., 1984. 193 с.

Заварзин Г. А., Карпов Г. А., Горленко В. М. и др. Кальдерные микроорганизмы. М., 1989. 165 с.

Куриева Г. Д., Макарихин В. В., Медведев П. В., Сацук Ю. И. Новое местонахождение фитолитов в Южной Карелии // Геология и магматизм докембрия Карелии (оперативформ. материалы за 1992 г.). Петрозаводск, 1993. С. 26–28.

Макарихин В. В. Фитогенные постройки гидротермальных систем // Вулканизм и связанные с ним процессы. Вып. 3. Петропавловск-Камчатский, 1985. С. 241–242.

Макарихин В. В., Медведев П. В. Классификация фитогенных построек // Проблемы систематики и эволюция органического мира: Тез. докл. XLIII сессии ВПО. СПб., 1997. С. 42–43.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Стратиграфия докембрия Карелии. Соргавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск, 1992. 152 с.

Awramik S. M., Schopf J. W., Walter M. R. Filamentous fossil bacteria from the Archean of Western Australia // Precambrian Research. 1983. Vol. 20. P. 357–374.

Byerly G. R., Lower D. R., Walsh M. M. Stromatolites from the 3,300-3,500-Myr Swaziland Supergroup, Barberton Mountain Land, South Africa // Nature. 1986. Vol. 319. P. 489–491.

Cloud P. E., Semikhatov M. A. Proterozoic stromatolite zonation // American Journal of Science. 1969. Vol. 267. P. 1017–1061.

Grey K. Small conical stromatolites from the archaean near Kanowna, Western Australia // Annu. Rept 1980. Geol. Surv. West. Austral. Extr. Rept. Mines. 1981. S. 1. P. 90–94.

Hofmann H. J. Stromatolites from the Proterozoic Animikie and Sibley groups // Geol. Surv. Can., Papers. 1969. Vol. 68–69. 77 p.

Hofmann H. J., Grey K., Hickman A. H., Thorpe R. I. Origin of 3.45 Ga coniform stromatolites in Warrawoona Group, Western Australia // GSA Bulletin. 1999. Vol. 111, N 8. P. 1256–1262.

Jones B., Renaut R. W., Rosen M. R. Biogenicity of silica precipitation around geyser and hot spring vents, North Island, New Zealand // Journal of Sedimentary Research. 1997. N 67A. P. 88–104.

Lowe D. R. Stromatolites 3,400-Myr old from the Archean of Western Australia // Nature. 1980. Vol. 284, N 5755. P. 441–443.

Lutz R. A., Kennish M. J. Ecology of deep-sea hydrothermal vent communities: a review // Review of Geophysics. 1993. N 31. P. 211–242.

Seegerer A. H., Burggraf S., Fiala G. et al. Life in hot springs and hydrothermal vents // Origin of Life and Evolution of the Biosphere. 1993. N 23. P. 77–90.

Walter M. R. Old fossils could be fractal frauds // Nature. 1996. Vol. 383. P. 385–386.

Walter M. R., Buick R., Dunlop J. S. R. Stromatolites 3,400-3,500 Myr old from the North Pole are, Western Australia // Nature. 1980. Vol. 284. P. 443–445.

Walter M. R., McLoughlin S., Drinnan A. N., Farmer J. D. Palaeontology of Devonian thermal spring deposits, Drummond Basin, Australia // Alcheringa. 1998. N 22. P. 285–314.

*В. И. Кевлич, Л. П. Галдобина, П. И. Кукушкина, Р. А. Трошкова*

## О КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИИ ПИРИТА В ШУНГИТАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАКСОВО

В шунгитах Карелии, как свидетельствуют исследования минерального состава и структуры, присутствуют сульфиды, представленные пиритом (Галдобина, 1982; Зайденберг и др., 1997; Ковалевский, 1997). Распределение шунгитового вещества (ШВ) в залежи Максово имеет сложный мозаичный характер (Галдобина, 1982; Филиппов, 2002), и породы с относительно высоким содержанием ШВ образуют грибообразные внутренние тела и не имеют четких границ. Изучение выделения и распределения морфотипов сульфидов в залежи Максово, которая генетически относится к сапробитумолитовым породам (со смешанным органическим веществом – первично-осадочным и миграционным), имеет важное значение для выявления особенностей пространственного распределения морфотипов сульфидов и генезиса месторождения. Для проведения исследований на месторождении (рис.) из керна ШВ визуально и по данным минералогического анализа, содержащего сульфиды, были отобраны пробы. Точки отбора проб: в кровле – проба 205/3 – кварцшунгитовая брекчия и проба 202/38 – высокоуглеродистая шунгитовая порода с содержанием углерода до 30%, в центре – пробы 202/46 и 202/86 – высокоуглеродистая шунгитовая порода, содержащая до 30% углерода, шунгитовая порода и в подошве – проба 230/61 – шунгитосодержащий известняк. По данным изучения сульфидов, с учетом состава, размеров зернистости и физических свойств минералов, разрабатывалась схема выделения мономинеральных фракций сульфидов из шунгитов месторождения Максово.

Схема выделения предусматривала дробление, измельчение в замкнутом цикле до крупности 0,25 мм, разделение в тяжелой жидкости с плотностью 2,89 г/см<sup>3</sup>, при этом в легкую фракцию переходит основная часть ШВ, кварц, алюмосиликаты, в тяжелую – сульфиды и агрегаты, состоящие из кристалликов сульфидов, сцементированных ШВ и силикатным цементом. Рассев, измельчение тяжелой фракции и последующее разделение в центрифуге с плотностью тяжелой жидкости 4,1–4,2 г/см<sup>3</sup>, числом оборотов не менее 5000 об/мин. позволяют в тяжелой фракции получить монофракцию сульфидов, состоящую из обломков в результате измельчения и зерен, имеющих кристаллографическую огранку. Магнитная сепарация монофракций сульфидов на изодинамическом сепараторе в режиме: поперечный угол наклона 2–3°, продольный угол наклона 26° при токе 1,0–1,5 А – позволяет разделить их на электромагнитную фрак-

цию, состоящую из сульфидов и тонкозернистых агрегатов, различимых под микроскопом, и немагнитную фракцию сульфидов.

Микроскопическое изучение монофракций сульфидов из проб месторождения Максово (рис.) показало следующее.

Проба 205/3. Основные кристаллографические формы пирита представлены тонкозернистыми с остроугольными и сглаженными краями обломками, кубическими и встречающимися весьма редко округлой формы зернами пирита (рис.). Размер зерен от 0,15–0,1 мм до 0,05 мм и менее. Цвет темно-желтый, лагунно-желтый. Поверхность зерен блестящая, иногда матовая, тусклая, порой бугорчатая и с примазками ШВ. Твердость невысокая, порошок темный, почти черный. Весьма редко в обломочных зернах пирита наблюдается одно, два круглых включения пирита, возможно другой генерации. Магнитная восприимчивость  $0,01 \times 10^{-3}$ . В HNO<sub>3</sub> растворяется полностью, в осадке остается черная сажистая масса, иногда мельчайшие светло-желтые блестящие, бесформенные зерна сульфида (пирита). Среди общей массы встречаются единичные зерна халькопирита.

Проба 202/38. Формы зерен пирита отмечены на рисунке. Среди них октаэдрические, кубические кристаллы, агрегаты октаэдрических кристаллов и округлые зерна, часто сцементированные ШВ, кубооктаэдры и пентагондодекаэдры – единичные зерна, обломки массивных зерен с раковистым изломом тонкозернистого строения, иногда в тонком сростании с ШВ, и другие сложные формы кристаллов пирита. Редко встречаются зерна, в которых присутствуют включе-

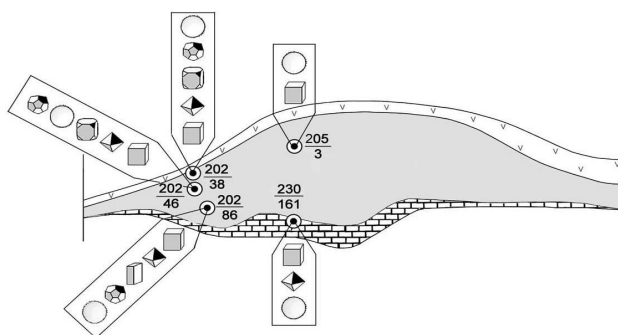


Схема кристалломорфологических типов пирита в пробах шунгита по разрезу АВ Максовского месторождения



ния сульфидов двух генераций – внутренние почти округлые, а внешние частично разрушены. Поверхность зерен блестящая, порой матовая, ямчатая, иногда как бы трещиноватая или тонкозернистая. Размер зерен от 0,25–0,1 мм до 0,05 мм и менее. Цвет сульфидов – желтоватый, темно-желтый до темно-серого, особенно у октаэдрических кристаллов и округлых зерен. Твердость невысокая и низкая. Порошок темный, черный. Магнитная восприимчивость  $0,01 \times 10^{-3}$ . Массивный пирит в  $\text{HNO}_3$  растворяется с трудом, при этом через несколько часов остается белесый остаток и частично черный сажистый, порой мелкие обломки светло-желтого пирита. Октаэдрические кристаллы темнеют сразу и растворяются быстро до сажистого остатка.

Проба 202/46. Пирит в пробе находится (рис.) в виде массивных обломков с раковистым изломом тонкозернистого строения, иногда в сростании с ШВ, кубических кристаллов со штриховкой на гранях, октаэдров, кубооктаэдров, встречаются редко агрегаты (друзы) мелких октаэдров, округлой формы, цементированные ШВ сероватого цвета. Размер зерен от 0,25–0,1 мм до 0,05 мм и менее. Цвет сульфидов темно-желтый, латунино-желтый, сероватый. Твердость невысокая, порошок темный. Магнитная восприимчивость –  $0,01 \times 10^{-3}$ . Растворяется в  $\text{HNO}_3$  до рыхлого сажистого остатка с реликтами силикатов, быстрее темнеют и растворяются тонкие зерна пирита.

Проба 202/86. Среди зерен пирита (рис.) встречаются индивиды октаэдрической, кубической, вытянутой (прямоугольные бруски) формы, пентагондодекаэдр, округлой формы, а также моноростки кубов, сложные формы и обломки. Размер зерен 0,2–0,1 мм до 0,05 мм и менее. Основная масса пирита темно-желтого, серовато-желтого цвета, а часть зерен отдает местами желтовато-синеватым цветом. Сероватые зерна имеют тусклый блеск и неровную поверхность, обломки кристаллов имеют гладкую с металлическим блеском поверхность. Твердость средняя, порошок темно-золотистый. Поверхность зерен гладкая, блестящая или тонкозернистая шероховатая, пиритовая. Магнитная восприимчивость  $0,01 \times 10^{-3}$ . Зерна пирита частично растворяются  $\text{HNO}_3$ . При этом зерна чернеют, становятся рыхлыми, начинают разрушаться. В единичных зернах встречается халькопирит.

Проба 230/161. Основные формы зерен пирита в пробе (рис.) представлены в виде кристаллов кубической формы, октаэдров и округлых зерен пирита. Размер зерен от 0,1 до 0,05 мм и менее. Цвет зерен темный, сероватый или желтоватый, часть зерен местами отдает желтовато-синеватым отливом и белесоватыми натеками. Сероватые зерна имеют тусклый блеск и неровную поверхность, обломки кристаллов имеют гладкую с металлическим блеском поверхность. Встречаются кристаллы пирита в тонких сростках с халькопиритом ярко-желтого цвета, порой с красноватым оттенком (пленки окислов), карбонатом и ШВ, цементирующим округлые глобулы и агрегаты. Твердость низкая, порошок темный. Магнитная восприимчивость  $0,01 \times 10^{-3}$ . От капли  $\text{HNO}_3$  зерна пирита чернеют и спустя некоторое время (3–5 часов) становятся рыхлыми и разрушаются.

Микроскопическое изучение монофракций сульфидов (рис.) в соответствии с описанием свидетель-

ствует о том, что в пробах, отобранных с разных горизонтов залежи Максово, присутствуют различные по морфологии, строению и свойствам пириты. С учетом консервативности свойств формы минералов, выявленные изменения ее у пиритов в разных точках залежи по восстанию и, следовательно, во времени и пространстве обладают (Евзикова, 1984; Юшкин, 1977) направленностью сменяющих друг друга кристаллографических форм и ограниченностью (устойчивостью кристалломорфологических возрастных рядов минералов). Согласно анализу кристалломорфологических форм пирита, в кровле залежи (проба 205/3) преобладают пириты кубической и округлой формы, по мере приближения к центральной части (проба 202/46) наряду с кубическими и округлыми формами появляются октаэдры, кубооктаэдры и агрегаты (друзы) мелких октаэдров. В центральной части залежи (проба 202/86) наряду с пиритом кубической формы (основная часть), октаэдрами, брусками, округлыми зернами появляются пентагондодекаэдры пирита. В подошве залежи (проба 230/161) в шунгитсодержащем известняке под «Максово» встречены кубические, октаэдрические кристаллы пиритов, а также моноростки пирита в виде глобул.

Изучение микронзондовым методом элементного состава мономинеральных фракций сульфидов выделенных проб (табл.) свидетельствует о различном содержании малых элементов, в частности, никеля, марганца, кобальта и других не только в пиритах из различных проб, но и в кристалломорфологических типах пиритов из одной пробы. Это указывает на изменение условий их кристаллизации в пространстве и отражается на составе и свойствах зерен сульфидов.

**Содержание некоторых компонентов в морфотипах пирита месторождения Максово**

Номер пробы	Компоненты	Морфотипы пирита				
		Куб	Октаэдр	Кубооктаэдр	Пентагондодекаэдр	Глобула
205/3	Ni	0,37	–	–	–	0,07
	Mn	0,01	–	–	–	0,01
	Co	0,07	–	–	–	0,07
202/38	Cr	0,02	–	–	–	–
	Ni	0,72	0,90	0,07	0,16	0,41
	Mn	–	–	–	–	–
202/46	Co	–	–	0,06	0,06	0,09
	Cr	–	–	–	–	–
	Ni	1,11	0,05	0,05	0,02	0,13
202/86	Mn	0,01	0,01	0,03	0,71	0,42
	Co	0,02	–	–	–	–
	Cr	–	–	–	–	–
230/161	Ni	0,38	0,09	0,17	–	0,43
	Mn	–	0,06	–	–	0,03
	Co	0,07	0,05	0,08	0,04	0,09
230/161	Cr	–	–	–	–	0,01
	Ni	–	–	–	–	–
	Mn	–	–	–	–	–
	Co	–	0,06	–	–	–
230/161	Cr	–	–	–	–	–
	Cr	–	–	–	–	–

Примечание. Прочерк – элемент не обнаружен. Предел обнаружения: Co, Ni, Fe, S, Mn, Cr – 0,01%. Эталонные:  $\text{FeS}_2$ , Co, Ni, Cr. Условия съемки: ускоряющее напряжение – 25 kv, ток зонда – 30 nA. Ошибка: Fe, S – 1,5%; Co, Ni, Mn, Cr – 10%.

Выполненное изучение сульфидов, сочетание методов – минералогических, технологических, зондового анализа – позволили выявить кристалломорфологические типы пиритов, некоторые их свойства,



содержание отдельных элементов и распространение их в шунгитах месторождения Максово по простиранию в разрезе. При этом показано, что наиболее бо-

гатые гранями кристаллы пирита образуются в центральных, более глубинных и высокоуглеродистых частях месторождения.

## ЛИТЕРАТУРА

*Галдобина Л. П.* Геология шунгитоносных вулкано-осадочных образований проторозоя Карелии. Петрозаводск, 1982. С. 138–143.

*Евзикова Н. З.* Поисковая кристалломорфология. М., 1984.

*Зайденберг А. З., Рожкова Н. Н., Ковалевский В. В., Генералов М. Е.* Использование РАСМА в исследовании минерального вещества шунгитов // Тез. междунар. симпоз. «Principal genetic problems related to mineral deposits affiliation». М., 1997. P. 219–220.

*Ковалевский В. В.* Сравнительный анализ высокоуглеродистых шунгитов месторождения Шуньга // Материалы симпоз. «Structure and evolution of the mineral world». Syktyvkar, 1997. P. 64–65.

*Филиппов М. М.* Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск, 2002. 280 с.

*Юшкин Н. П.* Теория и методы минералогии. Л., 1977.

*Б. З. Белашев, Л. В. Кулешевич*

## **ДЕКРЕПИТАЦИЯ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ ИЗ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ КАРЕЛИИ**

### **Методическая основа работы**

Метод декрепитации используется при решении прикладных задач. Он прост в применении и позволяет статистически вести в одной навеске исследование большого числа включений. Декрепитационные исследования – это предварительный этап изучения газовой-жидких включений, позволяющий выявить интервалы температур их вскрытия и объединить включения определенного генетического типа в группы, имеющие близкие температуры, при которых они взрываются. Вид кривой декрепитации является типоморфной характеристикой минеральных образований (Пашков, 1982).

Теория метода декрепитации предполагает, что при нагревании минерала после гомогенизации газовой-жидких включений давление в них даже при незначительных приращениях температуры резко возрастает, что приводит к разрушению их стенок. При этом после гомогенизации плотность газовой-жидких включений уменьшается, при постоянной массе они должны расширяться и занимать больший объем. Однако ограниченность объема вакуолей ведет к резкому повышению давления в них даже при незначительных приращениях температуры. Температура вскрытия включений при одинаковой степени заполнения зависит от прочностных свойств минерала-хозяина и размерности зерна. В области температур, при которой достигаются давления, превышающие два предела прочности минерала-хозяина, они вскрываются, при этом сразу может быть вскрыто до 85% включений одного конкретного генетического типа, что проявляется на кривой в виде пика. Однако изучение включений под микроскопом показывает, что не всегда гомогенизация и взрыв включения следуют один за другим. Чаще высокотемпературные включения лопаются несколько раньше, чем происходит их гомогенизация.

Для исследования включений методом декрепитации обычно применяются установки с механоакустическими и барометрическими датчиками в вакууме (Хотеев, 1982). В ходе нагревания механоакустические датчики могут фиксировать также импульсы, связанные с разрушением зерен фракции, и некоторые другие незначительные влияния, что следует учитывать при расшифровке кривых.

При проведении работы по изучению кварца из различных рудных объектов Карелии для регистрации звуковых импульсов, возникших в результате раскрытия газовой-жидких включений при нагревании, использовалось самодельное механоакустическое устройство (Белашев и др., 2001). Пробу в специальном контейнере, жестко соединенном с концом спицы из нержавеющей стали, помещали в центр вертикально установленной кольцевой электрической печи. Другой конец спицы опирался на мембрану телефона. От щелчка в контейнере звук по спице передавался мембране, преобразовывался в электрический импульс, который далее усиливался усилителем и через фильтр высоких частот поступал на частотомер, работающий в режиме счета импульсов. Электрическую печь запитывали от регулируемого лабораторного автотрансформатора ЛАТР-1, постепенно поднимая напряжение. Температуру в контейнере пробы определяли по показаниям прецизионного вольтметра, соединенного с хромель-алюмелевой термопарой, находящейся в тепловом контакте с контейнером.

Помехами данного способа регистрации декрепитации являются импульсы, возникающие в контейнере при тепловом расширении отдельных зерен или их механическом перемещении. Как правило, такие импульсы имеют меньшую амплитуду, чем импульсы декрепитации. Если их амплитуда меньше порога частотомера, то они не регистрируются. Регулируя коэффициент усиления усилителя, можно увеличить или уменьшить чувствительность регистрации декрепитации газовой-жидких включений, а также влияние помех на результаты измерений. Декрепитацию проб регистрировали как при высокой, так и при низкой чувствительности.

Результаты измерений были обработаны с помощью программы Grapher и представлены на графиках, сгруппированных по рудным объектам (рис. 1–3).

### **Фактический материал и результаты исследований**

Для изучения газовой-жидких включений методом декрепитации были взяты монофракции кварца размером 1–0,5 мм из жил и прожилков различных формационных и генетических типов руд (табл.).

**Результаты исследований газово-жидких включений в кварце методом декрепитации**

№	№ образца	Характеристика кварца	Месторождение	Температура (Т °С)
1	С-306/295,1	Белый полупрозрачный кварц из грейзенизированных гранитов с молибденитом, пиритом	Лехтинская структура, месторождение Лобаш (молибденовое)	T <sub>1</sub> = 170° max T <sub>2</sub> = 280–300° max T <sub>3</sub> = 220–240°
2	С-306/280			T <sub>1</sub> = 275° max T <sub>2</sub> = 340°, 310° max T <sub>3</sub> = 220° T <sub>4</sub> = 430–470°
3	С-169/68,4	Сливной прозрачный кварц, ассоциирующий с пиритом, хлоритом	Месторождение Лобаш-1 (золото-полиметаллическое)	T <sub>1</sub> = 130° max T <sub>2</sub> = 190° max T <sub>3</sub> = 220°
4	С-169/182	Белый полупрозрачный кварц, ассоциирующий с карбонатом, сульфидами полиметаллов		T <sub>1</sub> = 120° max T <sub>2</sub> = 265° T <sub>3</sub> = 480°
5	7306/2	Квац полупрозрачный ассоциирует с эпидотом, молибденитом	Месторождение Лобаш (молибденовое)	T <sub>1</sub> = 335–355° max T <sub>2</sub> = 400°
6	7345/1	Белый полупрозрачный кварц с сульфидами	Участок Нигалозеро	T <sub>1</sub> = 130° max T <sub>2</sub> = 190–200° max T <sub>3</sub> = 220°
7	9213	Прозрачный сливной кварц с галенитом	Участок Хахлозеро	T <sub>1</sub> = 200° max T <sub>2</sub> = 280° max
8	5002/1	Прозрачный кварц, ассоциирующий с хлоритом, сфалеритом, молибденитом из зоны грейзенизаций толщ среднего состава	Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс, рудопоявление Бергаул (молибденовое)	T <sub>1</sub> = 240° max T <sub>2</sub> = 130°
9	5010/9			T <sub>1</sub> = 190–200° max T <sub>2</sub> = 110° T <sub>3</sub> = 330–360°
10	5003/1	Белый полупрозрачный кварц, ассоциирующий с карбонатом, молибденитом, сульфидами полиметаллов		T <sub>1</sub> = 220° max T <sub>2</sub> = 120° T <sub>3</sub> = 320–380°
11	К-4/1	Прозрачный сливной с пирротинном, пиритом, секущий колчеданную залежь	Рудопоявление Бергаул (колчеданное)	T <sub>1</sub> = 400–480° max T <sub>2</sub> = 220°
12	П-2/8	Полупрозрачный серый кварц, ассоциирующий с хлоритом, пиритом	Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс, месторождение Педролампи (золото-сульфидное)	T <sub>1</sub> = 270° max T <sub>2</sub> = 440° max T <sub>3</sub> = 190°
13	П-2/10			T <sub>1</sub> = 400° max T <sub>2</sub> = 290° T <sub>3</sub> = 110–160° T <sub>4</sub> = 230–250°
14	П-1(4)	Белый полупрозрачный кварц, ассоциирующий с сульфидами, турмалином	Месторождение Педролампи (золото-сульфидно-кварцевое)	T <sub>1</sub> = 240° max
15	П-1(5)			T <sub>1</sub> = 340° max T <sub>2</sub> = 420–470° T <sub>3</sub> = 150°
16	П-15	Сливной полупрозрачный белый кварц с сульфидами	Рудопоявление Эльмус	T <sub>1</sub> = 250° max
17	К-21	Полупрозрачный сливной кварц без видимых сульфидов в метабазах	Костомукшская структура, участок Таловейс	T <sub>1</sub> = 130° max T <sub>2</sub> = 220° (T <sub>3</sub> = 330°) незнач. (T <sub>4</sub> = 400–430°) незнач.
18	К-14/5			T <sub>1</sub> = 370° max T <sub>2</sub> = 190° T <sub>3</sub> = 240–260°
19	Т-12	Белый полупрозрачный сливной кварц, секущий гранит-порфиры березитизированные	Месторождение Таловейс (золото-кварцевое)	
20	Б-2/1	Белый полупрозрачный кварц, секущий граниты	Большезерская структура, участок Большезерский	T <sub>1</sub> = 110° max T <sub>2</sub> = 160° max T <sub>3</sub> = 190–240° T <sub>4</sub> = 315° T <sub>5</sub> = 420°

С месторождения Лобаш были отобраны и изучались образцы кварца из молибденит-кварцевых жил и золото-полиметаллических кварцевых и карбонат-кварцевых прожилков. Кварц представлен белой прозрачной и полупрозрачной разновидностями из молибденитовых жил, полупрозрачной и непрозрачной – из кварц-карбонатных золото-сульфидсодержащих прожилков. С участка Хахлозеро и Нигалозеро изучались галенит-кварцевые и сульфидсодержащие жилы белого сливного прозрачного и полупрозрачно-

го кварца. С месторождения Бергаул были отобраны монофракции белого полупрозрачного кварца из прожилков, содержащих сульфиды полиметаллов и молибденит с молибденитового проявления, и сливного прозрачного кварца из жилы, секущей колчеданные руды и содержащей крупнокристаллический пирротин поздней генерации. С месторождения Педролампи изучался серый полупрозрачный кварц из зоны северо-западного рассланцевания и лиственизации в базальтах, ассоциирующий с кубическим пиритом,

и белый полупрозрачный кварц, насыщенный включениями и ассоциирующий с турмалином из зон наложенной золото-сульфид-турмалин-кварцевой жильной пропитки. С участка Эльмус белый сливной полупрозрачный кварц был выделен из сульфидоудерживающей кварцевой жилы, секущей березитизированные кислые вулканы. В Костомукшской структуре были отобраны монофракции кварца с месторождения Таловейс из золото-кварцевой жилы в гранит-порфирах и жил в базальтах, а также из сульфидно-кварцевых прожилков из карьера. Кварц этих жил белый, полупрозрачный, часто насыщенный включениями породы. Из Большезерской структуры исследовался всего лишь один образец белого полупрозрачного сливного кварца из жил, секущих граниты с неустановленной золотоносностью.

Все проанализированные монофракции кварца содержат разнообразные газожидкие включения – воду, углекислоту, кристаллики соли, наблюдаемые под микроскопом в тонких пластинках при большом увеличении. Анализ полученных декрептограмм (табл., рис. 1–3) показывает следующие результаты.

**Месторождение Лобаш** (рис. 1). Кварцевые жилы с молибденитового месторождения Лобаш (С-306/280; С-306/295.1) характеризуются максимальной интенсивностью вскрытия газожидких включений в интервале температур 270–340 °С (с максимумами 270–280, 300–340 °С). Отличаются эти графики появлением пика с  $T = 120$  °С и незначительного пика с  $T = 170$  °С на декрептограмме образца С-306/295.1, что может быть связано с присутствием более поздней

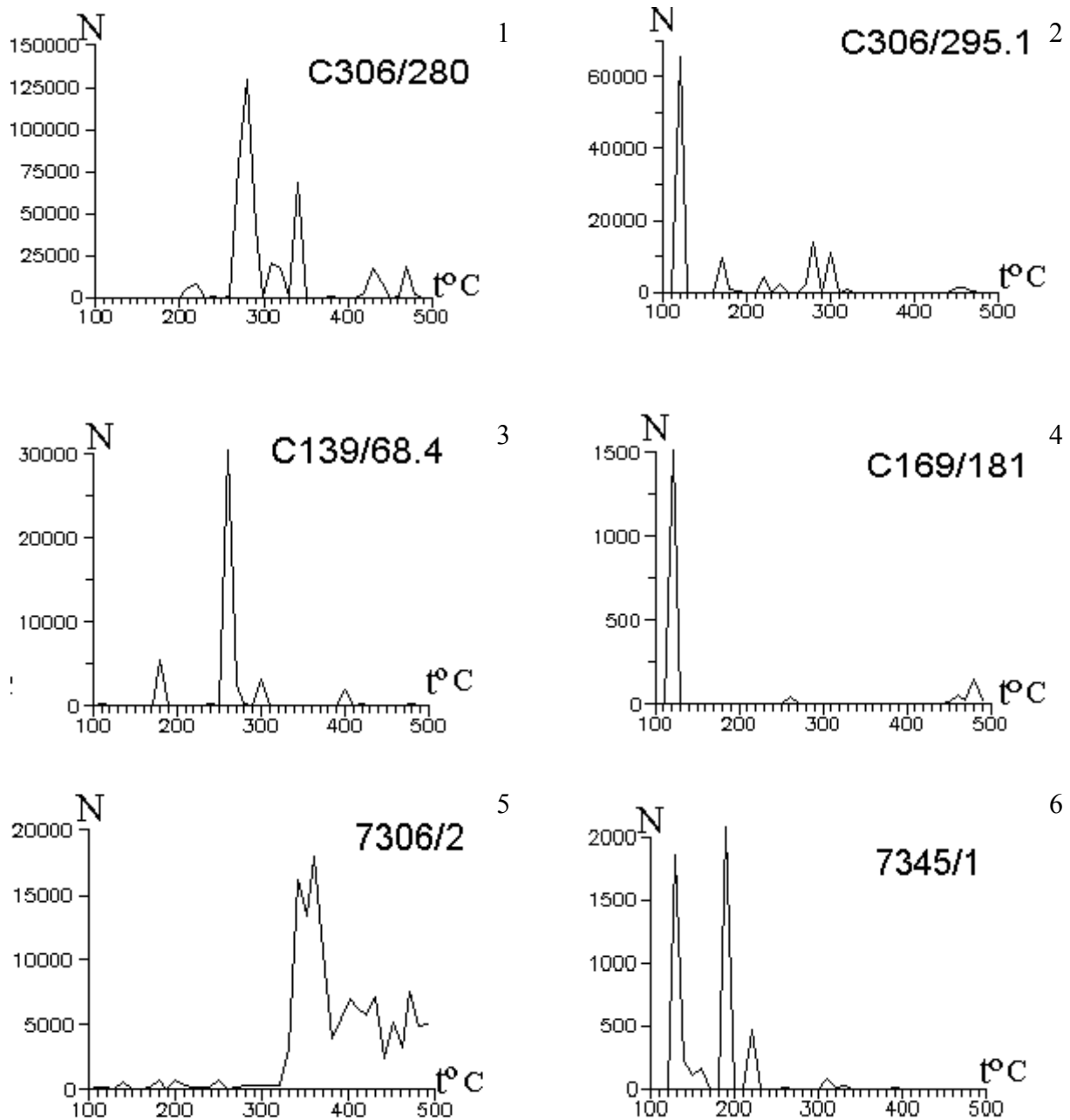


Рис. 1. Графики зависимости частоты звуковых импульсов от температуры для кварца участка Лобаш

низкотемпературной генерации кварца, сопровождаемого пиритом и содержащего позднюю генерацию включений.

Особую позицию занимает белый полупрозрачный кварц, ассоциирующий с эпидотом из молибденит-халькопирит-кварцевых прожилков (обр. 7306/2), секущих габбро на участке Лобаш. Для него характерны

повышенные температуры декрепитации, 330–350 °С и выше, и практически отсутствуют низкотемпературные значения.

Образцы из золото-сульфидного месторождения Лобаш-1, представленные разными генерациями кварца, ассоциирующего с разными сульфидами, соответственно, показали разные температуры вскрытия

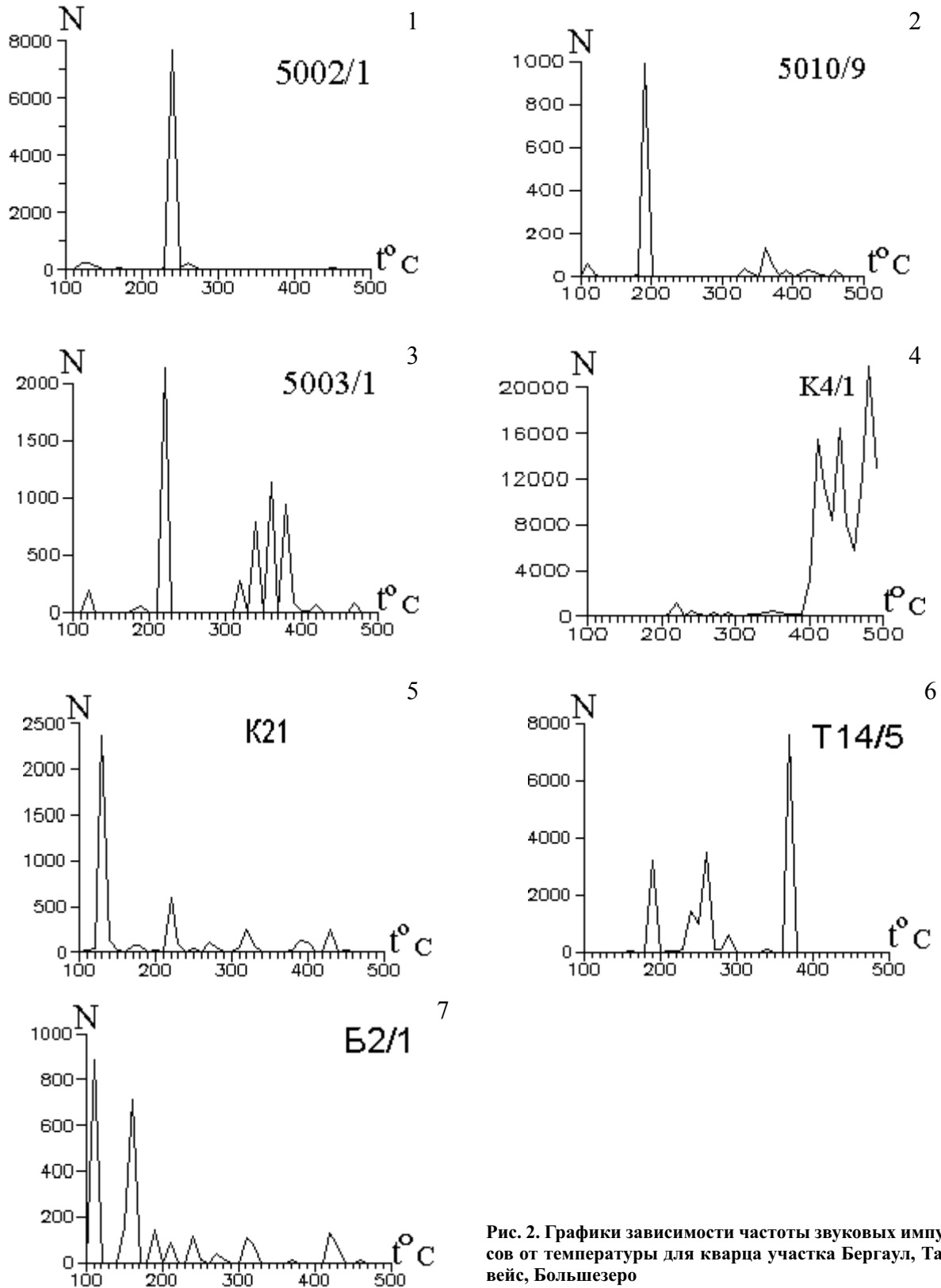


Рис. 2. Графики зависимости частоты звуковых импульсов от температуры для кварца участка Бергаул, Таловейс, Большезеро

газово-жидких включений. Жильный сливной полупрозрачный кварц (С-139/68,4) имеет максимальную температуру вскрытия одной группы включений при  $T = 300\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Кроме того, он содержит более низкотемпературные включения с  $T = 180\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Белый непрозрачный кварц, ассоциирующий с карбонатом и сульфидами полиметаллов, отличается исключительно низкими температурами, при которых вскрывается максимальное количество включений в нем –  $120\text{ }^{\circ}\text{C}$ , что в целом свидетельствует о его низкотемпературном генезисе.

**Участок Нигалозеро** (рис. 1). Кварц из прожилков (7345/1) из зоны прокварцевания с участка Нигалозеро обладает двумя максимумами вскрытия включений при  $T = 130$  и  $190\text{ }^{\circ}\text{C}$  и менее интенсивным пиком при  $T = 220\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Он также, судя по температурам декрепитации, является низкотемпературным с двумя основными типами флюидных включений.

**Участок Хахлозеро** (рис. 1). Галенит-кварцевые жилы (9213), секущие протерозойские породы в районе оз. Хахлозеро, в отличие от кварца участка Нигалозеро содержат флюидные включения с более

высокими температурами, при которых происходит их растрескивание:  $T_1 = 200\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $T_2 = 280\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

**Участок Большезеро** (рис. 2). Кварцевые жилы (Б-2/1), секущие граниты на участке Большезеро, в отличие от жил в гранитах месторождения Лобаш имеют более низкие температуры вскрытия включений –  $110\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $160\text{ }^{\circ}\text{C}$  и небольшие пики в интервале  $T = 190\text{--}240\text{ }^{\circ}\text{C}$ , свидетельствующие о низкотемпературном характере его образования.

**Рудопроявление Бергаул** (рис. 2). Кварц из полиметаллических – молибденитовых прожилков, отобранный в западной части рудопроявления, полупрозрачный и имеет белый цвет, ассоциирует с хлоритом, серицитом. Он характеризуется (по образцам 5002/1, 5003/1, 5010/9) максимальной температурой вскрытия газово-жидких включений в интервале  $190\text{--}240\text{ }^{\circ}\text{C}$  с незначительным пиком, приходящимся на интервал  $110\text{--}130\text{ }^{\circ}\text{C}$  и в образце 5003/1 на  $T = 320\text{--}380\text{ }^{\circ}\text{C}$ . В образце кварца (К-4/1) из крупной сульфид-кварцевой жилы, секущей колчеданную часть месторождения, максимальная температура приходится на интервал

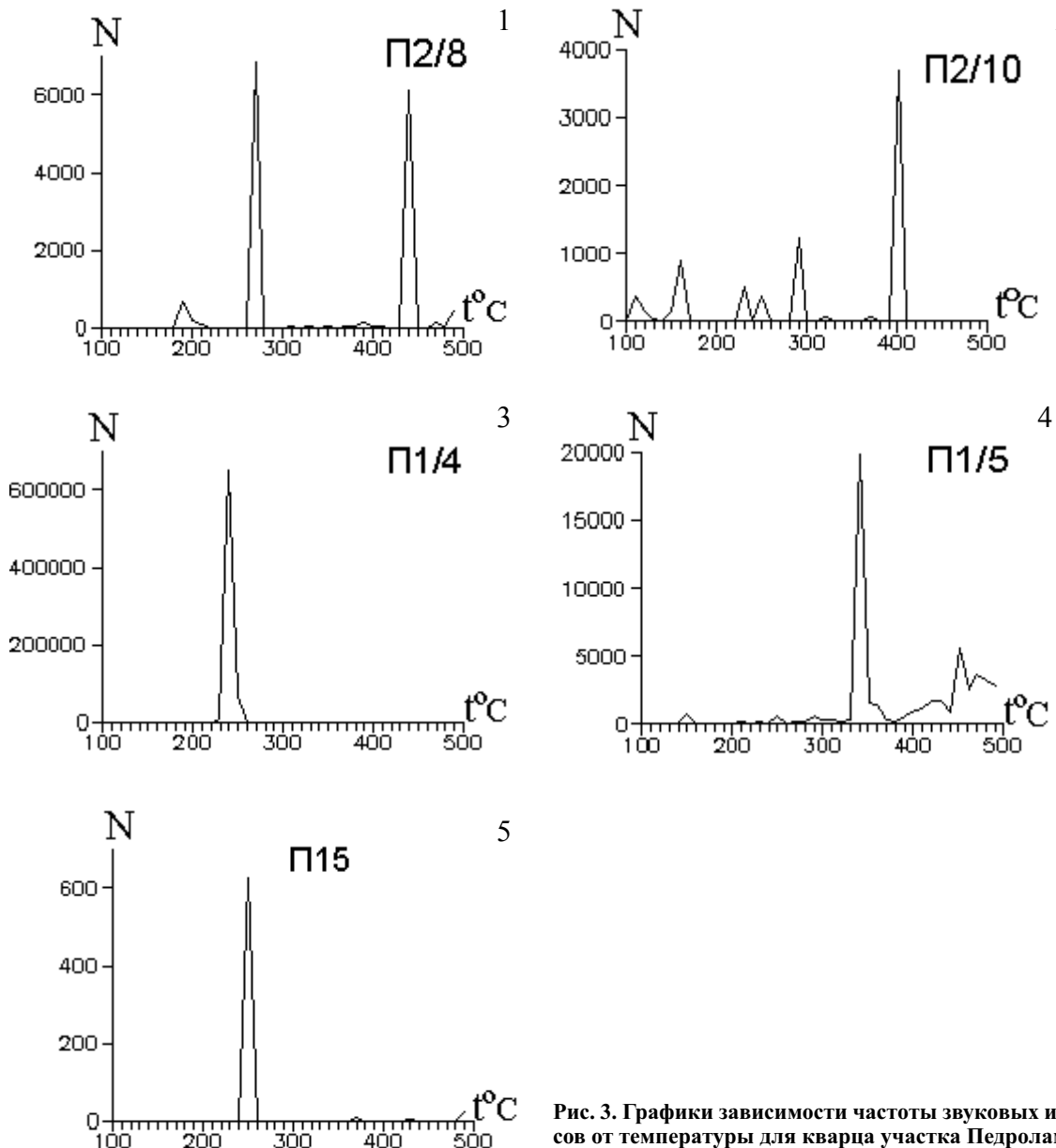


Рис. 3. Графики зависимости частоты звуковых импульсов от температуры для кварца участка Педролампи

400–480 °С. В контакте этой жилы происходит перекристаллизация и укрупнение сульфидов – образование крупнокристаллического галенита, сфалерита, пирротина, пирита.

**Эльмусская структура. Месторождение Педролампи** (рис. 3). Нагреванию подвергались два типа образцов кварца с месторождения Педролампи. Монофракции кварца из зон золото-пиритовой вкрапленной минерализации (образцы П-2/8, П-2/10) полупрозрачные серовато-белые. В них присутствует кварц двух генераций из гнезд и прожилков, содержащий газожидкие включения трех групп. Максимальное вскрытие включений, характеризуемое максимальной частотой их взрывов, происходит при температурах 270–190 °С (№ 1) и 400–440 °С (№ 2). Менее интенсивно проявлены пики 160–190 и 230 °С (№ 3). Анализ образцов белого полупрозрачного кварца (образец П-1/3 (№ 3), П-1/5 (№ 4) из золото-сульфид-кварцевых жил, секущих зону рассланцевания с кубическим пиритом, показал присутствие средне- и высокотемпературных включений, таких же, как в образцах П-2/8, П-2/10, с температурами максимального вскрытия 240, 350 и 450 °С.

**Рудопоявление Эльмус** (рис. 3). Белый прозрачный кварц, секущий кислые серицитизированные вулканиты и ассоциирующий с пиритом и пирротинном (П-15), содержит газожидкие включения преимущественно одной генерации с максимальной температурой декрепитации 250 °С.

**Костомукшская структура. Месторождение Таловейс** (рис. 2). С месторождения Таловейс был проанализирован полупрозрачный сливной кварц из жил, секущих metabазальты в ореоле гранит-порфиров штока Центрального (образцы К-21, Т-14/5). Максимальная температура вскрытия газовых включений в этих образцах, выявленная при их нагревании, равна 130–190 °С (1), 220–260 °С (2) и 370 °С (в образце Т-14/5), что отражает многостадийное развитие флюидной системы и захват кварцем высоко- и низкотемпературных включений.

### Обсуждение и заключение

Использовать декрепитацию, как отмечается всеми исследователями, занимавшимися изучением газожидких включений, для оценки температур минералообразования без контроля результатов этих исследований методом гомогенизации напрямую нельзя. По кривым декрепитации можно судить лишь об относительных температурных интервалах газовыделения и о распределении включений по температурам взрываемости, приближающимся к температурам гомогенизации.

Обобщая изложенные результаты измерений, можно сказать, что практически для всех монофракций характерно присутствие разнотемпературных (низко-, средне- и реже высокотемпературных) включений.

Молибденит-кварцевые жилы месторождения Лобаш имеют максимальные температуры декрепитации в интервале 270–280 и 300–340 °С, на месторождении Бергаул – 190–240 °С и в меньшей степени встречаются с  $T = 110–130$  и  $320–380$  °С. Судя по температурам декрепитации, очевидно, что температура образования молибденит-кварцевых жил Лобаша выше, чем прожилкового оруденения рудопоявления Бергаул. Золото-полиметаллические кварцевые и карбонат-кварцевые прожилки месторождения Лобаш отличаются более низкими температурами образования. Об этом мы можем судить по более низкой температуре взрываемости газожидких включений. Она равна 300, 260, 180 °С для кварцевых жил и опускается ниже для кварц-карбонатных прожилков – до 120 °С. В турмалин-кварцевых жилах зон сдвиговых деформаций месторождения Педролампи газожидкие включения имеют  $T_{дек.}$  450 °С с максимумами, приходящимися на 350 и 240 °С, тогда как кварц из пирит-кварцевых линзовидно-гнездовых обособлений характеризуется  $T_{дек.}$  в интервале 400–440 и 270–290 °С и наиболее низкотемпературными, но менее интенсивными в интервале 200–230 и 160 °С. Это свидетельствует о многоступенчатой эволюции флюида и захвате во включениях растворов, имевших разные температуры. Жилы с рудопоявления Эльмус являются более низкотемпературными и отличаются  $T_{дек.}$  250 °С. На месторождении Таловейс в кварцевых жилах из зон ССВ деформаций, секущих гранит-порфиры и вмещающие базальты, установлены три типа включений с  $T_{дек.}$  370 °С (незначительное количество) и 220–260, 190–130 °С (максимальное газовыделение). Галенит-кварцевые жилы из зоны деформаций в ятулийских базальтах участка Халозеро содержат два типа среднетемпературных включений с  $T_{дек.}$  280 и 200 °С. Следует отметить, что для золото-кварцевых жильных месторождений из зон сдвиговых деформаций характерен широкий диапазон температур вскрытия включений (или газовыделения), близких к температурам гомогенизации.

Таким образом, полученные результаты позволяют нам сделать предварительное заключение о насыщенности газожидкими флюидами жильного кварца и о температурных интервалах их вскрытия при нагревании. Максимумы взрывов включений (растрескивания) происходят при температурах, когда прочность давления в них превышает прочность их стенок. Эти условия близки к температуре гомогенизации (т. е. к минимальным температурам образования без учета поправок на давление), хотя ей четко не соответствуют. Они же являются самостоятельным типоморфным признаком минерала. В целом для месторождения Лобаш-1 характерен широкий температурный интервал газовыделения из включений – от 300 до 120 °С, для месторождения Педролампи – от 450 до 240 и 160 °С, для месторождения Таловейс – от 370 до 260–130 °С.

### ЛИТЕРАТУРА

Белашев Б. З., Скамницкая Л. С., Лебедева Г. А., Озерова Г. П. Нетрадиционные методы очистки кварца от газожидких включений // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. С. 131–134.

Паиков Ю. Н. Вопросы применения метода декрепитации // Использование методов термобарогеохимии при

поисках и изучении рудных месторождений. М., 1982. С. 73–76.

Хотев А. Д. Методы и аппаратура для декрепитационных исследований // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М., 1982. С. 76–85.



---

---

*П. В. Фролов, В. И. Соколов, А. А. Иванов, А. В. Гаранжа*

## **ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ, ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПРИРОДНЫХ И ТЕРМООБРАБОТАННЫХ ОТАЛЬКОВАННЫХ СЕРПЕНТИНИТОВ УЧАСТКА «УРОСОЗЕРО»**

Тальк-карбонат-хлоритовые породы (горшечный камень) являются уникальным природным материалом, который можно использовать в различных производствах благодаря его ценным свойствам (щелоче- и кислотоупорность, высокая огнеупорность, теплоемкость, кроме того, горшечный камень хорошо поддается механической обработке). Результаты исследований свойств природных и термообработанных тальк-карбонат-хлоритовых пород, серпентинитов и возможности их практического применения приводятся в опубликованных работах В. И. Соколова (Соколов, 1995, 2000а, б). В этом отношении, по мнению авторов, представляет интерес участок «Уросозеро» Центральной Карелии Сеgezского района (рис. 1) с распространёнными здесь метаморфизованными ультрамафитами. Уросозерское проявление горшечного камня было выявлено поисковыми работами В. С. Степанова и в дальнейшем изучалось Е. Н. Афониной при проведении ревизионно-опробовательских работ (Карельская геологическая экспедиция).

Среди других минералов интерес представляет повсеместно присутствующий в ультрамафитах амфибол, который не ведет себя пассивно, а оказывает влияние на показатели свойств вышеназванных пород на участке «Уросозеро». Здесь была отобрана технологическая проба (ТП-1) весом 50 кг из амфиболсодержащих оталькованных серпентинитов с целью изучения влияния амфибола на свойства талькосодержащих пород. Результаты испытания технологической пробы оталькованных ультрамафитов Уросозера сравнивались по свойствам с наиболее изученными в Карелии тальк-карбонат-хлоритовыми породами месторождения Каллиево-Муренанвара (месторождение горшечного камня Сегозерской группы).

Участок «Уросозеро» расположен в западной части Уросозерской реликтовой структуры северо-восточного окончания Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Структуру слагают верхнеархейские (лопийские) образования, претерпевшие неоднократный метаморфизм с сопутствующим метасоматозом (Король, 2000). Геологическое строение Уросозерской площади представлено, главным образом, осадочно-вулканогенным комплексом, включающим зеленокаменные породы амфибол-плагиоклазового, амфибол-биотит-плагиоклазового состава, с реликтами серпентинизированных

коматиитов и останцами кварцитов (рис. 2). Указанную толщину прорывают дайки габбро-диабазов, габбро-амфиболитов, ультраосновных пород. На участке, кроме того, имеют место мелкие штокообразные тела пегматоидных плагиомикроклиновых гранитов, а также жилы кварц-микроклиновых пегматитов, являющихся здесь самыми молодыми образованиями.

В пределах площади Уросозерского участка Е. Н. Афониной отмечено пять серпентинитовых тел.

В процессе поисковых работ на горшечный камень, проводимых Карельской геологической экспедицией, было выделено два участка: «Уросозеро-1» и «Уросозеро-2». Камень может быть пригоден для изготовления облицовочной плитки, каминов, бытовой посуды, производства молотого порошка и др. (Фролов, 2003).

Тело ультрамафитов участка «Южный» отличается от других изометричной формой (площадь около 0,2 км<sup>2</sup>), значительным содержанием амфибола в породе, относительно невысоким ее оталькованием, наличием прожилков хризотил-асбеста (по данным Е. Н. Афониной). Морфология залежи, состав и структурно-текстурные особенности породы позволяют отнести тело к интрузивной фации ультрамафитов пироксенитового ряда.

Отбор технологической пробы (ТП-1) для определения физических свойств природных и термообработанных оталькованных пород интрузивной фации ультрамафитов осуществлялся из оталькованных серпентинитов участка «Южный».

Другие залежи ультрамафитов представляют собой тремолитизированные карбонатизированные антитигритовые серпентиниты по перидотитовым коматиитам. Именно они имеют главные перспективы на тальк-карбонат-хлоритовый камень.

Наиболее перспективным является участок «Уросозеро-1», где в северной части отмечается повышенное содержание талька и магнезиального карбоната в породах (по данным Карельской геологической экспедиции). Тальк-карбонатные породы имеют место и в пределах поля выхода мелкого штока пегматоидных гранитов с севера от серпентинитовых залежей участка «Уросозеро-1».

Главную роль в образовании тальк-карбонатных пород здесь играют следующие факторы:

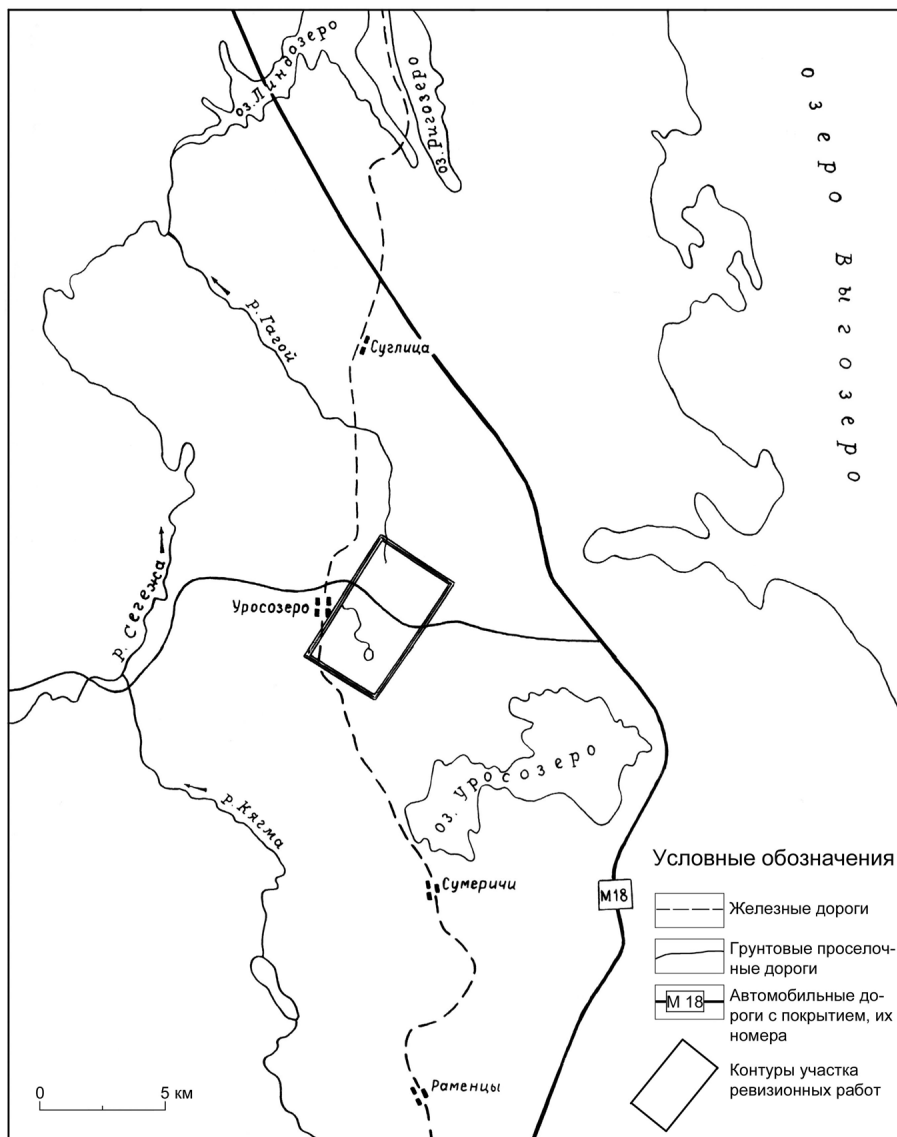


Рис. 1. Схема расположения участка «Уросозеро»

- поле развития перидотитовых коматиитов;
- тектонические зоны (особенно зоны пересечения разноориентированных разломов);
- наличие зон проницаемости для гидротерм, связанных с разломами глубинного заложения, что обеспечивает доступ углекислоты из верхней мантии, приводящий к образованию тальк-карбонатных пород по серпентинитам.

Внедрение даек происходило позднее главных метасоматических преобразований ультрамафитов и играло в талькообразовании второстепенную роль, но при этом могло заметно повлиять на образование разных минеральных ассоциаций горшечного камня (соотношение талька, хлорита, карбонатов, серпентина, амфибола, магнетита, сульфидов).

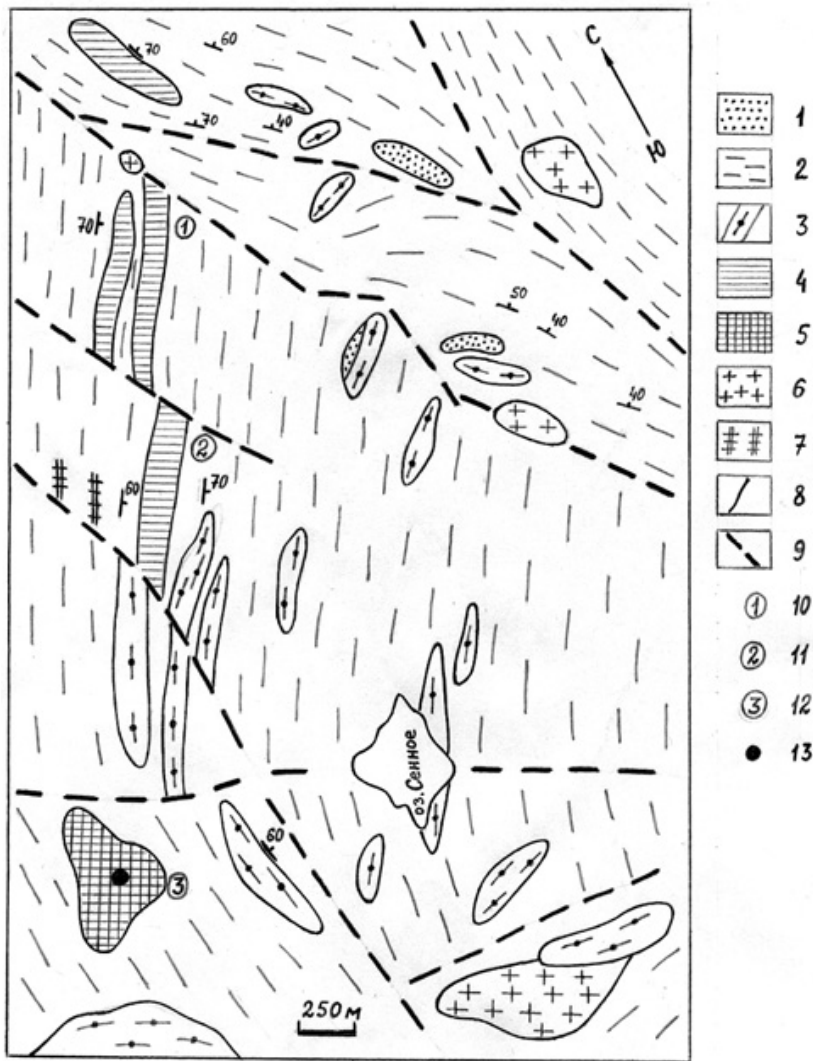
Минеральный и химический составы горшечного камня Уросозерского участка существенно варьируют (табл. 1, 2).

Для оталькования ультрамафитовых интрузивов требуются более энергетически интенсивные процессы, чем коматиитовых толщ. Поэтому в интрузивных

фациях чаще проявлена лишь полная серпентинизация пород и в меньшей степени – оталькование.

Таблица 1  
**Результаты химического анализа проб тальк-карбонат-хлоритовых пород Калливно-Муренанвары и тальксодержащих пород Уросозера**

Оксиды	Содержание оксидов, %		
	Уросозеро	Проба ПП-1	Калливно-Муренанвара
SiO <sub>2</sub>	35,70–53,12	42,08	34,50
TiO <sub>2</sub>	0,15–0,22	0,21	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,62–6,56	5,77	3,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,24–5,21	3,00	4,52
FeO	3,44–5,91	6,03	6,17
MnO	0,054–0,194	0,098	0,143
MgO	28,34–34,75	28,34	26,86
CaO	0,07–4,98	4,98	6,44
Na <sub>2</sub> O	0,02–0,10	0,10	0,02
K <sub>2</sub> O	<0,01–0,02	0,02	Не обн.
H <sub>2</sub> O	0,08–0,44	0,21	0,09
ппп	6,55–15,54	8,81	17,17



**Рис. 2. Схематическая геологическая карта участка «Уросозеро»** (составлена на основе данных В. С. Степанова, 1958 и Е. Н. Афоной, 1994):

1 – слюдяные кварциты; 2 – зеленокаменные породы амфибол-плагноклазового состава; 3 – дайки амфиболитов и метагаббро-диабазов; 4 – серпентинизированные перидотитовые коматиты; 5 – серпентинизированные амфиболизированные ультрамафиты (пироксениты); 6 – микроклиновые, плаггиомикроклиновые граниты; 7 – пегматитовые жилы; 8 – геологические границы; 9 – разломы; 10 – участок «Уросозеро-1»; 11 – участок «Уросозеро-2»; 12 – участок «Южный»; 13 – место отбора технологической пробы ТП-1

**Таблица 2**  
**Минеральный состав тальксодержащих пород Уросозера**

Минерал	Пределы изменения содержания минералов, %	Содержание минералов в пробе ТП-1, %
Тальк	0–81,0	13,07
Серпентин	0–78,5	14,53
Хлорит	2,43–24,50	19,24
Карбонат	0–28,0	18,77
Амфибол	0–46,15	45,77
Рудный	0,33–8,56	0,33

Примечание. В двух образцах из 28 отмечен флогопит с содержанием до 8%.

**Таблица 3**  
**Плотностные свойства обожженных пород пробы ТП-1**

Температура обжига, °С	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Эффективная пористость, %	Водопоглощение, %	Удельный вес, г/см <sup>3</sup>	Общая пористость, %
100	2,87	0,33	0,11	2,88	0,35
500	2,82	0,65	0,22	2,84	0,80
600	2,82	0,63	0,22	2,90	2,80
700	2,84	0,51	0,18	2,88	1,40
800	2,76	2,81	1,02	2,88	4,20
900	2,61	7,97	3,84	2,89	9,70
1000	2,65	11,23	5,36	3,09	14,10
1100	2,57	15,14	5,22	3,06	15,50
1200	2,55	15,77	6,20	3,065	16,90
1300	2,60	4,31	1,69	3,07	15,40

### Физические свойства природных и термообработанных тальксодержащих пород участка «Уросозеро»

Изучены физические свойства тальксодержащих пород участка «Уросозеро» и проведено сравнение их показателей с соответствующими показателями свойств тальк-карбонат-хлоритовых пород известного месторождения Каллиево-Муренанвара.

Определение коэффициента теплопроводности проводилось на измерителе ИТЭМ-1М на образцах в виде дисков диаметром 15 мм и толщиной около 4 мм. Точность определения коэффициента теплопроводности составляет 10%. Остальные показатели свойств определены стандартными методами с использованием соответствующих известных методик.

По химическому составу породы Уросозера (14 образцов) мало отличаются от пород Каллиево-Муренанвары (табл. 1).

Результаты определения минерального состава 28 проб, отобранных на участке, показывают, что породы характеризуются крайней его неоднородностью (табл. 2). Этим они сильно отличаются от пород месторождений Сегозерской группы, где содержание минералов варьирует в следующих пределах: тальк – 41–46%, хлорит – 32–35%, карбонаты – 18–27%, рудные минералы – до 3%.

Для более детального исследования физических свойств выбрана проба ТП-1. Отличительной ее особенностью является наличие в породе большого содержания амфибола, что представляет интерес для выявления его влияния на свойства природных и термообработанных тальксодержащих образований.

Основным фактором при обжиге данной породы является увеличение как эффективной, так и общей пористости материала с ростом температуры обработки (табл. 3). Однако если пористость тальк-карбонат-хлоритовых пород традиционных месторождений достигает 25%, то для пробы с амфиболом она не превышает 17%. Это является следствием меньшего содержания в пробе ТП-1 зерен талька, хлорита и карбоната, при разложении которых образуется больше пустот (Соколов, 1995).

Минералы, входящие в состав исследуемой пробы, в процессе нагрева разлагаются с выделением аморфной фазы, способствующей спеканию материала и увеличению его прочности (табл. 4). При температуре обжига 1100 °С показатель прочности составляет 110 МПа. Это несколько ниже, чем для пород Каллиево-Муренанвары, прочность которых достигает 157 МПа, что объясняется меньшим содержанием аморфной фазы в исследуемой пробе и, следовательно, неполнотой спекания.

Особенность хода зависимости прочности от температуры (рис. 3) объясняется различием в температурах, при которых происходит распад отдельных минералов. Понижение прочности при температурах обжига выше 1100 °С происходит за счет некоторого разрушения структуры материала.

Теплопроводность природных тальк-карбонат-хлоритовых пород несколько выше, чем у исследуемой пробы Уросозера (табл. 5). Коэффициент теплопроводности материала, полученного обжигом исходной породы, зависит в основном от пористости;

с ее увеличением коэффициент теплопроводности закономерно убывает. Ход этой зависимости показан на рис. 4. Там приведена и эта же зависимость для тальк-карбонат-хлоритовых пород Каллиево-Муренанвары. Указанные зависимости мало отличаются. Некоторые несоответствия обусловлены различием в составе пород. Отметим, что степень кристалличности сначала убывает с ростом температуры обжига, а после 1000 °С – возрастает. Это связано с перекристаллизацией минералов. Минимум кристалличности соответствует минимальной теплопроводности.

Таблица 4  
Результаты определения прочности термообработанных образцов пробы ТП-1

Температура обжига, °С	Значение предела прочности, МПа					Среднее
	Номер образца					
	1	2	3	4	5	
100	49,2	56,4	36,0	33,3	34,0	42,0
500	32,8	31,6	34,6	27,9	33,5	32,0
600	35,6	39,6	30,4	40,9	40,2	37,0
700	34,8	42,8	69,6	22,7	53,2	45,0
800	38,4	33,7	56,4	47,8	54,4	46,0
900	42,5	29,7	25,1	49,3	42,7	38,0
1000	69,7	89,0	62,0	73,0	63,8	72,0
1100	93,5	120,0	98,5	141,6	95,2	110,0
1200	101,5	96,3	69,0	100,3	123,4	98,0
1250	103,7	55,6	105,2	69,5	51,2	77,0

Таблица 5  
Теплопроводность и степень кристалличности термообработанных тальксодержащих пород

Температура обжига, °С	$\lambda_1$ , Вт/(м × К)	$\lambda_2$ , Вт/(м × К)	S	K, %	$B \times 10^{-3}$
100	4,09	4,7	0,15	4	-2,8
500	2,91	4,93	0,24	8	-1,5
600	3,15	3,60	0,55	17	-1,1
700	3,17	2,24	0,42	13	-0,5
800	2,08	1,40	0,33	16	0,7
900	1,32	1,16	0,25	19	1,4
1000	0,78	0,85	0,13	17	1,5
1100	0,76	1,04	0,14	18	1,0
1200	0,995	1,23	0,05	6	1,2
1250	1,14	1,62	0,16	14	0,8

Примечание. S – среднее квадратичное отклонение, K – коэффициент вариации,  $B \times 10^{-3}$  – константа, характеризующая степень кристалличности материала;  $\lambda$  – коэффициент теплопроводности:  $\lambda_1$  – Уросозеро,  $\lambda_2$  – Каллиево-Муренанвара.

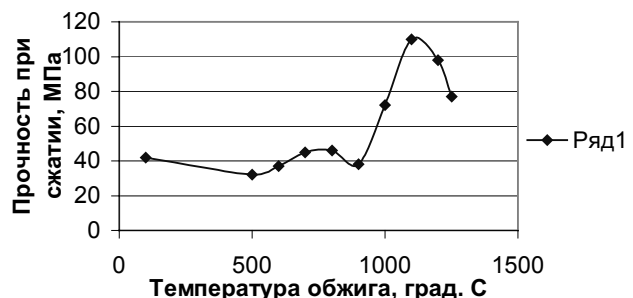


Рис. 3. Зависимость прочности образцов пробы ТП-1 от температуры обжига

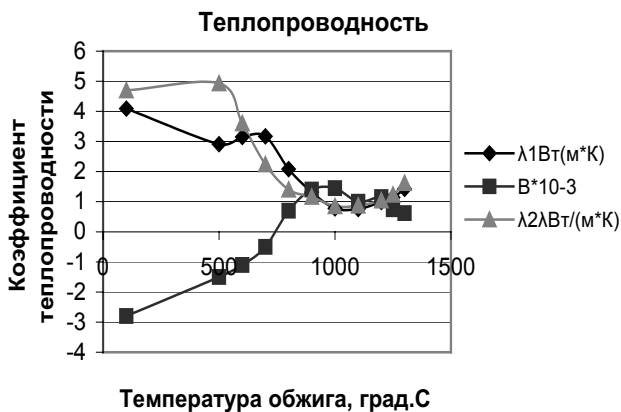


Рис. 4. Зависимость коэффициента теплопроводности  $\lambda$  и коэффициента  $B \times 10^{-3}$ , определяющего степень кристалличности, от температуры обжига талькосодержащих пород:

$\lambda_1$  – Уросозеро,  $\lambda_2$  – Каллиево-Муренанвара

Удельная теплоемкость, измеренная по 14 пробам, варьирует в довольно широком диапазоне, – от 650 до 820 Дж/(кг  $\times$  К). Причем максимальные ее значения наблюдаются для образцов с наибольшим содержанием талька, а минимальные характерны для образцов с большим содержанием серпентина. Для пробы ТП-1 она составляет 730 Дж/(кг  $\times$  К). Для сравнения: удельная теплоемкость породы Каллиево-Муренанвара составляет 850 Дж/(кг  $\times$  К).

Полученный по известной взаимосвязи ( $\lambda = a \times \rho \times c$ ) коэффициент температуропроводности для пробы ТП-1 Уросозера составляет  $1,95 \times 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с. Тот же показатель, измеренный для тальк-карбонат-хлорито-

вых пород Каллиево-Муренанвара, равен  $1,79 \times 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с.

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы.

По химическому составу пробы Уросозера близки к сегозерскому типу тальк-карбонат-хлоритовых пород.

Породы участка «Уросозеро», в отличие от пород месторождения Каллиево-Муренанвара, характеризуются значительной неоднородностью минерального состава.

При обжиге пористость пород исследованной пробы ТП-1, содержащих значительное количество амфибола, увеличилась до 17%; соответствующий показатель для тальк-карбонат-хлоритовых пород составляет 25%.

Для обоих типов пород в функциях зависимости прочности образцов от температуры их обжига при 1000–1100 °С наблюдается максимум прочности. Однако для пород Каллиево-Муренанвара показатель прочности несколько выше этого же показателя для пробы ТП-1 (157 и 110 МПа соответственно).

Минимум кристалличности термообработанных пород соответствует минимуму их пористости, теплопроводности и максимальным значениям прочности. Термообработанные породы Уросозера при 1000–1100 °С обладают достаточно высокими теплозащитными свойствами и, с учетом их значительной прочности, представляют практический интерес. По аналогии с применением тальк-хлорит-карбонатных пород и серпентинитов изученные породы могут использоваться в качестве теплоизоляционных, футеровочных материалов, в производстве прессованных обожженных изделий и в других направлениях.

## ЛИТЕРАТУРА

Король Н. Е. Метаморфическая эволюция пород Уросозерской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск, 2000. С. 35–42.

Соколов В. И. Тальк-хлоритовые сланцы Карелии и пути их комплексного использования. Петрозаводск, 1995. 130 с.

Соколов В. И. Влияние термообработки на теплофизические свойства серпентинитов // Геология и полезные ис-

копаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск, 2000а. С. 97–99.

Соколов В. И. Физико-механические свойства серпентинитов и продуктов их обжига // Там же. 2000б. С. 94–96.

Фролов П. В. Тальк Карелии. Размещение проявлений, некоторые особенности геологии и минерогенеза залежей промышленных типов руд // Геолого-технологические исследования промышленных минералов Финноскандии. Петрозаводск, 2003. С. 38–51.

В. П. Ильина, Г. А. Лебедева, Г. П. Озерова, И. С. Инина

## ТАЛЬКО-ХЛОРИТОВЫЕ СЛАНЦЫ КАК СЫРЬЕ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ КЕРАМИЧЕСКОЙ ПЛИТКИ

На территории Карелии известны два месторождения и более десяти проявлений талько-хлоритовых пород. В настоящее время применение талько-хлоритов связано, главным образом, с получением крупно-блочного камня для изготовления каминов и предметов бытового назначения. При добыче блоков камень частично раскалывается на мелкие куски. Кроме того, часть пород сильно рассланцована и непригодна для получения блоков.

С целью использования мелкофракционных талько-хлоритов для улучшения свойств керамических изделий проведено их исследование в качестве отощающей добавки к глине в массах керамических плиток.

Предпосылкой для постановки работы явились данные о положительном влиянии талька на свойства керамических масс. Установлено, что добавка тальковых концентратов (а. с. № 457680, 1975), тальковых сланцев (а. с. № 924010, 1982) и отходов тальковых карьеров (а. с. № 1211241, 1986) в плиточные массы совместно с кварцевым песком и различными отходами производства (красным шламом, отходами глиноземного производства, плиточным боем, стеклобоем) способствовала повышению механической прочности, термостойкости, увеличению интервала обжига и снижению усадки. Добавка талько-хлоритовых сланцев в кирпичные массы значительно повышает морозостойкость и снижает усадку кирпича по сравнению с исходной глиной (Соколов, 1995).

В связи с изменчивостью состава талько-хлоритовых сланцев исследованы две пробы, отобранные из вскрышных пород Костомукшского месторождения (проба 1) и на месторождении Турган-Койван-Аллуста (проба 2). Химический состав проб приведен в табл. 1.

Минеральный состав сырья определен с помощью оптической микроскопии, рентгенофазового, дифференциально-термического (ДТА) и термогравиметрического (ДТГ) анализов.

По данным ДТА (рис. 1) в температурном интервале до 1000 °С происходит дегидратация (эндоэффекты при 605, 680 °С – проба 1; 610 °С – проба 2) и перекристаллизация хлоритов (экзоэффекты при 840 °С – проба 1, 870 °С – проба 2), разложение доломитов (эндоэффекты при 815–830 °С – проба 1, 800–840 °С – проба 2), дегидратация талька (эндоэффекты при 980 °С – проба 1, 950 °С – проба 2).

По количеству H<sub>2</sub>O, выделяющейся при дегидратации талька, определенной методом ДТГ, рассчитано содержание талька в сырье. Исследованные пробы сланцев различаются по минералогическому и, соответственно, по химическому составу (табл. 1). Проба 1 состоит из талька (54%), хлорита и амфибола с примесью доломита (2%). В пробе 2 основными минералами являются тальк (32%), хлорит и доломит с небольшим количеством магнетита (5%). Основным отличием талько-хлорита пробы 1 от пробы 2 является меньшее

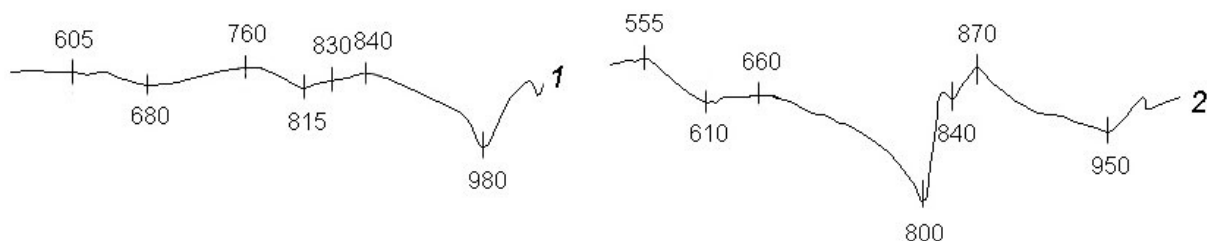
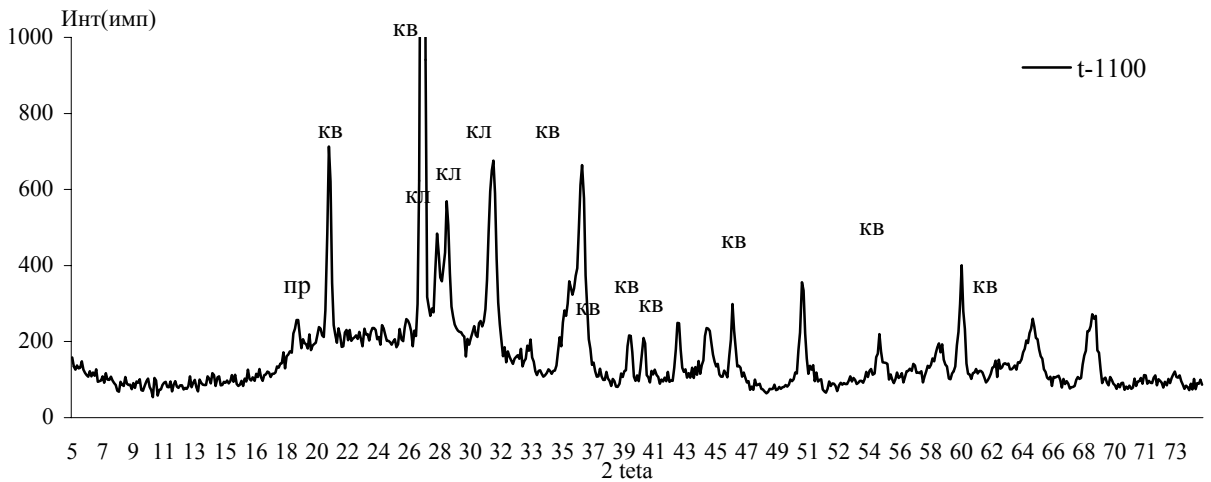
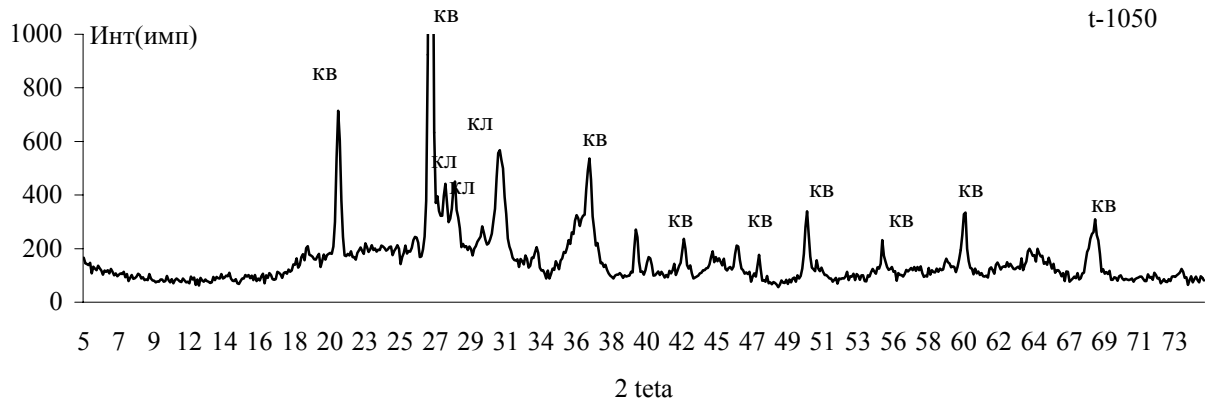
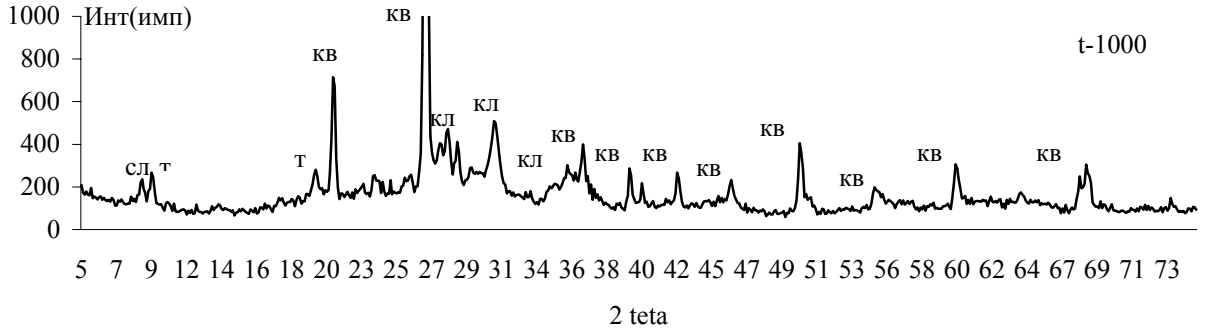
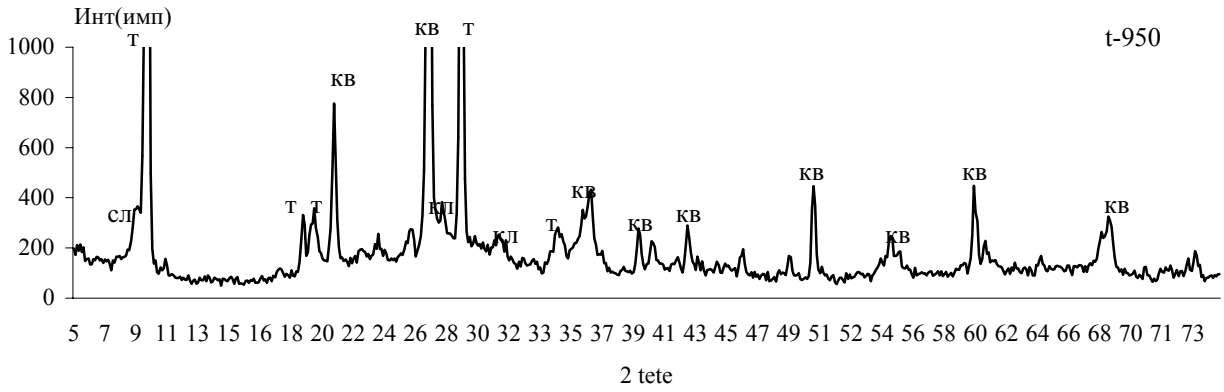


Рис. 1. Термограммы талько-хлоритовых сланцев:

1 – проба 1, 2 – проба 2

Таблица 1  
Химический состав сырьевых материалов

Сырье	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
Пр. № 1	54,0	0,24	4,32	0,45	6,25	0,041	28,42	0,36	0,02	–	0,05	6,16
Пр. № 2	36,40	0,22	4,59	6,82	3,76	0,20	26,57	5,63	0,02	–	0,02	15,41
Глина	62,70	0,85	15,45	3,24	2,70	0,03	2,50	0,97	0,21	5,19	1,11	4,46



**Рис. 2. Рентгенограммы керамики, содержащей 40% талько-хлорита (пр. 1) при различных температурах обжига:** т – тальк, кв – кварц, сл – гидрослюда, кл – клиноэнстатит, пр. – протоэнстатит



содержание карбонатных минералов при более высоком содержании силикатов.

В качестве глинистого сырья использована глина Чекаловского месторождения, состоящая из кварца, гидрослюда, хлорита, полевого шпата, которая применяется на Никольском заводе (Ленинградская обл.) для производства керамической плитки (табл. 1).

Исследование опытных масс осуществлялось по общепринятой технологии. Подготовка шихты включала: сушку, измельчение, просеивание, взвешивание и перемешивание компонентов в лабораторной шаровой мельнице до остатка на сите 0,063 мм – 1,5%. После суточного вылеживания рабочая влажность масс составляла 18–20%. Для определения спекаемости и прочности из масс формовались плитки размером 50 × 50 × 8 мм.

Плитки подвергались предварительной сушке при 105 °С, а затем обжигались в лабораторной силитовой печи КО-14 при 900–1100 °С с интервалом 50 °С. Средняя скорость подъема температуры составляла 2–3 град./мин., выдержка образцов в печи при достижении необходимой температуры – 40 мин. Образцы охлаждались вместе с печью.

Физико-механические свойства плиток определялись в соответствии с ГОСТ 6141-91 «Плитки керамические облицовочные для внутренней облицовки стен».

Исследованы свойства двухкомпонентных плиточных масс, содержащих от 20 до 60% талько-хлорита и глину.

Рентгенофазовый анализ (рис. 2) показывает, что в керамических массах при 950 °С начинается перекристаллизация талька с образованием клиноэнстатита, при 1000 °С резко снижается интенсивность линий талька и повышается интенсивность линий клиноэнстатита. При 1000–1050 °С распадаются гидрослюды, содержащиеся в глинистом сырье. Некоторый рост интегральной интенсивности галло на рентгенограммах указывает на тенденцию увеличения количества стеклофазы при обжиге плиток от 950 до 1100 °С. Об этом свидетельствуют также данные по зависимости объемного веса от температуры обжига (рис. 3). При 1050–1100 °С фазовый состав плиток представлен, в основном, кварцем, клиноэнстатитом, стеклофазой. На рис. 4 представлены дифрактограммы стеклообразных составляющих (галло) керамики составов 1 и 2 (при 1100 °С) и рассчитаны их структурные характеристики (табл. 2), свидетельствующие о различном химическом составе стеклофаз. Увеличение интегральной интенсивности галло в составе 1 по сравнению с составом 2, очевидно, обусловлено как различиями химического состава, так и повышением количества стеклофазы. Это является следствием большей кислотности талько-хлорита пробы 1 (табл. 1) с более высоким содержанием силикатных минералов.

Влияние температуры обжига на свойства керамических масс исследовано на составах, содержащих 30–40% талько-хлорита.

Установлено, что при 1100 °С повышается общая усадка, что свидетельствует об улучшении спекаемости масс. Это обуславливает снижение водопоглощения и увеличение механической прочности. Таким образом, оптимальной температурой обжига плиток является 1100 °С.

Таблица 2  
Структурные характеристики стеклофазы (1100 °С)

Структурные характеристики	Состав 1	Состав 2
Интегральная интенсивность (имп · град./с)	136,70 ± 0,72	77,71 ± 0,51
Центр тяжести дублета (град.)	26,02 ± 0,11	23,54 ± 0,09
Межплоскостное расстояние (Å)	3,423 ± 0,014	3,77 ± 0,01
Максимум профиля без фона	При 2θ = 25,85° 10 ± 1 (и/с)	При 2θ = 23,20° 8 ± 1 (и/с)
Интегральная ширина дублета (град.)	13,19 ± 1,01	9,80 ± 0,82

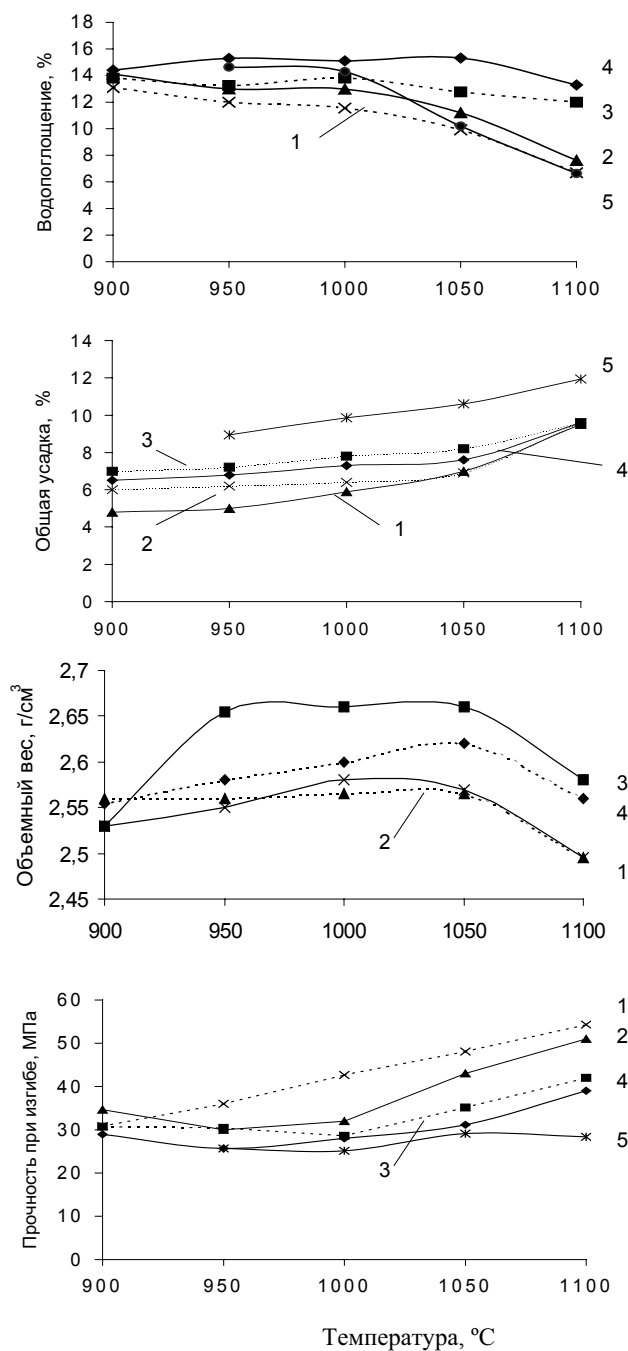
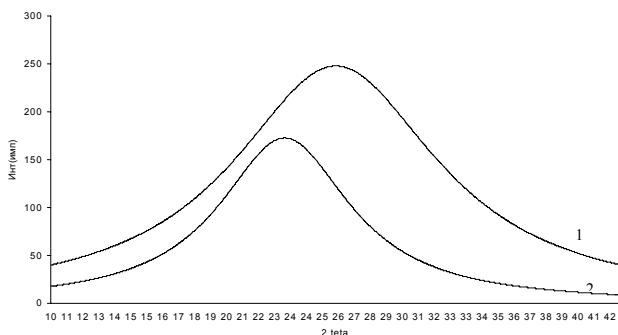


Рис. 3. Зависимость свойств плиток от температуры обжига, содержание талько-хлорита:

1 – проба 1 – 30%; 2 – проба 1 – 40%; 3 – проба 2 – 30%; 4 – проба 2 – 40%; 5 – производственная масса



**Рис. 4.** Дифрактограммы стеклофазы керамики составов 1, 2 (температура обжига – 1100 °С)

При оптимальной температуре обжига повышение содержания талько-хлорита как первой, так и второй проб от 20 до 40% приводит к увеличению механической прочности и снижению усадки плиток. При дальнейшем повышении содержания талько-хлорита до 60% наблюдается снижение прочности и значительное повышение водопоглощения. Это связано с ухудшением спекаемости масс вследствие увеличения доли отошающих компонентов. На этом основании следует считать, что оптимальное количество талько-хлорита в керамической массе составляет 30–40%.

При оптимальных составах и температуре плитки с использованием пробы 1 имеют большую прочность и меньшее водопоглощение по сравнению с плитками, содержащими талько-хлорит пробы 2. Очевидно, это является следствием лучшей спекаемости за счет большего количества стеклофазы. Различий в общей усадке плиток при использовании проб 1 и 2 не наблюдается (рис. 3).

Проведено сравнение свойств плиток с талько-хлоритами и плиток из массы Никольского завода (рис. 3) следующего состава (масс. %): глина Чекаловского месторождения – 63, кварцевый песок – 17, каолин – 16, известь – 6.

Плитки с талько-хлоритом имеют более высокую прочность (в 2 раза с пробой № 1, на 40% с пробой № 2) и меньшую усадку, на 25% для обеих проб. Водопоглощение заводской плитки и плитки с талько-хлоритом пробы № 1 практически равны, с пробой № 2 – выше, но находится в пределах требования ГОСТ 6141-91 (до 16%).

Таким образом, применение талько-хлоритов в качестве отошающей добавки в керамической массе способствует повышению прочности и снижению усадки плиток по сравнению с традиционным составом, при минимальном количестве компонентов в шихте. При этом различия вещественного состава исследованных проб оказывают существенное влияние на показатели физико-механических свойств керамики.

## ЛИТЕРАТУРА

А. с. 457680 СССР. МКИ. С04В 27/04. Керамическая масса / И. Ф. Проскура, Н. П. Вакарчук // Открытия. Изобретения. 1975. № 3. С. 54.  
 А. с. 924010 СССР. МКИ. С04В 33/00; С04В 35/16. Шихта для изготовления химически стойких изделий / Т. В. Басалкевич, Л. П. Черняк // Открытия. Изобретения. 1982. № 16. С. 106.

А. с. 1211241. СССР. МКИ. С04В 33/00. Керамическая масса для изготовления облицовочных плиток / Ф. М. Оруджев, М. А. Исмаилов, Э. В. Авалова, Т. М. Мамедов, М. Э. Эфендиев, Ф. М. Лисов // Открытия. Изобретения. 1986. № 6. С. 116.  
 Соколов В. И. Талько-хлоритовые сланцы Карелии и пути их комплексного использования. Петрозаводск, 1995. 128 с.

М. М. Филиппов

## ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ОТКРЫТИЯ КРУПНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ ШУНГИТОВ В ТОЛВУЙСКОЙ СИНКЛИНАЛЬНОЙ СТРУКТУРЕ (Онежский синклинорий)\*

### Введение

Исследования последних лет показали, что залежи шунгитов\*\* представлены двумя основными типами: локальными участками в пределах купольных тел максовитов (максовский тип) и субпластовыми телами (шунгский тип). Залежи рассматриваются как резко обособленные от вмещающих пород скопления метадифференциатов органо-минеральных комплексов, образующихся в течение нескольких стадий: накопление осадочных пород с рядовым (относительно низким) содержанием органического вещества (ОВ); образование органо-минеральных комплексов; их выжимание в складки нагнетания; дифференциация комплексов по плотности и вязкости в процессе перемещения, т. е. обособление дифференциатов различного состава; распад органо-минеральных комплексов, гидрослюдизация глинистых минералов, выделение избыточного кремнезема; обособление ОВ и образование его миграционных форм; углефикация ОВ и метаморфизм минерального вещества. Купольные постройки рассматриваются как структуры четвертого порядка, развивающиеся на антиклинальных складках третьего порядка – на «валах». Выявлены основные закономерности размещения купольных залежей в Толвуйской структуре. Показано, что их образование взаимосвязано, по каждому питающему горизонту возможно формирование системы залежей. Собран экспериментальный материал об основных параметрах этих систем.

Большая часть материалов по выявлению закономерностей формирования купольных структур получена на Максовском месторождении, у которого уровень эрозионного среза составляет примерно 1/4 предполагаемой амплитуды первичного купола. Исходя из особенностей формирования купольных структур, главной из которых является дифференциация осад-

ков по плотности, приводящая к обогащению верхних частей структур ОВ, можно предполагать, что залежи, сохранившиеся от эрозии, представляют собой ценные объекты как для науки, так и для практики. Для теории диапиризма – тем, что они позволят оценить характер формирования апикальных частей куполов, их зональность в распределении ОВ, выявить литологические признаки перехода купольных структур в штокообразные тела и в диапировые шляпы.

В практическом отношении подобные залежи, очевидно, будут представлять интерес, прежде всего, из-за более высокого содержания шунгитового вещества в их апикальных частях. Породы таких залежей смогут быть использованы в новых промышленных технологиях благодаря более высокому содержанию в них шунгитового вещества и за счет отличия их минерального состава по сравнению с породами разрабатываемых в настоящее время месторождений максовитов. В центральной части Толвуйской синклинали в 1985 г. были утверждены запасы разных категорий для трех залежей: Максовская (30,2 млн. т.), Зажогинская (4,0 млн. т.) и Калейская (20,0 млн. т.), оценены ресурсы по Мельничной залежи в объеме 10 млн. т. В ближайшие годы потребность в сырье может резко увеличиться, если в полном объеме будет реализована разработанная в 1999 г. «Программа совместных действий Правительств Москвы и Республики Карелия в сфере развития добычи и переработки минерального сырья», в том числе по использованию шунгитонесущих пород для водоочистки, производства автомобильных шин, электропроводных резин и пластмасс. В этом случае может возникнуть проблема в обеспечении запасов качественного сырья, а значит, актуальны исследования по выбору перспективных участков для поисково-разведочных работ.

В статье обсуждается гипотеза о вероятном существовании в центральной части Толвуйской структуры залежей шунгитов и максовитов, существенно более крупных по запасам, чем известное в настоящее время Максовское месторождение. Предпосылками для выдвижения гипотезы служили особенности геологического строения Толвуйской синклинали, заключающиеся, в частности, в наращивании разреза и в увеличении мощности шестого горизонта при движении от Максовского месторождения к ее центру;

\* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 05-05-97513.

\*\* **Шунгиты** – породы, содержащие от 45 до 80% шунгитового вещества; имеют параллелепипедальную отдельность, пелитоморфные, напоминают антрацит; относятся к экструзивным сапробитумолитовым породам. **Максовиты** – породы, содержащие от 10 до 45% шунгитового вещества, плотные, пелитоморфные; относятся к экструзивным сапробитумолитовым породам.

предполагается, что именно здесь могут быть открыты залежи, сохранившиеся от эрозии, т. е. находящиеся под чехлом коренных (протерозойских) пород. В качестве обоснования гипотезы привлекаются также теоретические представления о формировании систем купольных структур, экспериментальные данные о параметрах системы, сформированной в Толвуйской синклинали по шестому шунгитоносному горизонту.

### **Геологические предпосылки открытия крупных залежей в пределах Толвуйской синклинали**

Шунгитоносные породы Онежского синклинория развиты на двух стратиграфических уровнях – в людиковийском и калевийском надгоризонтах (нижний протерозой). Основная масса углерода при этом заключена в осадочных и вулканогенно-осадочных образованиях верхней подсвиты заонежской свиты людиковия. Структуры второго порядка Онежского синклинория представлены субпараллельной системой синклиналильных и антиклиналильных складок, ориентированных в северо-западном направлении. Узкие гребневидные антиклинали, сложенные интенсивно дислоцированными породами, разделяют широкие пологие синклинали слабдеформированных пород.

В осадочно-вулканогенном и вулканогенно-осадочном типах разрезов верхней заонежской подсвиты выделены три пачки пород. Первая пачка сложена туфогенно-осадочными породами песчанистой, алевритовой и пелитовой размерности с отдельными карбонатными прослоями и линзами часто с сульфидной вкрапленностью. В строении этой пачки принимают участие также лавовые покровы и отдельные потоки лав с миндалекаменной текстурой (базальты и андезитобазальты). В пачке выделяются три горизонта шунгитоносных пород (I–III) мощностью от 3 до 20 м. Вторая пачка представлена шунгитоносными алевролитами, кварц-серицит-биотитовыми породами, доломитами. В разрезе этой пачки, особенно в ее верхней части, в значительном объеме присутствуют вулканогенно-хемогенные образования, представленные слоями и линзами доломитов и лидитов. В строении этой пачки, как и первой, принимают участие потоки лав базальтового состава. Пачка содержит шесть горизонтов шунгитоносных пород (IV–IX) мощностью от 5 до 20 м.

Толвуйская синклиналильная структура на юго-востоке замкнута и открыта на северо-западе (рис. 1), в ней выделены складки третьего и четвертого порядков. Угол падения шарнира синклинали – 10–15°. В северной части структуры на уровень эрозионного среза выходят породы первой и второй пачек. Достоверно установлено, что по второму и шестому шунгитоносным горизонтам сформированы складки нагнетания, наиболее характерный пример – Максовский купол. К северу от него преимущественно развиты породы верхней части второй пачки, в том числе седьмой – девятый шунгитоносные горизонты и перекрывающие их алевролиты и карбонатные породы. Следовательно, при наличии в этой части синклинали купольных структур, сформированных по шестому шунгитоносному горизонту, они необязательно будут выходить на уровень эрозионного среза, т. е. могут быть перекрыты коренными породами.

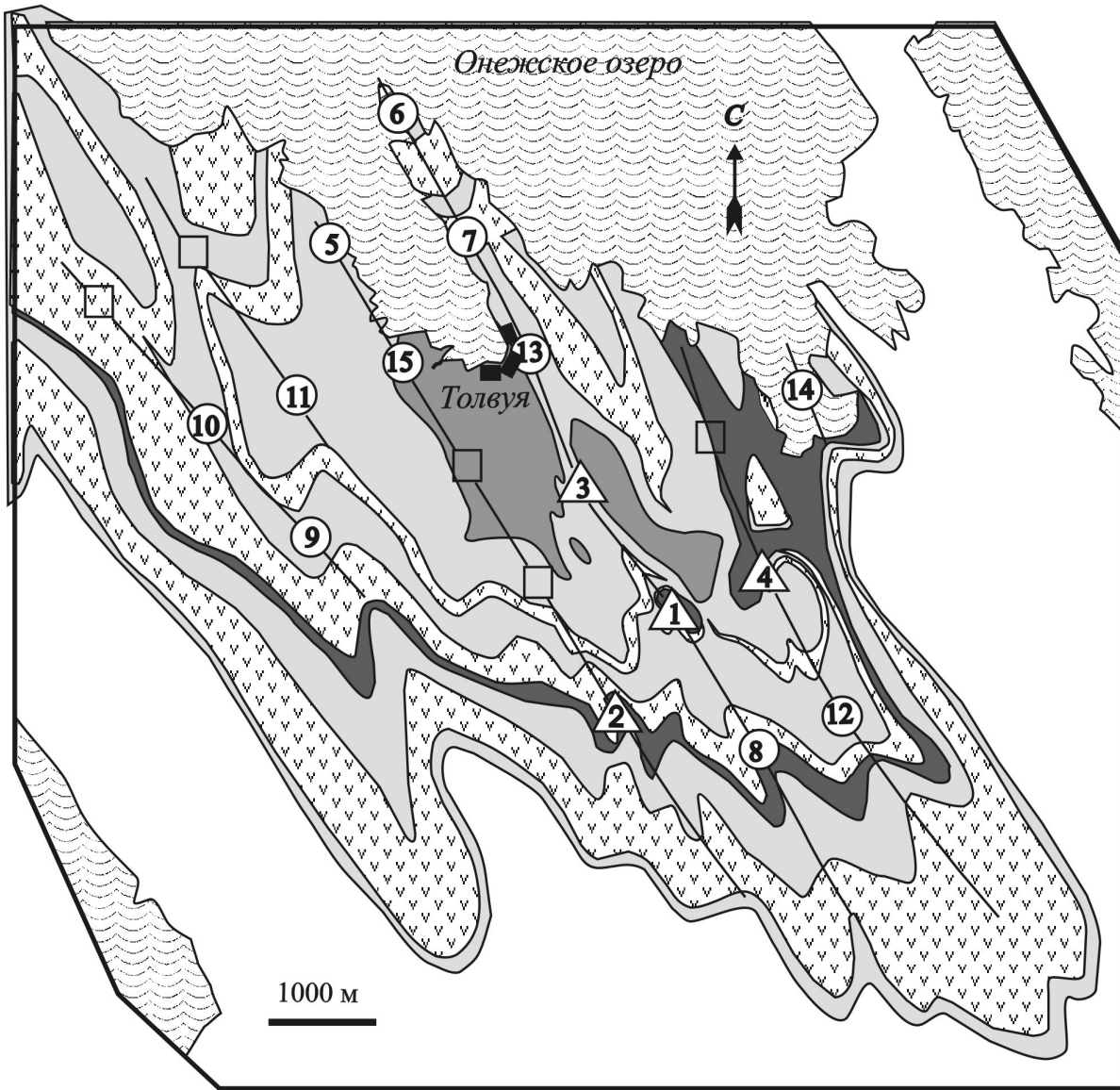
Действительно, по данным геологоразведочных работ 1974–1976 гг. (Купряков и др., 1974) на расстоянии от центра Максовской залежи примерно в 2 км скважиной № 19 на глубине 111 м подсечена Мельничная залежь. В этой же работе намечены предполагаемые контуры залежи, ее центр (скв. № 19) и оценены запасы по категории  $C_2$  в размере 10 млн. т, но без учета вероятного купольного типа залежи и без оценки ее амплитуды. Материалы первичной документации керна и данные опробования (см. ст. М. М. Филиппова, Ю. Е. Дейнес в наст. сб.) свидетельствуют о том, что вскрытая часть залежи содержит основные генетические признаки диапирового тела: очевидную дифференциацию материала по плотности, флюидальные текстуры, указывающие на течение органико-минеральных комплексов. Конечно, по этим признакам невозможно судить о форме залежи и ее объеме. Рассмотрим другие признаки присутствия крупной залежи вблизи скв. № 19, в дальнейшем этот участок будем именовать как «Тетюгино».

### **Общие представления о формировании купольных структур и вероятные признаки присутствия на участке купольного тела**

В теории диапиризма рассматриваются гравитационно-неустойчивые системы, состоящие из слоя легкого материала, расположенного под слоем относительно более тяжелого вещества. Развитие такой реологической системы идет путем перемещения легкого материала на кровлю перекрывающего слоя и распределения там в виде горизонтального тела. Могут образовываться купольные, штокообразные и субпластовые тела. Появление купола и краевой синклинали сопровождается распространением по питающему слою дополнительной гравитационной неустойчивости, тем самым создается возможность формирования соседних куполов. «Тиражирование» гравитационной неустойчивости по питающему слою носит характер цепной реакции, и в благоприятных условиях формируется система генетически связанных валов и диапировых куполов, параметры которой определяются доминирующей длиной волны первичного возмущения, растущего с максимальной скоростью.

В северной части Толвуйской синклинали (рис. 1) все известные купольные шунгитоносные структуры развиты по наиболее мощному шестому шунгитоносному горизонту и размещаются в пределах антиклиналильных складок третьего порядка, протягивающихся в центральной части синклинали параллельно ее оси.

Анализ развития реологических систем осуществляется с целью получения данных о доминирующей длине волны, которая определяет расположение диапировых антиклиналильных складок (валов) и куполов. Эта область тектонофизики давно и успешно исследуется зарубежными и отечественными учеными (Артюшков, 1963; Сычева-Михайлова, 1973; Рамберг, 1985; Biot, Ode, 1965; Selig, 1965). При решении подобных задач обычно принимается ряд упрощающих условий: 1) вязкость тел не зависит от величины приложенного к ним девиаторного напряжения (Ньютоновские жидкости); 2) в гидродинамических уравнениях инерционные члены отсутствуют, поскольку для



**Рис. 1. Геологическая карта-схема Толвуйской синклинали с нанесенными известными и предполагаемыми залежами маковитов, сформированных по горизонтам второй пачки верхней подсвиты заонежской свиты:**

1 – шунгитоносные породы 6-го горизонта; 2 – хемогенно-осадочные породы, перекрывающие 9-й шунгитоносный горизонт; 3 – вулканогенно-осадочные породы, в том числе 7 и 9-й шунгитоносные горизонты; 4 – силлы габбро-долеритов; 5 – подстилающие породы, в том числе шунгитоносные; 6 – разведанные залежи: 1 – Максовская, 2 – Забогинская, 3 – Мельничная, 4 – Калейская; 7 – предполагаемые по данным геолого-геофизического картирования: 5 – Подсосонье, 6 – Каргуба, 7 – Красная горка, 8 – Горушка, 9 – Мироновская, 10 – Толвуйский бор, 11 – Домашняя, 12 – Алексеевская, 13 – Толвуйская, 14 – Часовенская, 15 – Андриановская; 8 – предполагаемые залежи; 9 – оси антиклинальных складок третьего порядка

геологических систем, которые развиваются медленно, силы инерции ничтожны по сравнению с силой вязкого сопротивления и силой тяжести; 3) аналитические решения верны лишь для малых отношений амплитуды купола к длине волны синусоидальных волн на границах между слоями ( $y/\lambda \leq 0,1$ ). При оценке доминирующей длины волны аналитические решения хорошо совпадают с экспериментальными, поскольку

распределение куполов закладывается на ранней стадии развития системы.

Пример аналитического решения гидродинамической задачи применительно к диапировому процессу приведен в работах F. Selig (1965) и X. Рамберга (1985). В общем виде рост амплитуды купола определяется соотношением:  $y = y_0 \cdot \exp(t \cdot l \cdot \Delta\rho \cdot g \cdot h / \mu)$ , где  $t$  – время развития купола,  $l$  – линейный размер

первоначального возмущения,  $\Delta\rho = \rho_1 - \rho_2$ ,  $\rho_1$ ,  $\rho_2$  – плотность перекрывающих пород и питающего слоя,  $h$  – мощность питающего слоя,  $\mu$  – вязкость вещества,  $g$  – ускорение силы тяжести. Аналитическое решение (Рамберг, 1985) для гармоника с максимальной скоростью роста амплитуды выглядит следующим образом:  $w = 0,33 \{g(\rho_1 - \rho_2) / (\mu_1 + \mu_2)\} \cdot 1/k$ , где  $k$  – волновое число, соответствующее найденному максимуму:  $k = 2,15 / h_2 (\mu_2 / \mu_1)^{1/3}$ . Коэффициент  $k$  связан с длиной волны,  $k = 2\pi/\lambda$ , что позволяет оценить  $\lambda$  для различных  $h_2$  и  $\mu_2 / \mu_1$  при задании мощности питающего слоя ( $h_2$ ) и отношения вязкости питающего и перекрывающего слоев ( $\mu_2 / \mu_1$ ). В трехслойной модели можно принять:  $\rho_1 = \rho_3 > \rho_2$ ;  $\mu_1 = \mu_3 > \mu_2$ , и мощности слоев  $h_1 \gg h_2$ ,  $h_3 \rightarrow \infty$ , тогда доминирующая длина волны будет зависеть только от  $\mu_1/\mu_2$ ,  $\mu_2/\mu_3$  и  $\Delta\rho = (\rho_1 - \rho_2)/(\rho_2 - \rho_3)$ . Вид зависимости  $\mu_{1:2} = \mu_{3:2} (\lambda/h_2)$  приведен на рис. 2.

### Исходные параметры динамической модели развития купольных шунгитоносных структур

Основные параметры любой динамической модели развития диапиров включают: мощность питающего слоя и перекрывающих и подстилающих пород, их плотность и вязкость. На примере Толвуйской синклинали рассмотрим возможные подходы к получению необходимых параметров модели для питающего слоя, представленного шестым горизонтом верхней заонежской подсыты.

#### Мощность питающего слоя и перекрывающих пород

Примем, что на момент развития диапирового процесса существовали следующие условия. Питающий

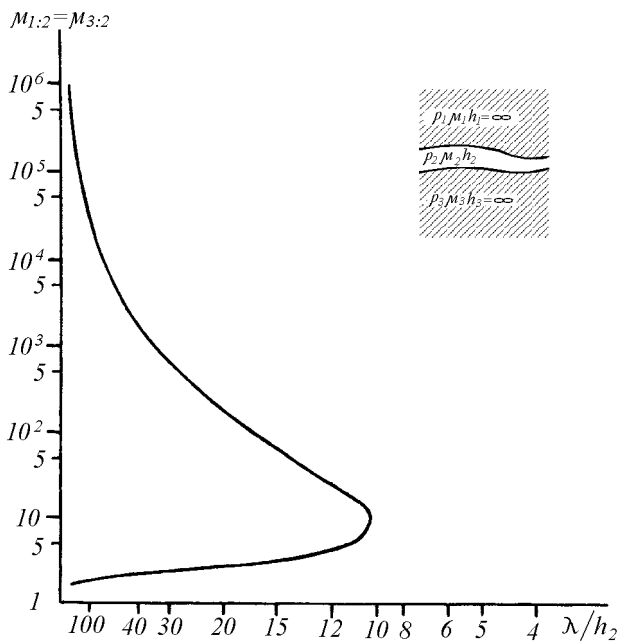


Рис. 2. Трехслойная модель развития системы диапировых структур с двумя изгибающимися границами и зависимость  $(\mu_1/\mu_2 = \mu_3/\mu_2)$  от длины волны ( $\lambda$ ) и мощности питающего горизонта ( $h_2$ ) (Рамберг, 1985)

слой (шестой горизонт) залегает на туфоалевролитах и карбонатных породах и перекрывается туфоалевролитами, карбонатными породами, горизонтами шунгитоносных пород (VII–IX) второй пачки, а также породами третьей пачки (туфоконгломераты, туфы, туфоалевролиты, алевролиты). В пределах второй пачки, над VI горизонтом, а также в третьей пачке известны потоки базальтов и силлы габродолеритов. Примерное соотношение вулканитов и осадочных образований во второй пачке 1 : 2. Мощность верхней части 2-й пачки от подошвы VI горизонта принята равной 180–200 м при общей мощности пачки 200–250 м, а с учетом вулканитов – 300–350 м. При определении первичной мощности перекрывающих пород и питающего слоя принимается, что вулканиты сохраняли свою мощность. Питающий слой в модели рассматривается как первичный сапропелевый ил, который в позднем диагенезе превратился в органо-глину с аломосиликатной, кремнистой и частично карбонатной минеральной основой; учтем современную мощность шестого горизонта 20 м и среднее содержание  $S_{св}$  – 6%. Мощность осадков в диагенезе и катагенезе сокращается за счет гравитационного уплотнения, дегидратации, потери газовых компонентов, ОВ. В качестве поправочных коэффициентов взяты расчетные данные В. Н. Холодова (1997). Оценим теперь возможную мощность питающего слоя на конец диагенеза, при этом примем во внимание, что в катагенезе и метагенезе теряется около 70% ОВ (Хворова, Вишневская, 1987). Следовательно, в конце диагенеза в питающем слое содержалось около 20% ОВ. Плотность ОВ в начале бурогольной стадии углефикации составляет около 1,6 г/см<sup>3</sup>, а плотность минерального вещества можно принять равной 1,84 г/см<sup>3</sup> (Холодов, 1997). Максимальные коэффициенты сокращения мощности отдельно для глинистой составляющей и ОВ соответственно равны 2,65 и 3,0 (Холодов, 1997). С учетом этих замечаний, расчетные значения мощности питающего слоя составляют от 40 до 60 м. Средневзвешенное значение плотности питающего слоя равно 1,79 г/см<sup>3</sup>. Возможно, что за счет карбонатной составляющей и примеси терригенного материала плотность была несколько более высокой.

#### Вязкость питающего слоя и перекрывающих пород

Протосунгитовые породы можно отнести к коллоидно-дисперсным системам, состоящим из дисперсной среды (ОВ, вода) и дисперсной фазы (частицы водного кремнезема и глинистых минералов). Любые изменения свойств любой из названных составляющих приводили к изменениям структурно-механических свойств системы. На стадии существования гелей это вещество представляло собой связнодисперсную систему с достаточно жесткой пространственной структурой, где все частицы связаны молекулярными силами. Для концентрированных дисперсных систем стабилизация структурного состояния идет за счет образования на поверхности частиц гелеобразных структурированных адсорбционных слоев, в качестве которых с успехом выступают высокомолекулярные ОВ. Такие адсорбционные слои способствуют скольжению частиц, т. е. служат в качестве некоторой «смазки». В том случае, когда ОВ в породе много

(1–20%), оно будет присутствовать в системе как в виде прочносвязанных с минеральным веществом комплексов адсорбированных пленок, так и в виде свободных высокомолекулярных соединений, которые также участвуют в образовании структуры вещества. По данным И. М. Горьковой (1975), в глинистых породах от 40 до 83% ОВ присутствует в виде прочных органо-минеральных соединений; от 2,7 до 35,5% – в виде свободных и адсорбированных гуминовых и фульвокислот; до 40% – в виде битумов.

По физическим свойствам дисперсные системы занимают промежуточное положение между жидкими и твердыми телами. Способность дисперсных систем к деформации сильно зависит от их плотности и степени синергетического упрочнения. Дисперсные системы со стабилизационными и коагуляционными структурами средней и высокой степени литификации (например, кембрийские глины Ленинграда, юрские глины КМА), синергетически упрочненные и уплотненные, текут под нагрузкой выше предела прочности с ньютоновской постоянной вязкостью от 30 до 300 Па·с, т. е. это упруго-вязкие системы, для которых вязкость породы с ненарушенной структурой  $\eta_0 = 10^7$ – $10^{10}$  Па·с существенно выше вязкости в период течения.

По мере старения дисперсных систем они переходят в системы с коагуляционными и пластификационно-коагуляционными структурами. На этой стадии они обладают достаточно высоким пределом текучести ( $6,2 \cdot 10^3$ – $1,1 \cdot 10^4$  Па), при котором начинают течь с невысокой ( $20$ – $50$  Па·с) постоянной пластической вязкостью.

Микроструктура шунгитоносных пород свидетельствует о том, что первоначально осадочная порода имела стабилизационные структурные связи, а на поздних стадиях – коагуляционные и пластификационно-коагуляционные. В породе постоянно присутствуют адсорбционные пленки ОВ на поверхности минеральных фаз. За счет этих пленок минеральные частицы практически не контактировали друг с другом, а силы сцепления между ними были ослаблены. Такие высокодисперсные системы, находящиеся на высокой стадии уплотнения и литификации (конец диагенеза), могли иметь вязкость в пределах  $10^8$ – $10^9$  Па·с. Эти породы способны к пластичному течению в некотором интервале напряжений. Наибольшей пластичностью обладают монтмориллонитовые глины с большим содержанием ОВ. Превышение заданного интервала напряжения может сопровождаться резким снижением вязкости – до  $100$ – $800$  Па·с. Отметим также, что тонкодисперсные осадочные породы, содержащие ОВ, длительное время сохраняют свои реологические свойства благодаря замедленному диагенезу и катагенезу (Горькова, 1975; Лебедев и др., 1979; Лебедева, 1985).

Итак, питающий слой в динамической модели можно рассматривать как тонкодисперсную среду, имеющую ближние коагуляционные или пластификационно-коагуляционные контакты минеральной фазы, способную к пластическим деформациям в широком интервале напряжений, превышающих условный статический предел текучести, т. е. к течению с постоянной наибольшей пластической вязкостью, равной  $10^8$ – $10^{11}$  Па·с (для оценки ведущей длины волны принято значение  $10^{10}$  Па·с). В ряде случаев, например, когда преобразование осадочных пород идет в закрытых

условиях и удаление продуктов преобразования ОВ затруднено, возникают аномально высокие пластовые давления (АВПД). В таких условиях глины являются недоуплотненными (Магара, 1982; Осипов, 1979). За счет АВПД повышена также пластичность пород, что способствует зарождению и развитию диапиров. Эффект разуплотнения может быть очень большим. Так, для палеозойских отложений (Зхус, Бахтин, 1979) обычная плотность глин  $2,25$ – $2,32$  г/см<sup>3</sup>, а в зонах АВПД –  $1,74$ – $1,96$  г/см<sup>3</sup>. Пористость таких глин с ОВ примерно в 1,5 раза больше по сравнению с породами, не содержащими ОВ. В максовитах выявлены признаки развития АВПД – миндалевидные включения и жеоды, заполненные вторичным кварцем и миграционным шунгитовым веществом (антраколитом).

Реальность оценок реологических свойств протошунгитовых пород, участвующих в диапировом процессе, следует из материалов изучения доманикитов баженовской свиты (Западная Сибирь, юра), которые можно рассматривать в качестве их близкого аналога. На конец диагенеза баженовиты содержат от 5 до 20% сапропелевого ОВ (Лебедева, 1985). Помимо ОВ в состав доманикитов входит аутигенный кремнезем, глинистые минералы, карбонаты, пирит. Первичные глинистые минералы представлены исключительно монтмориллонитом, кремнезем в смеси с ОВ – опалом. Образование органо-глинистых соединений происходит на заключительной стадии диагенеза, при этом ОВ вытесняет воду из межпакетного пространства монтмориллонитов и порода становится гидрофобной, а ионные реакции становятся невозможными. В катагенезе, когда ОВ активно генерирует углеводороды (УВ), создается АВПД и появляется разуплотнение доманикитов, т. е. появляются условия для автохтонного образования нефтяных месторождений, когда УВ сохраняются в материнском слое. На примере баженовской свиты наиболее ясно фиксируются замедленные процессы диагенеза и катагенеза – вплоть до завершающих стадий нефтегенерации и эмиграции УВ (Лебедева, 1985). Особый режим изменения пород накладывает свой отпечаток и на процесс уплотнения пород; он идет не плавно, а поэтапно, в зависимости от стадий преобразования ОВ и отделения УВ. По сравнению с нормальными глинами, доманикиты на конец диагенеза имеют более низкую плотность, а пористость, соответственно, больше. Это и служит предпосылкой для формирования коллекторской емкости доманикитов и накопления в них УВ.

Для баженовитов Б. А. Лебедевым и др. (1979) выведена эмпирическая зависимость, связывающая плотность с содержанием  $C_{орг}$  в породе:  $d = 2,7 - 0,075C_{орг}$ . Если принять следующий условный состав ОВ на конец диагенеза:  $C = 64,8$ ;  $H = 6,7$ ;  $O = 18,7$ ;  $S = 7,0$ ;  $N = 2,8\%$ , то для протошунгитовых пород в это время плотность могла быть менее  $1,7$  г/см<sup>3</sup>.

Кремнистая составляющая шунгитоносных пород на конец диагенеза, вероятнее всего, была представлена опалом. Как и для глин, ОВ выступало в роли замедлителя преобразования опала в кварц. Карбонатный материал в диагенезе также сорбирует ОВ, однако их разделение завершается до конца диагенеза (Клубова и др., 1986), а продукты преобразования ОВ присутствуют в карбонатах либо в



пустотах выщелачивания, либо в трещинах. Таким образом, питающий горизонт в начале диапирового процесса мог быть представлен смесью органо-глинистого, органо-кремнистого вещества, свободного ОВ и карбонатов с ОВ. Все основные составляющие, кроме карбонатов, это легкие, пластичные, пористые вещества, способные к вязкому течению под нагрузкой с низким пределом текучести. Органо-глинистые соединения, вероятно, имели меньшую плотность; затем, по мере увеличения плотности, шли органо-кремнистые и карбонатные породы с ОВ. Плотность свободного ОВ, доля которого уже в диагенезе была существенной, наименьшая. Эти обстоятельства позволяют создавать различные модели питающего слоя: для определения общих закономерностей формирования куполов его можно рассматривать как однородное вещество со средней плотностью и вязкостью.

Оценка средней вязкости пород, перекрывающих питающий слой, усложняется из-за того, что здесь много литологических разновидностей. Для основных типов пород разреза значения вязкости взяты из работ С. С. Вялова (1978), И. М. Горьковой (1975), В. И. Осипова (1979). Для доломитов, лидитов (кремнистых сланцев), алевролитов в расчетах принята вязкость соответственно  $10^{15}$ ,  $10^{13}$  и  $10^{14}$  Па·с, а для перекрывающего слоя – в среднем  $5 \cdot 10^{13}$  Па·с. Известно, что с повышением температуры вязкость большинства веществ понижается, однако оценка реологических свойств докембрийских пород затруднена по причине неопределенности температурных условий.

#### Оценка реальности модели

Для центральной части Толвуйской структуры экспериментально (геофизическими методами) (Филиппов и др., 2004) оценено расстояние между соседними куполами, сформированными по шестому шунгитонному горизонту и находящимися на одном валу, которое составило  $1750 \pm 50$  м. Исходные параметры реологической системы и график рис. 2 позволяют определить вероятную длину волны при выбранном значении  $\mu_2 / \mu_1 = 5 \cdot 10^3$ . Она составляет около 1650 м. Для оценки принято значение  $\Delta\rho = -1$ . Из расчетов также следует, что питающий слой мощностью менее 30 м не может дать купольные постройки с длиной волны, равной характерному расстоянию между соседними залежами, даже при  $\mu_2 / \mu_1 > 10^4$ . Близость теоретической и экспериментальной оценок расстояния между купольными структурами, находящимися на одном валу, для системы куполов центральной части Толвуйской структуры позволяет использовать экспериментальный параметр для определения положений центров слабо изученных или неизвестных куполов.

На рис. 1 приведено расположение известных купольных структур в Толвуйской синклинали, а также предполагаемых аналогичных структур, местоположение которых найдено с учетом расчетной доминирующей длины волны. Ближайшей к Максовскому куполу структурой оказывается Мельничная залежь, причем центр залежи, ориентировочно указанный в работе С. В. Купрякова и др. (1974), оказывается близ-

ким к расчетному центру. Таким образом, к северу-западу от Максовского купола должен был развиваться аналогичный купол, т. е. скв. № 19 пересекла лишь его краевую часть. Амплитуду нового купола можно оценить, используя ожидаемую аналогию его с Максовской структурой, в центре которой мощность тела максовитов составляет 120 м. Если учесть вероятный уровень эрозионного среза на Максовском месторождении, равный  $1/4$  амплитуды, то амплитуда Мельничной залежи должна быть не менее 150 м. Исходя из имеющихся данных о разрезе участка, следует сделать вывод и о том, что апикальная часть купольного тела должна находиться на уровне девятого горизонта шунгитонных пород.

Выводы о наличии в северной части Толвуйской синклинали крупной залежи шунгитов и максовитов, сделанные на основе сопоставления экспериментальной и расчетной величин длины волны, естественно, нуждаются в дополнительной проверке, поскольку расчетные значения базируются на оценках реологических свойств пород и мощности отложений в начале развития диапирового процесса, которые весьма изменчивы во времени и зависят от множества факторов. Закономерен вопрос: существуют ли признаки присутствия крупной залежи, которые можно обнаружить при исследовании перекрывающих девятый горизонт доломитов и лидитов? Такие породы вследствие первоначально низкого содержания ОВ должны были в отличие от сапропелевых осадочных пород проходить литификацию не в замедленном, а в обычном режиме и, возможно, даже ускоренно из-за повышенного геотермического градиента в докембрии. Следовательно, при формировании купольного тела они могли испытывать хрупкие деформации. В статье М. М. Филиппова, Ю. Е. Дейнес (наст. сб.) проанализированы все имеющиеся к настоящему времени геологические и геофизические материалы по участку «Тетюгино», в том числе полученные в 2004 и 2005 гг. Они позволяют утверждать, что теоретические оценки вполне реальны и что на участке существует залежь, не разрушенная эрозией, которая по объему должна быть существенно больше самого крупного Максовского месторождения. Ожидаемые запасы Мельничной залежи составляют примерно 40 млн. т.

На основании приведенных сведений о геологии Толвуйской синклинали можно уверенно говорить и о том, что Мельничная залежь не единственная среди тех, которые не разрушены эрозией. В центральной части структуры помимо Максовского вала параллельно ему с востока и запада проходят два аналогичных вала – Калейский и Огородовцы. Если по первому из них уже есть геолого-геофизические материалы, позволяющие провести подобный анализ и с большой вероятностью определить участки, перспективные для обнаружения залежей, аналогичных Мельничной, то второй вал практически не исследован. Таким образом, на территории Толвуйской синклинали существуют реальные перспективы увеличения ресурсов шунгитов в 3–4 раза.

Приведенный в статье подход к анализу геологической информации может быть распространен и на другие синклинали структуры Онежского синкли-

## ЛИТЕРАТУРА

- Артюшков Е. В.* О возможности возникновения и общих закономерностях развития конвективной неустойчивости в осадочных породах // ДАН СССР. 1963. Т. 153, № 1. С. 162–165.
- Вялов С. С.* Реологические основы механики грунтов. М., 1978. 445 с.
- Горькова И. М.* Физико-химические исследования дисперсных осадочных пород в строительных целях. М., 1975. 151 с.
- Зхус И. Д., Бахтин В. В.* Литогенетические преобразования глин в зонах аномально высоких пластовых давлений. М., 1979. 139 с.
- Клубова Т. Т., Королев Ю. М., Резникова А. П. и др.* Поровое пространство и органическое вещество коллекторов и покрышек. М., 1986. 96 с.
- Красс М. С., Нападенский Г. Б.* О механизме гравитационного диапирового тектогенеза // Вест. МГУ, геол. сер. 1972. № 3. С. 91–101.
- Купряков С. В., Михайлов В. П. и др.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на шунгитовые породы, проведенных на Зажогинском и Фоймогубском участках в 1972–1974 гг. Петрозаводск, 1974 // Фонды ККГРЭ, ПГО «Севзапгеология».
- Лебедев Б. А., Дорофеева С. Г., Краснов С. Г. и др.* Вещественный состав и природа емкости глинисто-сапропелево-кремнистых нефтеносных отложений баженовской свиты (верхняя юра) Западной Сибири // Литол. и полезн. ископ. 1979. № 2. С. 90–101.
- Лебедева Г. В.* Вторичные изменения органомонтмориллонитовых соединений в доманикитах // Закономерности размещения коллекторов сложного строения и прогноз нефтегазоносности. Л., 1985. С. 94–99.
- Магара К.* Уплотнение пород и миграция флюидов. М., 1982. 296 с.
- Осипов В. И.* Природа прочностных и деформационных свойств глинистых пород. М., 1979. 232 с.
- Рамберг Х.* Сила тяжести и деформации в земной коре. М., 1985. 399 с.
- Сычева-Михайлова А. М.* Механизм тектонических процессов в обстановке инверсии плотности горных пород. М., 1973. 131 с.
- Филитов М. М., Клабуков Б. Н., Суханов А. В.* Экспериментальное определение основных параметров систем купольных шунгитоносных структур Толвуйской синклинали // Российский геофизический журнал. 2004. № 3. С. 25–30.
- Хворова И. В., Вишневецкая В. С.* Кремнистые породы складчатых поясов фанерозоя // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М., 1987. С. 59–78.
- Холодов В. Н.* Скорости осадконакопления в настоящем и прошлом // Отечественная геология. 1997. № 3. С. 22–31.
- Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Геохимия черных сланцев. Л., 1988. 271 с.
- Biot M. A., Ode H.* Theory of gravity instability with variable overburden and compaction // Geophysics. 1965. Vol. 30. P. 213–227.
- Selig F.* A theoretical prediction of salt dome patterns // Ibid. P. 633–643.

*М. М. Филиппов, Ю. Е. Дейнес*

## **ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ КУПОЛЬНЫХ ШУНГИТОНОСНЫХ СТРУКТУР, ПЕРЕКРЫТЫХ КОРЕННЫМИ ПОРОДАМИ\***

### **Введение**

В работе М. М. Филиппова (наст. сб.) теоретически обосновано положение о том, что в центральной и северной частях Толвуйской структуры с высокой вероятностью возможно открытие новых залежей шунгитов и максовитов, по масштабам более крупных, чем известные Максовское и тем более Зажогинское месторождения. Для экспериментального подтверждения гипотезы в 2004 и 2005 гг. по наиболее перспективному участку «Тетюгино» были собраны геолого-геофизические материалы прошлых лет, а также были выполнены детальные геофизические наблюдения. Участок выбран на основании представлений о закономерностях формирования шунгитоносных структур. Суть этого подхода заключается в том, что купольные структуры, сформированные по тому или иному горизонту, образуют семейство, основными параметрами которого являются расстояния между валами и соседними куполами, находящимися на одном валу. Для Толвуйской синклинали достаточно хорошо известно расположение валов, разведаны несколько залежей (Максовская, Зажогинская, Калейская), сформированных по шестому горизонту. Используя сведения о среднем расстоянии между соседними купольными структурами, находящимися на одном валу, можно определять наиболее вероятное положение центра неизвестной залежи.

В 1965–1966 гг. на участке «Тетюгино» Институтом геологии КарНЦ РАН были проведены работы по геологическому картированию с проходкой шурфов и канав, а также технологические испытания лидитов в качестве сырья для получения карбида кремния, кремния, теплоизоляционных огнеупоров и в качестве пробирного камня (Горлов и др., 1967). В 1972–1974 гг. Карельской поисково-съемочной экспедицией ПГО «Севзапгеология» на участке были пробурены скважины, в том числе скв. 19, вскрывшая на глубине 111,6–153 м Мельничную залежь максовитов и шунгитов, прогнозные ресурсы которой оценены в 10 млн. т; в 1985 г. была составлена геологическая карта Толвуйской синклинали масштаба 1 : 10 000 (Михайлов, Купряков, 1985). Содержание шунгитового вещества

в породах Мельничной залежи в среднем превышает 46%, многие пробы содержат его более 50%, максимальные значения достигают 55%. Породы имеют и другие характерные для диапировых структур генетические признаки, например, текстурные: среди массивных пород изредка встречаются обломки известняков и алевролитов подстилающих (вмещающих) пород – это краевая брекчия, а также обломки шунгита, т. е. скрытая брекчия, указывающие на активное перемещение (течение) осадочного материала и его дифференциацию по составу.

Участок расположен в центре Толвуйской синклинали структуры, которая входит в Онежский синклиорий как структура второго порядка. Синклиналь осложнена складками третьего и четвертого порядков, имеющими простирание, близкое к 330°. Со структурами четвертого порядка связаны все известные залежи максовитов. Это купольные, близкие к изометричным, антиклинальные складки со сложным внутренним строением, апикальные части которых сильно срезаны эрозией. Стратиграфически породы, слагающие эти структуры, относятся к второй пачке верхней подсвиты заонежской свиты (нижний протерозой). В пачке нижняя часть сложена туфами и горизонтами шунгитоносных пород, верхняя часть – доломитами и алевролитами. Мощность горизонтов вне купольных структур не превышает 20 м, обычно – до 10 м.

В статье приведены сведения о геологии участка «Тетюгино», геофизические материалы, а также выполнен анализ собранных материалов и обосновано положение о том, что в пределах участка по шестому горизонту сформирована крупная складка нагнетания, апикальная часть которой сложена шунгитами и закрыта коренными породами второй пачки.

### **Геологическое строение участка «Тетюгино»**

По данным геолого-геофизического картирования и буровым скважинам (рис. 1–3), участок сложен породами второй пачки верхней подсвиты заонежской свиты людиковия (нижний протерозой). На участке обнажены лидиты на плоских или слабо выпуклых «бараньих лбах» или в виде уступов высотой 0,5–2 м. Это обособленные пласты мощностью до 6 м в верхних частях разрезов второй пачки, как правило, над

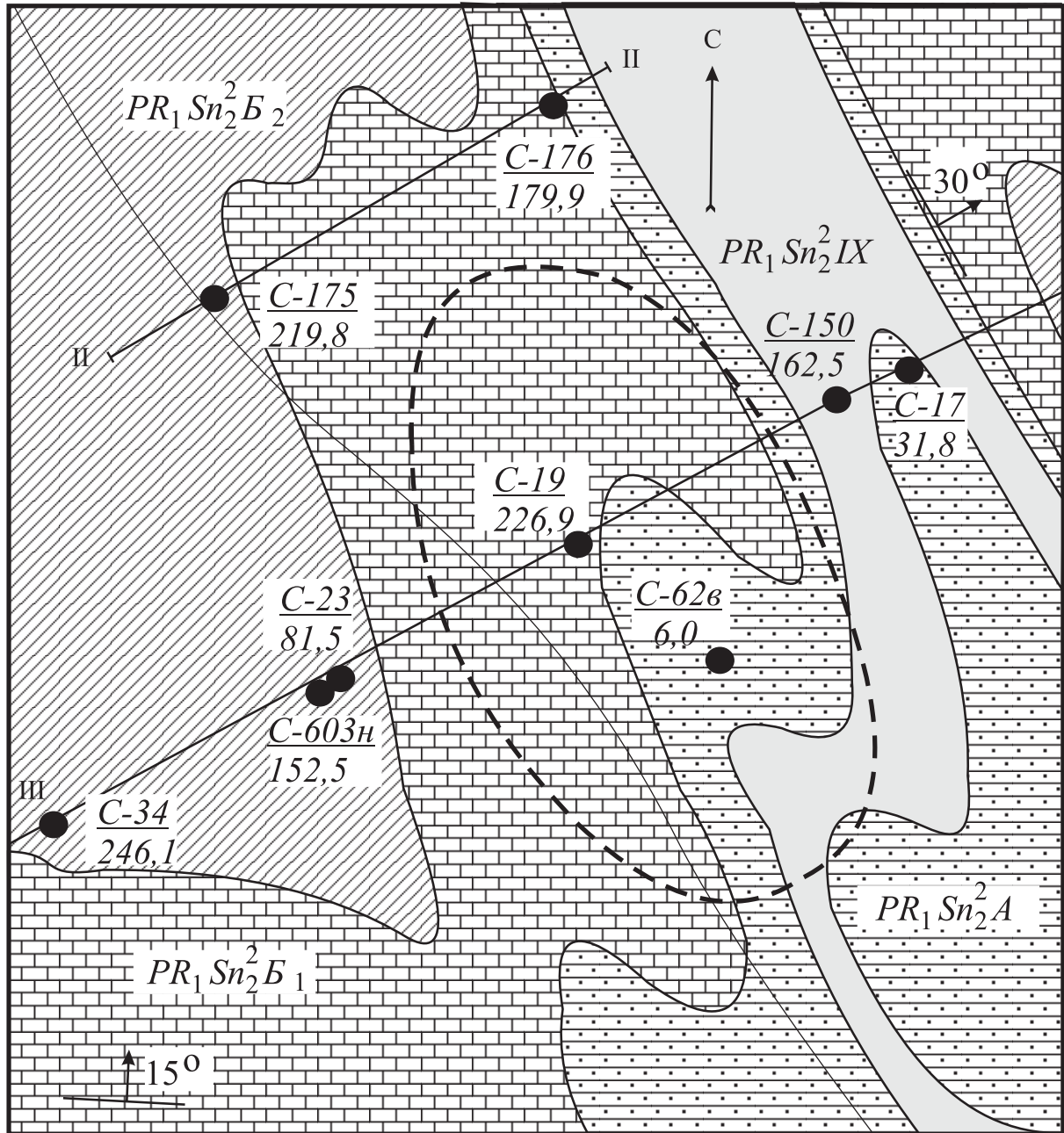
\* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 05-05-97513.



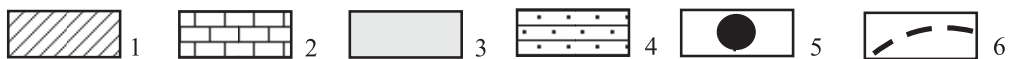
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

**Рис. 1. Схематический план Тетюгинского участка** (составлен В. И. Горловым, 1966 г.):

1 – доломиты, 2 – лидиты, 3 – шунгиты, шунгитовые сланцы, 4 – предполагаемые разломы, 5 – контуры естественных обнажений пород, 6 – предполагаемые границы пластов, 7 – каналы, 8 – шурфы, не вскрывшие коренных пород, 9 – шурф и его номер, 10 – место отбора технологической пробы, 11 – точка отбора пробы, 12 – триангуляционный пункт

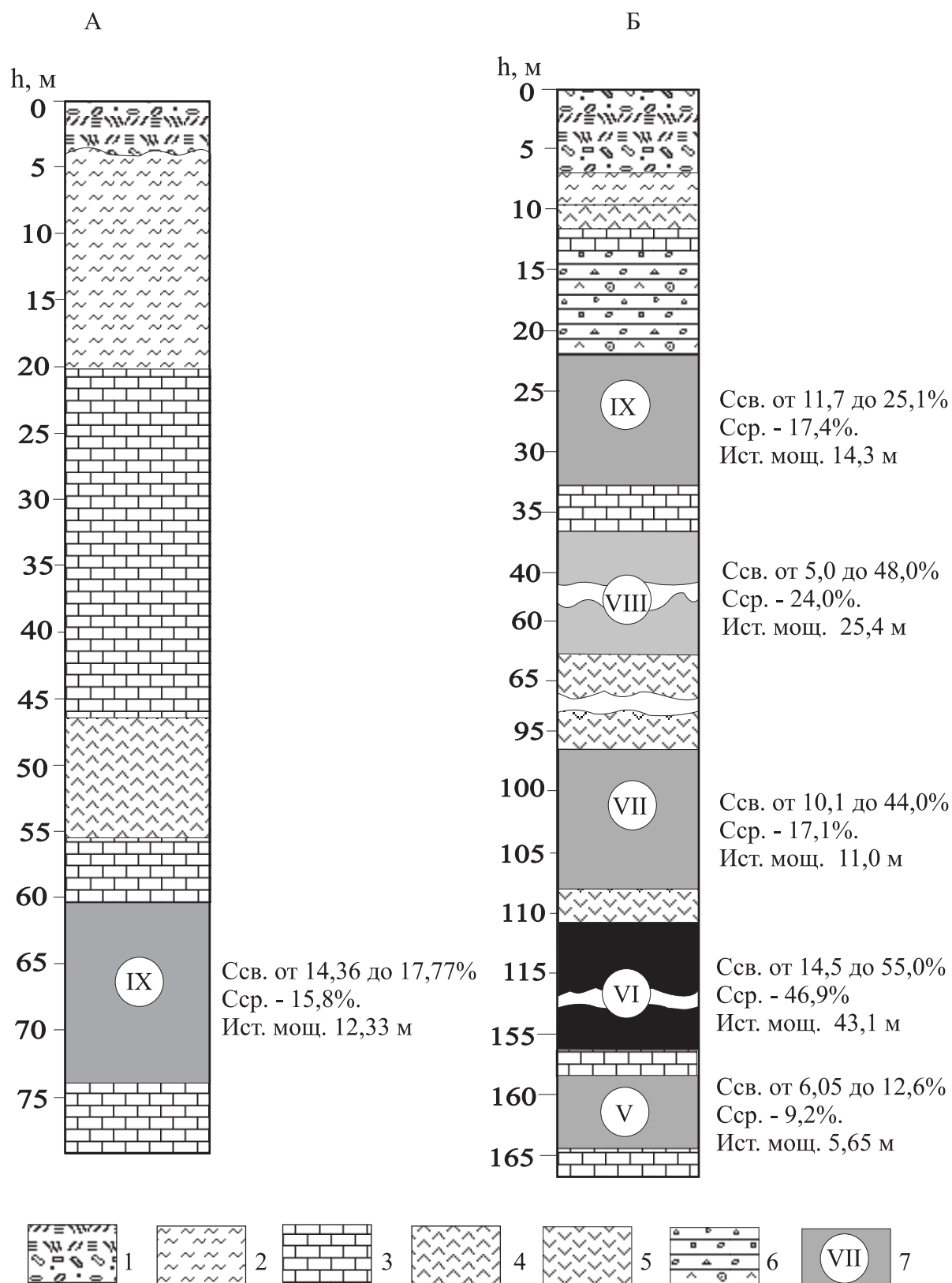


0 100 200 м



**Рис. 2. Геологическая карта участка «Тетюино»** (по С. В. Купрякову, В. П. Михайлову, 1985 г.):

1 – алевролиты; 2 – доломиты; 3 – девятый горизонт шунгитоносных пород; 4 – туфы алевритовые, карбонатные, альбито-кремнистые, лидиты; 5 – скважины, вскрывшие коренные породы; 6 – предполагаемый контур Мельничной залежи



**Рис. 3. Обобщенные литологические колонки буровых скважин № 23 (А) и № 19 (Б):**

1 – четвертичные отложения – супесь с обломками алевролитов, доломитов и шунгитонесных пород; 2 – алевролиты с редкими прослоями доломитов; 3 – доломиты с единичными прослоями алевролитов; 4 – лидиты с прослоями доломита; 5 – габбро-долериты; 6 – крупнообломочная брекчия: обломки доломитов, лидитов, реже алевролитов, цемент – шунгитовый и антраксолитовый; 7 – горизонты шунгитонесных пород, номер горизонта

девятым шунгитоносным горизонтом, входящие в лидит-шунгит-доломитовый комплекс, установленный во многих пунктах Карелии, в частности, впервые исследованный на Шуньгском месторождении. На участке по разные стороны дороги Толвуя – Великая Губа известны два основных выхода лидитов (рис. 1): северо-восточный с размерами 150 × 80 м и юго-западный – 160 × 20 м. Углы падения слоя лидитов от 10 до 25°. Кроме того, на участке есть и другие, более мелкие выходы лидитов, главным образом, в его восточной части. Контакты лидитов с вмещающими породами весьма резкие, лишенные постепенных переходов. Доломиты, входящие в лидит-шунгит-доломитовый комплекс, представлены в виде ненарушенных и будинированных пластов. Будины в лидитах имеют линзовидную и округлую форму, напоминая местами крупные валуны, их размеры до 1 м в диаметре. Границы будин четкие, резкие, без постепенных переходов. Туфопесчаники, туфоалевролиты, алевролиты и сланцы слагают значительную часть разрезов верхней подсветы, они приурочены к подошве шунгитоносных горизонтов.

По В. И. Горлову и др. (1967), данные изучения обнажений и горных выработок позволяют представить разрез верхней части участка следующим образом (сверху – вниз): темно-серые массивные среднезернистые доломиты (7–8 м); лидиты с редкими будинами доломитов (5–6 м); темно-серые массивные доломиты (1,5–2 м); максовиты слабо брекчированные (8–10 м). В структурном плане участок в 1967 г. представлен как две антиклинальные складки: северо-восточная часть – брахиантиклиналь, вытянутая на северо-запад (310–320°) с падением крыльев от 7 до 15, местами до 35°, в ее ядре пласт лидитов; юго-западная часть участка – пологая антиклинальная складка, замыкающаяся на юге и открытая к северу. Канавой № 1 в северной части участка обнаружены очевидные признаки разлома (рис. 4): брекчированные доломиты и лидиты. В современном рельефе зона разлома фиксируется узкой ложбиной, канава № 1 пройдена в ее юго-западном борту (Горлов и др., 1967). В северо-восточном краю канавы на интервале 0,0–2,0 м выходят черные доломиты интенсивно брекчированные, простирание СЗ 330°, падение СВ 58°; интервал 2,0–2,5 м – конгломераты черных доломитов, сцементированные шунгитом и антраксолитом, присутствуют борозды скольжения; интервал 2,5–3,7 м – лидиты черные, афанитовые, с раковистым изломом, простирание СВ 65°, падение ЮВ 70°, контакт с доломитами резкий; интервал 3,7–6,4 м – чередование лидитовых брекчий, лидитов, шунгитов, обломки брекчий сцементированы антраксолитом; интервал 6,4–7,35 м – темно-серые доломиты, неслоистые, среднезернистые, трещиноватые.

По данным бурения (рис. 3) видно, что лидиты естественных обнажений участка совместно с доломитами залегают непосредственно над девятым шунгитоносным горизонтом (см. разрез по скв. 23, которая находится вне зоны влияния разломов). Сопоставление разрезов по скв. 19 и 23 показывает, что в скв. 19 на глубине 11,6–22,1 м вскрыта крупнообломочная брекчия доломитов, лидитов, алевролитов, сцементированная шунгитом, т. е. стратиграфический уровень, к которому приурочены лидиты и будинированные

прослой доломитов естественных обнажений, в скважине приходится на зону тектонического нарушения.

На карте В. И. Горлова (рис. 1) в северо-восточной части участка проведены два разлома, при этом если для первого из них, имеющего простирание СЗ 320°, обоснованность хорошая (ложбина, брекчии канавы № 1), то оснований для проведения второго разлома в те годы практически не было. Интересно, что на геологической карте (1988 г.) Карельской экспедиции (рис. 2) линии разломов вообще отсутствуют. Вероятно, материалы прежних исследований не были убедительными для авторов работы (Михайлов, Купряков, 1985), хотя уже к 1974 г. появились дополнительные признаки разломной тектоники (скв. 19). Тем не менее геологическое строение участка представлено (рис. 2) как элемент крупной антиклинальной складки, погружающейся в северо-западном направлении под углом около 15° и осложненной двумя антиклинальными складками.

Необходимо обратить внимание на то, что на небольшом интервале в северо-восточной части участка азимуты простирания и азимуты падения слоев резко меняются, подобные изменения зафиксированы и в целом по участку. На геологических картах прошлых лет это объясняется развитием брахиформ и ундуляцией шарниров складок. Однако если принять, что на участке отсутствуют мелкие складки, то наблюдаемые зоны брекчирования пород и контрасты в элементах залегания слоев могут быть следствием проявления разломов, т. е. модель строения участка должна быть блоковой. Для сбора дополнительной информации о геологическом строении участка были привлечены материалы геофизических наблюдений, полученные в 2004 и 2005 гг.

### Исследование участка геофизическими методами

В 1965 г. лабораторией геофизики Института геологии КФ АН СССР участок исследовали методами электро-, магнито- и сейсморазведки. К сожалению, материалы исследований не сохранились, известно лишь, что по ним был сделан вывод о низкой эффективности комплекса методов (Горлов и др., 1967). В 1974–1976 гг. на этапе предварительных поисково-разведочных работ Карельской экспедицией получены материалы методами электроразведки и магнито-разведки. Масштаб съемки был выбран 1 : 50 000, поэтому по участку прошел лишь один геофизический профиль, который не позволил существенно уточнить геологическое строение участка. В целом был сделан вывод о низкой эффективности геофизических методов разведки при поисках залежей максовитов (Купряков, Михайлов, 1974).

В 2004–2005 гг. выполнена детальная геофизическая съемка участка\*. Использован метод естественных электрических потенциалов (ЕП), электропрофилерование в модификации срединного градиента (СГ), методы электроразведки выполнены аппаратурой «Эра». Магниторазведка в режиме измерения полного

\* В полевых работах и при технической обработке материалов помимо авторов статьи принимали участие А. В. Суханов, А. Е. Ромашкин; большую помощь в получении первичных материалов оказали студенты-геофизики геологического факультета Санкт-Петербургского государственного университета.



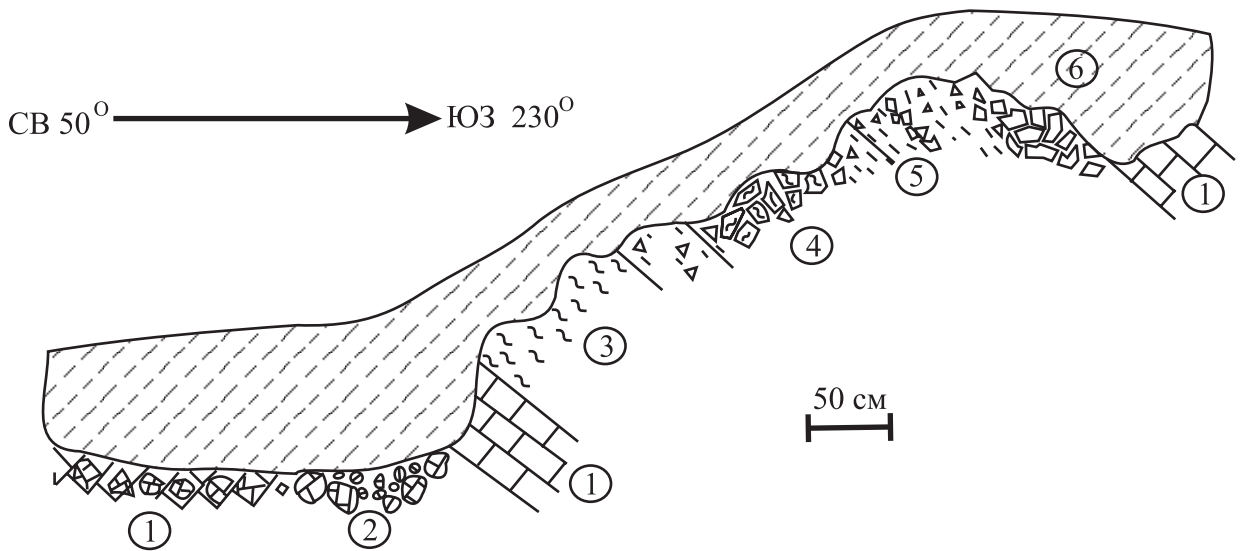


Рис. 4. Зарисовка канавы № 1 (по В. И. Горлову, 1966 г.):

1 – черные выветрелые доломиты; 2 – доломитовые конгломераты, цемент шунгитовый; 3 – лидиты; 4 – лидитовые брекчии, цемент – шунгит, антракосилит; 5 – шунгит с редкими обломками лидитов; 6 – супись с валунами

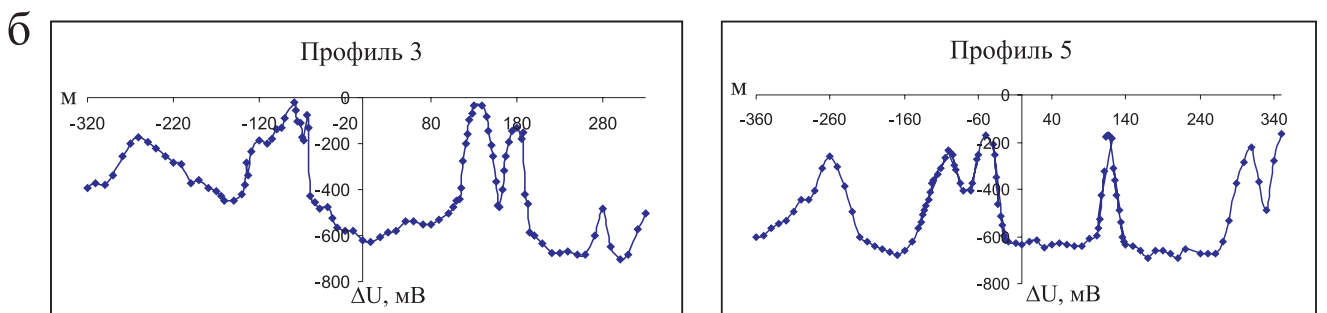
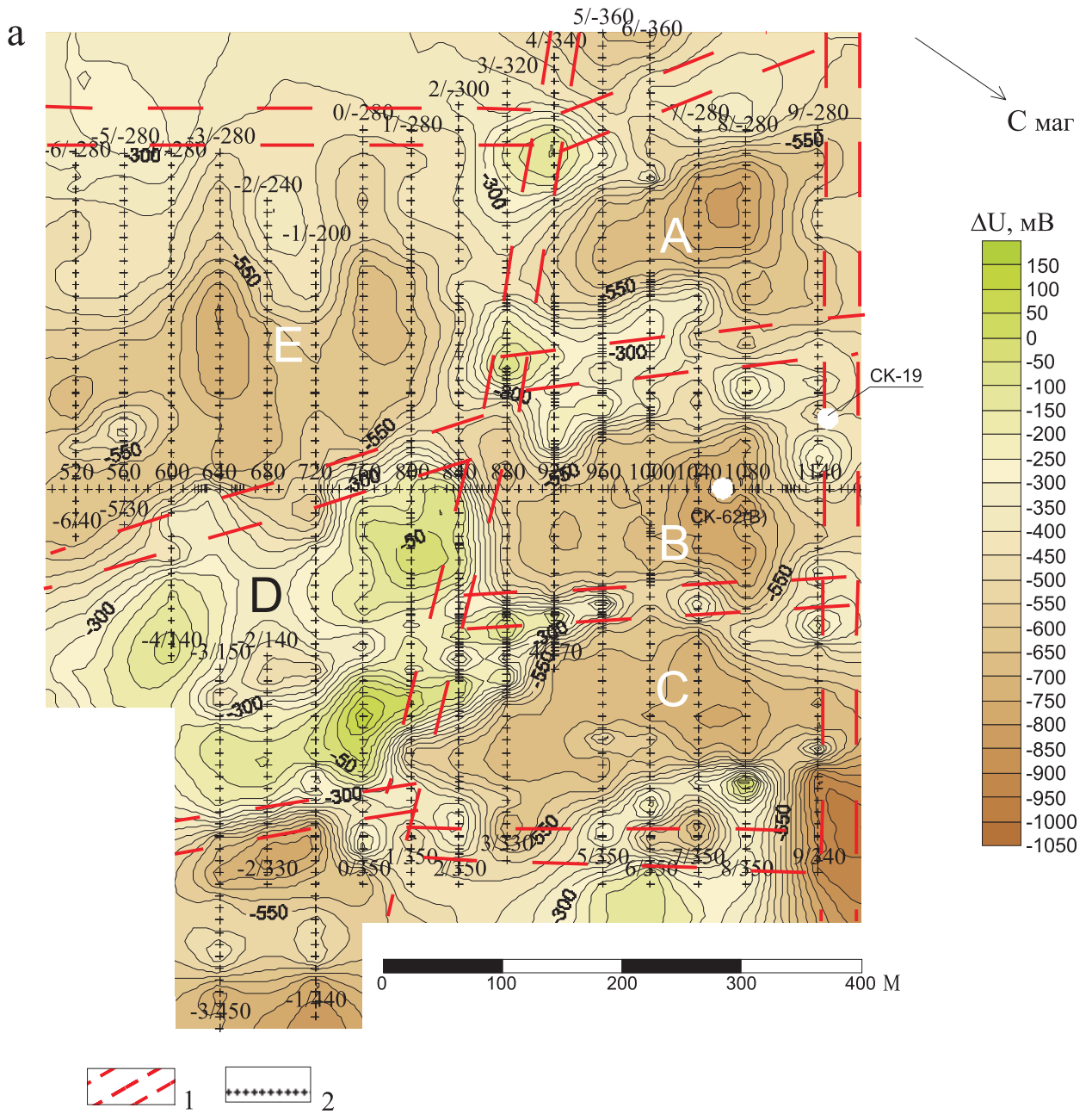
вектора магнитного поля ( $\Delta T$ ), аппаратура ММП-203; гамма-метод – измерение мощности экспозиционной дозы естественного гамма-излучения (ГМ), аппаратура СРП-88. Схема наблюдений (рис. 5, а) включает магистраль и 16 профилей. Расстояние между профилями 40 м. Съемка методом ЕП проводилась по всем профилям и магистрали с шагом измерений 10 м. По результатам измерений методом ЕП построен план изолиний потенциала ЕП (рис. 5, а). Низкочастотная электроразведка (СГ) проведена по отдельным профилям с шагом измерений  $MN = 10$  м и со смещением питающей линии АВ по профилю с шагом 20 м. В результате получены данные, позволившие вести обработку с использованием как типичных для метода СГ приемов, так и новых, аналогом которых служат известные в геоэлектрическом зондировании способы обработки информации. Для комплексной обработки данных использовались программы Profiler®, разработанные А. Е. Каминским (С.-Петербургский госуниверситет). Характерные электрические разрезы участка приведены на рис. 6. Магнитная съемка также проводилась в полном объеме с шагом измерений 10 м. По результатам измерений построен план изолиний напряженности магнитного поля  $\Delta T$  (рис. 7).

Контрастность физических свойств шунгитоносных пород с аномальными содержаниями углерода по сравнению с вмещающими породами является достаточным основанием для использования геофизических методов при картировании и изучении шунгитоносных структур. Выбор методов определялся рядом условий, связанных с особенностями концентрирования шунгитового вещества в породах заонежской свиты (известная зональность распределения шунгитового вещества в купольных залежах максовитов, присутствие перекрывающих отложений четвертичного возраста различной мощности, широкое развитие габбро-долеритов, которые характеризуются по отношению к максовитам избыточной плотностью и намагниченностью). Таким образом, комплекс геофизических методов был выбран с учетом необходимости

выявления пород с различной концентрацией шунгитового вещества под четвертичными отложениями.

Наиболее контрастным свойством является электропроводность. Разница в электропроводности, например, габбро-долеритов и максовитов с концентрацией шунгитового вещества, не превышающей 20%, достигает нескольких порядков. На уровне эрозийного среза электроразведочные методы дают надежный поисковый эффект, если электрическое сопротивление пород отличается на один порядок. Поэтому при небольшой мощности осадков, не превышающей первые метры, электрический метод эффективен и на закрытых участках. Высокая электрическая проводимость шунгитового вещества и его электрохимические свойства обеспечивают появление над шунгитоносными породами отрицательных потенциалов естественного электрического поля (ЕП), которые достигают  $-1000$  мВ. Наблюдаемые над шунгитоносными породами аномалии ЕП по знаку и интенсивности подобны полям электрохимического происхождения (Семенов, 1980). Ранее была установлена эмпирическая связь между  $\Delta U$  и содержанием в породах шунгитового вещества (Филиппов, Клабуков, 2002). Недостатком электрических методов является невозможность надежного расчленения шунгитоносной толщи по глубине, так как электрическое поле, как правило, формируется в верхнем слое. Геологическое строение участка «Тетюгино» и малая мощность четвертичных отложений позволяли надеяться на высокую эффективность методов электроразведки.

Зоны развития основных вулканитов обычно хорошо выделяются в магнитных полях интенсивными положительными аномалиями. В то же время над пластами шунгитоносных пород, в связи с диамагнитностью шунгитового вещества, интенсивность магнитного поля снижается. Поскольку пласты шунгитоносных пород часто находятся в контакте с основными породами или перекрываются ими, интенсивность наблюдаемого магнитного поля может сложным образом варьировать, что обычно затрудняет интерпре-



**Рис. 5.** Результаты измерений потенциалов естественного электрического поля участка «Тетюгино»:

а – план изолиний: 1 – зоны предполагаемых разломов, 2 – профиль; б – графики

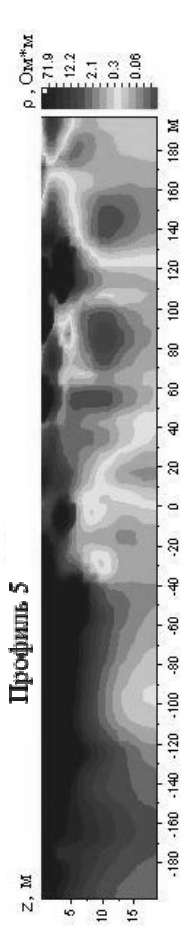
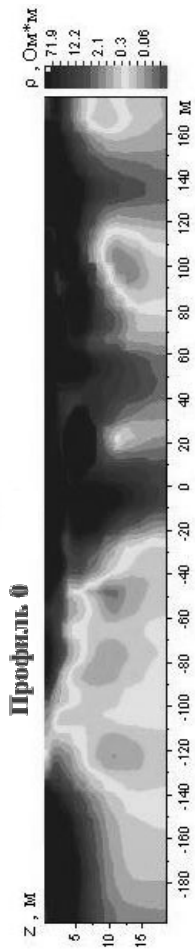


Рис. 6. Геоэлектрические разрезы участка «Тетюгино»

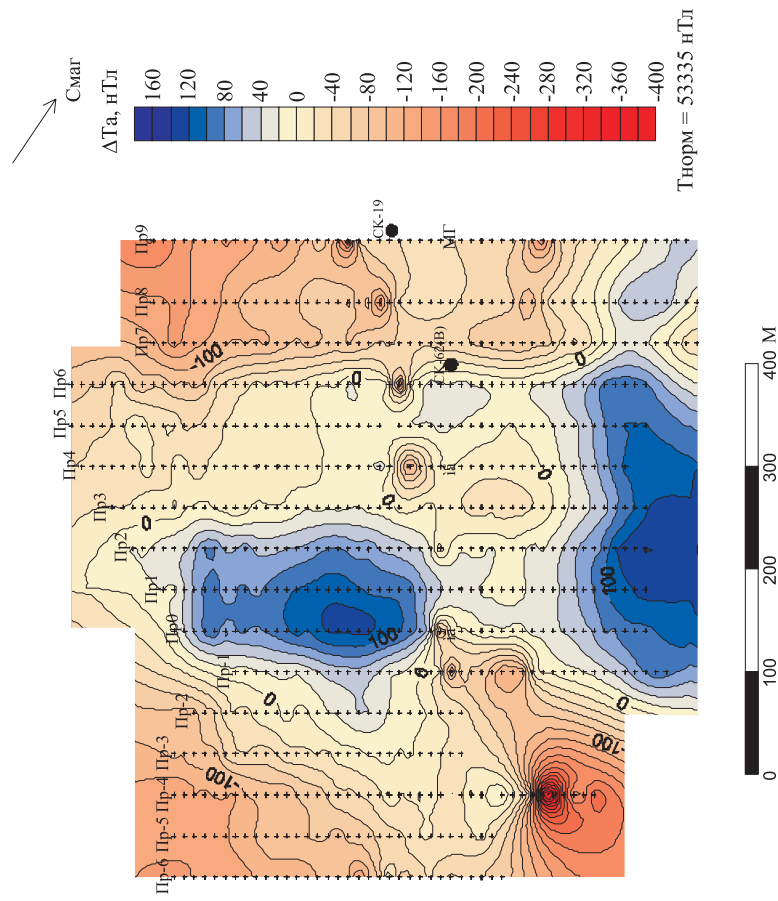


Рис. 7. План изолиний аномального магнитного поля участка «Тетюгино»

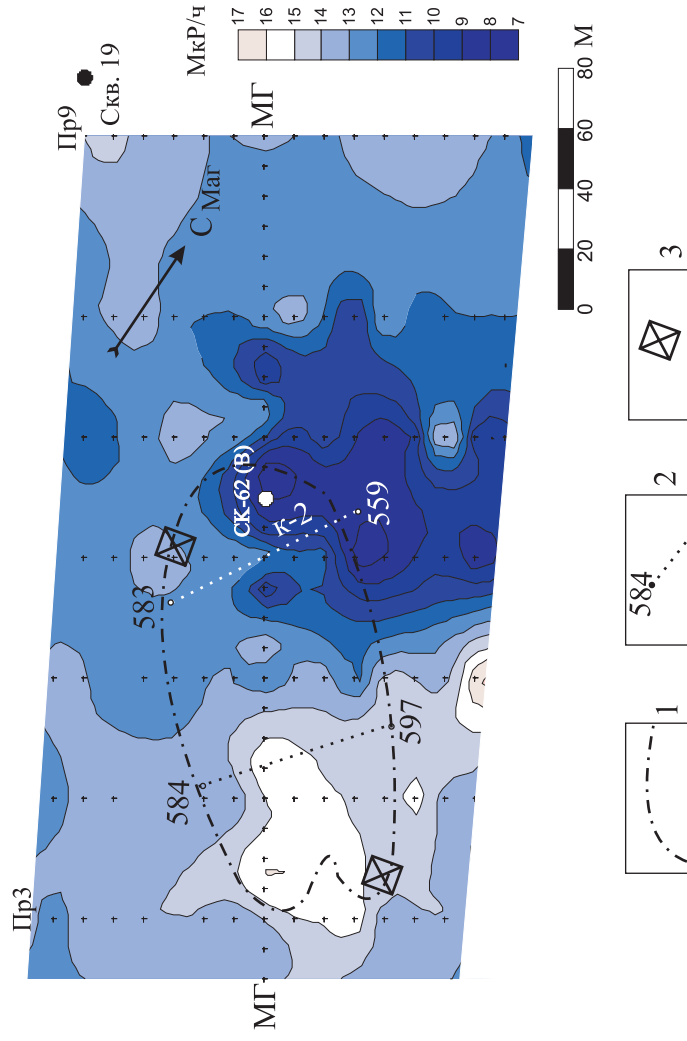


Рис. 8. План изолиний мощности естественного гамма-излучения блока «Б»:

1 – контур естественного облучения литов (В. И. Горлов, 1966); 2 – местоположение точек опробования и номера штуфных проб; 3 – место отбора технологических проб

тацию данных. Практика показывает, что купольные структуры, сложенные максовитами, при их большой мощности проявляются в виде понижений магнитного поля при его оптимальном сглаживании (Филиппов, Клабуков, 2002). При интерпретации данных магнитотразведки следует учитывать закрытость участка, возможное появление сульфидов в шунгитоносных породах, обуглероженность вулканитов, ведущую к изменению их магнитных свойств. Именно по этим причинам в ряде случаев появляется неоднозначность в истолковании результатов съемки и требуется привлечение других методов.

### Обсуждение результатов эксперимента

На плане изолиний ЕП (рис. 5, а) видны несколько обособленных участков с относительно низкими потенциалами, между которыми наблюдаются близкие к линейным зоны относительно высоких значений  $\Delta U$ . Учитывая известные геологические сведения о разрывной тектонике участка, можно предположить, что участок состоит из отдельных блоков, разделенных разломами. Границы блоков могут быть уверенно проведены по очень высоким градиентам поля (рис. 5, б). На рис. 5, а указаны предполагаемые границы блоков и тектонические зоны, разделяющие их; блоки обозначены буквами «А», «В», «С», «D», «Е».

Блоковая модель строения верхней части разреза подтверждается геоэлектрическими разрезами (рис. 6)\*. Известно, что метод СГ эффективен на разрезах с высокоомными породами. Опытными методическими работами по изучению разрезов Максовского месторождения и участка «Мироновская залежь» с проводящими (шунгитоносными) породами, выполненные с участием А. Е. Каминского, автора новой методики обработки данных СГ, показали, что в таких сложных условиях возможны искажения, связанные с низкими удельными сопротивлениями пород и, как следствие, с эффектами экранирования поля.

Данные магнитотразведки (рис. 7) не противоречат выводу о блоковом строении участка, хотя по ним провести границы блоков более сложно. Малая эффективность метода обусловлена, вероятно, тем, что верхняя часть разреза сложена преимущественно лидитами и доломитами, которые, как и максовиты, являются диамагнетиками. К сожалению, на результаты магнитометрии оказали также влияние часто встречаемые на этом полигоне железные предметы, явные и скрытые, особенно в юго-восточном углу планшета, где расположен животноводческий комплекс\*\*.

Гамма-метод дает в целом сглаженную картину, поскольку результаты сильно зависят от мощности перекрывающих отложений, а доломиты и породы шунгитоносных горизонтов закрыты рыхлыми, в ряде мест глинистыми, отложениями. Тем не менее там, где породы обнажены или мощность четвертичных отложений мала, интерпретация гамма-съемки дает весьма важные сведения для понимания геологического строения

участка. Рассмотрим рис. 8, на котором показано распределение гамма-активности в пределах блока «В» с нанесенными контурами естественного обнажения лидитов и местоположением отобранных проб. Содержание естественных радиоактивных элементов – U, Th, K – в лидитах соответственно равно 13 г/т, <1 г/т, 0,09%, а в будинированных доломитах – 44, <1 и 0,03% (Melezhik et al., 2004). Поскольку гамма-метод обладает определенной глубиной, зависящей от типа исследуемой породы, то наблюдаемую в пределах блока «В» дифференциацию гамма-поля легко объяснить тем, что в его юго-восточной части мощность лидитов мала (менее 0,5 м), и активность определяется преимущественно не выходящими на поверхность доломитами\*.

По данным опробования, состав лидитов существенно колеблется (табл.) даже в пределах одного обнажения. Отметим, что вариации состава проб, отобранных в канаве № 22, пройденной в субширотном направлении, меньше по сравнению с вариациями состава между выборками 1 и 2. Следовательно, северо-западная и юго-восточная части блока «В», скорее всего, представляют собой лидиты, находящиеся на разных стратиграфических уровнях. Добавим, что в юго-восточной части этого блока при отборе технологической пробы вскрыты лидиты с будинами доломитов, а в его северо-западной части аналогичная выемка их не вскрыла. Таким образом, можно предположить, что блок «В» развернут на некоторый угол в северо-западном направлении. Этот вывод подтверждается и другими геофизическими данными. На плане изолиний ЕП (рис. 5, а) в северо-западной части блока «В» фиксируются породы с относительно более высоким содержанием шунгитового вещества и, вероятно, с большей мощностью, т. е. лидиты (в лидитах – около 3%, в доломитах – около 1%), а породы с меньшим его содержанием, представленные частично и лидитами, и доломитами, имеют низкие значения потенциалов.

Содержание петрогенных элементов в лидитах блока «В» и «Е»

Выборка, номер проб	Параметр	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O	ппп
1, 559–583	X	95,60	0,25	0,26	0,24	2,91
	σ	0,89	0,29	0,15	0,13	0,64
2, 584–595	X	95,59	0,53	0,32	0,20	2,99
	σ	0,38	0,30	0,11	0,03	0,41
3, 598–599	X	95,57	0,36	0,26	0,21	3,19
4, 600–602	X	95,42	0,68	0,42	0,32	4,64
	σ	2,85	0,19	0,08	0,03	0,84

Примечание. X – средние значения, σ – стандартное отклонение, ппп – потери при прокаливании. Анализ выполнен в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН в 1966 г.

По характеру распределения потенциалов ЕП блоки «А» и «С» близки блоку «В». Только на этом основании можно предполагать, что блок «А» развернут в северо-западном, а блок «С» – в северо-восточном направлении.

\* Необходимо отметить, что в лидитах, а тем более в доломитах содержание урана необычно высокое для хемогенных пород. Правда, будинированные доломиты Шунгского месторождения также содержат от 23 до 79 г/т урана (Melezhik et al., 2004). Не анализируя природу этой геохимической аномалии, скажем только, что этот факт – весьма важное свидетельство родственности генезиса Шунгского месторождения и верхней части Мельничной залежи.

\* Следует учитывать, что в методе СГ из-за эффектов экранирования возможно неточное отображение углов залегания пород, а мощность шунгитоносных горизонтов может быть завышена.

\*\* Именно по этой причине юго-восточная часть намеченного участка осталась не изученной и другими методами.

Другое обнажение лидитов (блок «Е») по рисунку поля ЕП отличается от блоков «А», «В», «С» выраженным линейным характером трех зон, из которых северная и южная зоны фиксируют коренные породы с относительно более высоким содержанием шунгитового вещества. По В. И. Горлову и др. (1967) (см. рис. 1), это максовиты и лидиты. Несмотря на очевидный контраст этих пород в содержании шунгитового вещества, близость амплитуд ЕП в этих зонах можно объяснить тем, что лидиты, имея его малое содержание, выходят на поверхность, а максовиты перекрыты ледниковыми отложениями мощностью до 2,5 м. Между лидитами и максовитами, по В. И. Горлову, должны залегать доломиты, которые в поле ЕП отмечаются пониженными значениями потенциала. Можно констатировать, что в этой части участка действительно находится обособленный блок, а не антиклинальная складка, тем более развернутая в юго-восточном направлении. В гамма-поле блок «Е» картируется как область относительно более активная, что может указывать на то, что здесь вскрыт другой стратиграфический уровень лидитов, которые должны отличаться, вероятно, более высоким содержанием первично-глинистого материала. Действительно, по данным опробования лидитов двух блоков, это предположение подтверждается (табл.), например, более высоким содержанием в лидитах блока «Е»  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $H_2O$  и ппп, которые входят в основном в слюды. Наблюдаемую картину распределения геофизических полей в пределах блока и данные проходки шурфов можно объяснить тем, что блок развернут в пространстве в западном – юго-западном направлении; мощность лидитов здесь существенно меньше, чем в блоке «В», максовиты представляют собой кровлю девятого шунгитоносного горизонта. Угол поворота в пространстве блока, вероятно, не больше, чем блока «В», выход же под четвертичные отложения максовитов здесь возможен потому, что из-за общего погружения оси Толвуйской структуры в северо-западном направлении блок более глубоко срезан эрозией.

Блок «D» существенно отличается от всех остальных блоков тем, что в его пределах потенциалы ЕП имеют положительные значения, гамма-активность составляет 15–16 мкР/час, методом СГ (рис. 6) именно здесь выделяется область низких сопротивлений, мощность четвертичных отложений достигает 5 м, в рельефе это относительное понижение.

Обратим внимание на то, что скв. 19 пересекла зону брекчирования на глубине 11,6 м, до этого интервала в скважине признаки разломной тектоники отсутствуют. Следовательно, разлом не вертикальный, его вероятное падение – северо-западное, если отождествить зону брекчирования с субширотным разломом, и северо-восточное – если скважина пересекла субмеридиональный разлом. В любом случае геофизические данные не противоречат материалам бурения. Таким образом, можно констатировать, что на участке существуют прямые и косвенные указания на разрывную тектонику, плоскости смещения блоков, вероятно, не вертикальные, их азимуты падения существенно отличаются. Справедливо задать вопрос – не является ли локальная блоковая тектоника участка следствием развития купольной структуры? Можно ли найти еще дополнительные указания на существование крупного тела максовитов и шунгитов?

В научной литературе описаны многочисленные результаты физического моделирования соляных купольных структур, не выходящих на поверхность, т. е. перекрытых осадочными породами разного состава и реологических свойств, в том числе не способных к пластическим деформациям. Полевые наблюдения и экспериментальные данные свидетельствуют о том, что в этих случаях над куполом формируется сложная картина деформации покровышки (Davison et al., 1993), зависящая от формы купольного тела. Протяженное тело образует в покровышке гребневидный горст, обрамленный двумя симметричными грабенами. На периферии могут появиться грабены, развернутые в пространстве вплоть до обратного залегания слоев. По разломам, падающим в сторону центра купола, грабены развернуты относительно этого центра в разные стороны до  $100^\circ$ . Ширина зоны разломов в 2–3 раза больше, чем ширина линейного диапирового тела. Симметричное купольное тело формирует концентрические разломы, падающие также к центру купола. В сводовом горсте в обоих случаях перекрывающие породы не деформированы, их горизонтальное залегание сохраняется. В грабенах горизонтальное залегание слоев всегда нарушено, слои сильно деформированы. Характерные для диапировых структур краевые синклинали в совокупности с краевыми разломами покровышки создают необычное геологическое строение участка – с нарушенной стратиграфической последовательностью отложений. В естественных условиях подобные зоны разломов очень сложны для картирования геофизическими методами. Так, малая эффективность сейсморазведки обусловлена многочисленными крутопадающими слабо отражающими границами.

Итак, данные моделирования купольных структур и материалы исследования показывают, что выявленное блоковое строение участка «Тетюгино» является следствием развития здесь диапирового тела. Вероятно, блок «D» можно отождествить с центральным горстом, выдвинутым при формировании купола относительно соседних блоков так, что на уровне эрозионного среза оказались доломиты, перекрывающие девятый шунгитоносный горизонт. Доломиты в гипергенных условиях разрушались, конечно, более быстро, чем лидиты, поэтому горст в современном рельефе совпадает с относительным его понижением. Положительные значения потенциалов ЕП в пределах блока могут указывать на то, что слой доломитов, перекрывающий девятый горизонт, до конца не разрушен и служит некоторым экраном, не позволившим проявиться здесь даже породам девятого горизонта.

В качестве дополнительных признаков нахождения купольного тела, апикальная часть которого расположена близко к поверхности, могут служить характерные особенности брекчий лидитов и доломитов, вскрытые скв. 19 и канавой № 1. Цемент брекчий, метаколлоидное вещество (шунгит) и углеводороды (антраксолит), указывает на то, что дифференциация первичного органического и органоминерального вещества достигла своего предельного значения, характерного для субпластовых тел шунгитового типа (диапировых шляп), и должна также проявляться в апикальных частях купольных диапировых структур.

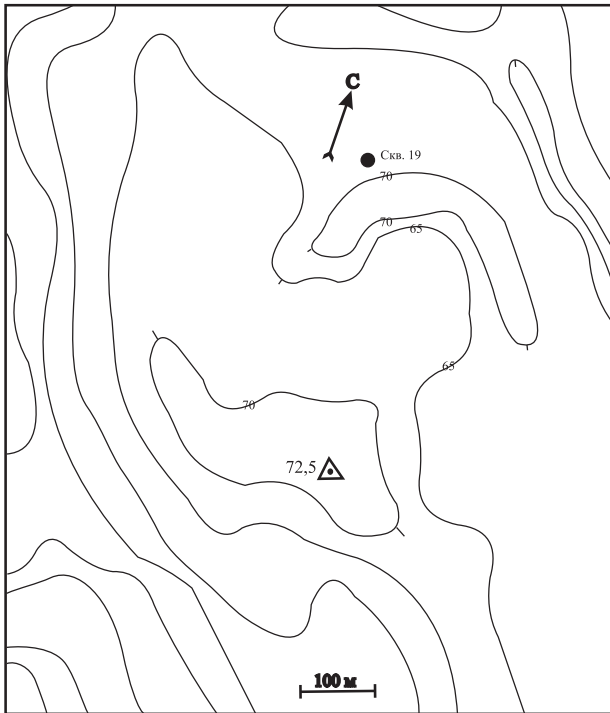


Рис. 9. Рельеф участка «Тетюгино». Горизонтали через 5 м

Крупное купольное тело диапирового типа должно обрамляться краевой синклиналью. На Максвовском месторождении краевая синклиналь выражена неясно в современном рельефе, поскольку залежь срезана эрозией. На исследуемом участке благодаря малой мощности четвертичных отложений геоморфологический признак просматривается уверенно. На рис. 9 показан план изолиний участка. Несмотря на проходящую по участку автомобильную дорогу, которая, естественно, сопровождалась землеустроительными работами, весьма четко проявляется локальная область повышенных отметок, вытянутая в северо-западном направлении. Центр этой области приходится примерно на пересечение геофизического профиля № 2 с магистралью.

Модель строения участка «Тетюгино», учитывающая все приведенные в статье сведения, показана на рис. 10. Авторы статьи полагают, что выявленных признаков достаточно для заложения буровой скважины, которая должна подтвердить выдвинутую гипотезу о вероятном присутствии в центре Толвуйской синклинали крупных залежей шунгитов. Обратим внимание на то, что скв. 19 пересекла тело высокоим для периферийных частей известных куполов содержанием шунгитового вещества. Естественно возникает вопрос, не является ли это указанием на то, что залежь имеет тип зональности в распределении шунгитового вещества, отличающийся от

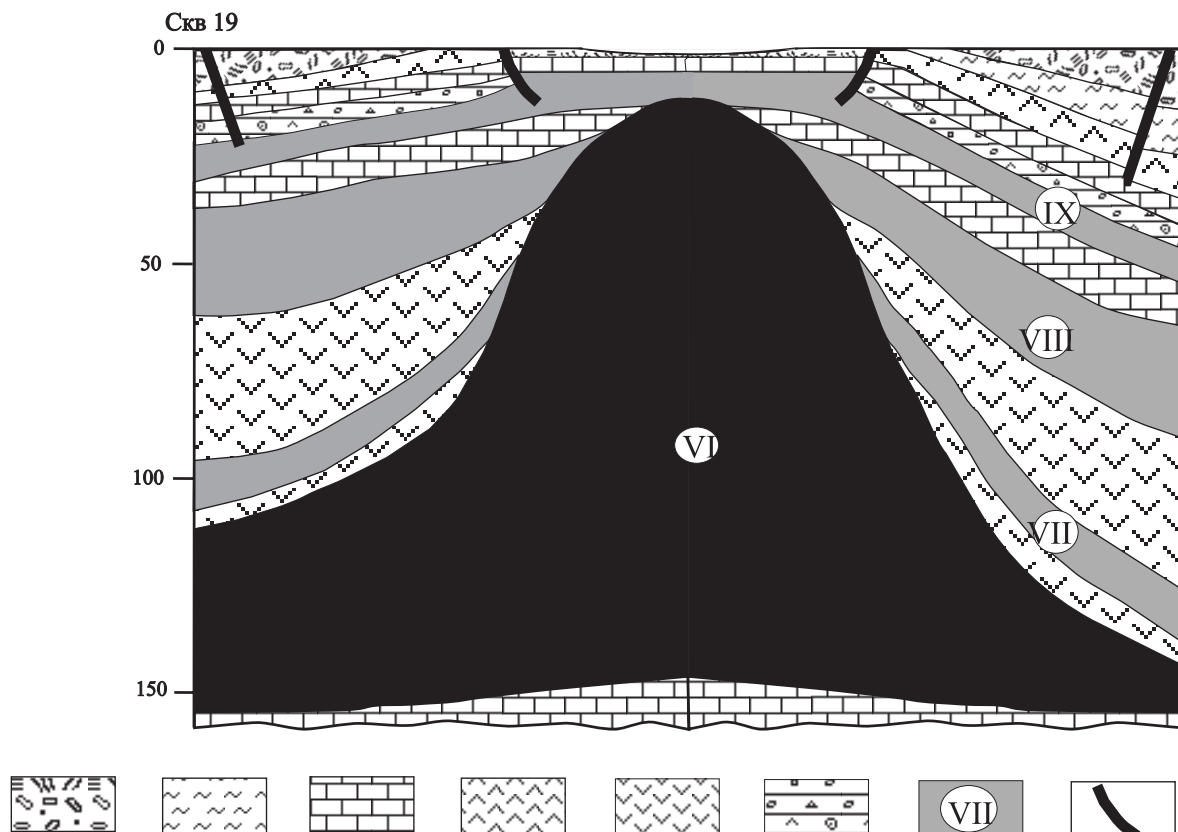


Рис. 10. Модель геологического строения Мельничной залежи шунгитов:

1 – четвертичные отложения – супесь с обломками алевролитов, доломитов и шунгитоносных пород; 2 – алевролиты с редкими прослоями доломитов; 3 – доломиты с единичными прослоями алевролитов; 4 – литиды с прослоями доломита; 5 – габбро-долериты; 6 – крупнообломочная брекчия: обломки доломитов, литидов, реже алевролитов, цемент – шунгитовый и антраксолитовый; 7 – горизонты шунгитоносных пород, номер горизонта; 8 – разломы



типа Максовского месторождения. Это может быть связано как с фаціальными особенностями исходных осадков (в центре Толвуйской структуры осадки могли иметь более высокие концентрации органического вещества и органо-глин по сравнению с участками структуры, где располагаются известные месторождения максовитов), так и с тем, что исходная мощность шестого горизонта здесь могла быть значительно больше.

### Выводы

Купольные шунгитоносные структуры, не выходящие на уровень эрозионного среза, должны иметь ряд характерных поисковых признаков – структурных, литологических, геофизических и геохимических.

1. Перекрывающие породы, первоначально не содержащие в больших количествах органическое вещество, при формировании купола испытывают хрупкие деформации, в результате чего над куполами развивается горсто-грабеновая локальная тектоника; размеры отдельных блоков существенно меньше размеров купола, блоки смещены относительно друг друга по вертикали и развернуты на некоторый угол относительно оси купольного тела, причем азимуты поворота диаметрально противоположных (относительно оси купола) блоков отличаются примерно на 180°; между блоками развиты зоны брекчированных пород, в которых роль цемента выполняет метаколлоидное минеральное вещество (шунгит) или высший антраколит; сочетание указанных особенностей на относительно небольших по площади участках затрудняет их картирование и создание модели геологического строения.

2. Характерные особенности геологии надкупольных участков уверенно выявляются геофизическими методами; для этой цели в качестве основного может применяться метод естественных электрических потенциалов, или электропрофилеирование, при благоприятных условиях блоковое строение участка хорошо подчеркивается методом срединного градиента; в ряде случаев дополнительную информацию о блоковом строении участка несет гамма-метод; если в разрезе наряду с высокоуглеродистыми большую долю занимают карбонатные породы и лидиты (диамагнетитики), то магниторазведка практически не дает дополнительной информации о строении участка.

3. Положение центра купольной структуры может быть определено, во-первых, путем изучения азимутов поворота отдельных блоков локальной надкупольной тектоники, во-вторых, по геоморфологическим признакам – если центральный горст выводит на уровень эрозионного среза карбонатные породы, которые имеют относительно меньшую стойкость к выветриванию по сравнению с лидитами или другими породами второй пачки, то в современном рельефе это область относительного понижения рельефа.

4. Участок «Тетюгино» может рассматриваться в качестве потенциального полигона для исследования геофизическими методами и буровыми скважинами диапировых структур, в которых питающий горизонт представлен органо-кремнистыми и органо-глинистыми осадками с исходно высокими концентрациями органического вещества.

Авторы статьи выражают искреннюю благодарность Р. С. Моториной за огромную работу по оформлению рукописи.

### ЛИТЕРАТУРА

Горлов В. И., Калинин Ю. К., Иванова И. Е. Разработка технологии и геологическое изучение шунгитовых пород как комплексного сырья: Отчет по теме № 30. Петрозаводск, 1967. 243 с. // Фонды КарНЦ РАН.

Куряков С. В., Михайлов В. П. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на шунгитовые породы, проведенных на Зажогинском и Фоймогубском участках в 1972–1974 гг. Петрозаводск, 1974. 150 с. // Фонды ККГРЭ, ПГО «Севзапгеология».

Михайлов В. П., Куряков С. В. Отчет о результатах детальной разведки юго-восточной (Максовской) залежи Зажогинского месторождения шунгитовых пород за 1982–1985 гг. Петрозаводск, 1985. 138 с. // Фонды ККГРЭ, ПГО «Севзапгеология».

Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Л., 1980. 446 с.

Филиппов М. М., Клубуков 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.

Davidson I., Insley M., Harper M. et al. Physical modeling of overburden deformation around salt diapirs // Tectonophysics. 1993. Vol. 228. P. 255–274.

Melezhik V. A., Filippov M. M., Romashkin A. E. A giant Palaeoproterozoic deposit of shungite in NW Russia // Ore geology reviews. V. 24 (2004). P. 135–154.



*А. А. Галлеев\**, *М. М. Филиппов*

## ПРИРОДА ДЕФЕКТОВ МОЛЕКУЛЯРНОЙ СТРУКТУРЫ ВЫСШИХ АНТРАКСОЛИТОВ ПО ДАННЫМ ЭПР-СПЕКТРОСКОПИИ\*\*

### Введение

Высшие антраксолиты являются углефицированными гетеромолекулярными геополимерами, образованными при совместной полимеризации различных фракций углеводородов (ароматической, нафеновой, парафиновой) и гетеросоединений. Исследование молекулярной структуры высших антраксолитов необходимо как с теоретической, так и с практической точки зрения. Для науки важно выяснить особенности молекулярной организации природных битумов на предграфитовой стадии углефикации, выявить зависимость физико-химических свойств от их структуры. Актуален и практический вопрос: существуют ли возможности применения высших антраксолитов в качестве исходного сырья для разработки новых, более эффективных технологий получения нанокластеров углерода? Такая постановка вопроса вполне современна, поскольку в последнее время появилась потенциальная перспектива обнаружения крупных залежей высших антраксолитов в пределах Онежского синклиория (Карелия).

По молекулярной структуре высшие антраксолиты можно объединить (Khavari-Khorosani, Murchison, 1979; Kovalevski et al., 2001) в один класс с широким кругом природных и техногенных углеродистых веществ (кокс, сажа, некоторые виды стеклоуглерода). Известны модели молекулярной структуры антраксолитов: мелкодисперсного графита, графита, турбостратная модель, модель фуллереноподобной глобулы. Судя по данным электронной микроскопии высокого разрешения (Kovalevski et al., 2001), в структуре высших антраксолитов присутствуют деформированные графитоподобные слои, сблокированные в изогнутые пачки, образующие подобие фрагментов изогнутых, взаимно переплетающихся незамкнутых углеродных лент, состоящих из многократно изогнутых пачек графеновых слоев (4–6 нм); средняя толщина пачек определяется параметром  $L_c$  (7–18 Å), а длина их относительно прямолинейных участков –  $L_a$  (около 25 Å). Ленты в местах пересечения, вероятно, сшиты. Такая структура наиболее характерна для сетчатых полимеров и стеклоуглерода (Фиалков, 1997). В молекулярной структуре высших антраксолитов,

кроме того, есть существенно более короткие отдельные слои, хаотично распределенные в пространстве между лентами. Высшие антраксолиты относятся к неграфитируемым веществам из-за высокой концентрации дефектов структуры, возникающей при полимеризации углеводородов и высокой концентрации гетероэлементов, особенно кислорода, а также из-за некомпланарных структурных элементов, например, искаженных плоскостей конденсированных ароматических колец, которые возникают за счет включенных гетероциклов, нафеновых и парафиновых структур.

Моделирование молекулярной структуры высших антраксолитов на основе рентгеноструктурных данных позволяет предполагать наличие вакансий в графеновых слоях. Этот метод также уверенно фиксирует отличие молекулярной структуры антраксолитов-тектонафтоидов и пиронафтоидов: у тектонафтоидов более высокая степень упорядоченности в графеновом слое и большая дефектность структуры, что, вероятно, обусловлено более высоким содержанием элементов-примесей. Вероятно, гофрированность графитоподобных сеток, наличие трудно графитируемой фазы также можно увязать с присутствием в исходном веществе гетероатомов и металлоорганических соединений.

Высшие антраксолиты обладают электронным типом проводимости и выраженной анизотропией физических свойств, в том числе электрических и диамагнитных. Диамагнитная проницаемость шуньгского антраксолита равна (в ед.  $10^{-7}$  CGS):  $\chi_x = 30,0$ ,  $\chi_y = 29,5$ ,  $\chi_z = 40,0$  (Шуньга, ориентированный образец), анизотропия диамагнитной проницаемости,  $\Delta\chi = \chi_z - \chi_x = 10 \cdot 10^{-7}$  CGS. Это свидетельствует о том, что углерод преимущественно входит в системы сопряженных связей. У графита анизотропия диамагнитной проницаемости значительно более высокая ( $\Delta\chi = 122 \cdot 10^{-7}$  CGS), поскольку составляющая  $\chi$  по оси, перпендикулярной плоскости ароматических сеток, всегда значительно больше по сравнению с составляющими в плоскости сеток:  $\chi_z \gg \chi_x \approx \chi_y$  ( $\chi_z$  графита =  $142 \cdot 10^{-7}$  CGS;  $\chi_x = -22 \cdot 10^{-7}$  CGS). Следовательно, абсолютная величина и анизотропия диамагнитной проницаемости высших антраксолитов указывают на то, что его графитоподобные сетки фрагментарны и ориентированы в разных направлениях.

О наличии дефектов молекулярной структуры свидетельствуют и данные рамановской спектроскопии. В спектре шуньгского антраксолита две линии (Beny,

\* Казанский университет, г. Казань, akhmet.galeev@ksu.ru.

\*\* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 05-05-97513.

Jehlicka, 1991) около  $1580 \text{ см}^{-1}$  и  $1350 \text{ см}^{-1}$  со средней полушириной около  $75 \text{ см}^{-1}$ . Первая линия интерпретируется как линия графитоподобных структурных элементов, вторая – как линия дефектных элементов. Отношение интегральной интенсивности второй линии к первой равно 1,6 (для графита – около 0), что указывает на большую долю дефектных структур, низкую организацию графеновых слоев, на малые размеры областей когерентного рассеяния. Не исключено, что и коэффициент ароматичности высших антраксолитов менее 1.

Итак, о молекулярной структуре высших антраксолитов имеется достаточно обширная информация, однако сведения о происхождении дефектов структуры, о природе и количестве вакансий практически отсутствуют. Без выяснения этих вопросов невозможно понять механизм преобразования молекулярной структуры при термальном или другого вида воздействии на высшие антраксолиты. В статье рассмотрены возможности метода ЭПР при изучении дефектов молекулярной структуры высших антраксолитов.

О существовании свободных радикалов в органических соединениях и об их образовании в ходе химических реакций стало известно уже в 1900 г. (Gomberg, 1900), а с открытием метода электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) они были обнаружены во многих твердых и жидких природных органических веществах и продуктах их термохимических превращений. В основе метода ЭПР лежит явление резонансного поглощения электромагнитного излучения сверхвысокой частоты в системе магнитных энергетических уровней веществ, помещенных во внешнее постоянное магнитное поле. В магнитном поле напряженности  $H$  состояния свободного электрона (спиновый магнитный момент  $S = \frac{1}{2}$ ), соответствующие проекциям спина  $M_S = \pm \frac{1}{2}$  на направление магнитного поля, обладают разной энергией:  $E = g\beta H M_S$  с разностью между ними  $\Delta E = g\beta H$ , где  $g_e \approx 2,0023$  – фактор спектроскопического расщепления,  $\beta$  – квантовый магнетон Бора. Если к данной системе перпендикулярно постоянному полю приложено дополнительно осциллирующее с частотой  $\nu$  магнитное поле, то резонансное поглощение энергии этого поля происходит при соблюдении условия:  $h\nu = g\beta H$ , где  $h$  – постоянная Планка. Электроны, связанные в веществе, характеризуются, вообще говоря, различными значениями фактора  $g \neq g_e$  и могут образовывать системы с суммарным спином  $S > \frac{1}{2}$ , как, например, электроны незаполненных оболочек атомов переходных групп. Многочисленные эксперименты показали, что спектр ЭПР природных соединений углерода может быть обусловлен как электронами проводимости (графит) (Ingram et al., 1954), так и неспаренными электронами в составе свободных радикалов (древесный уголь, антрацит) или комплексов переходных металлов (нефть, битум) (Ильясов, 1962; Saraceno et al., 1961). В литературе наиболее полно освещено преобразование ОВ угольного ряда и их парамагнитные свойства, характеризующиеся видом и интенсивностью спектра ЭПР стабильных углеродных радикалов, сопутствующих этим преобразованиям на всех стадиях углефикации, вплоть до графитовой в природных условиях и карбонизации – в лабораторных экспериментах.

Метаморфизм органических веществ битумного ряда всегда связан с глубокой дифференциацией ОВ. Парамагнитные свойства возникают как на начальной стадии разрыва химических связей исходного ОВ, так и при его полимеризации, когда молекулярный вес существенно возрастает, а система сопряженных связей уже достаточно развита, т. е. когда появляются условия для стабилизации неспаренных электронов в составе свободных радикалов. Их концентрация при углефикации природных битумов сначала возрастает (Conard, 1984) и достигает некоторого максимума, а затем необратимо уменьшается, из-за того что на поздних стадиях углефикации преобладают процессы разрушения свободных радикалов над процессами их образования: в озокерите  $n \cdot 10^{17}$  сп/г, в керите и антраксолите  $n \cdot 10^{19}$ , в графите  $n \cdot 10^{17}$  сп/г (Гарифьянов, Козырев, 1956). Высшие антраксолиты обладают электронным типом проводимости, а комплексы переходных металлов в них отсутствуют, поскольку при глубоком метаморфизме природных битумов они разрушены, а металлы образуют микроминеральные включения.

Цель данной работы – выявление возможной связи парамагнитных свойств высших антраксолитов с их генезисом. При этом необходимо было уточнить природу наблюдаемых сигналов ЭПР, их зависимость от атмосферы тепловой обработки, температурный диапазон стабильности соответствующих им дефектов структуры.

Объекты исследования – высшие антраксолиты нижнего протерозоя Карелии разных генетических групп: тектонафтоиды (Шуныга), пиронафтоиды (Максово, Зажогоно, Шардонские о-ва) и переотложенные пиронафтоиды, т. е. побывавшие в условиях докембрийского гипергенеза (Нигозеро). По геохимическим данным исходное органическое вещество антраксолитов этих трех групп существенно отличалось. Протобитумы антраксолитов-тектонифтоидов в своем составе содержали относительно много гетеросоединений; пиронафтоиды были существенно обеднены ими и представляли собой, вероятно, преимущественно низкокипящие углеводороды; битумы при перезахоронении (Нигозеро) были частично окислены, возможно, подвергались бактериальной деградации, они насыщены минеральными примесями терригенной природы.

### Спектры ЭПР высших антраксолитов

Препараты для исследования истирались в агатовой ступке с петролевым эфиром для устранения влияния анизотропии магнитной восприимчивости и проводящих свойств. Часть препарата нагревалась в течение 30 минут при температуре  $100\text{--}1050 \text{ }^\circ\text{C}$  в печи СУОЛ в воздухе, вакууме и аргоне. Для исключения влияния кислорода на парамагнитные свойства измеренные навески образцов порядка 1 мг, обработанные в кварцевой ампуле при вакууме или в аргоне, переносили в той же кварцевой ампуле с сохранением атмосферы в резонатор спектрометра ПС100.Х с рабочей частотой 9,2 ГГц. Спектры записывались при температуре образца  $40 \text{ }^\circ\text{C}$  в различных интервалах магнитных полей. Для измерения  $g$ -фактора и интегральной интенсивности линий ЭПР использовался метод внутреннего стандарта.

Сигнал ЭПР препаратов исследуемых образцов, содержащих сравнительно крупные частицы вещества, имеет асимметричную форму, подобную Дайсоновской (Dyson, 1955) линии в металлах, а тщательное измельчение устраняет асимметрию сигнала ЭПР (рис. 1). Аналогичная зависимость формы сигнала от размеров частиц наблюдалась в работе (Petit et al., 1997) для искусственных углеродных нанотрубок и объяснялась уменьшением размеров проводящих частиц до величин, сопоставимых с глубиной скин-слоя. Кроме того, в работе (Petit et al., 1997) отмечено отсутствие температурной зависимости сигнала при охлаждении до криогенных температур, что характерно для сигнала ЭПР свободных носителей заряда в металлах. В общем случае такая форма линии ЭПР может определяться не только высокой электропроводностью образца, но также анизотропией локального окружения парамагнитных центров или макроскопической анизотропией парамагнитной или диамагнитной восприимчивости. Для установления природы наблюдаемых нами сигналов ЭПР были проведены измерения спектров при низких температурах.

На рис. 2 приведены спектры ЭПР антраксолита (Шуньга) и график изменения интенсивности сигнала от температуры. Возрастание интенсивности с понижением температуры в согласии с законом Кюри-Вейсса для парамагнетиков позволяет считать, что

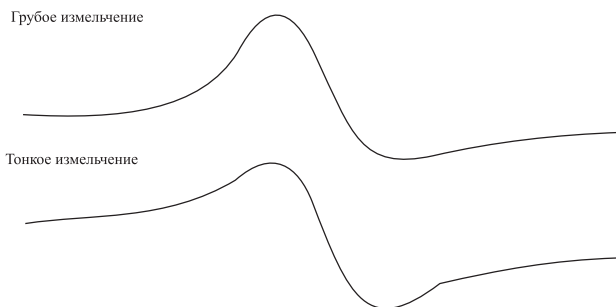


Рис. 1. Зависимость формы линии ЭПР от степени измельчения порошкового препарата антраксолита (Шуньга)

основной вклад в сигнал ЭПР антраксолитов вносят неспаренные электроны в составе свободных радикалов, а несимметричность линии ЭПР, наблюдаемая в грубо истертых препаратах, обусловлена анизотропией диамагнитной восприимчивости.

В антраксолитах месторождения Шуньга интенсивная линия ЭПР ( $7,2 \cdot 10^{19}$  сп/г) свободных радикалов лоренцевой формы с  $g = 2,0024$  и  $\Delta H = 8$  Гс наблюдается в исходном состоянии и при термообработке на воздухе при  $350^\circ\text{C}$ . После нагрева до  $600^\circ\text{C}$  интенсивность линии уменьшается до  $4 \cdot 10^{19}$  сп/г, а ширина линии увеличивается до 24 Гс. Дальнейшее повышение температуры приводит к уширению линии, падению интенсивности и постепенному исчезновению сигнала (рис. 3). Нагрев в вакууме и в атмосфере аргона вплоть до температуры  $600^\circ\text{C}$  приводит к увеличению интенсивности сигнала примерно на 40% от первоначальной. Ширина линии после нагрева при  $600^\circ\text{C}$  в вакууме и аргоне, так же как и при отжиге на воздухе, равна примерно 24 Гс. При дальнейшем нагреве антраксолита происходит уширение ( $\Delta H = 80$  Гс при  $700^\circ\text{C}$ ), снижение интенсивности и исчезновение сигнала. Существенно, что по данным измерения спектров рентгеновского отражения, при нагреве образца до  $950^\circ\text{C}$  в аргоне межплоскостное расстояние ( $d_{002}$ ) уменьшается незначительно – с 3,492 до 3,472 Å.

В исходных образцах антраксолитов Зажогинского месторождения и Шардонских островов наблюдается интенсивная линия ( $10^{19}-10^{20}$  сп/г) лоренцевой формы с  $g = 2,0024$  и  $\Delta H \sim 50$  Гс, которая уменьшается на порядок после нагрева при  $350^\circ\text{C}$  и полностью исчезает после прогрева при  $600^\circ\text{C}$  на воздухе. Нагрев образцов в вакууме и аргоне показывает (рис. 4, 5 и 6), что одной из главных причин уширения линий служит кислород, сорбированный в развитой системе открытых пор этих образцов, который также определяет более интенсивное разрушение парамагнитных радикалов и окисление углеродной матрицы по сравнению с шуньгским антраксолитом. Из рис. 7 видно, что удаление кислорода происходит более эффективно в вакууме. При вакуумной обработке шардонского антраксолита линия ЭПР

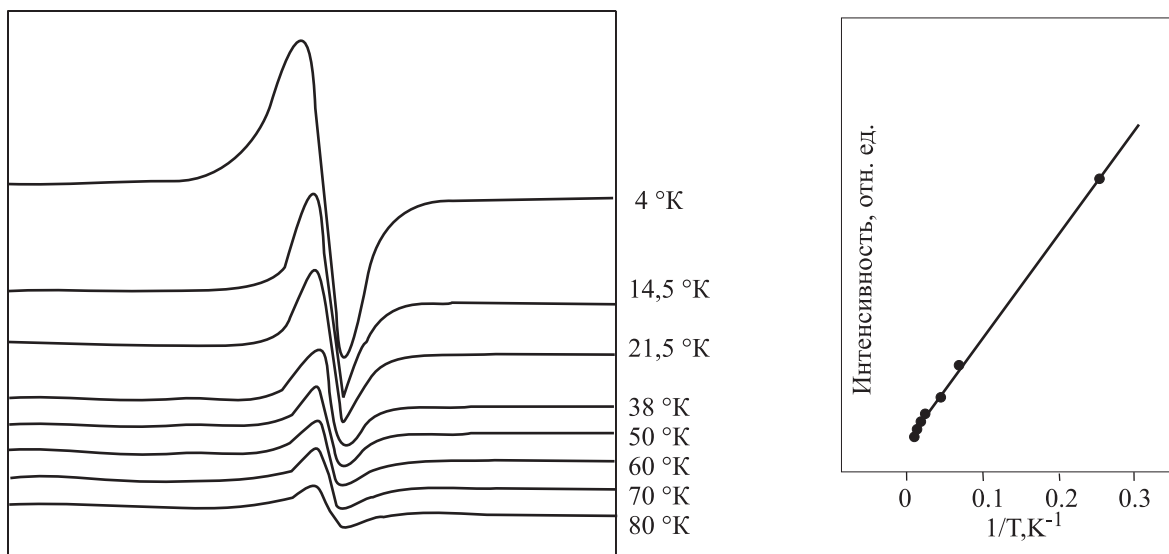
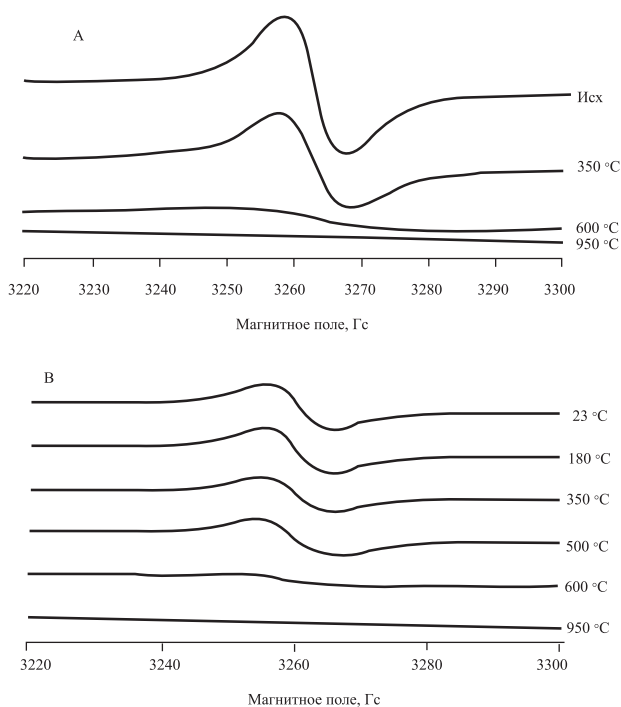
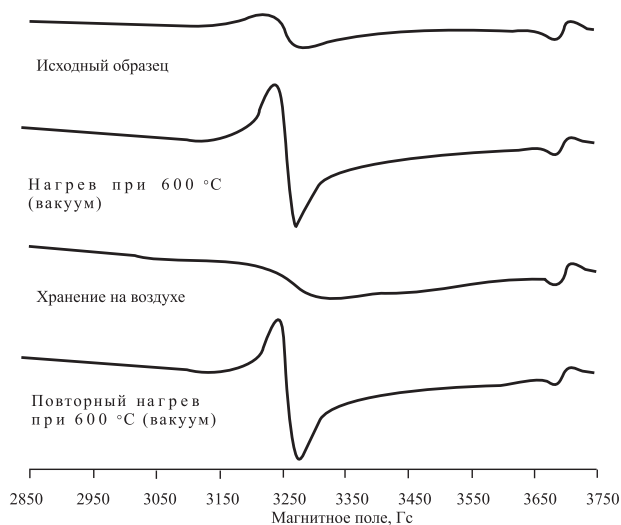


Рис. 2. Температурная зависимость сигнала ЭПР антраксолита (Шуньга)



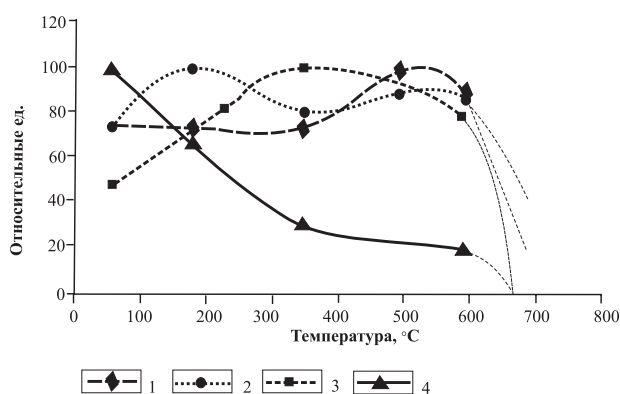
**Рис. 3. Изменения в спектре ЭПР антраколита (Шуньга), вызванные нагревом на воздухе (А) и в аргоне (В)**



**Рис. 4. Влияние обратимой сорбции кислорода в порошковой структуре антраколита на ширину линии ЭПР (Шардонские о-ва)**

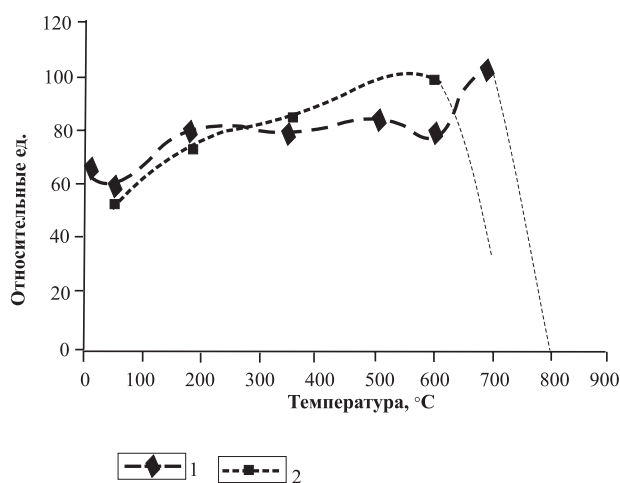
быстро сужается с  $\sim 70$  до  $\sim 17$  Гс уже при комнатной температуре (рис. 7), в то время как в атмосфере аргона минимальная ширина линии  $\sim 23$  Гс достигается только в интервале термообработки 350–500 °С.

По мере нагревания в аргоне образца Зажогинского месторождения на фоне уменьшающегося по интенсивности широкого сигнала с  $g = 2,0024$  и  $\Delta H \sim 57$  Гс появляется дополнительный узкий сигнал (рис. 8) аксиального центра с  $g_{\perp} = 2,0024$ ,  $g_{\parallel} \approx 2,0001$  и  $\Delta H \approx 1,5$  Гс. После нагрева до 600 °С анизотропия данного сигнала вырождается и преобладающей остается узкая изотропная линия ЭПР с  $g = 2,0024$ . При дальнейшем нагреве до 950 °С сигнал радикалов исчезает.



**Рис. 5. Изменение интенсивности сигналов ЭПР в зависимости от температуры термической обработки в вакууме:**

1 – Шуньга, 2 – Максово, 3 – Шардонские о-ва, 4 – Зажогино



**Рис. 6. Изменение интенсивности сигналов ЭПР в зависимости от температуры термической обработки в аргоне:**

1 – Шуньга, 2 – Шардонские о-ва

В низозерском антраколите сигнал свободных радикалов не наблюдается ни при каких режимах обработки. Антраколит из месторождения Максово в большей своей части не дает сигнала ЭПР свободных радикалов. Однако в одном из фрагментов этого образца удалось зафиксировать слабый сигнал с характеристиками, подобными шуньгскому антраколиту. В таблице приведены численные значения измеренных параметров для всех образцов. Для максовского антраколита приведены параметры только для одного из фрагментов, без усреднения по всему образцу.

#### Спектральные характеристики антраколитов

Генетический тип, место отбора образца	Концентрация спинов N, сп/г	Ширина линии $\Delta H$ , Гс
Тектонафтоид, Шуньга	$8,3 \cdot 10^{19}$	7,9
Пиронафтоид, Зажогино	$2,3 \cdot 10^{18}$	9
Пиронафтоид, Максово	$2,5 \cdot 10^{19}$	40–70
Пиронафтоид, Шардонские о-ва	$7 \cdot 10^{19}$	50–80
Пиронафтоид из зоны докембрийского гипергенеза, Низозеро	–	–

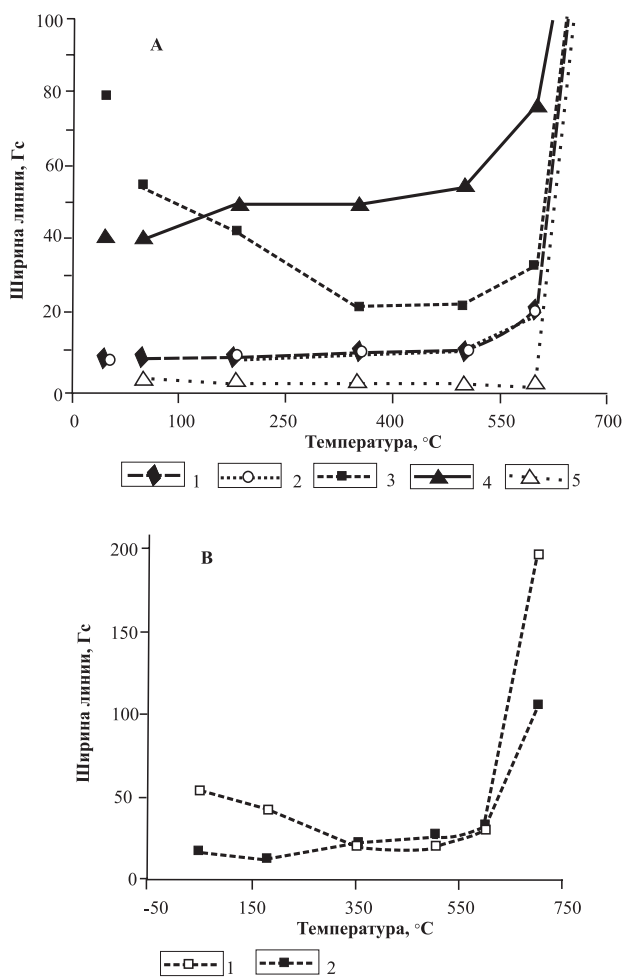


Рис. 7. Изменение ширины линий ЭПР антраксолитов в зависимости от температуры термической обработки в аргоне (А) и влияние атмосферы термообработки на ширину линии углеродного радикала антраксолита Шардонских о-вов (В):

А: 1 – Шуньга, 2 – Максово, 3 – Шардонские о-ва, 4 – Зажогино-1, 5 – Зажогино-2; В: 1 – аргон, 2 – вакуум

Отметим, что после нагрева до 950 °C во всех исследованных образцах, кроме месторождения Шуньга, обнаруживается заметное присутствие окислов железа, дающих характерный спектр с широкой линией в области  $g \approx 2,1$  (рис. 9).

### Обсуждение результатов и выводы

Радикальная природа наблюдаемых сигналов в антраксолитах подтверждается температурной зависимостью интенсивности в области 4–80 К, а также характерной формой линии и величиной  $g$ -фактора. Изотропная лоренцевая форма линии ЭПР характеризует делокализацию неспаренных электронов в пределах кластеров ароматических сеток и усреднение времени взаимодействия электронов с различными локальными полями (Conard, 1984). Исходя из концентрации радикалов и однородности состава шуньгских антраксолитов можно оценить, что один радикал приходится в среднем на ~1000 атомов углерода, а с учетом плотности образцов – на средний

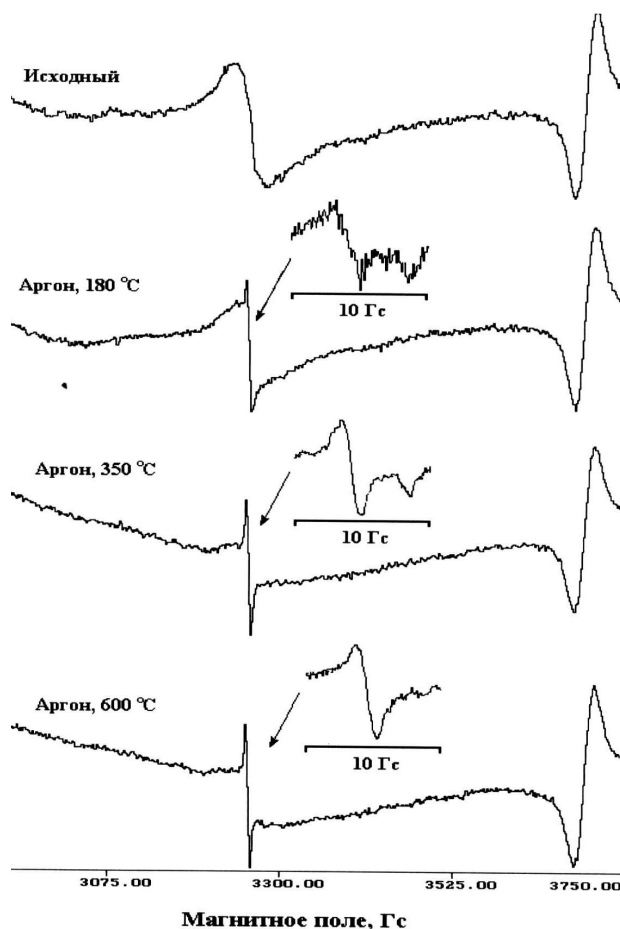


Рис. 8. Появление узкого сигнала в процессе продувки аргонem антраксолита (Зажогино)

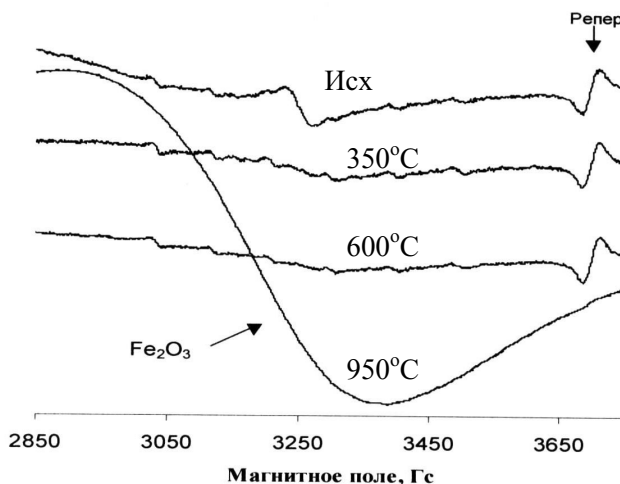


Рис. 9. Изменения в спектре ЭПР, вызванные нагревом антраксолита (Нигозеро)

объем ~100 Å<sup>3</sup>. Данные величины сопоставимы с размерами и числом атомов углерода, образующих глобулы (Холодkevич и др., 1999) и пакеты из плоских сеток (Кучер и др., 2002).

Максимальная концентрация спинов в термально не обработанных высших антраксолитах Карелии равна  $8,3 \cdot 10^{19}$  сп/г (Шуньга) (Касаточкин и др., 1978), при нагревании до 400 и 2800 °C она снижается

соответственно до  $1,6 \cdot 10^{19}$  и  $2,8 \cdot 10^{18}$  сп/г. Изменение N и ΔN начинается при температуре около 250 °С, хотя заметные изменения ΔN существенны лишь при 500 °С. Концентрация спинов в антраксолитах месторождений Шуньга и Чеболакша близка к таковой в ацетиленовой саже, несколько выше по сравнению с коксами, полученными из асфальтена при температуре 460 °С, и значительно больше, чем у метаантрацитов и графитов. Форма сигнала ЭПР, величина N и ΔN свидетельствуют о невысокой степени упорядоченности молекулярной структуры антраксолитов, о присутствии разных типов делокализации электронов и о существовании вакансий в структуре.

Регистрируемый при нагреве в бескислородной среде узкий анизотропный сигнал ЭПР зажогинского антраксолита может быть связан с локализацией неспаренных электронов в приповерхностных участках графитоподобных пакетов на стадии сближения и слияния соседних пакетов либо с существованием изолированных сеток поликонденсированных ароматических колец (Недошивин и др., 1967), дефекты которых должны обладать анизотропным g-фактором благодаря отсутствию обменного эффекта.

В работе В. И. Касаточкина и др. (1978) сообщается о непрерывном изменении наблюдаемой интенсивности сигнала ЭПР, закономерно связанном с температурой термической обработки шуньгского антраксолита, с минимумами при 600–800, 1100–1400, 1800–2200 и выше 2500 °С. Однако в наших экспериментах с использованием различных атмосфер для всех исследованных антраксолитов наблюдалось полное термическое разрушение радикалов при нагреве в интервале 600–1050 °С, что является индикатором завершения определенного типа перестройки химических связей. Возможно, что ненулевая интенсивность сигналов ЭПР, наблюдаемая в работе В. И. Касаточкина и др. (1978) при этих же температурах отжига, связана с новообразованием радикалов другой природы: за счет частичного окисления после смены инертной атмосферы термообработки на воздушную, при которой проводилась регистрация спектров. Следует отметить, что существование трех разделенных температурных областей генерации радикалов в высокоуглеродистых веществах с развитой системой полисопряженных связей было зафиксировано в работе Ю. Н. Недошивина и В. И. Касаточкина (1967).

Полученные результаты позволили выявить существенную разницу в спектрах ЭПР между антрак-

солитами-тектонафтоидами (Шуньга) и пиронафтоидами, мигрировавшими в составе гидротермальных растворов (антраксолиты месторождений Максово, Зажогинно и Шардонских островов). Концентрация свободных радикалов в антраксолитах месторождения Шуньга, видимо, близка к максимальной: равновесие между образованием и разрушением радикалов сохраняется при нагревании на воздухе до температур 600 °С включительно, термоокислительному разрушению радикалов препятствует преимущественно закрытая система пор. В антраксолитах Зажогинского месторождения и Шардонских островов процессы разрушения свободных радикалов преобладают над процессами их образования уже при незначительном нагревании на воздухе за счет агрессивного влияния кислорода, заполняющего развитую систему открытых пор. Наиболее развита система открытых пор в антраксолите Шардонских островов.

Отсутствие свободных радикалов в большей части измеренных препаратов антраксолитов месторождения Максово позволяет допустить, что процессы формирования молекулярной структуры с их участием полностью завершены в них. Наличие фрагментов образца с заметной концентрацией радикалов (Максово) указывает на то, что неравномерная по объему рекомбинация радикалов в этом антраксолите связана, по-видимому, с действием кислорода (химическая сорбция) или растворенных форм железа в результате окислительно-восстановительной реакции:  $R^- + Fe^{3+} \rightarrow R^0 + Fe^{2+}$  на шунгитовой стадии углефикации битумов.

Битумы, испытанные в докембрии воздействию гипергенных факторов (окисление) и насыщенные при перерождении терригенным (посторонним) минеральным веществом, не являются хорошим объектом для исследования молекулярной структуры высших антраксолитов методом ЭПР.

Особо следует отметить подобие поведения ЭПР-спектров антраксолита и шунгитоносной породы (шунгита) месторождения Шуньга: в спектре шунгита линия антраксолита сохраняет исходную ширину (~8 Гс) и интенсивность даже после прогрева при 600 °С. Это является дополнительным фактом для подтверждения генетической тождественности шунгитового вещества породы и антраксолита.

Авторы выражают благодарность Д. Г. Звереву (КГУ) за измерение спектров ЭПР при низких температурах и Э. А. Королеву (КГУ) за рентгенографические измерения образцов.

## ЛИТЕРАТУРА

Гарифьянов Н. С., Козырев Б. М. Парамагнитный резонанс в антраците и других содержащих углерод веществах // ЖЭТФ. 1956. № 2. С. 272–276.

Ильясов А. В. Определение содержания ванадия в нефтях и нефтепродуктах методом ЭПР // Химия и технология топлив и масел. 1962. Т. 59. С. 63–67.

Касаточкин В. И., Элизен В. М., Мельниченко В. М. и др. Субмикрпористая структура шунгита // Химия твердого топлива. 1978. № 3. С. 17–21.

Кучер Е. В., Фофанов А. Д., Никитина Е. А. Компьютерное моделирование атомной структуры углеродной составляющей шунгита различных месторождений // Электронный журнал «Исследовано в России», <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2002/102.pdf>.

Недошивин Ю. Н., Касаточкин В. И. О природе спин-центров в высокоуглеродистых веществах с развитой системой полисопряженных связей // Радиоспектроскопия твердого тела. М., 1967. С. 435–439.

Фиалков А. С. Углерод, межслоевые соединения и комплексы на его основе. М., 1997. 718 с.

Холодкевич С. В., Березкин В. И., Давыдов В. Ю. Особенности структуры и температурная стойкость шунгитового углерода к графитации // Физика твердого тела. 1999. Т. 41, вып. 8. С. 1412–1415.

Beny C., Jehlicka J. Application of the Raman microspectrometry to study natural carbonaceous matter. An example of Kerogens and antraxolites // Bull. Geol. sur. Prague. 1991. Vol. 66, N 1. P. 1–12.

Conard J. E.P.R. in fossil carbonaceous materials // Magnetic Resonance. Introduction, Eds.: L. Petrakis and J. P. Fraissard. Hingham, 1984. P. 441–459.

Dyson F. J. Electron Spin Resonance Absorption in Metals // Phys. Rev. 1955. Vol. 98. P. 349.

Gomberg M. J. An instance of trivalent carbon; triphenylmethyl // Am. Chem. Soc. 1900. Vol. 22. P. 757.

Ingram D. J. E., Tapley J. G., Jackson R. et al. Paramagnetic resonance in carbonaceous solids // Nature. 1954. Vol. 174. P. 797–798.

Khavari-Khorosani G., Murchison D. G. The nature of Karelian shungite // Chemical Geology. 1979. Vol. 26, N 1/2. P. 165–182.

Kovalevski V. V., Buseck P. R., Cowley J. M. Comparison of carbon in shungite rocks to other natural carbons: An X-ray and TEM study // Carbon. 2001. 39. P. 243–256.

Petit P., Jougelet E., Fisher J. E. et al. Electron spin resonance and microwave resistivity of single-wall carbon nanotubes // Phys. Rev. B. 1997. Vol. 56, N 15. P. 9275–9278.

Qin Kuangzong. Kerogen carbon aromaticity – its determination and significance // J. of southeast Asian Earth sciences. 1991. Vol. 1, N 1/4. P. 81–86.

Saraceno A. J., Fanale D. T., Coggeshall N. D. An electron paramagnetic resonance investigation of vanadium in petroleum oils // Analyt. Chem. 1961. Vol. 33 (4). P. 500–505.

Б. Н. Клабуков

## ВЛИЯНИЕ ВМЕЩАЮЩЕЙ СРЕДЫ НА СТРУКТУРУ И ИНТЕНСИВНОСТЬ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ, ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ПРИ КАРТИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ШУНГИТОНОСНЫХ ПОРОД

### Введение

Совместное рассмотрение материалов геофизических съемок на месторождениях шунгитоносных пород (ШП) указывает на существование значительных вариаций геофизических данных от участка к участку. Вариации могут быть связаны с двумя основными причинами: первая – это корреляция аномальных геофизических данных с величиной концентрации шунгитового вещества в различных залежах. Эта часть вариаций геофизических данных является основой картирования залежей шунгитоносных пород геофизическими методами. Вторая – влияние вмещающей среды, сложенной четвертичными отложениями, а также докембрийским осадочно-вулканогенным комплексом пород, на интенсивность некоторых геофизических полей, фиксируемых над шунгитовыми месторождениями. Покровные отложения приводят к затуханию поля. Величина этого затухания зависит как от их мощности, так и от их петрофизической характеристики. Четвертичные отложения (как правило, глинистые и песчано-обломочные) обладают низкой плотностью, пониженными скоростями распространения упругих волн, изменчивой и невысокой намагниченностью, широким спектром удельных электрических сопротивлений. Покровные (коренные) осадочные отложения, особенно глинистые и песчано-обломочные, характеризуются теми же физическими свойствами, что и четвертичные. У скальных осадочных пород выше плотность и электрическое сопротивление. Вулканогенные породы отличаются повышенным сопротивлением и намагниченностью. Представляет практический интерес оценка величины этих вариаций и возможность их разделения на полезную компоненту и помехи. С этой целью приводятся осредненные геофизические параметры и их трансформанты для ряда наиболее изученных, но имеющих разное геологическое строение залежей ШП. Необходимо отметить, что при анализе геофизических данных не учитывались многие детали геологического строения участков, так как полагалось, что максимум вариаций геофизических параметров связан не с ними, а с наличием или отсутствием покровной толщи.

### Экспериментальные данные и их вариации

Принципиальное существование колебаний аномальных геофизических данных, связанных с влиянием осадочного чехла, может быть установлено путем сравнения осредненных геофизических параметров различных залежей, на которых проведены геофизические исследования. Эти сведения могут быть получены из работы (Клабуков, 2002), где сравнивались геофизические параметры как обнаженных, так и полностью закрытых залежей. Результаты осреднения этих геофизических данных двух групп залежей приводятся в табл. 1.

*Электрическое поле.* Средние значения  $\rho_k$  над открытыми залежами лежат в пределах (4÷67) Ом · м, а для закрытых четвертичными отложениями эта величина достигает 76 Ом · м. Над такими залежами, как Тетюгино и Мироновская,  $\rho_k$  составляет (200÷350) Ом · м, что почти на порядок превышает средний уровень этого геофизического параметра.

Геофизические параметры представлены также в относительных единицах, что позволяет сравнивать интенсивность различных геофизических методов, данные которых измеряются в разных величинах (в нашем случае: в мВ, нТл и Ом · м). Для корректного сравнения геофизических параметров они нормализуются. Комплексный коэффициент (А%) отражает обе части вариаций геофизических параметров, связанных как с шунгитоносностью, так и с затуханием полей.

Таблица 1  
Осредненные геофизические характеристики  
шунгитовых залежей Толвуйской синклинали, %

Участок	Геологическая характеристика	АДУ	АДТ	А $\rho_k$	А
Лебещина	Обнажен.	57	46	100	26
Максово	Обнажен.	56	92	100	51
Подсосонье	Обнажен.	56	89	88	44
Мироновский	Закрытая	40	54	20	4
Толвуйский бор	Закрытая	38	74	94	26
Калей	Закрытая	37	100	84	31
Карнаволок	Обнажен.	35	86	100	30
Красная горка	Закрытая	31	19	100	6
Домашний	Закрытая	29	72	86	18
Тетюгино	Закрытая	26	70	38	7



Параметры  $\Delta T$  и  $\rho_k$  определялись в пределах аномальных зон естественного электрического поля. Последовательность расположения названия залежей в табл. 1 соответствует убыванию параметра  $\Delta U$ .

Можно заметить, что для  $\rho_k$  и  $\Delta U$  хорошо проявляется зависимость интенсивности от того, обнажена залежь или закрыта. Менее очевидна такая связь с параметром  $\Delta T$  (табл. 2).

Достаточно надежно просматривается затухание всех полей при появлении над залежами четвертичного чехла. Наибольшие затухания характерны для поля  $\rho_k$ , что подтверждается резким (до нескольких порядков) изменением кажущегося электрического сопротивления шунгитов и максовитов, а также перекрывающих четвертичных отложений.

Таблица 2  
Затухание геофизических полей, %

Геофизический параметр	Залежь		Затухание геофизических полей
	Обнажен.	Закрытая	
$\Delta U$	51	34	17
$\Delta T$	78	65	13
$\rho_k$	97	67	30

*Магнитная характеристика залежей шунгитовых пород.* Магнитное поле затухает слабее, чем остальные поля. Видимо, приращение  $\Delta T$  связано больше с подстилающими породами, чем с покровом. Сам эффект затухания магнитного поля можно объяснить тем, что слой диамагнитных ШП хотя и не создает дополнительной намагниченности, зато удаляет источник магнитного поля от дневной поверхности на величину мощности этого слоя. Мощность же покрова рыхлых отложений, а тем более скальных имеет ненулевую намагниченность. Эта конечная величина намагниченности и является той добавкой, которая увеличивает интенсивность поля при наличии слоя покровных пород. На большинстве закрытых залежей ШП аномальное магнитное поле находится в положительной связи с ЕП (рис. 1, табл. 1). Это хорошо видно при сравнении средних значений  $\Delta T$  в аномальных и фоновых зонах  $\Delta U$ . Средние значения  $\Delta T$  в аномальных зонах сдвинуты в сторону отрицательного поля по сравнению со средними значениями  $\Delta T$  в фоновых зонах. Это подтверждает возможность использования магнитного поля для картирования высокоуглеродистых пород в большинстве случаев, когда затухание поля от покрывающего слоя невелико. Соотношение интенсивности магнитного поля ( $\Delta T$ ) аномальных и фоновых участков меняется в зависимости от содержания ШВ в самой залежи и во вмещающей среде. Существуют и другие причины, которые нарушают данные соотношения. В качестве одной из них рассматривается влияние габбро-долеритов на распределение поля  $\Delta T$  залежи. Присутствие последних на контакте с ШП резко увеличивает интегральное магнитное поле и тем самым компенсирует диамагнитные свойства ШВ, картировочные возможности магнитного метода при этом, естественно, уменьшаются. В качестве другой причины следует рассмотреть совместное влияние таких процессов, как тектоника и метасоматоз, являющихся источниками появления ферромагнитных минералов, что в свою очередь приводит к

увеличению намагниченности ШП, слагающих залежи. Влияние на интенсивность поля  $\Delta T$  в зонах развития залежей ШП может быть связано также с перекрывающим чехлом и затуханием в нем магнитного поля. В количественной форме реальные соотношения поля  $\Delta T$  залежей и вмещающей их среды можно наблюдать по результатам осредненных параметров поля  $\Delta T$  над участками развития известных залежей и вмещающих их пород. Следует отметить, что залежи ШП изучены крайне неоднородно, что значительно осложняет проведение сравнительного анализа. Выход, на наш взгляд, лежит в использовании ограниченного количества геофизического материала, но имеющегося для всех залежей ШП. В качестве таких материалов разумно использовать данные по естественному электрическому полю (ЕП,  $\Delta U$ ) и интенсивность  $\Delta T$  в аномальных и фоновых зонах  $\Delta U$ . Осредненные значения нормального ( $\Delta T_f$ ) и аномального ( $\Delta T_a$ ) полей и их разница ( $\Delta T_a - \Delta T_f$ ) приведены в табл. 3. Величина  $\Delta T_a - \Delta T_f$  имеет знак минус, подтверждая существование диамагнитного источника почти для всех исследуемых участков. Только для участка Мироновский разница  $\Delta T_a - \Delta T_f$  имеет положительное значение. Разность  $\Delta T_a - \Delta T_f$  участков меняется от единиц ( $-5$  для Тетюгино) до нескольких десятков ( $-60$  для Загогино) нТл, предполагая возможное существование отрицательной корреляции между  $\Delta U$  и  $\Delta T$ . Например, корреляция средних значений интенсивности аномалий  $\Delta U$  и  $\Delta T$  на участке Домашний высокая ( $r_{UT} = 0,86$ ), что свидетельствует об отсутствии влияния габбро-долеритов, тогда как на участке Лебещина  $r_{UT} = 0,02$ . Влияние сильное. Отсутствие такой корреляции, в связи с изложенным, однозначно указывает на существование других причин изменения интенсивности поля  $\Delta T$ , кроме диамагнитности ШВ.

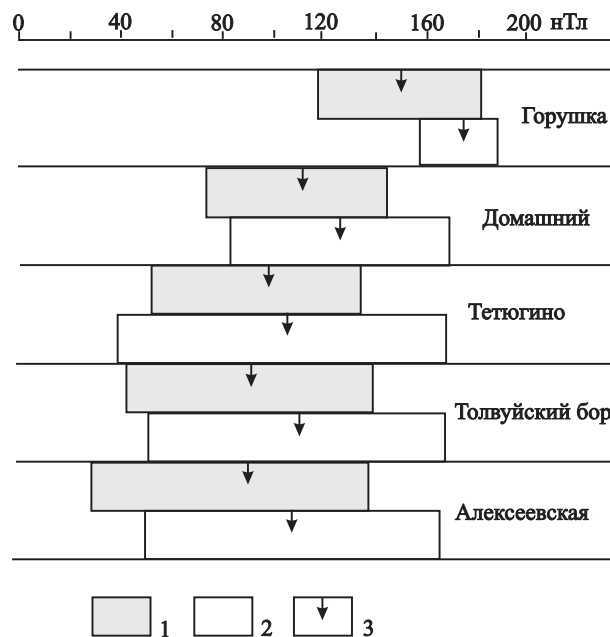


Рис. 1. Распределение поля  $\Delta T$  в 65% доверительных интервалах в аномальных (1) и фоновых (2) зонах  $\Delta U$ . 3 – средняя величина интенсивности поля  $\Delta T$

Таблица 3  
Аномальный магнитный эффект  
на участках развития максвитов

Участок	$\Delta T_a$	$\Delta T_{\phi}$	$\Delta T_a - \Delta T_{\phi}$
Мироновский вост.	171	66	105
Мироновский зап.	164	162	2
Малое Царево	123	126	-3
Тетюгино	100	105	-5
Калей	-108	-102	-6
Подсосонье	13	20	-7
Домашний	120	130	-10
Максово	-31	-18	-13
Шуньга	-46	-39	-16
Лебещина сев.	180	200	-20
Алексеевский	90	110	-20
Толвуйский бор	90	110	-20
Горущка	150	180	-30
Лебещина южн.	297	350	-53
Зажигоно	200	260	-60

При наличии в покровной среде габбро-долеритов положительные корреляционные связи ЕП с полем  $\Delta T$  нарушаются. Пример такого нарушения связи показан ниже, при сравнении аномальных зон участка Мироновский (рис. 2). Более интенсивное положительное поле восточной зоны в сравнении с западной, с одной стороны, хорошо объясняется присутствием габбро-долеритов, а с другой – противоречит увеличению  $\Delta U$ .

Изучая физические поля в области развития залежей ШП, мы фактически получаем физико-математические характеристики вмещающей среды и продуктивной толщи. К ним могут быть отнесены традиционные характеристики, например уровни физических полей и локальных аномалий, и редко используемые, такие, как изменения полей по вертикали –  $DF/DZ$  и горизонтали –  $DF/DX$ , а также статистические параметры. На участке Домашний (рис. 3) приведены

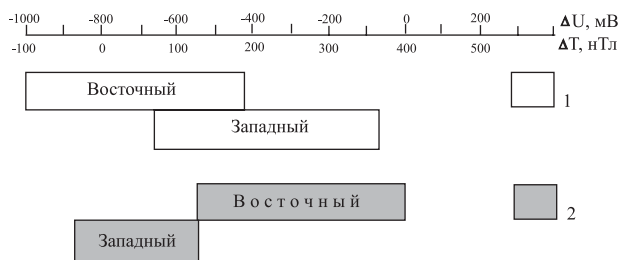


Рис. 2. Распределение  $\Delta U$  и  $\Delta T$  в 65% доверительных интервалах в западной и восточной аномальных зонах участка Мироновский:

1 –  $\Delta U$ , 2 –  $\Delta T$

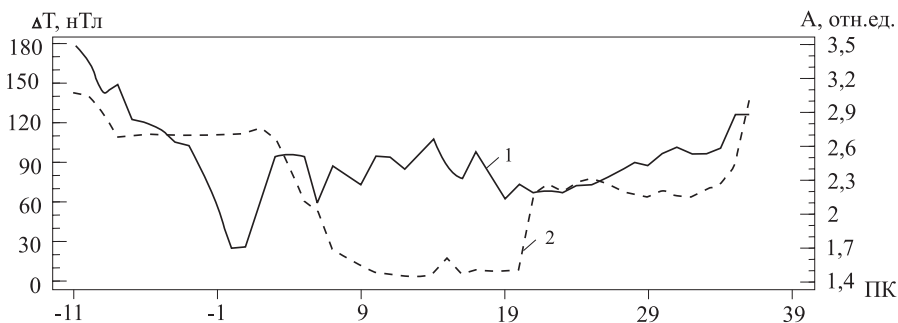


Рис. 3. Графики магнитного поля  $\Delta T$  (1) и его трансформанты (2) на участке геофизических работ Домашний

графики магнитного поля  $\Delta T$  и рассчитанной по нему суммы физико-математических параметров.

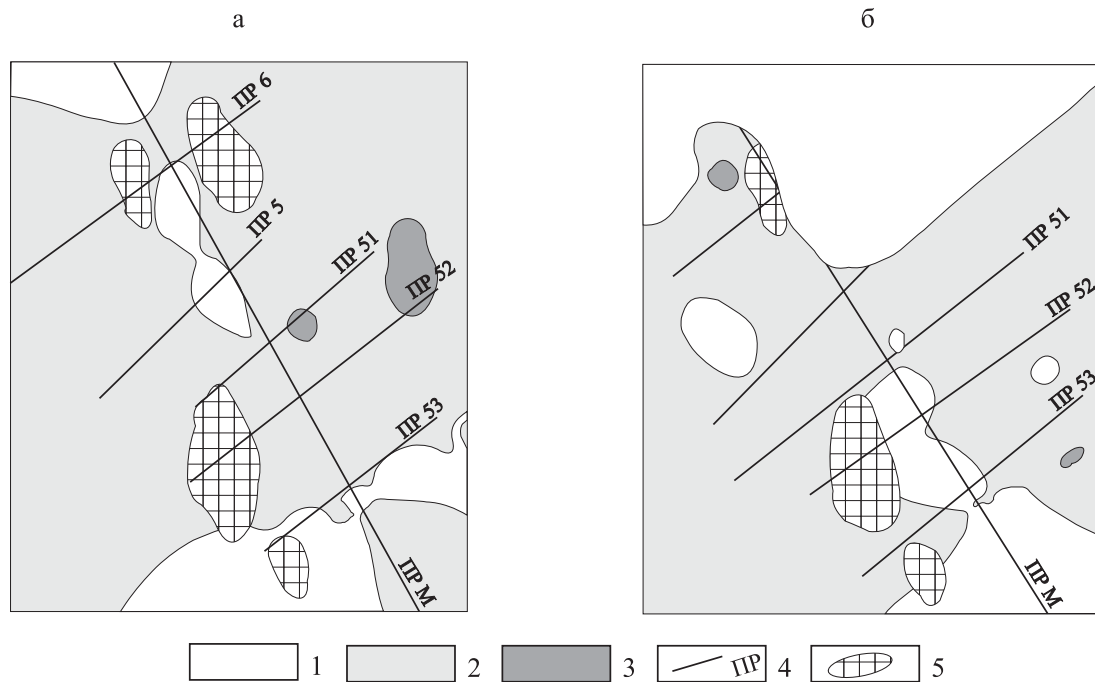
Сравнение графиков свидетельствует о значительно большей чувствительности трансформанты к неоднородностям геологической среды, чем самого поля. Этот факт свидетельствует о возможности получения более полной информации о разрезе.

Если наряду с интенсивностью проявления картировочного признака в рядовой точке сети наблюдений использовать в целях картирования характеристики его изменчивости вокруг этой точки или в пункте наблюдений, образованных множеством таких точек, то классификацию территории по геофизической контрастности можно наполнить более конкретным (информационным) содержанием. Для этой цели можно использовать в качестве комплексного параметра сумму или произведение статистических параметров, предварительно преобразованных в относительные единицы. Технология получения такой информации может быть реализована с помощью программных средств, адаптированных к среде «Паскаль».

В качестве примера приводим данные, полученные для участка Толвуйский бор. Магнитное поле участка (рис. 4, а) слабо дифференцировано, корреляция его с данными  $\Delta U$  слабая. Нами по данным поля  $\Delta T$  рассчитан комплексный статистический параметр, представляющий собой сумму среднего, среднеквадратичного разброса, асимметрии и эксцесса (рис. 4, б). Радиус окна для расчета статистических параметров составляет 14 дискретных значений, закрепленных в узле сетки. Можно видеть более дифференцируемую картину распределения нового параметра, интенсивность и изменчивость которого значительно выше, в области аномалий  $\Delta U$ . Это означает, что магнитное поле несет более полную информацию о присутствии высокоуглеродистых шунгитоносных пород, чем мы ее получаем, но чувствительность метода мала и часть информации теряется. Привлечение к интерпретации статистических данных эту чувствительность увеличивает.

Количественные результаты увеличения чувствительности параметра  $St$  в сравнении с  $\Delta T$  представлены в табл. 4 и на рис. 5. Выводы, следующие из анализа статистических данных, позволяют утверждать: параметр  $St$  лучше коррелирует с аномальным полем  $\Delta U$ , чем параметр  $\Delta T$ , при высокой интенсивности магнитного поля. При магнитных полях слабой интенсивности эффективность параметра  $St$  резко падает.

Таким образом, реализован способ увеличения эффективности магниторазведки при картировании высокоуглеродистых шунгитоносных пород.



**Рис. 4. Использование статистики в картировании магнетитов на участке Толвуйский бор:**

а – магнитное поле, нТл: 1 – (10±100), 2 – (100±200), 3 – >200; б – распределение суммы статистических параметров, от. ед.: 1 – (1±2), 2 – (2±3), 3 – >3; 4 – геофизические профили; 5 – аномалии ΔU

Эффект затухания естественного электрического поля, связанный с четвертичным покровом, может объясняться по-разному в зависимости от природы этого поля. Если принять в качестве природы ЕП на месторождениях ШП гипотезу инертного проводника, то в этом случае ЕП будет зависеть, кроме прочих условий, также от продольной проводимости (S) покрова рыхлых отложений. Чем ниже S, тем меньше величина потенциала. Так как  $S = H/\rho$ , где H – мощность, а ρ – удельное электрическое сопротивление осадков, то в конечном итоге затухание естественного потенциала будет зависеть от мощности осадков при их неизменном ρ или наоборот. Сопротивление осадков, как правило, больше, чем самой залежи.

В составе рыхлых отложений обычно много слабо проводящих компонентов (песок, галька и др.), которые понижают величину S. Кроме того, даже наличие шунгитового материала в разрезе четвертичного чехла не обеспечивает сравнимой с коренными ШП

проводимости из-за отсутствия сквозных проводящих каналов, так как проводящие элементы разделены непроводящими.

Влияние покровной среды на величину геофизической характеристики залежи можно исследовать также на примере двух разных по интенсивности аномальных зон участка Мироновский (табл. 5, рис. 2). Среднее значение ΔU восточной аномальной зоны почти в два раза превышает аналогичный параметр западной зоны. Что касается средних значений поля ΔT, то они для рассматриваемых зон находятся в обратных соотношениях в сравнении со средними значениями ЕП. Повышенное, почти на порядок, среднее значение поля ΔT на восточном участке легко может быть объяснено наличием в разрезе закартированных здесь покровов габбро-долеритов. Однако увеличение интенсивности поля ΔU, совпадающее с присутствием покрывающего слоя основных пород, видимо, находится в сложной зависимости от причин, пока не

Таблица 4

**Статистические параметры естественных электрического и магнитного полей**

Корреляция, r				Участок	Stat поля	N	min	max	$\bar{\chi}$	ε	A	E
Участок	Аномалия	Фон	Корреляция, r									
Участок Мироновский	Аномалия	Фон	ΔU <sub>c</sub> ΔT	ΔU <sub>ан</sub>	152	-1160	-601	-858	157	-0,07	-1,12	
			ΔU <sub>c</sub> St	ΔT <sub>ан</sub>	150	-4	696	207	147	0,71	0,57	
			ΔT <sub>c</sub> St	ΔT <sub>ан</sub> St	109	1,65	3,09	2,3	0,70	0,88	-0,20	
	Фон	Фон	ΔU <sub>c</sub> ΔT	ΔU <sub>ф</sub>	388	-576	37	-198	162	-0,53	-0,81	
			ΔU <sub>c</sub> St	ΔT <sub>ф</sub>	388	-78	476	156	112	0,35	-0,29	
			ΔT <sub>c</sub> St	ΔT <sub>ф</sub> St	388	0,26	3,42	2,12	0,58	-0,09	0,01	
Участок Толвуйский бор	Аномалия	Фон	ΔU <sub>c</sub> ΔT	ΔU <sub>ан</sub>	37	-1071	-609	-755	129	-0,81	-0,53	
			ΔU <sub>c</sub> St	ΔT <sub>ан</sub>	37	45	180	121	46	-0,53	-1,38	
			ΔT <sub>c</sub> St	ΔT <sub>ан</sub> St	22	1,59	2,70	1,87	0,22	2,75	10,08	
	Фон	Фон	ΔU <sub>c</sub> ΔT	ΔU <sub>ф</sub>	127	-558	18	-127	172	-1,02	0,42	
			ΔU <sub>c</sub> St	ΔT <sub>ф</sub>	127	19	226	118	51	0,17	-1,03	
			ΔT <sub>c</sub> St	ΔT <sub>ф</sub> St	127	0,10	2,94	1,84	0,60	0,66	0,24	

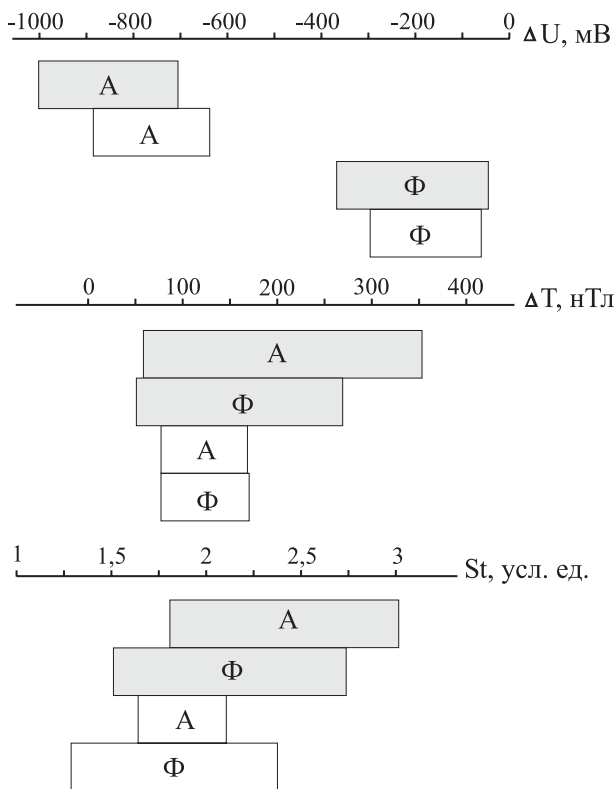


Рис. 5. Распределение  $\Delta U$ ,  $\Delta T$  и  $St$  в аномальных (А) и фоновых (Ф) участках Мироновской (заштрихованные области) и Толвуйской залежи шунгитоносных пород

установленных. Можно лишь предположить, что эти причины связаны с природой ЕП на залежах шунгитов и максовитов.

*О возможной природе ЕП.* Согласно А. С. Семенову (1980), угли и графит, не содержащие большого количества сульфидов, можно рассматривать как инертные электроды. Туда же с некоторыми допущениями можно отнести шунгиты и максовиты. Рассмотрим шунгитовую залежь в первом приближении как кислородный элемент. Окислительно-восстановительный потенциал  $E_h$  вод линейно зависит от концентрации кислорода. По А. В. Щербакову (1956), разность  $E_h$  может составить 1,0–1,05 В. При рН воды в верхних горизонтах 4–5 разность  $E_h$  увеличивается до 1,2 В. Эти значения находятся в соответствии с интенсивностью ЕП на месторождениях шунгитов и максовитов.

Интенсивность  $\Delta U$  может быть связана не только с удельным электрическим сопротивлением самой залежи, что наиболее часто имеет место на месторождениях ШП, но и с сопротивлением подстилающего и покрывающего залежь слоев. Моделирование позволяет сделать ряд важных выводов: поляризованный проводник, характеризующийся достаточно большим дипольным моментом, чтобы создать интенсивную аномалию в однородной среде, может быть отмечен слабой аномалией или совсем не зафиксирован, если под ним будет залегать слой высокого сопротивления; при одном и том же дипольном моменте наибольшая по интенсивности аномалия  $\Delta U$  будет в случае присутствия плохо проводящего покрывающего слоя (аномалия  $\Delta U$  может быть почти

Таблица 5

Соотношение средних геофизических характеристик на участке Мироновский

Аномальная зона $\Delta U$	$\Delta U$			$\Delta T$		
	$\bar{X}$	$\epsilon$	n	$\bar{X}$	n	$\epsilon$
Западная	-358	275	54	27	55	69
Восточная	-704	289	82	261	100	143

в 2 раза больше  $\Delta U_0$ ) и подстилающего слоя низкого сопротивления с тем же эффектом возрастания  $\Delta U$ . Все аномалии над обнаженными залежами из-за высокой проводимости их верхней части должны быть, как правило, большей интенсивности, чем аномалии над закрытыми залежами при одинаковом дипольном моменте (табл. 1).

В эпицентральной области значение потенциала в присутствии покрывающего слоя высокого сопротивления может превосходить значение потенциала в однородной среде, но не более чем в 2 раза.

*Результаты количественной интерпретации данных естественного электрического поля на шунгитовых залежах Толвуйской синклинали.* Практическая технология решения обратной задачи приведена в работе А. С. Семенова (1980). В процессе интерпретации можно определить эпицентр аномалии, глубину залежания центра тела, а при некоторых упрощениях и его размеры. Модель залежи в первом приближении можно считать вертикальным диполем, поле которого эквивалентно полю поляризованной сферы. Существенное значение имеет знание величины  $E_0$  – контактной разности потенциалов на границе залежи и вмещающей среды. В практических условиях эта величина меняется в широких пределах, резко ограничивая возможность корректной интерпретации. Величину  $E_0$  можно попытаться определить по измерениям в скважине, если получены результаты по методу электродных потенциалов, скважинного варианта ЕП или измерений по методу ПС. Кроме того,  $E_0$  можно оценить по результатам разведки, когда известно положение тела во вмещающих породах. Оценка величины  $E_0$  проведена с учетом равенства параметров  $Z_0$  и  $a_0$  на участке Лебешина в связи с обнаженностью залежи, а также с использованием формулы  $h = Z_0 - a_0$ , где  $h$  – мощность четвертичных отложений, известная на участках Калей и Мироновский (табл. 6). Параметры  $U_{\min}$  и  $E_0$  достаточно тесно связаны между собой. Величина коэффициента парной корреляции – (0,95), что позволяет применить для расчета  $E_0$  эмпирическую формулу:

$$E_0 = -7,76 + 0,53 \cdot U_{\min}.$$

Погрешность расчета по этой формуле не превышает 4%. Из табл. 5 следует, что средний радиус и глубина до центра поляризованных тел в западной и восточной частях участка Мироновский примерно одинаковы, в то же время интенсивность ЕП на восточном участке явно больше, чем на западном (примерно, в 1,5 раза). Таким образом, одинаковые по размерам тела шунгитов и максовитов могут выделяться в поле ЕП по-разному. Учитывая возможное существование в верхней части разреза восточной аномальной зоны покрова габбро-долеритов, с практической точки зрения следует отдать предпочтение западному объекту, несмотря на меньшую интенсивность  $\Delta U_{\min}$ . Критерием отбора участков может служить также величина поля  $\Delta T$ . На

Таблица 6  
**Результаты интерпретации аномалий ЕП**

Координаты аномалий	$U_{\min}$ , мВ	q, м	$Z_0$ , м	P	$E_0$ , мВ	a, м
Лебещина, ПР9/5	450	100	65	190 125	225	65
Лебещина, ПР3/50	960	62	40	1 536 000	480	40
Лебещина, ПР3/62	950	74	48	2 188 800	475	48
Лебещина, стр.32/50	980	44	29	824 180	490	29
Лебещина, стр.32/63	920	140	91	7 618 520	460	91
Калей, ПР3/58	900	140	91	7 452 900	582	80
Мироновский, ПРМ/69	850	352	229	44 574 850	433	227
Мироновский, ПРМ/31	580	120	78	3 528 720	305	76
Мироновский, ПРМ/104	650	168	109	7 722 650	337	107
Мироновский, ПР2/-28	1000	176	114	12 996 000	518	112
Мироновский, ПР2/-2	1030	160	104	11 356 800	546	102
Мироновский, ПР2/16	1080	360	234	62 969 400	585	232
Мироновский, ПР2/38	1020	180	117	13 962 780	528	115

Примечание.  $U_{\min}$  – аномальное (минимальное) значение потенциала ЕП, q – ширина аномалии на уровне  $U_{\min}/2$ ,  $Z_0$  – глубина до центра сферы, P – дипольный момент,  $E_0$  – контактная разность потенциалов, a – радиус сферы.

восточном участке она завышена почти на порядок, что с большой вероятностью соответствует присутствию в верхней части разреза покровов основных пород.

### Выводы

Анализ геофизических полей подтверждает возможность использования магнитного поля для картирования высокоуглеродистых пород в большинстве случаев, когда затухание поля от вмещающей среды невелико. В других случаях следует использовать статистическую трансформанту магнитного поля St, которая более чувствительна к неоднородностям геологической среды, чем само поле. Параметр St лучше коррелирует с аномальным полем  $\Delta U$ , чем параметр  $\Delta T$ , при высокой интенсивности магнитного поля, т. е. как раз там, где в разрезе присутствуют габбро-долериты, нарушающие корреляцию полей. Влияние покрывающего слоя на интенсивность геофизических полей зависит не только от его мощности, но и от состава слагающих пород. При наличии в покрывающем слое основных пород положительные связи ЕП с полем  $\Delta T$  нарушаются, что следует иметь в виду при интерпретации геофизических данных, полученных при картировании залежей шунгитов и маковитов.

По результатам моделирования можно предположить, что при наличии плохо проводящего слоя габбро-долеритов, находящегося выше по разрезу проводящих шунгитов, интенсивность  $\Delta U$  над последними может быть увеличена до двух раз, что и наблюдаем на практике (рис. 2, табл. 4). С другой стороны, скачок  $\Delta U$  может быть обеспечен соответствующим ростом мощности продуктивной толщи, например, при уменьшении уровня эрозионного среза. Если это так, то геологическая интерпретация подобных данных в условиях тотальной закрытости становится неоднозначной. Сходные геофизические параметры помимо участка Мироновский характерны для участка Тетюгино (табл. 1). Если несоответствие геофизических параметров для такого участка – результат аномальной мощности продуктивной толщи, такие объекты могут иметь значительный практический интерес для дальнейшего изучения.

Параметры продуктивной толщи зависят от параметров слоев выше и ниже ее. Их изменения должны быть изучены и учтены. Практическая технология, которая может быть использована для этих целей, – проблема будущих геофизических исследований в области как инструментального получения данных, так и их интерпретации.

### ЛИТЕРАТУРА

Клабуков Б. Н. Геофизическая характеристика шунгитоносных структур людиковия Карелии и ее практические результаты // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Ч. I. Екатеринбург, 2002. С. 194–198.

Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Л., 1980. 446 с.

Щербаков А. В. Геохимические критерии окислительно-восстановительных обстановок в подземной гидросфере // Сов. геология. 1956. Сб. 56. С. 72–82.

*И. Н. Демидов*

## **ДЕГРАДАЦИЯ ПОЗДНЕВАЛДАЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В БАССЕЙНЕ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА\***

Последний поздневалдайский скандинавский ледниковый покров имел ярко выраженную лопастную структуру, в его периферийной части ледниковые потоки и лопасти огибали крупные возвышенности ледникового ложа и приспособлялись к его понижениям. Практически весь бассейн Онежского озера перекрывался Карельским ледниковым потоком (рис. 1; 2, А, Б). Рельеф и состав ледникового ложа в значительной степени определяли динамику и скорость движения ледника, особенности его развития и типы деградации. В этом отношении бассейн Онежского озера, сложенный различными по составу и выраженности в современном рельефе образованиями докембрия и палеозоя, может рассматриваться в качестве модельной территории по изучению взаимодействия системы ледник – ложе практически с начальных до заключительных стадий последнего оледенения.

В настоящее время получены новые данные по положению и возрасту максимальной стадии последнего оледенения (Larsen et al., 1999; Lunkka et al., 2001), строению и возрасту донных отложений Онежского озера и его бассейна (Демидов 2004; Saarnisto et al., 1995; Wohlfarth et al., 1999, 2002, 2004; Saarnisto, Saarninen, 2001). Как выяснилось, возраст максимума оледенения был значительно моложе (15,6–17,3 тыс. лет по  $^{14}\text{C}$ ), а темпы деградации ледника значительно выше, чем это предполагалось ранее. На основе новых и ранее имевшихся данных, в свете новых представлений о движении ледников, в предложенной модели развития последнего ледникового покрова в бассейне Онежского озера рассматриваются различные типы деградации, обусловленные палеоклиматическими и геолого-геоморфологическими факторами, и их влияние на скорость деградации оледенения.

### **Геолого-геоморфологическое строение территории и структура ледникового покрова**

Котловина Онежского озера располагается на границе Русской плиты и Балтийского щита и представляет собой сложный грабен, протяженностью 240 км, при ширине до 75 м и максимальной глубине современного озера 130 м. Северная его часть располагается в пределах Онежской мульды, сложенной глубо-

кометаморфизованными вулканогенными и осадочными породами нижнего протерозоя, а южная – уже в пределах Русской плиты. Здесь песчано-глинистые отложения венда и девона протягиваются вдоль склона Балтийского щита полосой шириной 20–130 км. С юга они ограничены хорошо выраженным в рельефе Карбоновым уступом, сложенным известняками каменноугольного периода (рис. 1).

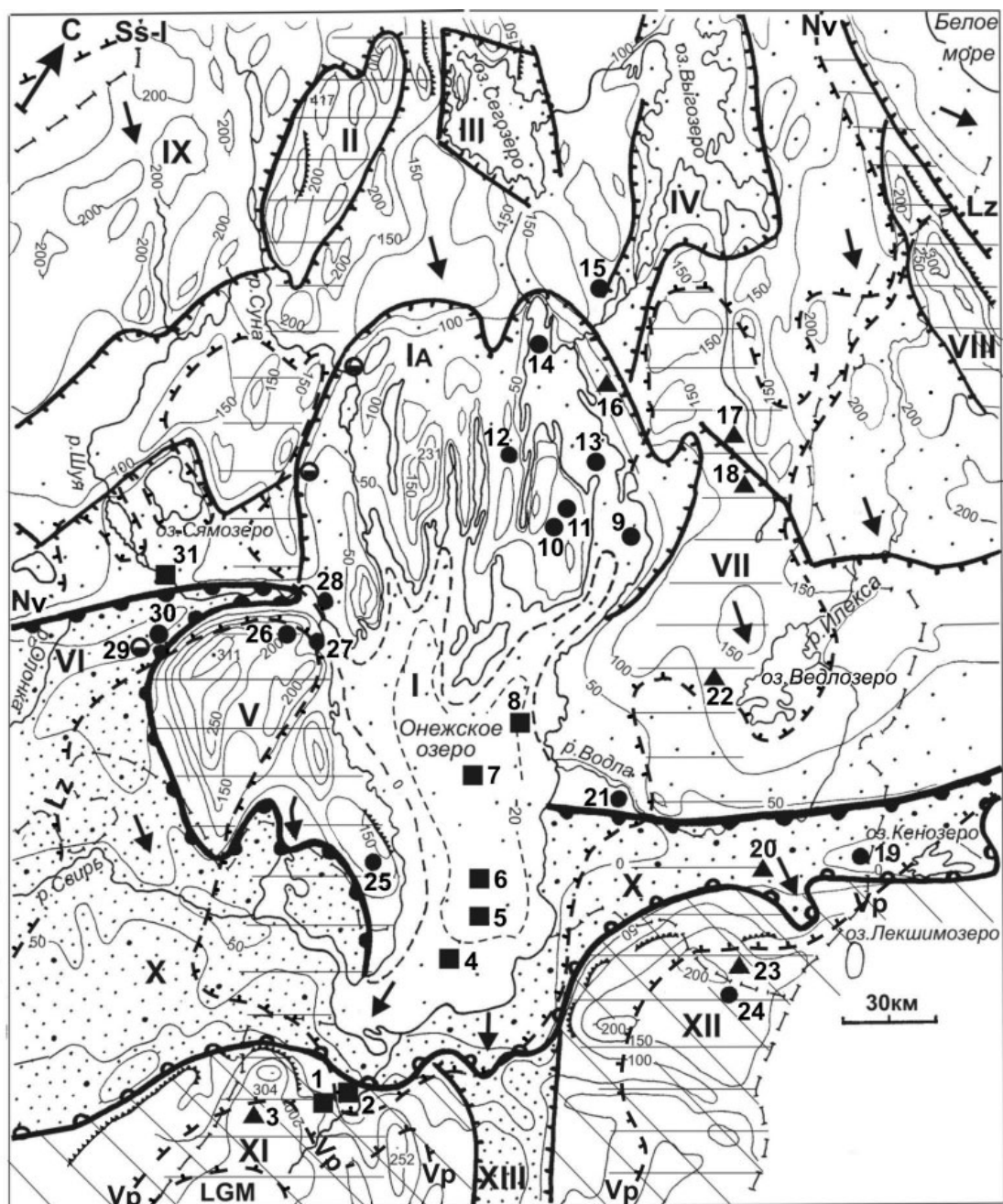
В строении четвертичного покрова преобладают отложения последнего оледенения. Средняя мощность четвертичных отложений увеличивается с 6–8 м на севере до 10–20 м на востоке региона, а в его южной части, особенно в зоне сочленения щита и плиты, достигает 30–40, а иногда и 80–100 м (рис. 1). Здесь известны образования нижнего, среднего и верхнего плейстоцена (Экман, 1987).

Вдоль западного побережья Онежского озера проходил один из главных ледоразделов скандинавских покровных оледенений, разделявший Карельский и Финляндский ледниковые потоки и, соответственно, их Онежскую и Ладожскую ледниковые лопасти. Он протягивается примерно на 400 км от юго-восточных отрогов хребта Маанселькя через Олонецкую возвышенность к южным склонам Вепсовской возвышенности. Ширина ледораздела достигала 50 км, абсолютная высота 300–417 м, относительные превышения до 200–250 м (рис. 1; 2, Б). В состав данной ледораздельной зоны входят и крупные аккумулятивные образования – Вохтозерско-Вешкельская и Ведлозерская возвышенности (240 м), Урокская и Пайская гряды и мощные радиальные флювиогляциальные системы (рис. 1; 2, А). Восточный фланг Онежской лопасти проходил вдоль восточного побережья Онежского озера через Волозерскую и Водлозерскую аккумулятивные возвышенности (257 и 179 м) и далее через Андомскую возвышенность (293 м). К востоку от ледораздела располагалась Восточно-Карельская ледниковая лопасть, отделенная от Беломорского ледникового потока кряжем Ветренный пояс (до 344 м) и Меловской возвышенностью (271 м) (рис. 1; 2, А, Б).

Ранее в пределах рассматриваемой территории выделялись краевые образования вепсовской, крестецкой, лужской, невской и ругозерской (сальпаусселькя I) ледниковых стадий, отражавших последовательное отступление ледникового фронта (рис. 1; 2, А) (Экман, 1987). Следует отметить, что в Карелии, как и на всем северо-западе России, положение и возраст стадийных краевых образований, за исключением гряд

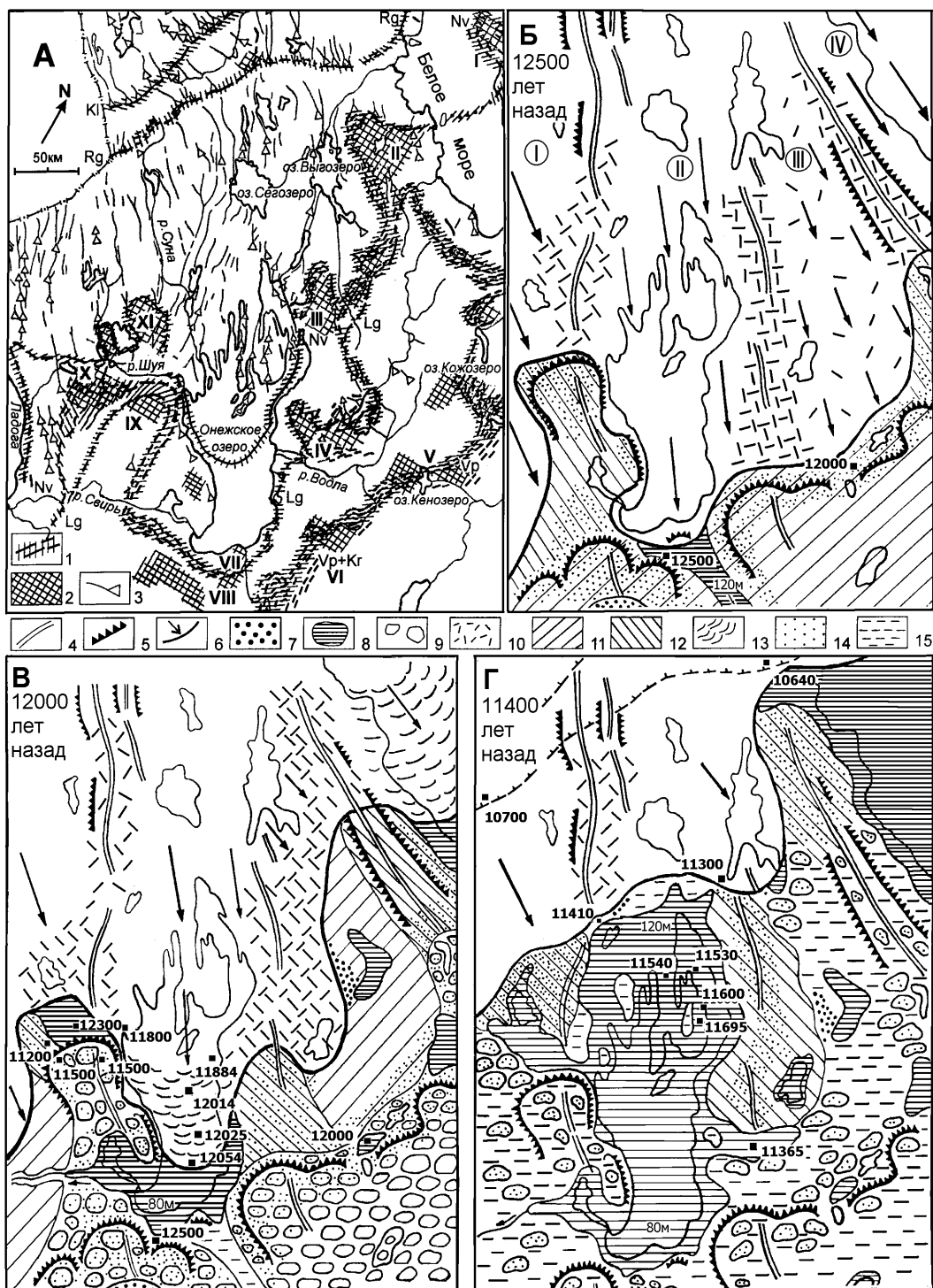
\* Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 03-05-64760.





**Рис. 1. Структурно-геоморфологическая схема района Онежского озера:**

1 – абсолютные высоты рельефа коренных пород (по: Сергеев, 1980); 2 – границы Балтийского щита (А) и Карбонового уступа пород (Б); 3 – границы структур и их номера (а) и уступы коренных пород (б); 4 – границы ледниковых стадий (по: Экман, 1987) и положение максимума оледенения (LGM), Lz – лужская; Nv – невская; Ss-I – сальпаусселья I (ругозерская); 5 – области развития осадочных пород карбона (А), девона и венда (Б); 6 – районы с маломощным, <20 м (А), и мощным, >20–30 м (Б), четвертичным покровом; 7 – изученные разрезы, начавшие формироваться в: 1 – среднем дриасе и ранее (>12,0 тыс. лет назад), 2 – раннем аллерёде (11,8–11,5), 3 – позднем аллерёде (11,5–10,8), 4 – молодом дриасе и раннем голоцене (<10,8 тыс. лет назад); 8 – ледораздельные зоны и направление движения льда; 9 – границы Республики Карелия. Макроформы рельефа: I – Онежский грабен, IA – Онежская мульда, II – Янгозерская структура, III – Сегозерский грабен, IV – Выгозерский грабен, V – Западно-Онежская синклинали, Олонецкая возвышенность, VI – Петрозаводский грабен, VII – Восточно-Карельское поднятие, VIII – край Ветреный пояс, IX – Западно-Карельская возвышенность, X – зона сочленения Балтийского щита и Русской плиты, XI – Вепсовская возвышенность, XII – Андомская возвышенность, XIII – Онежско-Белозерская депрессия. Разрезы: 1 – Горнозеро, 2 – Педозеро, 3 – Черное, 4–9 – донные отложения Онежского озера, 10 – Путкозеро, 11 – Падмозеро, 12 – Нижнее Мягрозеро, 13 – о. Сельг, 14 – Пергуба, 15 – Морская Масельга, 16 – ламба в р-не Волозера, 17 – Куносозеро, 18 – Кузьминское, 19 – Тамбичозеро, 20 – Пичозеро, 21 – Филimoniха, 22 – Педозеро, 23 – Кольцозеро, 24 – Лайнозеро, 25 – Кодозеро, 26 – Малое Гурвич, 27 – Четырехверстное, 28 – Сулажгора, 29–30 – р-н оз. Святозеро, 31 – Киндасово



**Рис. 2. Основные типы ледниковой морфоскульптуры (А) (по В. А. Ильину, И. М. Экману, А. Д. Лукашова) и дегляциация бассейна Онежского озера (Б-Г):**

1 – краевые образования различных стадий оледенения (см. рис. 1); 2 – аккумулятивные ледораздельные возвышенности: I – Соловецкая, II – Сумозерская, III – Волдозерская, IV – Волдозерская, V – Колодозерско-Кенозерские гряды, VI – Андомская, VII – Суландозерская, VIII – Вепская, IX – Олонецкая, X – Урокская гряда и Ведлозерская возвышенность, XI – Вохтозерско-Вешкельская; 3 – озовые гряды и флювиогляциальные дельты; 4 – ледоразделы; 5 – уступы; 6 – край активного ледника и направление движения льда; 7 – зандры; 8 – водоемы, их абсолютная высота и направление стока; 9 – массивы мертвого льда; 10 – пассивный ледник; 11 – стагнированная и отделившаяся при периферийной ареальной дегляциации часть ледникового покрова; 12 – стагнированная и отделившаяся при ареальной дегляциации ледоразделов часть ледникового покрова; 13 – районы преобладания рассекающего типа дегляциации в крупных водоемах; 14 – лед, обогащенный дебрисом подстилающих пород и перекрытый супрагляциальным комплексом осадков; 15 – территории, свободные ото льда. Римскими цифрами на рис. Б указаны ледниковые лопасти: I – Ладожская, II – Онежская, III – Восточно-Карельская, IV – Беломорская. Черными квадратами и цифрами обозначены положение и возраст разрезов озерно-ледниковых и озерных отложений



сальпаусселькя, определены с большой долей условности, в основном геоморфологическим методом. В то же время, по современным представлениям, конечно-моренные гряды формируются в ходе наступления ледникового фронта, не только вызванного стадийными похолоданиями (так называемые вынужденные колебания), но и обусловленного локальными причинами, изменяющими баланс ледника, – рельефом ледникового ложа, наличием приледниковых водоемов, потеплением климата. Причем на разных участках ледникового фронта эти колебания его положения, названные релаксационными, могут в значительной степени различаться (Асеев, 1974; Каплянская, Тарноградский, 1993).

### Методы исследований

В предложенной модели в качестве стратиграфических и геохронологических маркеров рассматривались следующие. Проведенные палеомагнитные исследования ленточных глин Онежского приледникового озера (ОПО) (Saarnisto, Saarinen, 2001), дополненные радиоуглеродными датировками методом акселерированной масс-спектропии (Wohlfarth et al., 1999), позволили определить возраст пика западной деклинации магнитного поля Земли в 11 100 лет (по  $^{14}\text{C}$ ), что позволило устранить ошибки в ранее разработанной магнито-биостратиграфической шкале позднеледниковья Карелии, где возраст западного пика деклинации оценивался в 11 800 лет (Бахмутов и др., 1986).

Возраст подошвы горизонта розоватых ленточных глин («розовый горизонт»), являющегося стратиграфическим маркером отложений ОПО и образовавшегося при диагенетических изменениях донных осадков в ходе резкого падения уровня Онежского озера, составляет около 11 300 лет (Демидов, 2004). От этого возраста и рассчитывался возраст разрезов ленточных глин при варвометрических исследованиях.

Широко использовалось радиоуглеродное датирование органических донных отложений озер, дополненное биостратиграфическим расчленением осадков на основе результатов спорово-пыльцевого метода. В целом довольно отчетливо выделяется граница древний (средний) дриас/аллерёд (11 800 лет) и аллерёд/молодой дриас (10 800 лет).

### Модель дегляциации бассейна Онежского озера

**Трансгрессивная стадия (~23–17 тыс. лет назад).** Интенсивному продвижению на юг Онежской ледниковой лопасти способствовал существовавший в котловине озера обширный и глубокий водоем, вызывавший всплывание края ледника и в условиях практически нулевого донного трения его более свободное и быстрое продвижение на юг, вдоль котловины водоема. По этой причине и происходило разделение Карельского ледникового потока на две лопасти – Онежскую, активно продвигавшуюся на юг по котловине Онежского озера, и Восточно-Карельскую (рис. 2, Б). Последняя лопасть продвигалась по суше, причем местами с обратными для движения ледника уклонами поверхности, часто сложенной мощными толщами рыхлых образований, что в значительной степени уве-

личивало донное трение ледника, уменьшало скорость его движения. Следует отметить, что и Беломорский ледниковый поток продвигался значительно активнее по котловине Белого моря. Таким образом, основной сток льда в восточном секторе оледенения шел по двум активным ледниковым лопастям – Онежской и Беломорской, приуроченным к глубоким и обширным котловинам, заполненным водоемами. Расположенная между ними Восточно-Карельская лопасть развивалась более пассивно как в связи с дефицитом поступающих из области питания ледниковых масс, так и вследствие продвижения по суше, в условиях повышенного донного трения (рис. 2, Б).

В южной части Онежского озера ледниковый поток был ограничен с флангов Олонецкой, Вепсовской и Андомской возвышенностями, крутые и высокие (до 150–200 м) проксимальные склоны которых были значительными препятствиями для его продвижения (рис. 1; 2, А, Б). Здесь господствовали сжимающие напряжения в теле ледника и преобладал чешуйчато-надвиговый тип его движения. В движение по внутренним сколам в теле ледника вовлекались песчано-глинистые отложения плейстоценового и доплейстоценового возраста, широко распространенные в низинах перед склонами вышеупомянутых возвышенностей (Шуйская, Ивинская, Водлинская низменности). В результате сформировались сложно построенные гляциодинамические комплексы, в которых преобладает чешуйчатое наслоение различных по составу осадков, а также мощный, до 30 м, супрагляциальный комплекс. После таяния ледника здесь образовались обширные площади холмисто-котловинного и камового рельефа Урокской и Кенозерской гряд, Вепсовской и Андомской возвышенностей (рис. 2, А).

**Последний ледниковый максимум (17,3–15,6 тыс. лет назад).** В максимальную стадию оледенения край ледника огибал с юга озера Кубенское и Белое (Гей и др., 2000). Далее край ледника протягивался на северо-восток к Няндомской возвышенности, а к западу от Белого озера располагался у южных склонов Вепсовской возвышенности. Возраст максимума оледенения оценивается в 17,6–19,3 тыс. календарных лет, что соответствует ~15,6–17,3 тыс. лет по  $^{14}\text{C}$  (Lunkka et al., 2001).

Первое кратковременное потепление после ледникового максимума зафиксировано в Западной Европе около 14,5–15,0 тыс. лет назад, но более значительное и резкое потепление имело место 13 тыс. лет назад в начале интерстадиала бёллинг (Lundqvist, Saarnisto, 1995). Следует отметить, что в удаленных от Атлантики районах восточного сектора оледенения практически не известны образования бёллинга и более ранних интерстадиалов, а отложение осадков в озерах Кубенское и Воже, расположенных непосредственно у края максимального надвига ледника, началось только в аллерёде (Давыдова и др., 1998). Таким образом, можно предположить, что до резкого потепления 13 тыс. лет назад отступление края ледника в рассматриваемом районе было крайне незначительно.

**Начальные стадии дегляциации, интерстадиал бёллинг (13–12 тыс. лет назад).** Резкое и значительное потепление климата около 13 тыс. лет назад обусловило интенсивное таяние ледника, формирование айсбергов у берегов Норвегии, а чуть позднее

и в Балтийском море, что сильно уменьшило объем оледенения, вызвало выполаживание профиля ледника, уменьшение его мощности (Lundqvist, Saarnisto, 1995).

Значительные площади оледенения в его периферийной части начали терять связь с областями питания и быстро стагнировались как вследствие своей небольшой мощности и существенного обогащения льда обломками подстилающих пород, так и в результате воздействия крупных выступов рельефа подстилающих пород (Асеев, 1974). В этом отношении протяженный и высокий, до 100–200 м, Карбоновый глинт мог играть огромную роль в дегляциации рассматриваемой территории в качестве линии отрыва мертвого льда от основной площади покровного ледника. Как уже отмечалось, в ходе оледенения в районе глинта господствовал чешуйчато-надвиговый тип движения льда. В результате тело ледника было разбито многочисленными надвигами и в немалой степени обогащено дебрисом подстилающих отложений. Отчленение широкой периферийной части ледника вдоль Карбонового уступа вызывало скачкообразное перемещение фронта активного ледника в проксимальном направлении, изменение баланса ледника и последующие релаксационные надвиги его фронта на поля мертвого льда. В результате сложно построенный комплекс рельефа, представляющий собой чередование напорных морен с зонами холмисто-котловинного моренного рельефа и обширными полями камов, протягивается вдоль глинта в северо-восточном направлении через Вепсовскую и Андомскую возвышенности и Колодозерско-Кенозерские гряды к Онегорецко-Двинскому водоразделу (рис. 2, А, Б). Значительная, до 20–30 км, ширина пояса и его большая, до 40–50 м, мощность послужили основанием для выделения его рядом исследователей в качестве Главного конечно-моренного пояса – границы поздневалдайского оледенения. Все исследователи отмечали его развитие практически вдоль хорошо выраженного в рельефе Карбонового глинта и двучленное строение – внешняя часть пояса представлена напорными моренными грядами, а внутренняя – полями моренного холмисто-котловинного и камового рельефа (Девятова, 1969; Экман и др., 1974). Возраст оценивался от максимума последнего оледенения до его лужской стадии (13 тыс. лет назад).

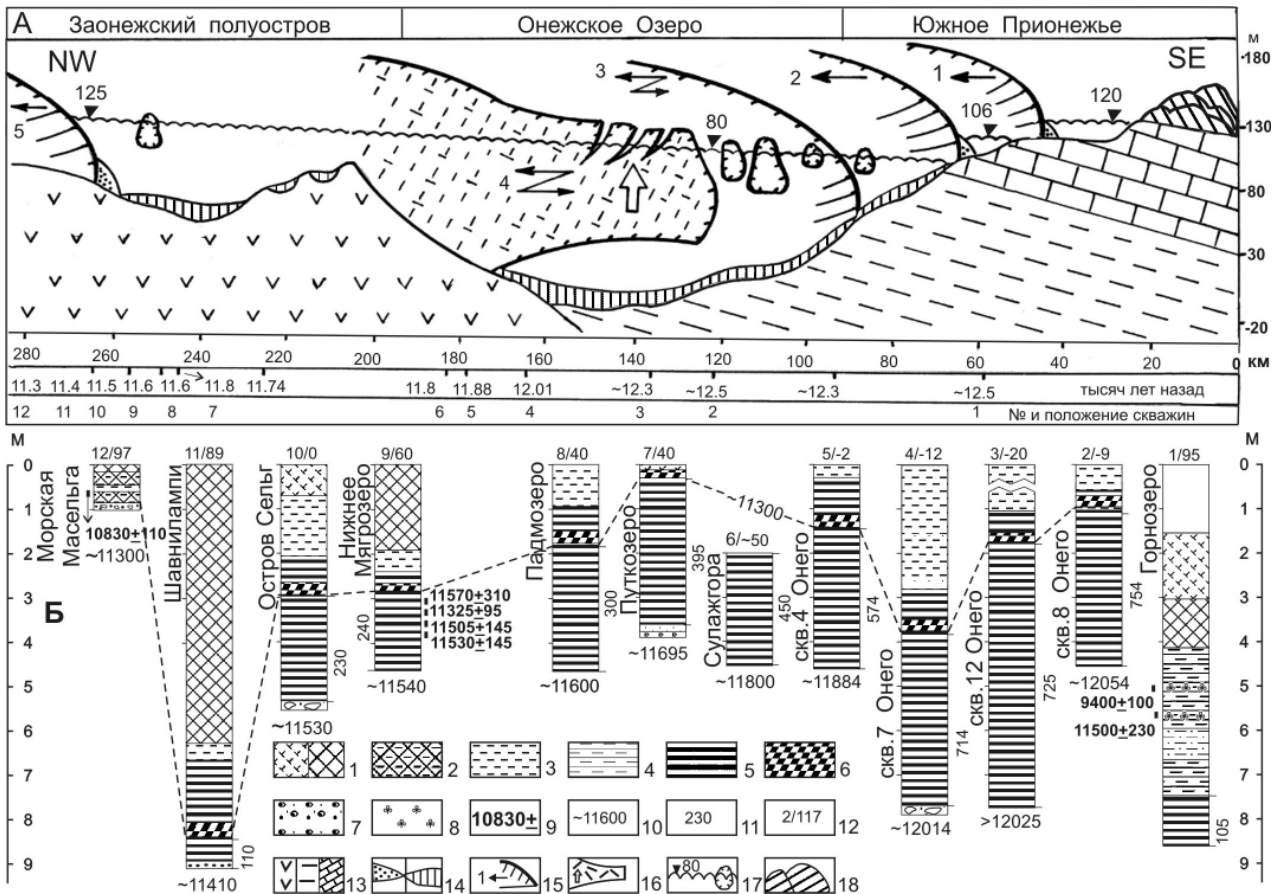
Исследование десятков озер в этих районах свидетельствует о начале их формирования только в начале голоцена, после таяния мощных массивов погребенного льда. Наиболее древние датировки донных отложений малых озер, указывающие на время локального таяния массивов мертвого льда, получены в бассейне р. Водлы из речного обрыва у г. Пудож ( $11365 \pm 95$ ), озер Тамбичозеро ( $11635 \pm 225$ ) и Пичозеро ( $10500 \pm 125$ ) (Wohlfarth et al., 1999, 2002, 2004), а также оз. Лайнозеро на Андомской возвышенности (рис. 1; 2, Б).

Весьма схожие возрасты ( $11500 \pm 220$ ,  $11500 \pm 150$ ,  $11200 \pm 200$ ) были получены и из кернов донных осадков небольших озер, располагающихся в аналогичных геолого-геоморфологических условиях на северо-западном склоне Олонецкой возвышенности (Вепсовский уступ) на высотах около 130 м (Ekman, Pjin, 1995). Данный район морфологически входит в

состав мощной Урокской гряды, обрамляющей с юга Шуйскую озерно-ледниковую равнину (рис. 1; 2, А, В). Протяженность гряды 125 км, ширина 15 км, относительная высота около 100 м, и в ее пределах широко распространены формы рельефа таяния мертвого льда. Однако все приведенные датировки указывают на время зарождения первых озер после таяния массивов погребенного мертвого льда, а не на время отступления фронта активного ледника. Причем в районе как Карбонового, так и Вепсовского уступа это время колеблется в широких пределах, от 11 635 до 9100 лет назад, и зависело от локальных причин – мощностей погребенного льда и перекрывающего его супрагляциального комплекса, наличия водоемов. В этом отношении наиболее достоверное время отступления ледникового фронта может дать разрез, полученный в южном Прионежье из оз. Горнозеро, расположенного в области развития Онежского приледникового озера, где мертвый лед не существовал или, по крайней мере, быстро растаял.

Когда ледниковый фронт отступил в район Карбонового уступа, в южном Прионежье у его края сформировался приледниковый бассейн, имевший сток в Волжскую систему и уровень 120 м (Квасов, 1976) (рис. 2, Б; 3, А/1). После освобождения ото льда сквозной долины рек Ошта – Тукша – Оять сток из ОПО начинается по ней в бассейн Балтики, и уровень водоема падает до 106 м (рис. 3, А/2), а вскоре, после открытия стока по р. Свири, уровень опускается до 80–83 м (Демидов, 2004) (рис. 3, А/3). Наиболее древние и находящиеся на высоких абсолютных отметках (84–87 м) ленточные глины ОПО встречены нами на левом берегу р. Мегры и на дне оз. Горнозеро, примерно в 25 км к югу от южного побережья современного Онежского озера. Озеро Горнозеро (95 м) расположено у дистального склона мощной конечно-моренной гряды. Из керна донных осадков озера с глубины 5,7 м получена датировка  $11500 \pm 230$  (ЛЕ-6528) из органических слоев в алевритах (рис. 1; 3, Б). Ниже датированного горизонта двухметровая толща песчанистых алевритов залегает на метровом слое ленточных глин дистального типа. К сожалению, невозможно провести биостратиграфическое расчленение толщи алевритов, поскольку спорово-пыльцевые спектры имеют сглаженный характер, объясняемый как локальным охлаждающим воздействием располагавшегося недалеко ледникового фронта, так и значительным количеством переотложенной пыльцы, поступавшей из тающих на соседних водоразделах массивов мертвого льда. Завершение формирования ленточных глин, включающих около 100 годичных лент в разрезе Горнозера, и переход к накоплению алевритов отражает падение уровня ОПО со 106 до 80 м в связи с открытием стока по р. Свири. С этого времени Горнозеро развивается как самостоятельный водоем с глубиной около 8 м. Если открытие р. Свири имело место около 12 250 лет назад (Saarnisto, Saarinen, 2001), то накопление метровой толщи ленточных глин Горнозера началось около 12 350–12 500 лет назад.

Следует отметить, что в оз. Черном, расположенном на высоте 226 м в 20 км к юго-западу от Горнозера, но уже на Вепсовской возвышенности, осадконакопление началось только чуть ранее  $9100 \pm 110$  (ЛЕ-6796), после таяния массивов погребенного льда.



**Рис. 3.** Отступление края ледника (А) и строение донных отложений (Б) в бассейне Онежского озера (с использованием данных М. Саарнисто: Saarnisto et al., 1995; Saarnisto, Saarinen, 2001):

1 – сапропели разжиженные и плотные; 2 – глинистые сапропели; 3 – алевроиты; 4 – алевроиты слоистые; 5 – ленточные глины; 6 – «розовый» горизонт ленточных глин; 7 – гравий; 8 – растительные останки; 9 – радиоуглеродные датировки; 10 – расчетные датировки; 11 – количество годичных лент ниже «розового» горизонта; 12 – номер скважины и абсолютная отметка кровли разреза; 13 – коренные породы: вулканогенно-осадочные нижнего протерозоя, песчано-глинистые венды и девона, карбонатные карбона; 14 – дельты, краевые морены и озерно-ледниковые осадки; 15 – положения ледникового края и направление его движения; 16 – плавучий край ледника; 17 – уровень водоёма и айсберги; 18 – массивы мертвого льда

Таким образом, в южном Прионежье в области развития ОПО ледниковый фронт отступил к Карбоновому уступу около 12 500 лет назад. Вероятно, эта датировка и определяет время отчленения южной части Карельского ледникового потока по линии Карбонового уступа – Главного конечно-моренного пояса после наступления резкого потепления около 13 тыс. лет назад. Отметим, что оз. Тамбичозеро, расположенное также в районе Карбонового уступа в юго-восточной Карелии, сформировалось около или более 12 тыс. лет назад (Wohlfarth et al., 2002) (рис. 2, Б, В).

Омертвление обширной периферийной зоны оледенения вызвало релаксационные подвижки ледника по Онежской котловине и истощение ледника на соседних ледоразделах, особенно на высокой, до 300 м, Олонецкой возвышенности. В результате произошла быстрая стагнация маломощного ледника на обширной площади ледораздела – от Вепсовской возвышенности на юге до северных склонов Олонецкой возвышенности на севере (рис. 1; 2, Б, В). По результатам палеомагнитного анализа (Бахмутов и др., 1986), с учетом поправок по возрасту западного пика деklinации магнитного поля Земли в позднеледниковье (Saarnisto, Saarinen, 2001), ленточные глины в разрезе Киндасово

в Шуйской низменности к северу от Олонецкой возвышенности имеют возраст около 12 300 лет.

**Дегляциация котловины Онежского озера (12,3–11,4 тыс. лет назад).** Таким образом, в южном Прионежье ОПО начало формироваться у края ледника около 12 500 лет назад (рис. 2, Б; 3/1). По данным М. Саарнисто (Saarnisto, Saarinen, 2001), около 12 250 лет назад открывается сток по р. Свири и уровень озера быстро падает практически до современных отметок. Но, по нашим данным, основанным на изучении и датировании террас, уровень ОПО в его южной части оставался в пределах 83–75 м на протяжении последующих 1000 лет, а приледниковый водоем был значительно глубже и обширней, чем это предполагалось ранее (Демидов, 2004) (рис. 3, А).

Результаты варвометрического, палинологического и геохронологического изучения донных отложений ОПО позволяют с достаточной степенью уверенности выделять в основании толщ ленточных глин отложения древнего (среднего) дриаса, перекрытые осадками аллерёда (Лаврова, 2004; Saarnisto, Saarinen, 2001) (рис. 3, Б). Проведенное ранее выделение отложений бёллинга в Пергубе на севере Онежского озера, на наш взгляд, не обосновано (Хомутова, 1976).

На основании варвометрического метода (Saarnisto, Saarinen, 2001) накопление ленточных глин в скважинах 8, 12 и 7, расположенных в центральной и южной частях ОПО, началось 12 054, 12 025 и 12 014 лет назад соответственно (рис. 1; 3). Таким образом, накопление ленточных глин на обширной площади дна ОПО, протяженностью не менее 50, а скорее около 80 км, началось практически одновременно (рис. 3, Б).

Синхронное начало осадконакопления на обширной площади ОПО может быть объяснено преобладанием *рассекающего типа дегляциации*, более характерного для шельфовых ледников. М. Г. Гросвальд (1983) выделял особый морфолого-динамический тип ледников – переходный от наземного к плавающему и названный им «морским». Для данного типа ледников характерен переход от каменного ледникового ложа во внутренних частях ледника к водному в его периферии и, соответственно, резкое уменьшение силы донного трения. В результате возникают значительные растягивающие напряжения в теле ледника и всплытие его периферийной части, если глубина водоема составляет не менее 90% мощности льда (рис. 3, А/4). Важную роль в динамике «морских» ледников играет положение линии налегания – границы, разделяющей налегающие на дно и плавающие части ледника. В целом «морские» ледники крайне неустойчивы и в большой степени подвержены значительным флуктуациям ледникового края, в том числе и вне зависимости от климатических изменений. Если уклон ледникового ложа в районе линии налегания направлен в сторону центра оледенения – отступление ледника может иметь катастрофически быстрый характер, вплоть до полного разрушения плавающей части ледника.

Вероятно, когда край ледникового покрова находился примерно над современной изобатой 50 м, а в те времена ей соответствовала глубина 100 м, произошло всплытие довольно значительной площади ледниковой лопасти, протяженностью до 50–80 км и шириной около 60–70 км (рис. 2, Б; 3, А/3–4). После всплытия части ледника линия налегания переместилась в район скважины 7 (рис. 3, А/4), поскольку в основании ленточной толщи этой скважины мощность нижних лент, залегающих на морене, составляет до 5 см, что указывает на близость ледникового края. Всплытие периферийной части ледника изменило силу донного трения, а соответственно и баланс ледника, что способствовало неоднократным катастрофическим релаксационным подвижкам его фронта, интенсивному отелу айсбергов и быстрому распаду всплывшей части (рис. 2, В; 3, А/4). Более-менее стабильные условия наступили только после отступления линии налегания в район южного побережья Заонежского п-ова. Но и здесь более активные ледниковые языки, продвигавшиеся по глубоководным заливам, а также пересеченный рельеф полуострова способствовали быстрому распаду ледниковой лопасти. Судя по возрасту базальных слоев ленточных глин центральной и южной частей Онежского озера, всплытие периферийной части ледника произошло около 12 100–12 000 лет назад, что соответствует началу кратковременного похолодания в древнем (среднем) дриасе (рис. 2, В; 3, А, Б).

По имеющимся данным, северная часть Заонежского п-ова была свободна от материкового льда уже 11 600 лет назад, что отмечается в отложениях озер

Нижнее Мягрозеро, Путкозеро, Падмозеро и Повецкое залива в районе о. Сельг (рис. 2, Г; 3). Интенсивное таяние ледника в условиях аллерёдского потепления и отела айсбергов отразилось в формировании многочисленных озовых систем и флювиогляциальных конусов выноса на Заонежском п-ове, многие из которых были деформированы в ходе последующих релаксационных подвижек ледникового фронта (Бискэ и др., 1971; Демидов, 1993а).

Рассекающая дегляциация в пределах котловины Онежского озера вызывала неоднократные колебания положения ледникового края, способствующие истощению льда и на соседних ледоразделах. Вслед за районом Олонецкой возвышенности быстро stagnируются расположенные к северу обширные, около 2000 км<sup>2</sup>, площади ледника. Здесь формируется аккумулятивная Вохтозерско-Вешкельская возвышенность, в строении которой широко представлены формы вытаивания мертвого льда (рис. 2, А, В, Г).

Восточно-Карельская ледниковая лопасть, испытывавшая постоянный дефицит питания вследствие перехвата ледниковых масс активными ледниковыми потоками, продвигавшимися по Онежской и Беломорской котловинам, почти полностью омертвела до конца бёллинга (рис. 2, В). Здесь широко развиты обширные, площадью в сотни квадратных километров, массивы моренного и водно-ледникового холмисто-котловинного рельефа. В районе Кожозера и к юго-западу от Выгозера известны маргинальные озы протяженностью 50 и 25 км, возможно сформировавшиеся на границе отрыва мертвого льда от тела основного ледника. Формирование озер началось здесь только в молодом дриасе – начале голоцена (рис. 1) (см. статью Н. Б. Лавровой в этом сборнике).

*Дегляциация Северо-Западной части бассейна Онежского озера (11,4–10,7 тыс. лет назад).* Начало перигляциальной стадии развития ОПО, когда водоем потерял прямую связь с краем отступающего ледника, отчетливо проявилось в строении донных отложений – началось накопление микрослоистых ленточных глин дистального типа с мощностью годовичных лент в среднем до 2 мм. Поскольку микрослоистые глины слагают маркирующий «розовый» горизонт (~100 лент) и перекрывающую его толщу серых глин, содержащую до 484 годовичных лент (Saarnisto, Saarinen, 2001), можно утверждать, что ОПО потеряло непосредственную связь с краем ледника со времени формирования «розового» горизонта (~11 300 лет назад). На протяжении последующих 600 лет ледник находился в водосборном бассейне озера и в водоеме осаждались микрослоистые глины. Северо-западное Прионежье освободилось ото льда около 11 400 лет назад, поскольку в оз. Шавнилампи, расположенном в 9 км к северу от п. Гирвас, ниже «розового» горизонта насчитывается 100 годовичных лент (рис. 1; 2, Г; 3; см. статью Т. С. Шелеховой и др. в этом сборнике). После дегляциации Онежско-Беломорского водораздела около 11 300 лет назад ОПО получило сток в Белое море, и его уровень в северной части упал со 120 до 95–100 м (Демидов, 2004). По результатам палинологического (Лаврова, 2004) и варвометрического (Saarnisto, Saarinen, 2001) анализов формирование ленточных глин завершилось в верхнем дриасе, около 10 700 лет назад, когда край ледника отступил от краевых образований стадии сальпауссель-

кля I и из современного бассейна Онежского озера (рис. 1; 2, А, Г).

В ходе этого этапа деградации ледника в северо-западной части современного водосборного бассейна Онежского озера дегляциация имела в основном фронтальный тип – край ледника отступал последовательно вследствие интенсивного таяния в условиях относительно теплого климата аллерёда и практического отсутствия супрагляциального комплекса, предохраняющего лёд от таяния. Формировались многочисленные флювиогляциальные системы стока талых вод протяженностью в десятки километров и высотой 10–15 м (рис. 2, А). Поля друмлинов указывают на интенсивное дивергентное растекание ледниковых масс по ложу, сложенному преимущественно прочными кристаллическими породами. Хотя формы рельефа таяния мертвого льда встречаются очень редко, в районах крупных выступов ложа массивы льда могли быстро стагнироваться и при ареальном типе дегляциации (рис. 1; 2, Г).

### Типы и темпы дегляциации бассейна Онежского озера

Рассмотрим основные типы дегляциации бассейна Онежского озера, отразившиеся в строении четвертичного покрова и определяемые как геолого-геоморфологическим строением региона, так и общей структурой ледникового покрова и его эволюцией.

После наступления резкого потепления 13 тыс. лет назад, вызвавшего значительное изменение структуры ледникового покрова, выполаживание его профиля и уменьшение мощности, быстро стагнируется широкая полоса льда в периферийной части оледенения (рис. 2, Б). Как и предполагал А. А. Асеев (1974), стагнация происходила очень быстро, что привело к скачкообразному отступанию фронта активного ледника на десятки километров. Возможно, это была серия эпизодов стагнации обширных частей ледника, но не исключено, что омертвление произошло почти синхронно на значительном, в сотни километров длиной, участке периферийной зоны. В любом случае полоса шириной до 100–200 км от краевых образований максимальной стадии оледенения до Карбонового уступа очень быстро омертвела уже около 12,5 тыс. лет назад. Мертвый лёд, погребенный под мощным супрагляциальным комплексом, в условиях холодного климата таял на протяжении тысячелетий, до пребореального, а в некоторых районах и до бореального периода. Такой тип дегляциации можно назвать *периферийной ареальной дегляциацией*. Наиболее яркий пример ее проявления в современном рельефе – это широкий и протяженный Главный конечно-моренный пояс, протянувшийся вдоль Карбонового глинта на сотни километров.

Другой тип дегляциации можно назвать *ареальной рассекающей дегляциацией ледоразделов*. Вследствие более интенсивного продвижения ледника по гляциодепрессиям происходило постоянное истощение ледниковых масс на соседних высоких ледоразделах (Асеев, 1974; Каплянская, Тарноградский, 1993). С другой стороны, здесь также господствовали чешуйчато-надвиговые деформации льда, способствовавшие нарушению монолитности тела ледника, потере его пластичности вследствие обогащения дебрисом под-

стилающих пород. В ходе начавшегося потепления, стагнирования периферийной части ледника, резких сёрджевых подвижек ледниковых потоков по соседним гляциодепрессиям маломощный и обогащенный дебрисом лёд на высоких ледоразделах быстро стагнировался на обширных площадях. При этом край активного ледника также скачкообразно отступал, как бы рассекая ледниковый покров далеко в проксимальном направлении и создавая предпосылки к его дальнейшей деградации. Наиболее типичным примером является ледораздел между Онежской и Ладожской ледниковыми лопастями, где деградация ледника быстро продвигалась на север вдоль контакта между ледниковыми лопастями, формируя обширные поля мертвого льда сначала в пределах Олонецкой, а затем и Вохтозерско-Вешкельской возвышенности (рис. 2). Вероятно, схожие условия были и на кряже Ветреный пояс на границе Карельского и Беломорского потоков, где обширные поля холмисто-котловинного рельефа известны в районе Кожозера, а на Выгозерско-Беломорском водоразделе сформировалась мощная, площадью около 2500 км<sup>2</sup>, Сумозерская аккумулятивная возвышенность.

В районах крупных гляциодепрессий, бывших вместилищами обширных и глубоких приледниковых водоемов, преобладал *рассекающий тип дегляциации*. Всплытие маломощного ледника в глубоком приледниковом водоеме вызывало не только интенсивное образование айсбергов, но и резкие колебания положения ледникового края, вплоть до катастрофически быстрого разрушения его плавающей части. От южных берегов ОПО до северных побережий Заонежского п-ова (190 км) лёд отступил за 700 лет (12,3–11,6 тыс. лет назад), т. е. при средней скорости около 270 м/год. В южной и центральной частях ОПО, с глубинами 100 м и более, скорости рассекающей дегляциации всплывшего края ледника были значительно больше. Здесь за менее чем 40–50 лет край ледника отступает примерно на 60 км, т. е. со скоростью до 1,0–1,5 км/год (рис. 3, А).

После отступления линии налегания плавающего ледника на более мелководные участки ОПО в районе Заонежского п-ова начинается *фронтальный тип дегляциации*, и скорость отступления ледника падает до 200–250 м/год. Ранее эта скорость для северной части Онежского озера определялась в 200 м/год (Демидов, 1993б) или 160 м/год (Марков, 1931).

От котловины Онежского озера ледник отступил на 130–150 км примерно за 600 лет в западную Карелию, до краевых образований сальпаусселькя I, возраст которых оценивается примерно в 10 800 лет (Ekman, Pjlin, 1995) (рис. 2, Г). Средняя скорость также составляла около 200–250 м/год. Здесь преобладал *фронтальный тип дегляциации*. Вследствие малой мощности ледника, относительно небольшого количества в нем обломков подстилающих пород и в условиях относительно теплого климата аллерёда активный ледник интенсивно таял, и его край последовательно отступал в северо-западном направлении.

### Заключение

Таким образом, в зависимости от геолого-геоморфологического строения территории, глобальных изменений климата и общей структуры ледникового по-

кровы дегляциация происходила по разным сценариям и с разной скоростью. Интенсивное таяние ледника началось около 13 тыс. лет назад, и уже на начальных этапах *периферийная ареальная дегляциация* проявилась в стагнации и омертвении периферийных частей ледникового покрова, шириной до 100–200 км и протяженностью по фронту в сотни километров. Также особую роль в быстрой деградации оледенения играли крупные и глубокие приледниковые водоемы, способствовавшие быстрой *рассекающей дегляциации* в самих котловинах водоемов и преобладанию *рассекающей ареальной дегляциации ледоразделов*. На наш взгляд, стремительная дегляциация в пределах Онежского, а также Ладожского и Беломорского приледниковых водоемов вызвала не только общее выполажи-

вание профиля ледника и уменьшение его мощности в восточном секторе оледенения. Она как бы рассекала ледниковый покров в проксимальном направлении, способствовала стагнации ледника в пределах расположенных между водоемами ледоразделов и пассивных ледниковых лопастей типа Восточно-Карельской.

Таким образом, в ходе ареальной и рассекающей дегляциации край активного ледника быстро и скачкообразно отступал на север, но крупные поля и массивы мертвого льда, погребенные под мощным супрагляциальным комплексом осадков, занимали обширные площади, ранее перекрывавшиеся покровным ледником, задерживали развитие озерно-речной сети и растительности и окончательно растаяли только в раннем голоцене.

## ЛИТЕРАТУРА

- Асеев А. А. Древние материковые оледенения Европы. М., 1974. 319 с.
- Бахмутов В. Г., Загний Г. Ф., Экман И. М. Палеомагнитные исследования и возможности стратиграфического расчленения, дальних корреляций и абсолютного датирования ленточных глин (на примере Карелии) // Природа и хозяйство Севера. № 14. Мурманск, 1986. С. 14–20.
- Бискэ Г. С., Лак Г. Ц., Лукашов А. Д. и др. Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск, 1971. 74 с.
- Гей В. П., Ауслендер В. Г., Демидов И. Н. и др. Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (Северо-Западная Россия). М., 2000. 100 с.
- Гросвальд М. Г. Покровные ледники континентальных шельфов. М., 1983. 216 с.
- Давыдова Н. М., Субетто Д. А., Хомутова В. И. Позднеледниковый этап в развитии малых озер северо-запада России // История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. СПб., 1998. С. 166–193.
- Девятова Э. И. Деградация валдайского оледенения и позднеледниковая история Балтийского и Белого морей. Архангельская область // Последний ледниковый покров на Северо-Западе европейской части СССР. М., 1969. С. 231–244.
- Демидов И. Н. Развитие оледенения и формирование четвертичных отложений на Заонежском полуострове // Кижский вестник. № 2. Петрозаводск, 1993а. С. 13–23.
- Демидов И. Н. Строение ленточных глин и особенности дегляциации Центральной Карелии // Вопросы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск, 1993б. С. 127–151.
- Демидов И. Н. Донные отложения и колебания уровня Онежского озера в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск, 2004. С. 207–218.
- Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Гляциальная геология. СПб., 1993. 328 с.
- Квасов Д. Д. Происхождение котловины Онежского озера // Палеолимнология Онежского озера. Л., 1976. С. 7–40.
- Лаврова Н. Б. Палинологическая характеристика донных отложений Онежского озера // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск, 2004. С. 219–225.
- Марков К. К. Геохронологические исследования в Карельской АССР // Природа. 1931. № 5.
- Сергеев Е. М. (ред.). Карта геоморфолого-неотектоническо-го районирования нечерноземной зоны РСФСР. М 1 : 1 500 000. М., 1980.
- Хомутова В. И. Геохронология донных отложений по результатам палинологического анализа // Палеолимнология Онежского озера. Л., 1976. С. 45–73.
- Экман И. М. Стратиграфия. Четвертичная система // Геология Карелии. Л., 1987. С. 79–93.
- Экман И. М., Девятова Э. И., Ильин В. А. Предфронтальные ледниковые образования юго-восточной окраины Балтийского щита // Предфронтальные краевые ледниковые образования. Вильнюс, 1974. С. 87–98.
- Ekman I., Iljin V. Deglaciation, the Young Dryas end moraines and their correlation in Russian Karelia and adjacent areas // Glacial deposits in North-east Europe. Balkama. Rotterdam, 1995. P. 195–209.
- Larsen E., Lysaa A., Demidov I. et al. Age and extent of the Scandinavian ice sheet in north-west Russia // Boreas. 1999. Vol. 28, N 1. P. 115–132.
- Lundqvist J., Saarnisto M. Summary of project IGCP-253 // Quaternary international. 1995. Vol. 28. P. 9–17.
- Lunkka J.-P., Saarnisto M., Gey V. et al. The area and timing of the Last Glacial maximum in the Valdaian (Weichselian) cold stage in Vologda and adjacent areas of the NW Russian Plain // Global and Planetary Change. 2001. 31. P. 407–426.
- Saarnisto M., Saarinen T. Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the lake Onega basin to the Salpausselkya End Moraine // Global and Planetary Changes. 31. Elsevier Science. 2001. P. 333–405.
- Saarnisto M., Gronlund T., Ekman I. Lateglacial of Lake Onega – contribution to the history of the eastern Baltic basin // Quaternary International. 1995. Vol. 27. P. 111–120.
- Wohlfarth B., Bennike O., Brunnberg L. et al. AMS 14C measurements and macrofossil analyses of a varved sequence near Pudozh, eastern Karelia, NW Russia // BOREAS. Vol. 29. Oslo, 1999. P. 575–586.
- Wohlfarth B., Filimonova L., Bennike O. et al. Late-Glacial and Early Holocene Environmental and Climatic Change at Lake Tambichozero, Southeastern Russian Karelia // Quaternary Research. 2002. Vol. 58. P. 261–272.
- Wohlfarth B., Schwark L., Bennike O. et al. Unstable early-Holocene climatic and environmental conditions in northwestern Russia derived from multidisciplinary study of a lake-sediment sequence from Pichozero, southeastern Russian Karelia // The Holocene. 2004. 14, 5. P. 732–746.

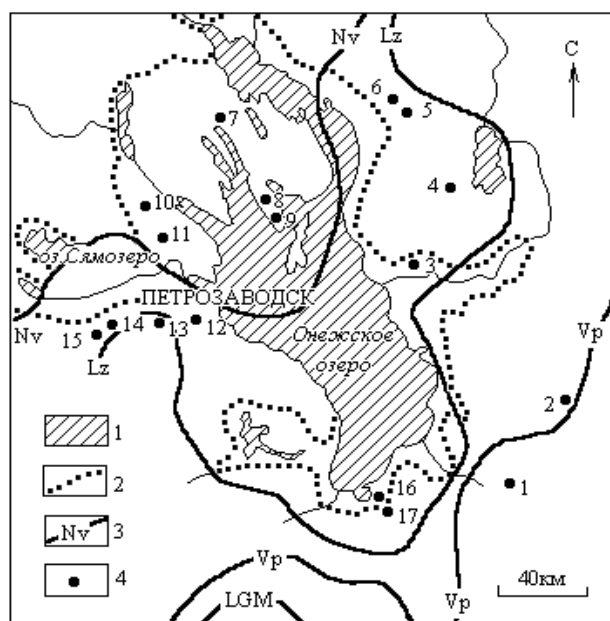
Н. Б. Лаврова

## РАЗВИТИЕ РАСТИТЕЛЬНОСТИ БАССЕЙНА ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА В ХОДЕ ДЕГРАДАЦИИ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ\*

Особенности развития растительности в позднеледниковье и начале голоцена в бассейне Онежского озера остаются недостаточно исследованными. Обилие палинологического материала относится главным образом к голоценовому этапу развития региона, а разрезы, охватывающие периоды готигляциала, сосредоточены в основном на севере (Шевелин и др., 1988; Елина и др., 2000) и северо-западе (Филимонова, 1995) Онежского водосборного бассейна. Анализ спорово-пыльцевых диаграмм (СПД) разрезов позднеледниковых донных отложений малых озер бассейна Онежского озера (рис.) мог бы выявить особенности динамики растительности начиная с ранних стадий деградации последнего оледенения и формирования современных ландшафтов. Но в данном случае при анализе палинологических данных возник ряд проблем. Как известно, зарождение малых озер южной и юго-восточной Карелии происходило не одновременно и существенно запаздывало относительно времени дегляциации территории. Причина этого явления кроется в строении периферической части ледникового покрова, который на ранних стадиях дегляциации имел ярко выраженную лопастную структуру. При интенсивном таянии маломощные и обогащенные обломками подстилающих пород ледниковые лопасти теряли способность к движению, стагнировались и таяли на протяжении тысячелетий. Формы рельефа и отложения, указывающие на существование обширных массивов мертвого льда, – камы, звонцы, гляциокарстовые воронки, кольцевые озера, абляционные морены – широко распространены в южной и юго-восточной Карелии. Естественно, формирование озер в таких условиях могло начаться в понижениях рельефа только после таяния занимавших их массивов мертвого льда. Большинство озер восточной Карелии образовалось лишь в пребореале, хотя край активно-го ледника отступил из этого района еще в среднем дриасе – начале аллерёда (Кольцоозеро, Аганозеро, Колмозеро и др.) (см. статью И. Н. Демидова в этом сборнике). Таким образом, на начальных стадиях дегляциации природные условия во многом определялись холодным воздействием как самого ледникового покрова, так и обширных полей мертвого льда, занимавших значительные площади юго-восточной

окраины Фенноскандии и растаявших окончательно не ранее пребореала. Эти массивы льда задерживали развитие растительного покрова и ландшафтов территории в целом.

Другая проблема – насыщенность осадков переотложенной и дальнезаносной пылью – значительно осложняет процесс интерпретации палинологического материала. В ряде случаев обилие переотложенной пыли делает невозможным расчленение позднеледниковых отложений. Наиболее высокой концентрацией переотложенной пыли отличаются позднеледниковые образования восточной Карелии вследствие как наибольшей мощности развитых там ранне- и среднеплейстоценовых образований, так и интенсивного вы-



### Онежское приледниковое озеро (ОПО) и положение изученных разрезов:

1 – современные озера; 2 – контуры максимального распространения ОПО; 3 – краевые образования стадий последнего оледенения (LGM – максимальная стадия, Vp – вепсовская стадия, Lz – лужская стадия, Nv – невская стадия); 4 – разрезы донных отложений и их номера: 1 – Лайнозеро, 2 – Тамбичозеро, 3 – Филимониха, 4 – Педозеро, 5 – Куносозеро, 6 – Кузминское, 7 – Разломное, 8 – Боярщина, 9 – Замошье, 10 – Готнаволоок, 11 – Мошкарное, 12 – Четырехверстное, 13 – Гурвич, 14 – Суярлампи, 15 – Малое, 16 – Пертозеро, 17 – Гарнозеро

\* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 03-05-64760).

мывания ее из тающих массивов мертвого льда. Таким образом, комплекс пыльцы, свойственный позднеледниковым отложениям, следует считать гетерогенным, часть его, предельная пыльца, принадлежащая растениям перигляциальных областей (аркто-альпийские, гипоарктические, бореальные, степные виды), отложена *in situ*, а несовместимая с ним пыльца термофильных и частично бореальных пород переотложена или занесена. Вопрос о произрастании бореальных древесных пород сложен и неоднозначен. Определенные по пыльце виды (*Betula Albae*, *B. cherepanovii*, *Alnus incana*, *Alnaster fruticosus*, *Picea*, *Pinus*) обладают широкой амплитудой приспособляемости к низкотемпературным условиям, мирятся с холодными почвами и даже способны существовать в условиях многолетнемерзлых грунтов. В то же время пыльца большинства из них обладает высокой транспортабельностью (особенно это касается пыльцы *Pinus*), и, учитывая довольно низкую насыщенность осадков пыльцой, надо полагать, что синхронной осадкам была лишь малая часть пыльцы бореальных деревьев, продуцируемая островными редкостойными древесными ценозами.

При стратиграфическом расчленении позднеледниковых отложений в спорово-пыльцевых диаграммах (СПД) выделялись палинозоны, соответствующие климатическим периодам схемы Блитта-Сернандера. Критериями при их выделении служили следующие обстоятельства: результаты радиоуглеродных датировок, соотношение пыльцы древесных/недревесных растений, видовой состав травянистой растительности.

Выделенные палинозоны назывались по преобладающей пыльце и спорам, в скобки заключены названия тех доминирующих растений, пыльца которых

в большинстве своем переотложена или является результатом ветрового заноса. Представляется наиболее приемлемым сопоставить данные по особенностям палинозон в таблице в следующем хронологическом порядке: область развития краевых образований вепсовско-крестецкой стадии дегляциации (разрезы Лайнозеро, Тамбичозеро); область развития краевых образований лужской стадии дегляциации (разрезы Педозеро, Кузминское, Куносозеро, Гурвич, Суярлампи); область развития краевых образований невской стадии дегляциации (разрез Четырехверстное). Все СПД строились с использованием программы «TILIA», определение границы пыльцевых зон – программы «CONISS», подсчет процентных соотношений производился от общей суммы пыльцы и спор. В СПД Готнаволоок, Замошье, Боярщина (Елина и др., 2000), Разломное (Шевелин и др., 1988), Мошкарное (Филимонова, 1995) вычисление производилось иным методом, поэтому сравнивать данные представляется затруднительным.

Кроме этого, хотелось бы упомянуть о СПД, полученных в результате палинологического анализа донных отложений двух озер – Горнозеро и Пертозеро (рис.) в Южном Прионежье, причем одно из них (Горнозеро) находится с дистальной стороны от конечно-моренной гряды лужской стадии дегляциации, другое (Пертозеро) – с проксимальной. Донные осадки этих озер являются яркой иллюстрацией к тезису о невозможности расчленения позднеледниковых отложений из-за существенной зараженности их переотложившей пыльцой. Признаками большого участия переотложенных компонентов следует считать присутствие дочетвертичных спороморф, незначительное изменение состава спорово-пыльцевых спектров

#### Корреляция палинозон СПД донных отложений озер Онежского бассейна

Озеро	Аллеред (12 000–11 000 л. н.)	Поздний дриас (11 000–10 000 л. н.)	Пребореал (10 000–9000 л. н.)
	ПЗ 1	ПЗ 2	ПЗ 3
Лайнозеро	<i>(Pinus) – Betula nana – Artemisia – (Betula Albae)</i>	<i>Artemisia – Betula nana – Bryales – (Betula Albae) – (Pinus)</i>	<i>Betula Albae – Betula nana – Salix – Bryales</i>
Тамбичозеро	<i>(Betula Albae) – (Alnus) – Betula nana – Artemisia</i>	<i>2b (Betula Albae) – Poaceae – Cyperaceae – Betula nana 2a Artemisia – Chenopodiaceae – Betula nana – (Betula Albae)</i>	<i>Betula Albae – Poaceae – Cyperaceae</i>
Педозеро	<i>(Betula Albae) – (Alnus) – Betula nana – Bryales</i>	<i>(Betula Albae) – Betula nana – (Alnus) – Artemisia – Bryales</i>	<i>Betula Albae – Betula nana – Poaceae – Polypodiaceae – Bryales</i>
Филимоноиха	<i>(Pinus) – (Picea) – (Betula Albae) – (Alnus) – Artemisia</i>	<i>Artemisia – (Pinus) – (Alnus) – Betula nana</i>	Единичные пыльцевые зерна <i>Pinus</i>
Кузминское		<i>Artemisia – Cyperaceae – (Betula Albae)</i>	<i>Betula Albae – Artemisia – Poaceae – Cyperaceae</i>
Куносозеро		<i>(Betula Albae) – Artemisia – Betula nana – Cyperaceae</i>	<i>Betula Albae – Poaceae – Cyperaceae – Polypodiaceae</i>
Гурвич	<i>(Betula Albae) – (Alnus) – Varia – Polypodiaceae</i>	<i>(Betula Albae) – Varia Artemisia – Poaceae – Cyperaceae – Polypodiaceae</i>	<i>Betula Albae – Alnus – Varia</i>
Суярлампи	<i>(Betula Albae) – (Alnus) – Polypodiaceae – Varia</i>	<i>(Betula Albae) – (Alnus) – Poaceae – Cyperaceae – Artemisia</i>	<i>Betula Albae – Salix – Artemisia – Poaceae – Cyperaceae – Varia Polypodiaceae</i>
Малое	<i>(Betula Albae) – (Alnus) – Polypodiaceae – Varia</i>	<i>(Betula Albae) – Poaceae – Artemisia – Varia</i>	<i>Betula Albae – Artemisia – Poaceae – Cyperaceae – Lycopodiaceae – Polypodiaceae – Bryales</i>
Четырехверстное	<i>1b (Betula Albae) – Artemisia – Poaceae – Chenopodiaceae 1a (Betula Albae) – (Pinus) – (Alnus) – (Picea) – Artemisia</i>	<i>Artemisia – Chenopodiaceae – Poaceae – Cyperaceae</i>	<i>Betula Albae – Cyperaceae – Poaceae – Artemisia – Pinus</i>



по всему разрезу, спорадическое присутствие пыльцы широколиственных, появляющихся и исчезающих без каких-либо закономерностей (Гричук, 1969). Более или менее четко в отложениях Горнозера выделяются слои аллереда, которые характеризуются весьма высоким содержанием пыльцы *Picea* и *Pinus*. Отнесение этого слоя к аллереду подтверждается радиоуглеродной датировкой  $11\ 500 \pm 230$  лет назад (ЛЕ-6528). В отложениях же оз. Пертозеро выделить слои аллереда не представляется возможным. Позднему дриасу здесь соответствуют слои с повышенным содержанием пыльцы *Betula nana*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*. В СПД Горнозеро осадки верхнего дриаса фиксирует увеличение доли травянистых. На дриасовых отложениях залегают осадки пребореала, что подтверждается ростом кривой пыльцы древесных и радиоуглеродными датировками:  $9500 \pm 300$  (Пертозеро) и  $9400 \pm 100$  лет назад (Горнозеро). Впрочем, такое расчленение носит предварительный характер и требует дополнительной доработки.

Разрезы Тамбичозеро, Педозеро, Филимониha, Кузминское, Куносозеро (рис.) расположены в юго-восточной Карелии. Коренные породы представлены вулканогенными и осадочными образованиями архея, нижнего протерозоя и палеозоя (Геология Карелии, 1987), которые перекрыты сомкнутым чехлом рыхлых четвертичных отложений, имеющих значительную мощность. Основным типом рельефа является холмистая равнина с относительно высокой вертикальной расчлененностью. В пределах района развиты аккумулятивные межлопастные возвышенности, холмистые моренные равнины и комплекс краевых образований.

Разрезы Гурвич, Суярлампи, Малое, Четырехверстное (рис.) расположены в южной части Карелии, на Олонецкой возвышенности, которая представляет собой возвышенное плато, сложенное кристаллическими породами, перекрытыми моренными и водноледниковыми отложениями. В северной части плато и на его северных и северо-западных склонах развит конечно-моренный и холмисто-котловинный моренный рельеф. К северу от возвышенности расположена Шуйская озерно-ледниковая равнина.

Во всех упомянутых водоемах осадконакопление началось не ранее аллереда, а в озерах Куносозеро и Кузминское – в позднем дриасе. Среднедриасовые образования Карелии вскрыты лишь в центральной части Онежского озера, где на основании комплекса методов проведено четкое стратиграфическое расчленение ленточных глин (Лаврова, 2004).

Не останавливаясь подробно на характеристике СПД, отметим основные особенности выделенных палинозон. Но прежде непременно следует упомянуть, что во всех изученных разрезах отложений го-тигляциала определены те или иные представители сообществ на каменистых и щебнистых грунтах (*Alnaster fruticosus*, *Botrychium boreale*, *Chenopodium foliosum*, *Criptogramma crispa*, *Diphasiastrum alpinum*, *Dryas octopetala*, *Ephedra*, *Eurotia ceratoides*, *Helianthemum*, *Hippophae rhamnoides*, *Huperzia appressum*, *Kochia laniflora*, *K. scoparia*), временных агрегаций на несформированных или нарушенных почвах (*Chenopodium album*, *Ch. rubrum*, *Ch. polyspermum*, *Hippophae rhamnoides*, *Kochia scoparia*, *Saxifraga oppositifolia*, *Thalictrum alpinum*), тундровых, лесотундровых, лес-

ных, степных ценозов и интразональных биотопов. Кроме того, в результате видовой диагностики выяснилось, что в изучаемых отложениях встречались весьма разнообразные как по географическому происхождению, так и по экологии виды. Чрезвычайно интересны находки пыльцы растений-индикаторов: гелиофиты (*Pleurospermum*, *Ephedra*, *Hippophae rhamnoides*, *Helianthemum*) указывают на несомкнутый характер растительного покрова; галофиты (*Salicornia herbaceae*, *Atriplex nudicaulis*, *Armeria*) свидетельствуют о существовании многолетней мерзлоты, что подтверждается также присутствием *Alnaster fruticosus*. Примечательно постоянное участие в спектрах переотложенных дочетвертичных пыльцы и спор, наряду с пыльцевыми зёрнами термофильных пород (*Quercus*, *Corylus*) и пыльцой растений, свойственных местообитаниям с нарушенным почвенным покровом, что указывает на активные процессы переотложения вследствие таяния массивов мертвого льда, процессов эрозии и солифлюкции.

**Аллеред.** Относительно теплый интерстадиал аллереда вызвал интенсивное таяние ледника и отступление его края от краевых образований невской стадии оледенения (рис.). Палинозоны всех изученных СПД имеют черты сходства и отличия. Основным доминантом палиноспектров является *Betula Albae*, за исключением СПД Лайнозеро и Филимониha, в которых преобладает пыльца *Pinus*. Андомская возвышенность, где расположено оз. Лайнозеро, освободилась от материкового льда на наиболее раннем этапе дегляциации. Характерный для этого района рельеф камов и звонцев указывает на существование массивов мертвого льда, сдерживавших распространение растительности. Граница распространения сосны могла быть максимально приближена к Андомской возвышенности, что и привело к повышению удельного веса пыльцы *Pinus*. Нельзя также исключить возможность того, что сосна проникала в отдельные благоприятные местообитания, создавая разреженные ценозы. СПД Филимониha занимает особое положение, так как спектры формировались в аллювиально-озерных отложениях, которые имеют свои особенности вследствие перемешивания разновозрастных пыльцевых зёрен и спор из-за эрозионной деятельности реки. Скорее всего, пыльца *Pinus*, наряду с *Picea*, была переотложена. Вызывает удивление весьма высокое содержание пыльцы *Pinus* (а также *Picea*) в СПД Четырехверстное в районе г. Петрозаводска, особенно учитывая то, что в отложениях аллереда изученных разрезов, расположенных как западнее (Суярлампи, Малое), так и севернее (Готнаволоок, Мошкарное), содержание пыльцы сосны незначительно. Это обстоятельство приводит к выводу о переотложенном характере пыльцы *Pinus* и *Picea*. Одну из главных позиций во всех СПД занимает пыльца *Alnus*. Возможно, часть ее является результатом ветрового заноса и переотложения, тем не менее участие ольхи в составе растительного покрова представляется весьма значимым. Если в современных условиях ольха серая тяготеет к увлажненным местообитаниям, то в позднеледниковые при отсутствии конкуренции со стороны других пород экологические позиции ольхи могли быть существенно расширены. Будучи породой-пионером, ольха наряду с березой первой заселяла свободные пространства. Примеча-

тельно, что в целом сумма пыльцы древесных в спорово-пыльцевых спектрах отложений Олонецкой возвышенности несколько выше, чем в юго-восточной Карелии, где в отсутствие крупных водоемов таяние обширных погребенных массивов мертвого льда, сдерживающих развитие растительности, завершилось не ранее пребореала. По мнению И. Н. Демидова (см. статью в этом сборнике), почти вся территория от Андомской возвышенности на юге до Водлозерской возвышенности на севере была перекрыта массивами и полями мертвого погребенного льда до начала аллереда. Лишь в локальных понижениях существовали проталины-озера. Таким образом, обстановка отнюдь не благоприятствовала произрастанию древесной растительности. На Олонецком плато пыльца могла продуцироваться редкостойными березовыми сообществами с ольхой, удобные условия для которых существовали на побережьях Шуйского и Онежского приледниковых озер, освободившихся ото льда в аллереде или даже ранее. Не меньшее влияние на распространение древесных пород имела многолетняя мерзлота. Определяющим фактором для произрастания растений является глубина оттаивания (мощность деятельного слоя), которая зависит от субстратов, так, пески оттаивают быстрее и на большую глубину, чем глинистые грунты. Преобладание на Олонецкой возвышенности песчаных и супесчаных разновидностей морены (Карта..., 1993) также обусловило повышение удельного веса древесных сообществ.

Что касается пыльцы низкорослых кустарничков и трав, т. е. пыльцы, несомненно отложенной *in situ*, первые позиции в аллередских отложениях юго-восточной Карелии занимает *Betula nana*. Скорее всего, это определено рядом причин: в частности, преобладанием глинистых и суглинистых субстратов. Кроме того, таяние массивов мертвого льда, активизировавшееся в условиях относительно теплого климата аллереда, обеспечивало повышенное увлажнение грунтов у склонов ледораздельных возвышенностей и также создавало благоприятные местообитания для существования тундровых ценозов. Некоторое превышение содержания пыльцы *Artemisia* над *Betula nana* в СПД Филимонаха связано с произрастанием ее на постоянно меняющихся берегах залива Онежского приледникового озера, но, учитывая низкую пыльцевую продуктивность пыльцы *Betula nana*, следует помнить о том, что репрезентация карликовой березки всегда ниже, чем ее доля в составе спектров. Основные позиции в отложениях аллереда Олонецкой возвышенности (Суярлампи, Малое, Гурвич) (рис.) принадлежат пыльце разнотравья и спорам папоротников. Пыльца *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Betula nana* имеет меньший удельный вес. В СПД Четырехверстное, характеризующей отложения разреза, расположенного в области развития невской стадии дегляциации, выделены две подзоны, относящиеся в аллереде. В первой безраздельно господствует заносная и переотложенная пыльца древесных, среди травянистых – *Artemisia*, во второй – *Betula Albae*, *Artemisia*, *Poaceae* и *Chenopodiaceae*. Значит, вслед за отступающим ледником расселялись полыни, затем к ним присоединились маревые, злаковые и другие травы.

Флора аллереда, разнообразная по географическому происхождению, экологии и ценотической при-

уроченности, указывает на мозаичный, комплексный характер растительного покрова, представляющий собой сложное сочетание разнообразных палеосообществ (ПС). Эти палеосообщества находили благоприятные местообитания как в юго-восточной, так и в южной Карелии, занимая при этом разные площади. В юго-восточной Карелии, в условиях широкого развития погребенных ледниковых массивов, вокруг редких проталин-озер и по берегам пра-Водлы произрастали ерниковые и ерnikово-зеленомошные тундровые ПС (*Betula nana*, *Salix*, *Polygonum bistorta*, *Rubus chamaemorus*, *Pedicularis*, *Selaginella selaginoides*, *Lycopodium pungens*, *Bryales*). Меньший удельный вес имели перигляциальные ПС, представленные видами *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, с участием *Hepaticae*, *Dryas octopetala*, *Saxifraga*, видов *Poaceae*, на мелкоземмах и по мере формирования скелетных почв к ним присоединились *Helianthemum*, *Minuartia*, *Ephedra*. Учитывая неприхотливость и высокую приспособляемость некоторых древесных пород (*Betula cherepanovii*, *B. pubescens*, *Pinus*, *Alnus*), можно сделать предположение об их ограниченном распространении в виде редкостойных группировок в защищенных от ветров местообитаниях. На Олонецкой возвышенности, где массивы мертвого льда были менее распространены, древесные ценозы, в состав которых также входили *Betula cherepanovii*, *B. pubescens*, *Alnus incana*, занимали более устойчивые позиции, хотя также, вероятно, имели ограниченное развитие. О несомкнутости растительного покрова свидетельствует присутствие пыльцы растений-гелиофитов (*Helianthemum*, *Ephedra*, *Hippophae rhamnoides*). Наиболее широко были развиты перигляциально-разнотравные ценозы, в состав которых, помимо полыней и маревых, входили виды семейств и родов *Apiaceae*, *Cichoriaceae*, *Asteraceae*, *Caryophyllaceae*, *Polygonum*, *Thalictrum* и др. Благоприятные местообитания существовали и для полынно-маревых и ерниковых тундровых сообществ, представителей группировок на щебнистых и каменистых грунтах и временных агрегаций на нарушенных и несформированных почвах. В районе заповедника «Кивач» (СПД Мошкарное) (Филимонова, 1995) и Кондопожской губы (СПД Готнаволоок) (Елина и др., 2000) были распространены ерnikово-зеленомошные ценозы, перигляциальные комплексы, луговые сообщества, а также березовые и сосново-березовые ценозы.

**Поздний дриас.** В большинстве разрезов доминирует пыльца *Artemisia* и реже *Chenopodiaceae*, в некоторых, находящихся в области развития лужской стадии дегляциации (СПД Педозеро, Куносозеро, Гурвич, Суярлампи, Малое) (рис.), преобладает, как ни странно, пыльца *Betula Albae*. Принимая во внимание разнообразие доминантов палинозон даже близко расположенных СПД (таких как Куносозеро и Кузминское), нельзя объяснить это явление ветровым заносом. Итак, причиной преобладания пыльцы *Betula Albae* могло быть усиление процессов эрозии грунтов и, следовательно, переотложения. Возможно, в наиболее защищенных местообитаниях все же сохраняются древесные сообщества из *Betula cherepanovii*. В двух разрезах юго-восточной Карелии (Лайнозеро, Педозеро) относительно прочные позиции имеет пыльца *Betula nana*, в некоторых СПД Олонецкой возвышенности субдоминантами палинозон зачастую выступа-

ет пыльца *Poaceae* и *Cyperaceae*. К сожалению, пыльца этих семейств почти не диагностируется до вида вследствие морфологического единообразия. Вероятно, пыльцу продуцировали степные осоки и злаки, создающие специфические степные сообщества, аналогичные современным, описанным Б. А. Юрцевым (1974) в Чукотской тундре. В то же время, судя по составу спорово-пыльцевых спектров, продолжается процесс зарастания водоемов водными и прибрежно-водными растениями, следовательно, виды осок и злаковых могли входить в их число, отражая локальные особенности растительности.

Этот этап развития растительного покрова связан с расширением площадей, занятых перигляциальными полынно-маревыми группировками, ерниковыми, ерnikово-зеленомошными тундровыми формациями, и деградацией древесной растительности. Учитывая низкую пыльцевую продуктивность *Betula nana*, надо полагать, что ее роль в растительном покрове (даже при низком содержании пыльцы в спектрах) была весьма значима. Несмотря на повышение удельного веса перигляциальных полынно-маревых группировок, особенно широко тундровые сообщества были развиты в юго-восточной Карелии, в южной – перигляциально-разнотравные с осоками и злаками. В позднем дриасе в районе заповедника «Кивач» (СПД Мошкарное) (Филимонова, 1995), в Кижском заказнике (СПД Замошье, Боярщина) (Елина и др., 2000), в районе Лижемской губы (СПД Разломное) (Шевелин и др., 1988) были распространены группировки перигляциального типа, тундровые ерnikово-зеленомошные ценозы и в меньшей степени лесотундровые березовые сообщества с сосной.

**Пребореал.** Объединяющим моментом спорово-пыльцевых спектров всех СПД является резкое увеличение роли пыльцы *Betula Albae*. Таким образом, под влиянием нарастающего потепления и влагообеспеченности растительность претерпела значительные изменения, выразившиеся в повсеместном распространении редкостойных березовых сообществ и бореальных видов (*Filipendula ulmaria*, *Geum rivale*, *Urtica*, плауны и папоротники).

Субдоминанты спорово-пыльцевых спектров палинозон, относящихся к этому времени, весьма разнообразны. Так, в СПД Лайнозеро и Педозеро это пыльца карликовой березки. В спектрах СПД Тамбичозеро значима роль пыльцы *Poaceae* и *Cyperaceae*. Но находки макрофоссилий *Betula nana*, *Salix herbaceae*, *Dryas octopetala* (Wohlfarth et al., 2002) свидетельствуют о широком распространении здесь тундровых ценозов. Вероятно, остаточные массивы мертвого льда все еще оказывали влияние на состав растительного покрова, выразившееся в сохранении тундровых сообществ. Как видно из таблицы, субдоминантами палинозон, относящихся к пребореальному времени, зачастую являются и *Artemisia*, и *Poaceae*, и *Cyperaceae*. Возможно, полынно-маревые группировки сохраняются как реликты холодных времен, впрочем, следует отметить, что местообитания этих группировок могли быть связаны с освободившимися от вод территориями. Что же касается осоковых и злаковых, не совсем ясно, являются ли они наследием прошлых ледниковых эпох или отражают процессы зарастания водоемов.

Таким образом, в пребореале происходит существенная перестройка растительности, связанная с распространением редкостойных березовых ценозов и увеличением в составе флоры доли бореальных видов. Тем не менее связь с предыдущей эпохой не исчезла, и выражена она в сохранении перигляциальных и тундровых ерnikово-зеленомошных группировок, существовавших вплоть до бореального времени.

## Заключение

Выяснилось, что для всех исследованных спорово-пыльцевых диаграмм основными особенностями палиноспектров являются: в аллереде – пыльца древесных, главным образом *Betula Albae*, при достаточно высоком количестве пыльцы травянистых и кустарничков; в позднем дриасе – уменьшение количества пыльцы древесных на фоне возрастания пыльцы трав и кустарничков (*Artemisia*, *Betula nana*); в пребореале – значительный рост пыльцы древесных (*Betula Albae*), изменение видового состава травянистых (в частности, повышение роли бореальных мезофитов).

Как явствует из анализа, заселение растениями территории началось не ранее аллереда (~11 800 лет назад), в то время как освобождение южной и юго-восточной Карелии от материкового льда произошло 13 000–14 000 лет назад (Экман, 1987), т. е. существенно позднее, чем это предполагалось ранее. Причина этого кроется в особенностях дегляциации, выразившихся в длительном сохранении массивов мертвого льда, которые теряли связь с ледником и таяли на протяжении тысячелетий. Растительность позднеледниковья была представлена тундровыми ерnikовыми, ерnikово-зеленомошными, полынно-маревыми, перигляциально-разнотравными и редкостойными березовыми сообществами. Изменение природных условий стадий и интерстадиалов не вызывало коренных изменений растительности, а обуславливало перераспределение площадей, занимаемых палеосообществами. Если в аллереде роль древесных сообществ была невелика, то в позднем дриасе они могли сохраниться лишь в наиболее защищенных местообитаниях. Начало пребореального времени было важным рубежом в изменении всей физико-географической обстановки и ознаменовалось нарастанием влаго- и теплообеспеченности, вызвав необратимые изменения в растительном покрове, выразившиеся в распространении древесных ценозов.

Анализ доминантов и субдоминантов спорово-пыльцевых спектров СПД позднеледниковья позволил выявить особенности пространственно-временной дифференциации растительного покрова. Растительность аллереда Олонецкой возвышенности отличается большим удельным весом древесных ценозов, что связано со смягчающим влиянием на климат Онежского и Шуйского приледниковых озер, способствующих, таким образом, таянию массивов мертвого льда. Юго-восточная Карелия в это время была почти полностью перекрыта полями мертвого льда. Доминирующие позиции в растительности юго-восточной Карелии занимают ерnikово-зеленомошные формации, на Олонецкой возвышенности, где массивы мертвого льда растаяли раньше, преобладали перигляциально-

разнотравные сообщества. В позднем дриасе в условиях похолодания и ксерофитизации климата происходит деградация древесной растительности и возрастание роли поlynно-маревых группировок, но при этом в юго-восточной Карелии весьма значима роль ерниковых и ерnikово-зеленомошных ценозов, тогда как на Олонецкой возвышенности – перигляциально-разнотравных. Изменение климатических параметров в сторону повышения тепло- и влагообеспеченности в

пребореале повлекло за собой повсеместное распространение березовых сообществ. В заключение еще раз подчеркнем, что на формирование растительного покрова оказала влияние совокупность контролирующих экологических факторов: особенности дегляциации территории, остаточная многолетняя мерзлота, обширные приледниковые бассейны, контрастность природных обстановок, литологический состав четвертичных отложений.

## ЛИТЕРАТУРА

- Геология Карелии*. Л., 1987. 231 с.
- Гричук В. П.* Гляциальные флоры и их классификация // Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М., 1969. С. 57–70.
- Елина Г. А., Лукашов А. Д., Юрковская Т. К.* Позднеледниковые и голоцен Восточной Фенноскандии (палеорастительность и палеогеография). Петрозаводск, 2000. 242 с.
- Карта «Четвертичные отложения Финляндии и северо-запада Российской Федерации и их сырьевые ресурсы»* М 1 : 1 000 000 // Геологическая служба Финляндии, 1993.
- Лаврова Н. Б.* Палинологическая характеристика донных отложений Онежского озера // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск, 2004. С. 219–225.
- Филимонова Л. В.* Стандартные спорово-пыльцевые диаграммы позднеледниковья и голоцена средней Карелии // Палинология в России (к IX междунар. палинолог. конгр.) (Хьюстон, Техас, 1995 г.). М., 1995. С. 86–103.
- Шевелин П. Ф., Елина Г. А., Хомутова В. И., Арсланов Х. А.* Отражение колебаний уровня режима Онежского озера в растительности и стратиграфии болота Разломное в голоцене // Болотные экосистемы европейского Севера. Петрозаводск, 1988. С. 39–55.
- Экман И. М.* Четвертичная система // Геология Карелии. Л., 1987. С. 78–93.
- Юрцев Б. А.* Степные сообщества Чукотской тундры и плейстоценовая «тундростепь» // Ботан. журн. 1974. Т. 59, № 4. С. 484–501.
- Wohlfarth B., Filimonova L., Bennike O. et al.* Late-Glacial and Early Holocene Environmental and Climatic Change at Lake Tambichozero, Southeastern Russian Karelia // Quaternary research. 2002. Vol. 58. P. 261–272.

*Т. С. Шелехова, О. В. Васько, И. Н. Демидов*

## ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИОНЕЖЬЯ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ

На завершающих этапах позднеледниковья – в начале послеледниковья в бассейне Онежского озера катастрофически быстро происходили масштабные изменения окружающей среды. За тысячу лет его котловина освободилась от материкового льда, и около 11 400 лет назад край ледника отступил в северо-западное Прионежье. В это время Онежское приледниковое озеро (ОПО) достигло максимальных размеров, но вскоре его уровень начал быстро падать. Частые глобальные изменения климата на рубеже поздне- и послеледниковья отразились в быстрой смене ландшафтов.

Озеро Шавнилампи (62°32' с. ш., 33°42' в. д.) расположено в 9 км к северу от пос. Гирвас, в 800 м к западу от западного берега оз. Пальеозеро, на высоте 88,5 м над уровнем моря (рис. 1). Глубина его более 6 м, площадь около 9 га. Котловина приурочена к понижению коренных пород, представленных габбро-долеритами, и входила в состав ОПО. В 4 км к югу от пос. Гирвас на песчаной террасе, на высоте 80 м расположено оз. Большое Хавгилампи, глубина которого более 9 м, площадь около 4,5 га.

В районе пос. Гирвас перешеек озер Пальеозеро и Сундозеро сложен крупнейшей в Карелии экстрамаргинальной дельтой, сформировавшейся в устье впадения мощной системы стока талых ледниковых вод в ОПО. Дельта площадью около 40–50 км<sup>2</sup> сложена диагонально слоистыми, преимущественно мелко- и среднезернистыми песками мощностью до 35 м. Абсолютные отметки поверхности дельты составляют 95–100 м. Через нее проходил основной сброс талых ледниковых вод и глинистого материала в ОПО на заключительной, перигляциальной стадии его развития, когда край ледника отступил в западную Карелию. Максимальный уровень ОПО в районе Гирваса составлял около 120 м, но после дегляциации Онего-Беломорского водораздела озеро получило новый сток в Беломорскую котловину, и его уровень около 11 300 лет назад упал до отметки 95–100 м (Демидов, 2004). Поэтапное падение уровня ОПО в районе пос. Гирвас и д. Юркостров фиксируют серии аккумулятивных и абразионных террас на абсолютных отметках от 115 до 75 м. Результаты комплексного изучения донных отложений оз. Шавнилампи, дополненные радиоуглеродными датировками осадков оз. Большое Хавгилампи, позволяют выявить особенности дегляциации тер-

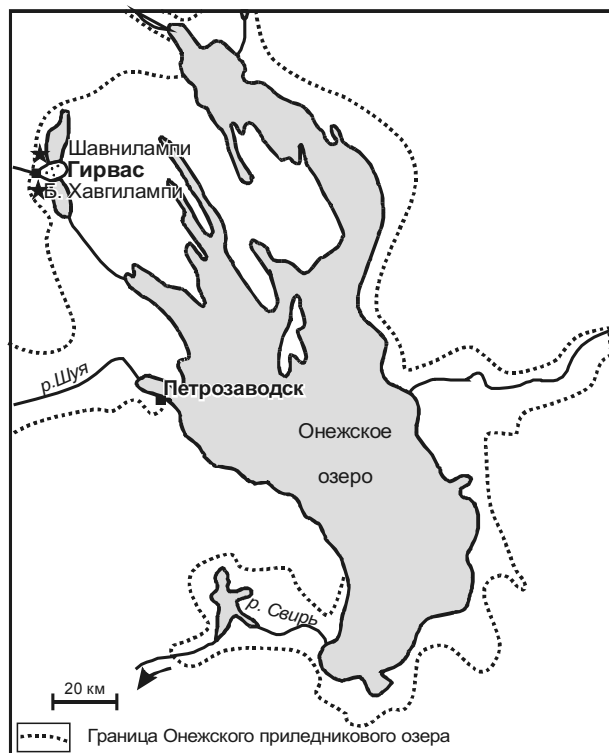
ритории, развития ОПО, формирования крупнейшей в Карелии флювиогляциальной дельты, определить особенности быстро меняющихся палеоэкологических обстановок северо-западного Прионежья на рубеже позднеледниковья и голоцена.

### Методы и объекты исследований

С помощью ручного бурения был получен ненарушенный керн донных отложений оз. Шавнилампи, мощностью 590 см.

900–890 см – песчано-гравийные отложения.

890–855 см – серые ленточные глины с мощностью слоев до 0,5 см, в подошве слоя глины опесчанены и мощность слоев достигает 2 см.



**Рис. 1.** Онежское приледниковое озеро и положение изученных разрезов

855–835 см – розовато-коричневые ленточные глины, «розовый горизонт» с мощностью слоев 0,5–0,7 см.

835–695 см – серые ленточные глины, на глубине 765–695 см микрослоистые, ниже опесчаненные с мощностью слоев 0,5–0,7 см.

695–680 см – неясно-слоистые серые алевриты.

680–650 см – гомогенные серые алевриты с растительными остатками, сверху более темные.

650–628 см – темно-коричневые алевриты без крупных растительных остатков.

628–310 см – сапропель темно-коричневый.

Был проведен спорово-пыльцевой, диатомовый и химический анализы керн с изучением его текстурных особенностей. Получены радиоуглеродные датировки базальных слоев сапропеля. Спорово-пыльцевой и диатомовый анализы выполнены по 50 образцам с интервалом 10 см, химический – по 14. В результате спорово-пыльцевого анализа определено 68 таксонов растений, в том числе 25 видов. С помощью программы TILIA построена спорово-пыльцевая диаграмма (рис. 2). Образцы на диатомовый анализ приготовлены по стандартной методике (Диатомовые водоросли, 1951; Давыдова, 1985). Диатомовая флора по возможности определялась до вида, разновидности и формы. На основании полученных данных построена диатомовая диаграмма (рис. 3), где представлены группы диатомей по местообитанию, а также суммы видов одного рода, содержание которых в составе диатомового комплекса – менее 1% (за исключением отдельных таксонов). Единичное присутствие видов (до 2%) показано знаком «+». Диаграммы экологических характеристик флоры – галобность и биогеография видов, а также реконструкции pH среды (по: Renberg, Hellberg, 1982) приведены на рис. 4. В результате диатомового анализа было выявлено 168 видов и разновидностей диатомовых водорослей, принадлежащих к двум классам и 10 родам пресноводной флоры. Кроме них в образцах с гл. 650–635 см обнаружены отсутствующие в справочной литературе три створки хорошей сохранности переотложенных морских диатомей. Практически по всему разрезу встречаются целые колонии и обломки водоросли *Pediastrum*. Для реконструкции палеоэкологических условий использовались материалы по геологическому строению района, развитию растительности, изменениям уровня Онежского озера.

**Аллерёд (~11 400–10 800 лет назад).** Аллерёдский интерстадиал начался около 11 800 лет назад и характеризовался интенсивным таянием и отступанием края ледникового покрова. В начале его вся северная часть Онежской котловины была перекрыта материковым льдом. В разрезе Шавнилампи отложения второй половины аллерёда (гл. 890–780 см) представлены серыми ленточными глинами, залегающими на песках. Мощность годичных слоев изменяется от 2 см в подошве горизонта до 4 мм в его кровле. Маркирующий горизонт «розовых» ленточных глин (855–835 см) не характеризуется микрослоистостью, наблюдаемой во всех разрезах ОПО, мощность годичных слоев в нем больше и достигает 5–8 мм. С одной стороны, это объясняется высоким гипсометрическим положением разреза (88,5 м), а с другой – близостью края ледникового покрова при формировании «розового» горизонта

ленточных глин и, соответственно, значительным отступлением терригенного песчаного материала. «Розовый» горизонт образовался в результате окисления осадков при обогащении придонных вод кислородом в связи с резким падением уровня ОПО после деградации Онего-Беломорского водораздела и открытия порога стока на север, в Беломорскую котловину, около 11 300 лет назад (Демидов, 2004). В районе Гирваса уровень ОПО опустился примерно со 120 до 95–100 м, после чего начала формироваться мощная Гирвасская экстрамаргинальная дельта. Как и в других разрезах ОПО, «розовый» горизонт в Шавнилампи несколько обогащен окислами железа по сравнению с вмещающими его серыми ленточными глинами. Ниже этого горизонта насчитывается около 100 годичных лент, что позволяет продатировать начало формирования разреза и отступление ледникового края примерно 11 400 лет назад. Содержание органики в ленточных глинах составляет 1,58–2,12%.

По результатам спорово-пыльцевого анализа на гл. 890–780 см выделена пыльцевая зона (ПЗ) SH 1 – B. Albae – Pinus – Artemisia – Chenopodiaceae по большому содержанию пыльцы древесных, представленных в основном *Betula Albae* (30%) и *Pinus* (25%). Наряду с лесным комплексом в составе спектров участвуют перигляциальные и степные виды (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra*, *B. nana* и др.). Насыщенность отложений пыльцой невелика. Кроме этого, выявлено много деформированной, фоссилизированной пыльцы, из-за чего неопределимой. Все это вместе с присутствием пыльцы термофильных элементов *Corylus*, *Alnus glutinosa*, а также *Ulmus*, не свойственных данному времени, свидетельствует о переотложении (особенно тяжелой пыльцы вяза). Отмечен рост кривых пыльцы сем. *Rosaceae*, *Scrophulariaceae*, *Polygonaceae*, *Apiaceae* и др., а также пыльцы *Salix* и пыльцы прибрежно-водной растительности. Совместная встречаемость *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra* и *Plantago* характеризует необлесенные пространства с бедными минеральными почвами. В группе споровых широко представлены *Bryales*, *Polypodiaceae* и *Shpagnales* с небольшим количеством спор *Hepaticae*. Все это свидетельствует о несомкнутости растительного покрова. Очень разнообразная экологическая принадлежность и флористический состав пыльцевых спектров дает возможность говорить об их образовании в аллереде, когда одновременно встречались растения различных экологических группировок. На данной территории распространялись редкостойные березовые сообщества с небольшим участием сосны и ольхи серой. Кроме того, в составе растительных ценозов участвовали ерничково-зеленомошные тундровые и луговые формации с участием степных видов и мезофильного разнотравья. Факт формирования данных спорово-пыльцевых спектров во второй половине аллерёда подтверждается ранее полученной датировкой маркирующего «розового» горизонта (Демидов, 2004).

В толще ленточных глин, включая «розовый горизонт», и низа алевритов с гл. 890 до 650 см в результате диатомового анализа обнаружены только водоросли *Pediastrum* и единичные створки диатомей. Чем же можно объяснить отсутствие диатомовой флоры? Известно, что седиментация ленточных глин происходит в приледниковых водоемах на глубинах 20–25 м.



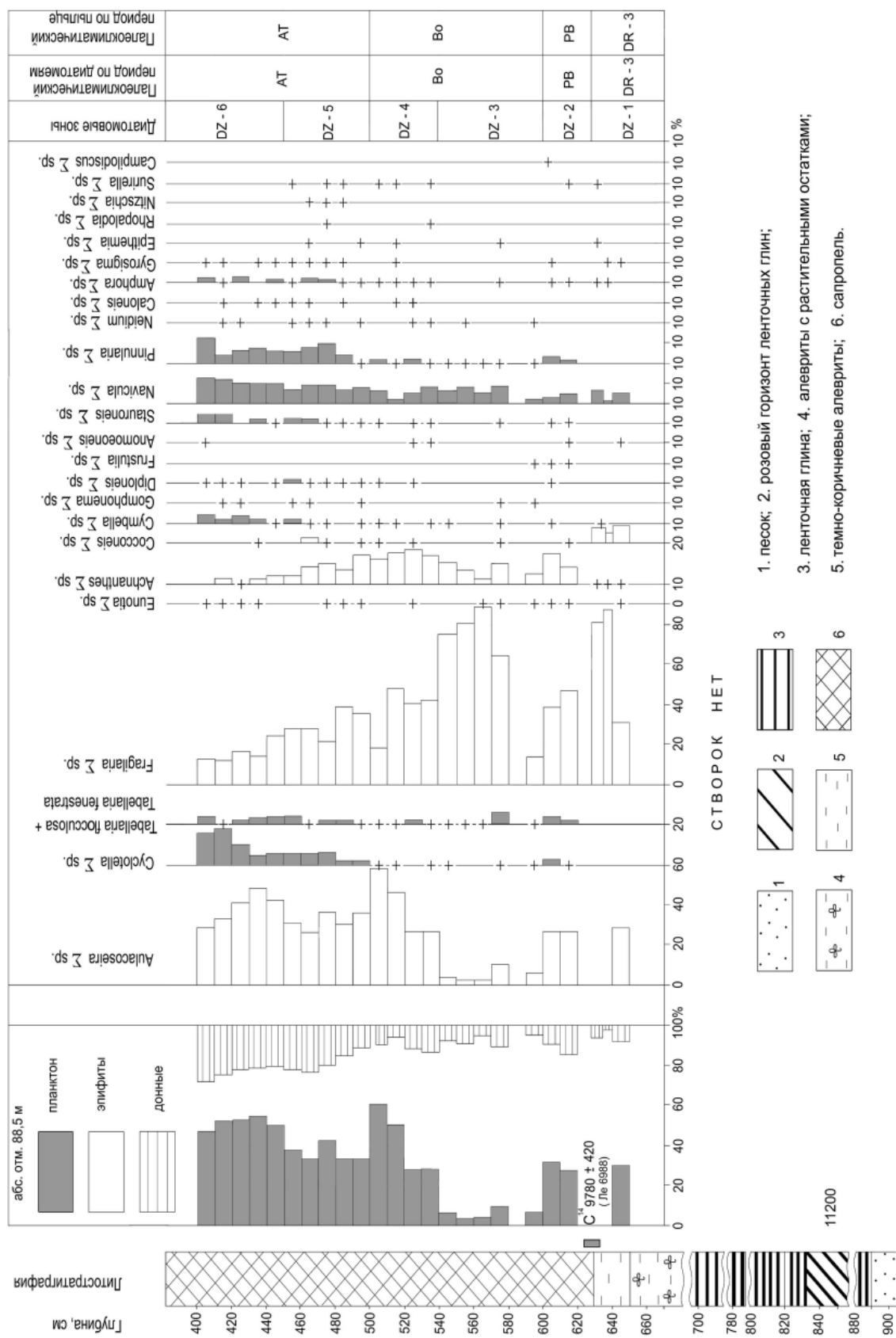


Рис. 3. Диагномовая диаграмма донных отложений оз. Шавилампи



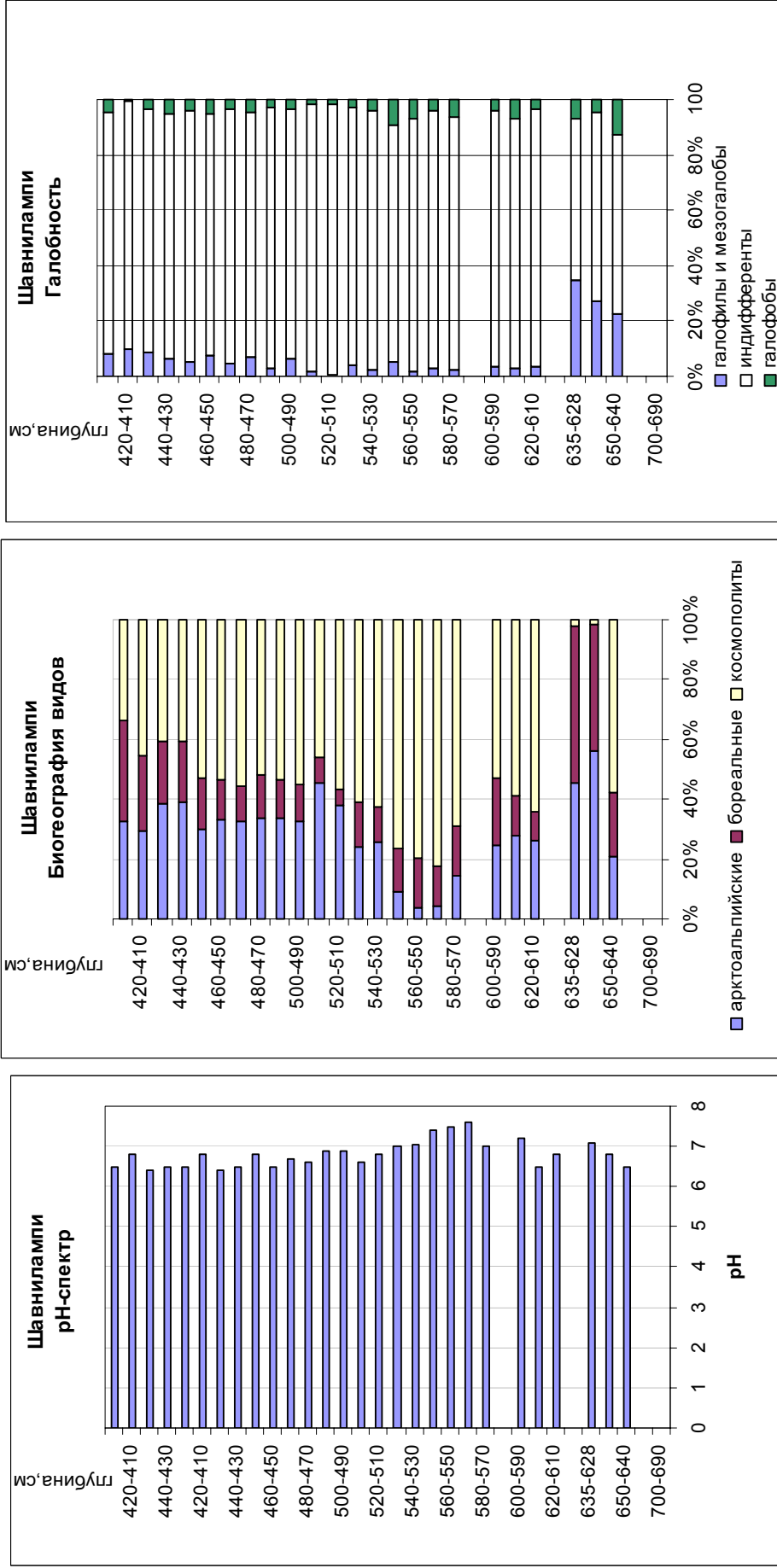


Рис. 4. Эколого-географическая характеристика диатомовой флоры и pH спектр донных отложений оз. Шавнилампы

Во второй половине аллереда климат оставался холодным, а край ледника располагался в нескольких километрах к западу от древнего Онежского озера, которое, как и его залив, вероятно, были перекрыты плавучим льдом и подпитывались талыми ледниковыми водами. Отсутствие диатомовой флоры в ленточных глинах аллереда и в нижней части алевроитов на глубинах 890–667 см можно объяснить двумя причинами. Во-первых, изоляция залива от атмосферы плавучими льдами и значительное поступление ультрапресных вод, бедных кислородом и кремнекислотой, препятствовали развитию диатомей. Во-вторых, высокое терригенное разбавление отложений не позволило из небольших по объему образцов выделить ископаемую диатомовую флору в достаточном для анализа количестве. По-видимому, необходимо изменить методику отбора проб на диатомовый анализ из ленточных глин, образец должен весить не менее 300 г.

**Молодой дриас (10 800–10 200 лет назад).** В ходе глобального и резкого похолодания в молодом дриасе ледниковый фронт продвинулся и сформировал систему краевых гряд ругозерской (сальпаусселькя I) стадии примерно в 120 км к северо-западу от района пос. Гирвас. Похолодание климата отразилось на условиях осадконакопления и в спорово-пыльцевых спектрах. Отложения первой половины молодого дриаса представлены микрослоистыми серыми ленточными глинами с мощностью слоев до 4 мм (гл. 695–680 см). Примерно в середине молодого дриаса, около 10 600 лет назад, в ходе незначительного потепления край ледника отступает за пределы водосборного бассейна Онежского озера и формирование ленточных глин прекращается. С этого времени в водоеме начинают накапливаться алевроиты, вначале неясно-слоистые, вероятно отражающие сезонные изменения в таянии массивов мертвого льда, а потом и гомогенные (гл. 680–650 см). В пределах гл. 650–628 см постепенно (с 1,35 до 2,95%) увеличивается содержание органики, окрашивающей алевроиты в коричневый цвет.

С гл. 780–628 см в ленточных глинах по резкому снижению пыльцы древесных *Pinus* (с 25 до 2–5%) и *Betula* (с 30 до 15%), а также по значительной доле травянистых растений (до 60%) выделена ПЗ SH 2: **Artemisia – Chenopodiaceae – Ephedra – A. incana – Cyperaceae – Poaceae – Pediastrum.** В кустарниковом ярусе возрастает роль *Alnus incana* и *Salix*. Отмеченные зерна *Ulmus*, *Tilia* и *Carpinus* являются переотложенными. Зона характеризуется высоким содержанием пыльцы *Artemisia*, *Chenopodiaceae* и *Ephedra* и резким повышением количества пыльцы *Thalictrum*, предположительно *Thalictrum alpinum*, предпочитающей щебнистые, кустарничковые, лишайниковые, тундровые луговины и сырые скалы. Интересно появление пыльцы *Galium*, некоторые его виды могут встречаться в тундре и лесотундре. Максимальное содержание пыльцы злаков и осок может быть связано со снижением уровня грунтовых вод и осушением прибрежной территории. Но вероятнее всего, это были виды, характерные для районов с многолетнемерзлым грунтом, которые в настоящее время встречаются в злаково-дерновинных и осоково-дерновинных тундрах Восточной Сибири, Якутии и Монголии (Юрцев, 1974; Лавренко, 1981). Из споровых господствуют зеленые мхи. Определены колонии

водорослей *Pediastrum*, в основном представленные *P. boryanum* var. *boryanum* – космополитом с широкой экологической амплитудой и *P. integrum* var. *integrum* – арктобореальным видом, предпочитающим местообитания с чистой холодной водой.

В ПЗ SH 2 можно выделить три подзоны. Первая (гл. 780–720 см) – с максимальным содержанием пыльцы трав, характеризующим похолодание в первой трети дриаса. Вторая (гл. 720–640 см) – с увеличением пыльцы в группе древесных до 25%, свидетельствующим о потеплении в середине дриаса. Третья (гл. 640–628 см) – с ростом количества пыльцы в группе трав, а именно: степных и перигляциальных видов растений, указывающим на похолодание. Резкое снижение роли древесных, увеличение перигляциального комплекса, а также максимальное присутствие пыльцы степных элементов флоры – *Ephedra*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae* – позволяют предположить, что спектры SH 2 сформировались в течение холодного молодого дриаса в связи с общим похолоданием и ксерофитизацией климата. Граница позднеледниковье – голоцен проведена на уровне резкого снижения количества пыльцы *Artemisia* и *Chenopodiaceae*. В это время распространялись ерниково-зеленомошные тундровые и лесотундровые сообщества с примесью березы. Присутствовали несомкнутые группировки из польней, маревых с большим участием злаков и осок.

Ископаемая диатомовая флора выявлена только с гл. 650 см в темно-коричневых алевроитах. В образце (650–640 см) обнаружена 71 створка, сохранность которых очень плохая, а сам комплекс довольно скуден и представлен всего 22 видами из 11 родов пресноводной флоры. Кроме этого, здесь присутствуют неопределимые обломки переотложенных морских диатомей, а также колонии водорослей *Pediastrum kawraiski*, *P. boryanum* var. *boryanum*, характерных для холодных олиготрофных водоемов. Ископаемая диатомовая флора отличается от выявленной выше с гл. 640 см. Основу ее (87–83%) составляют эпифиты рода *Fragilaria* (*F. pinnata*, *F. leptostauron*, *F. leptostauron v. dubia*, *F. lapponica*, *F. virescense*). Примечательно появление обитающего в обрастаниях холодолюбивого арктоальпийского вида *Tetracyclus lacustris* и кальцефила *Cocconeis diminuta*. Вторая по численности группа – планктонные формы рода *Aulacoseira* (*A. distans*, *A. italica* var. *valida*, *A. granulata* var. *angustissima*). Все названные виды имеют толстостенный довольно грубый панцирь, что свидетельствует о приспособленности к холодным и суровым условиям развития в молодом дриасе. Группа донных малочисленна (8,2%) и состоит в основном из диатомовых водорослей приледниковых водоемов: *Navicula cocconeiformis*, *Navicula farta*, *Navicula aboensis*, *Navicula pseudoscutiformis*. В следующих двух образцах (гл. 641–635, 635–628 см) планктонные полностью вытеснились обрастателями рода *Fragilaria*, что указывает на резкое снижение уровня водоема. Донные не превышали 3–7%; среди них доминировали прежние виды: *Navicula cocconeiformis*, *N. farta*, *N. aboensis*, *N. pseudoscutiformis*. Сравнивая результаты диатомового и спорово-пыльцевого анализов с гл. 650–628 см, можно выделить DZ 1 с двумя фазами: «а» – 650–640 см, «б» – 640–628 см. Первая фаза отражает потепление в середине позднего дриаса, а вторая – похолодание в конце его.

Низкие значения рН (6,5–7,1), господство арктоальпийских и бореальных видов (рис. 4) также связаны с холодными климатическими условиями данного периода, а высокое содержание галофилов (22–36%) может свидетельствовать о выщелачивании развитых в данном районе карбонатных пород. Таким образом, из полученных данных диатомового и спорово-пыльцевого анализов следует, что падение уровня ОПО произошло в конце позднего дриаса приблизительно 10 300 лет назад. Абсолютные датировки, полученные из контакта коричневых алевритов и сапропелей (гл. 635–625 см), дали возраст  $9780 \pm 420$  (горячие гумины) и  $10 490 \pm 110$  (холодные гумины) (ЛЕ-6988).

**Пребореал (10 200–9300 лет назад).** Пребореальный период начался с потепления, вскоре сменившегося новым похолоданием. В разрезе отложения пребореала представлены на глубинах 628–600 см темно-коричневыми алевритами, перекрытыми темно-коричневыми сапропелями, с высоким (44%) содержанием органики. В начале пребореала произошла крупная регрессия Онежского озера, следы которой отмечаются как в донных отложениях, так и в его береговых образованиях. Возможно, она была связана с повторным открытием стока по р. Свири в результате гляциоизостатического поднятия Онего-Беломорского водораздела, а также с эрозионными процессами в долине реки (Демидов, 2004; Saarnisto et al., 1995).

В отложениях пребореала (гл. 628–600 см) на основании резкого скачка пыльцы березы, в том числе *Betula nana*, и уменьшения пыльцы в группе трав выделена ПЗ SH 3: **B. Albae – Ericales – Equisetum – Polyodiaceae**. Разнотравье представлено единичными зернами сем. *Rosaceae*, *Ranunculaceae*, *Scrophulariaceae*, отмечены зерна *Epilobium* и *Gentiana*. Учитывая резкое увеличение содержания березы и кустарничков, а также нарастание кривой пыльцы сосны, характерное для начала голоцена, можно говорить об образовании данного спектра в пребореальном периоде, связанном с быстрым ростом тепло- и влагообеспеченности при переходе от позднеледниковья к голоцену. Это соотносится с радиоуглеродной датировкой ( $9780 \pm 420$ ). Малая мощность отложений рассматриваемой зоны может свидетельствовать о размыве осадков, в связи с регрессией водоема в начале голоцена. Указанный факт подтверждает появление в спектрах новых прибрежно-водных видов растений (*Potamogeton*, *Typha latifolia*), а также увеличение спор хвощей, заселяющих открытые мелководные пространства. В результате падения уровня водоема сократилось число колоний *Pediastrum*. Возрастает роль бореальных видов *Ericales*. Увеличение спор *Lycopodium pungens*, *Hyperzia appressum* свидетельствует о наличии голых скальных участков. Доминировали редкостойные березовые леса с тундровыми кустарничковыми ценозами, а наземный покров создавали папоротники.

В тонкодетритовых коричневых сапропелях с гл. 628 см резко возрастает содержание створок диатомей и их видовое разнообразие. На основании значительных изменений в составе диатомового комплекса выделена DZ 2 (гл. 628–600 см, рис. 3), в которой большинство составляют эпифиты *Fragilaria* и *Achnanthes*. Однако среди *Fragilaria* доминируют не те формы, которые преобладали в DZ 1. Их сменили типичные

представители обрастаний литоральной зоны небольших и неглубоких водоемов, пионеры, населяющие озера после отступления ледника, – *Fragilaria construens*, *F. construens* var. *venter*, *F. brevistriata* (Saarnisto et al., 1995). Во второй по численности группе планктона выделяются *Aulacoseira (distans, italica, italica var. valida)*, а *Cyclotella comta* и *Tabellaria fenestrata* единичны. В это время с 10 до 16% увеличивается содержание донных видов, из которых разнообразны *Navicula* (13), *Pinnularia* (10). *Stauroneis anseps*, *Amphora ovalis*, *Frustulia rhomboides* var. *saxonica*, *Diploneis marginestrata*, *Campilodiscus hibernicus*, *Surirella* sp. единичны. На потепление и увеличение влажности указывает резко возросшее количество космополитов (рис. 4) и снижение с 38 до 2% доли галофилов, слабкокислая среда (рН 6,8–6,5).

В оз. Хавгилампи, расположенном в 16 км к югу от Шавнилампи, на песчаной террасе с абсолютной отметкой 80 м из основания базального слоя песков, обогащенных органикой, получена датировка  $10 060 \pm 130$  (ЛЕ-6986), а в 10 см выше из торфяников, залегающих над песками и сантиметровым прослойком глины, – датировка  $9640 \pm 100$  (ЛЕ-6987). Падение уровня и отделение озер Хавгилампи и Шавгилампи от Онежского озера произошло примерно  $10 060 \pm 130$  лет назад, что хорошо совпадает с результатами диатомового и спорово-пыльцевого анализов донных отложений оз. Шавнилампи. Вероятно, регрессия была довольно продолжительной, поскольку темно-коричневые алевриты пребореала в оз. Шавнилампи имеют мощность лишь 28 см и с размывом перекрываются богатыми органикой сапропелями. Во многих разрезах побережья Онежского озера отложения пребореала вообще отсутствуют (Елина, 1981; Елина и др., 2000), а следы значительной регрессии в это время наблюдаются как в донных, так и в береговых его образованиях. С этой регрессией, очевидно, и связано прекращение формирования Гирвасской экстрамаргинальной дельты.

**Бореал – обширная регрессия.** Отложения (гл. 600–500 см) представлены сапропелями, спорово-пыльцевой анализ которых позволил выделить по максимальному присутствию пыльцы *Pinus* (55%) и некоторому сокращению пыльцы березы ПЗ SH 4: **Pinus – Betula Albae**. Появляется в небольшом количестве пыльца широколиственных пород (*Ulmus*, *Tilia*, *Frangula* и др.). Интересна находка пыльцы *Hippophae ramnoides* – псаммофита, гелиофита, типичного обитателя каменистых, щебнистых грунтов и ассоциаций с нарушенным и несформированным почвенным покровом. Наличие пыльцы *Betula nana* свидетельствует о ее участии в болотных ценозах. Роль разнотравья незначительна. Отмечена пыльца хмеля (*Humulus*), предпочитающего березовые леса. Споры в основном представлены папоротниками. Широко распространялись северотаяжные светлохвойные сосново-березовые крупнотравные леса, характерные для бореального времени, граница которого проведена по пику пыльцы *Pinus*. Господство сосны, вероятно, связано как с общим снижением базиса эрозии после регрессии ОПО, так как с падением уровня грунтовых вод сосна становится более конкурентоспособной, чем береза, так и с подстилающими породами. Наличие в спектре этой зоны пыльцы тростников и другой

прибрежно-водной растительности дает основание говорить о зарастании мелководий.

По данным диатомового анализа отложения бореала представлены двумя зонами: **DZ 3** – гл. **600–540 см** и **DZ 4** – гл. **540–500 см**. Выделение DZ 3 основано на значительных изменениях в составе комплекса. Во-первых, в накопившихся в это время гомогенных сапропелях очень низкое содержание диатомей. В образце с гл. 600–590 см обнаружено всего 93 створки, а следующий за ним образец «немой». Доминируют эпифиты *Fragilaria construens*, *F. brevistriata*, а также разнообразные, хоть и единичные *Achnanthes* (8 видов), *Cymbella*, *Eucocconeis*, *Gomphonema*, *Eunotia*, *Tabellaria flocculosa*. Планктонные и донные формы составляют примерно равную долю на протяжении всей зоны (рис. 3). Первые представлены ранее отмеченными видами рода *Aulacoseira*, а среди донных преобладают *Navicula*. Но это совершенно не те виды, которые обитали в водоеме ранее (DZ 1 и DZ 2). Главенствующее положение занимает *Navicula laterostrata*, и единично присутствуют *Navicula pupula* var. *rectangularis*, *N. radiosa*, *N. bacillum*. Состав диатомового комплекса указывает на обмеление водоема, вероятно связанное с понижением общего базиса эрозии в бассейне Онежского озера, уровня грунтовых вод и похолоданием и сухостью климата в бореале. Низкое содержание створок ископаемой диатомовой флоры в начале DZ, полное господство космополитов (82%) подтверждают падение уровня. И хотя явного увеличения минерализации не отмечается, единичное присутствие некоторых галофилов и мезогалобов *Navicula pupula* var. *rectangularis*, *N. radiosa*, *N. meniscus*, *N. halophila*, *N. graciloides*, слабощелочная среда при максимальных для разреза значениях pH (7,0–7,5) – типичные признаки первой половины бореального времени.

С гл. 540–500 см на основании изменений pH спектра и количественных соотношений в экологических группах диатомей выделена DZ 4. К концу зоны в два раза увеличивается содержание планктонного сообщества (рис. 3) с прежними доминантами из рода *Aulacoseira* (*A. distans*, *A. italica* + var. *valida*) и единичными *Cyclotella comta*. В то же время примерно в таком же соотношении снижается доля эпифитов *Fragilaria*, среди которых выделяются *Fragilaria construens* + var. *venter*, *F. brevistriata*, *F. leptostauron* var. *dubia*, *F. lapponica*. Заметно возрастает участие *Achnanthes* с преобладанием *A. oestrupii*, *A. exiqua*, *A. lanceolata* var. *rostrata*. Наконец, существенную роль в структуре диатомового сообщества играют представители донной флоры рода *Navicula*. В количественном отношении они немногочисленны, но отличаются довольно богатым видовым разнообразием (9 видов). Большинство из них галофилы, мезогалоб *Navicula peregrina* и редкие виды *Navicula notanta*, *N. meniscus*. Возрастает доля арктоальпийской и бореальной флоры, указывая на повышение уровня водоема и ухудшение прогреваемости. Условия среды менялись от нейтральных до слабощелочных (pH 7–6,6), по отношению к солёности полностью господствовали индифференты. Появление диатомовых из рода *Nitzschia* может свидетельствовать о закреплении грунтов и развитии почвенных процессов. Повышение уровня воды в Шавнилампи произошло в связи с потеплением климата в конце бореала.

**Атлантический период** – время дальнейшего накопления тонкодетритовых сапропелей (гл. 500–400 см). По росту кривой *Picea* и наибольшему содержанию пыльцы термофильных пород (*Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Alnus glutinosa*, *Corylus*) выделена ПЗ **SH 5: Q-mix – Picea**. Значение разнотравья здесь невелико. Оно представлено единичными зёрнами сем. *Rosaceae*, *Polygonaceae*, *Caryophyllaceae*, *Fabaceae* и др. Спектры зоны сформировались на начальных этапах атлантического периода. В это время распространялись среднетаежные, сосновые, березово-сосновые с елью и примесью широколиственных пород леса. Ввиду того, что колонка отобрана не полностью, диаграмма носит незавершенный характер.

В пределах гл. 500–400 см на основании изменения количественных характеристик в группах планктон – эпифиты – донные выделены DZ 5 (гл. 500–450 см) и DZ 6 (гл. 450–400 см). В DZ 5 доля планктонного сообщества заметно снижается. Видовой состав его практически не изменяется, но возрастает роль *Cyclotella* sp. (от единичных створок в предыдущей зоне до 2–6%): к *Cyclotella comta* присоединяется *Cyclotella stelligera*, а также появляется *Aulacoseira granulata*, характерная для озер с более высокой трофностью. Постоянно присутствуют планктонно-литоральные *Tabellaria fenestrata* + *T. flocculosa*. Количество эпифитов снижается и возрастает участие донных форм. Среди них кроме ранее обитавших различных видов рода *Navicula* начинают развиваться многочисленные *Pinnularia*, доля которых возрастает от единичных экземпляров до 10%, что также указывает на некоторое обмеление водоема и повышение трофности. Присутствие *Nitzschia* свидетельствует о развитии почвенных процессов, галофила *Gyrosigma acuminatum* var. *gallica* – о притоке солей в результате выщелачивания карбонатных пород. Повышается роль галофилов и мезогалобов, среда остается слабощелочной. Кроме этого, необходимо отметить значительное увеличение видового разнообразия комплекса (46–50 видов), хорошую насыщенность препаратов створками, а также появление редких видов (*Navicula similis*, *N. hungarica* + var. *capitata*, *N. graciloides*, *N. meniscus*), галофила *Navicula pupula* var. *rectangularis*, мезогалобов *Navicula peregrina*, *N. meniscus*, показателей эвтрофных вод *Epithemia*, *Rhopalodia*, почвенных *Nitzschia*. Следовательно, на данном этапе развития водоем мелеет, повышается трофность вод, что вполне соответствует АТ-1.

**DZ 6. Гл. 450–400 см.** Диатомовая зона выделена на основании значительного увеличения доли планктонных и донных диатомей (рис. 3). Особенно заметно повысилось содержание створок *Cyclotella comta* и *Cyclotella stelligera* (с 4 до 18%), а также *Aulacoseira distans*, *A. italica* + var. *valida*, в том числе диатомей эвтрофных вод *Aulacoseira granulata*. Соответственно, снизилась роль эпифитов, представленных прежними видами. Появились «обрататели чистой и глубокой воды» рода *Cymbella* (*C. leptoceros*, *C. gracilis*, *C. aspera*, *C. cuspidata*, *C. turgida*) – 2–4%. Донное сообщество обогатилось видами родов *Diploneis*, *Stauroneis*, *Neidium*, *Caloneis*, *Amphora*. Мелких эпифитов, обитающих в литоральной зоне водоема на прибрежной растительности, *Fragilaria construens* и *F. brevistriata*, стало заметно меньше. Вероятно, в результате подъема уровня воды часть литоральной зоны, заросшая

травой, была подтоплена. Исчезла благоприятная среда их обитания. Повышение содержания галофилов, возможно, связано с усилением поверхностного стока. Колебания рН спектра были практически незаметны (6,5–6,8), а доля арктоальпийских и бореальных видов несколько выросла с 50 до 65%. Таким образом, подъем уровня водоема, повышение его трофического статуса и численности створок в грамме осадка, содержание SiO<sub>2</sub> до 30,6%, органики – 44,1% вполне может отражать потепление и увлажнение климата в АТ-2.

### Заключение

Неоднократные изменения климата, растительности, условий осадконакопления на территории северо-западного Прионежья отразились в литологии, спорово-пыльцевых и диатомовых спектрах донных отложений оз. Шавнилампи. Его образование связано с отступлением ледникового края с рассматриваемой территории 11 400 лет назад (по <sup>14</sup>C) и заполнением котловины водами Онежского приледникового озера (ОПО). Около 11 300 лет назад ОПО получает новый сток на север в Беломорскую котловину и его уровень резко падает. Южнее залива Шавнилампи, в районе современного пос. Гирвас, формируется мощная экстремаргинальная дельта, с абсолютными отметками поверхности 95–100 м, указывающими на уровень древнего водоема. На протяжении второй половины аллерёда (11 400 – 11 000 лет назад) и части молодого дриаса (11 000–10 700) в озере, представлявшем тогда небольшой залив ОПО, осаждались ленточные глины, практически не содержащие диатомовых водорослей вследствие значительного поступления ультрапресных и холодных талых ледниковых вод. На побережьях и

водоразделах в это время господствовали тундровые группировки с редкостойными березовыми и ольховыми сообществами. Примерно в середине молодого дриаса ледник отступает с водосборного бассейна Онежского озера, и в нем начинают осаждаться гомогенные алевриты. В конце позднеледникового – начале голоцена значительная регрессия Онежского озера, возможно связанная с повторным открытием стока по р. Свири, вызывает осушение 80-метровой террасы и изоляцию озер Шавнилампи и Хавгилампи от основного водоема. Регрессия отразилась в накоплении богатых органикой алевритов, исчезновении планктонных форм диатомей в осадках оз. Шавнилампи, появлении новых прибрежно-водных видов растений. По результатам палеонтологических исследований и радиоуглеродного датирования регрессия произошла около 10 300–10 200 лет назад. С ней, вероятно, связано и завершение формирования экстремаргинальной Гирвасской дельты. Общее потепление климата оказало влияние на развитие редкостойных березовых лесов в пребореале, которые в бореальном периоде сменились северотаежными сосново-березовыми, а в атлантикуме – среднетаежными сосновыми с примесью ели и широколиственных пород.

Развитие диатомовой флоры в оз. Шавнилампи началось со второй половины молодого дриаса. Диатомовый анализ донных отложений озера позволил дополнить новыми данными очень скудные сведения о составе и экологических характеристиках диатомовых комплексов, свойственных молодому дриасу. В список диатомовых водорослей приледниковых водоемов Карелии необходимо включить следующие новые виды: *Navicula aboensis*, *Navicula cocconeiformis*, *Navicula farta*, *Gyrosigma* sp., *Cocconeis disculus* var. *diminuta*, *Campilodiscus noricus* var. *hibernicus*.

### ЛИТЕРАТУРА

Давыдова Н. Н. Комплексы диатомей в донных отложениях Онежского озера // Палеолимнология Онежского озера. Л., 1976. С. 130–191 (с. 148).

Давыдова Н. Н. Диатомовые водоросли – индикаторы экологических условий водоемов в голоцене. Л., 1985. 244 с.

Демидов И. Н. Строение ленточных глин и особенности дегляциации Центральной Карелии // Вопросы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск, 1993. С. 127–151.

Демидов И. Н. Донные отложения и колебания уровня Онежского озера в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск, 2004. С. 207–218.

Диатомовые водоросли. Определитель пресноводных водорослей СССР. Вып. 4. М., 1951. 619 с.

Елина Г. А. Принципы и методы реконструкции и картирования растительности голоцена. Л., 1981. 159 с.

Елина Г. А., Лукашов А. Д., Юрковская Т. К. Позднелед-

никовье и голоцен Восточной Фенноскандии (палеорасти-тельность и палеогеография). Петрозаводск, 2000. 242 с.

Лавренко Е. М. О растительности плейстоценовых перигляциальных степей СССР // Ботан. журн. 1981. Т. 66, № 3. С. 313–328.

Юрцев Б. А. Степные сообщества Чукотской тундры и плейстоценовая «тундростепь» // Там же. 1974. Т. 59, № 4. С. 473–484.

Demidov J. N. Varved clay formation and deglaciation in the northern Lake Onega area // Contribution to the origin of Quaternary deposits and their resources in Finland and northwestern part of the Russian Federation. GSF. Espoo, 1997. P. 57–65.

Renberg I., Hellberg T. The pH history of Lakes in Southwestern Sweden, as calculated from subfossil diatom flora of the sediments // Ambio. 1982. Vol. 11, N 1. P. 30–33.

Saarnisto M., Gronlund T., Ekman I. Lateglacial of Lake Onega – contribution to the history of the eastern Baltic basin // Quaternary International. 1995. Vol. 27. P. 111–120.



## ПАМЯТИ БИСКЭ (МАЛЫГИНОЙ) ГАЛИНЫ СЕРГЕЕВНЫ

5 октября 2005 г. на 89-м году жизни скончалась заслуженный деятель науки КАССР, доктор географических наук, старейший сотрудник Карельского научного центра РАН Галина Сергеевна Бискэ.

Галина Сергеевна родилась 10 марта 1917 г. в г. Сестрорецке. После окончания в 1939 г. геолого-почвенного факультета Ленинградского государственного университета по специальности «геоморфология» она работала в Уральской алмазной экспедиции (1941–1944 гг.). Затем, вернувшись в Ленинград, начала исследования в Карелии в должности начальника Туломозерской экспедиции Всесоюзного геологического института (1945–1947 гг.), а позднее – начальника четвертичного отряда Сортавальской экспедиции Ленинградского геологического управления. С 1947 г. Г. С. Бискэ возглавляет работу группы геологов по изучению четвертичных отложений и геоморфологии в Карело-Финской базе Академии наук в г. Петрозаводске. Результаты исследований широко применялись при проектировании и строительстве Западно-Карельской железной дороги.

В 1948 г. Г. С. Бискэ защищает кандидатскую диссертацию на тему «Геоморфология и четвертичные отложения Северного Приладожья», а в 1960 г., защитив докторскую диссертацию на тему «Четвертичные отложения и геоморфология Карелии», становится первой женщиной-доктором наук в Карелии. Вышед-

шая в свет в 1959 г. ее фундаментальная монография с аналогичным названием и по сей день является актуальной и полезной не только для геологов, но и для широкого круга исследователей. С 1961 по 1975 г. Галина Сергеевна руководит лабораторией четвертичной геологии и геоморфологии Института геологии Карельского филиала АН СССР (ныне КарНЦ РАН). Она создает и долгое время возглавляет Карельское отделение Географического общества СССР, назначается ученым секретарем Президиума Карельского филиала АН СССР, активно борется с планами поворота северных рек на юг. Галина Сергеевна воспитала целый ряд геологов, посвятивших себя изучению геологии и геоморфологии Карелии.

Г. С. Бискэ является автором более 50 научных работ, посвященных четвертичной геологии, геоморфологии, неотектонике Карелии. Она впервые отметила значительную роль тектоники в формировании рельефа Карелии, создала первые карты масштаба 1 : 1 000 000 четвертичных отложений и геоморфологии Карелии, дала детальное описание различных типов денудационно-тектонического и ледникового рельефа различных районов юго-восточной части Балтийского щита.

Отличное образование и богатый жизненный опыт, высокая культура и эрудированность, а также доброе и справедливое отношение к людям, независимо от их социального положения, вызывали ответное уважение к ней ее друзей, коллег и знакомых.

Добрая память о Галине Сергеевне останется в сердцах всех знавших ее людей, а ее научные труды и впредь будут помогать исследователям в изучении нашего края.

Сотрудники Карельского научного центра РАН, Института геологии КарНЦ РАН, коллеги и друзья, родные и близкие.

---

---

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>С. А. Светов, А. И. Светова, Т. Н. Назарова, Е. А. Антропова.</i> Неоархейские пулл-апарт бассейны Центрально-Карельского террейна: породные последовательности и литогеохимическая характеристика	5
<i>Н. Е. Король.</i> Основные гранулиты Карелии и Центральной Финляндии	18
<i>А. В. Степанова, В. С. Степанов.</i> Коронитовые габбро Беломорского подвижного пояса	29
<i>В. В. Травин, В. С. Степанов, К. А. Докукина.</i> Характеристика и условия образования тектонитов острова Избная Луда (район села Гридино, северо-западное Беломорье)	40
<i>Л. В. Кулешевич, В. Н. Фурман, З. Н. Федюк.</i> Перспективы золотоносности Каменноозерской структуры Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса	50
<i>Н. Н. Трофимов, А. И. Голубев, Н. К. Смирнова.</i> Особенности морфологии и перспективы рудоносности Пудожгорского интрузива	68
<i>Н. Н. Трофимов, В. Н. Логинов.</i> Эвапориты или флюидизатно-эксплозивные образования восточного Прионежья?	75
<i>П. В. Медведев, В. В. Макарихин, Д. В. Рычанчик.</i> К открытию стериолитов в пялк-ярвинской свите ладожской серии	82
<i>В. И. Кевлич, Л. П. Галдобина, П. И. Кукушкина, Р. А. Трошкова.</i> О кристалломорфологии пирита в шунгитах месторождения Максово	86
<i>Б. З. Белашев, Л. В. Кулешевич.</i> Декрепитация газово-жидких включений в кварце из различных генетических типов золоторудных проявлений Карелии.	89
<i>П. В. Фролов, В. И. Соколов, А. А. Иванов, А. В. Гаранжа.</i> Геологические условия образования, физические свойства природных и термообработанных оталькованных серпентинитов участка «Уросозеро»	95
<i>В. П. Ильина, Г. А. Лебедева, Г. П. Озерова, И. С. Инина.</i> Талько-хлоритовые сланцы как сырье для получения керамической плитки	100
<i>М. М. Филиппов.</i> Теоретические предпосылки открытия крупных залежей шунгитов в Толвуйской синклинальной структуре (Онежский синклиорий)	104
<i>М. М. Филиппов, Ю. Е. Дейнес.</i> Геолого-геофизические признаки купольных шунгитоносных структур, перекрытых коренными породами	111
<i>А. А. Галлеев, М. М. Филиппов.</i> Природа дефектов молекулярной структуры высших антраксолитов по данным ЭПР-спектроскопии	121
<i>Б. Н. Клубуков.</i> Влияние вмещающей среды на структуру и интенсивность геофизических полей, используемых при картировании месторождений шунгитоносных пород	128
<i>И. Н. Демидов.</i> Деградация поздневалдайского оледенения в бассейне Онежского озера	134
<i>Н. Б. Лаврова.</i> Развитие растительности бассейна Онежского озера в ходе деградации последнего оледенения	143
<i>Т. С. Шелехова, О. В. Васько, И. Н. Демидов.</i> Палеоэкологические условия развития северо-западного Прионежья в позднеледниковье и голоцене	149
Памяти Г. С. Бискэ	158

---

---

## CONTENTS

<i>S. A. Svetov, A. I. Svetova, T. N. Nazarova and E. A. Antropova.</i> Neoproterozoic pull-apart basins of the Central Karelian terrain: rock sequences and lithogeochemical characteristics .....	5
<i>N. E. Korol.</i> Basic granulites of Karelia and Central Finland .....	18
<i>A. V. Stepanova and V. S. Stepanov.</i> Coronitic gabbro of the Belomorian Mobile belt .....	29
<i>V. V. Travin, V. S. Stepanov and K. A. Dokukina.</i> Characteristics and conditions of formation of tectonic rocks from Izbnyaya Luda Island .....	40
<i>L. V. Kuleshevich, V. N. Furman and Z. N. Fedyuk.</i> Gold potential of the Lake Kamennoye structure, Sumozero-Kenozero greenstone belt .....	50
<i>N. N. Trofimov, A. I. Golubev and N. K. Smirnova.</i> Morphological characteristics and ore potential of the Pudozhgora Intrusive .....	68
<i>N. N. Trofimov and V. N. Loginov.</i> Evaporites or fluidisate-explosive units of the eastern Lake Onega region? ..	75
<i>P. V. Medvedev, V. V. Makarikhin and D. V. Rychanchik.</i> On the discovery of styriolites in the Pälkjärvi suite of the Ladoga series .....	82
<i>V. I. Kevlich, L. P. Galdobina, P. I. Kukushkina and R. A. Troshkova.</i> On the crystallomorphology of pyrite in shungites from the Maksovo deposits .....	86
<i>B. Z. Belashev and L. V. Kuleshevich.</i> Decrepitation of gas-liquid inclusions in quartz from different genetic types of Karelian gold ore occurrences .....	89
<i>P. V. Frolov, V. I. Sokolov, A. A. Ivanov and A. V. Garanzha.</i> Geological conditions of formation and physical properties of natural and thermally treated talcified serpentinites from the Urosozero prospect .....	95
<i>V. P. Ilyina, G. A. Lebedeva, G. P. Ozerova and I. S. Inina.</i> Talc-chlorite schist as a raw material for ceramic slab production .....	100
<i>M. M. Filippov.</i> Theoretical prerequisites for the discovery of large shungite bodies in the Tolvuja synclinal structure .....	104
<i>M. M. Filippov and Y. E. Deines.</i> Geological and geophysical indications of domal shungite-bearing structures overlain by bedrocks .....	111
<i>A. A. Galleyev and M. M. Filippov.</i> The nature of defects in the molecular structure of higher anthraxolites, as shown by EPR-spectroscopy data .....	121
<i>V. N. Klabukov.</i> The effect of the host environment on the structure and intensity of geophysical fields used in the mapping of shungite-bearing rock deposits .....	128
<i>I. N. Demidov.</i> Degradation of the Late Valdai Glaciation in the Lake Onega basin .....	134
<i>N. B. Lavrova.</i> Evolution of the Lake Onega plant basin during the degradation of the Last Glaciation .....	143
<i>T. S. Shelekhova, O. V. Vasko and I. N. Demidov.</i> Palaeoecological conditions of the Late Glacial and Holocene evolution of the northwestern Lake Onega region .....	149



## РЕФЕРАТЫ

УДК 550.4:552.514 (470.22)

**Неоархейские пулл-апарт бассейны Центрально-Карельского террейна: породные последовательности и литогеохимическая характеристика. Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н., Антропова Е. А.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. С. 5–17: ил. 4, табл. 1. Библиогр. 30 назв.

В пределах Центрально-Карельского террейна выявлены и изучены представительные последовательности грубо-обломочных осадков, сохраненных в виде реликтовых фрагментов поздних несогласных бассейнов в северной части Койкарского, Эльмусского и Остерского доменов. На основе геохимической характеристики галек, валунов и цемента конгломератов установлено, что комплексы являются микститам, при этом весь обломочный материал принадлежит локальным источникам сноса – древней протоокеанической (коматиит-базальтовый аллохтон) СТА, молодым и древним гранитоидам, основным, средним и кислым породам древней островодужной и молодой украинно-континентальной ассоциаций. Конгломераты имеют геохимическую характеристику всех разновозрастных породных ассоциаций, представленных в инфраструктуре Центрально-Карельского террейна. Формирование молассоидных парагенезов происходило на заключительной стадии развития террейна в транспрессионно-транстенсионном режиме в обстановках развития бассейнов пулл-апарт типа, при этом их время заложения оценивается в интервале 2,75–2,70 млрд. лет.

Representative sequences of rudaceous sediments, occurring as relict fragments of late discordant basins in the northern portions of the Koikary, Elmus and Oster domains, were revealed and studied in the Central Karelian terrain. The geochemical characteristics of the pebbles, boulders and matrix of conglomerates show that the complexes are mixtites and that all the clasts belong to local sources of transport – an ancient protooceanic (komatiitic-basaltic allochthone) STA, young and old granitoids and mafic, intermediate and felsic rocks of island-arc and young continental-margin associations. The conglomerates have the geochemical characteristics of all the different-aged rock associations represented in the infrastructure of the Central Karelian terrain. Molasse-like parageneses were formed at the final stage of terrain evolution in a transpression-transtension regime in a pull-apart-type basin environment, the time of their formation is estimated at 2.75-2.70 Ga.

УДК 552:552.163:552.18:552.4 (470.22)

**Основные гранулиты Карелии и Центральной Финляндии. Король Н. Е.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. С. 18–28: ил. 11, табл. 2. Библиогр. 26 назв.

В работе рассматриваются и впервые обобщены геолого-петрологические особенности супракрустальных основных гранулитов, являющихся неотъемлемой составляющей и одними из наиболее ранних образований архейских гранулит-эндербит-чарнокитовых комплексов Карелии и

Центральной Финляндии. Исследованы и проанализированы последовательность, типы и характер метаморфических и метасоматических процессов, приводящих к формированию, становлению и преобразованию гранулитов основного состава в ходе поэтапной метаморфической эволюции ГЭЧ комплексов.

The geological and petrological characteristics of supracrustal mafic granulites, an inseparable constituent and one of the earliest rocks in Archean granulite-enderbite-charnockite complexes of Karelia and Central Finland, are discussed and the first attempt to generalize them is made. The succession, types and pattern of metamorphic and metasomatic processes that result in the formation and transformation of mafic granulites during the multi-stage metamorphic evolution of GEC-complexes were studied and analysed.

УДК 552.3:552.11 (470.22)

**Коронитовые габбро Беломорского подвижного пояса. Степанова А. В., Степанов В. С.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. С. 29–39: ил. 12, табл. 5. Библиогр. 15 назв.

Рассматриваются вопросы геологии, геохимии и петрологии раннепротерозойских даек коронитовых габбро Беломорского подвижного пояса. В составе этого комплекса выделены группы пород, различающихся по геологическому положению и геохимическим характеристикам и, вероятно, возрасту. Для каждой из выделенных групп существуют геохимические аналоги среди базальтов ятулийской платобазальтовой провинции и (или) даек высокожелезистых толеитов Карельского архейского кратона.

The geology, geochemistry and petrology of Early Proterozoic coronitic gabbro dykes from the Belomorian Mobile Belt are discussed. Groups of rocks, differing in geological position, geochemical characteristics and probably age, are identified in the complex. Each group has geochemical analogs among basalts from the Jatulian plateau-basaltic province and/or Fe-rich tholeiite dykes from the Karelian Archean craton.

УДК 551.243+551.25 (470.22)

**Характеристика и условия образования тектонитов острова Избная Луда (район села Гридино, северо-западное Беломорье). Травин В. В., Степанов В. С., Докукина К. А.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. С. 40–49: ил. 10. Библиогр. 14 назв.

Для тектонических реконструкций Беломорского подвижного пояса большое значение имеют участки, где возможно относительное разделение ранних и поздних структурных форм. Одним из таких участков является о. Избная Луда. Изучение структурных парагенезов острова позволило выявить последовательность событий, наиболее важными из которых являются следующие: складчатые деформации, образование экзотических для Беломорского подвижного

пояса брекчиевидных структур и тектонического меланжа (архей); дискретно проявленные сдвиговые деформации, синхронные с внедрением даек комплекса перциолитов – габброноритов (около 2,45 млрд. лет назад), внедрение даек коронитовых габбро (2,12 млрд. лет), поздние сдвиговые деформации (ранний протерозой).

Of great importance for the tectonic reconstruction of the Belomorian Mobile Belt are areas, where early and late structural forms can be distinguished fairly well. An example of such areas is Iznaya Luda Island. The study of its structural parageneses has thrown light on the sequence of events the most significant of which are folding, the formation of brecciform structures and tectonic melange (Archean), exotic for the Belomorian Mobile Belt, discrete fault displacements contemporaneous with the intrusion of Iherzolite-gabbro dykes (ca. 2.45 Ga), the intrusion of coronitic gabbro dykes (2.12 Ga) and late fault displacements (Early Proterozoic).

УДК 553.411 (470.22)

**Перспективы золотосности Каменноозерской структуры Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса. Кулешевич Л. В., Фурман В. Н., Федюк З. Н.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. С. 50–67: ил. 6, табл. 7. Библиогр. 26 назв.

Оруденение Каменноозерской структуры представлено колчеданными, колчеданно-полиметаллическими, сульфидно-медно-никелевыми и хромитовыми рудами, сульфидной и сурьмяно-мышьяковой минерализацией. Основными типами рудной минерализации, с которой установлены или связаны перспективы обнаружения более крупных проявлений золота в Каменноозерской структуре, являются: 1 – золото-колчеданно-полиметаллические руды Северо-Вожминского рудопроявления; 2 – золото-сульфидная и золото-сурьмяно-мышьяковая вкрапленно-прожилковая минерализация в зонах расланцевания и низкотемпературного метасоматоза березит-лиственитового типа в пределах СЗ шир-зон (в зонах Кумбуксинского и Центрального разломов, участки Золотые Пороги, Половнино и др.); 3 – золото-сульфидная вкрапленно-прожилковая минерализация, ассоциирующая с порфировыми дайками или небольшими внутриструктурными гранитными телами (зоны Кумбуксинского и Каменноозерского разломов, участок Возмозеро).

The mineralization of the Lake Kamennoye structure is represented by pyrite, pyrite-base metal, sulphide-copper-nickel and chromite ores and sulphide and antimony-arsenic mineralization. The basic types of ore mineralization that are likely to help locate larger gold occurrences in the Lake Kamennoye structure are: 1) gold-pyrite-base metal ores of the North Vozhma ore occurrence; 2) gold-sulphide and gold-antimony-arsenic disseminated-streaky mineralization in schistosity zones and low-temperature metasomatic zones of beresite-listwanite type in NW-striking shear zones (in the Kumbuksa and Central fault zones, Zoloty Porogi, Polovnino and other prospects); 3) gold-sulphide disseminated-streaky mineralization associated with porphyry dykes or small intrastructural granitic bodies (Kumbuksa and Lake Kamennoye fault zones, Vozhmozero prospect).

УДК 551.246:553.3/4

**Особенности морфологии и перспективы рудоносности Пудожгорского интрузива. Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Смирнова Н. К.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. С. 68–74: ил. 8. Библиогр.

Внедрение дифференцированного Пудожгорского пластового интрузива произошло в условиях растяжения и связано с этапом активизации Водлозерского сводового поднятия. Интрузивирование расплава было синхронным про-

цессу роста трещин отрыва. Форма интрузива на участке Пудожгорского месторождения отражает характер ступенчатого правостороннего кулисообразного смыкания трещин отрыва длиной 1,3–1,4 км с одновременным захватом линз-клиньев вмещающих пород мощностью 40 м и протяженностью около 400 м. Интрузив представляет собой слегка волнистую пластину размером 25–40 × 3 км мощностью 120–140 м, погружающуюся полого (10°) под Онежскую конседиментационную структуру прогибания, с глубиной, возможно, приобретающую корытообразную форму.

The intrusion of the Pudozhgora intrusive sheet took place under extension conditions and is associated with the activation of the Vodlozero arched uplift. Melt intrusion was simultaneous with the growth of tension joints. The shape of the intrusive sheet in the Pudozhgora deposit reflects the pattern of a stepwise right-handed echelon-like closure of tension joints, 1.3–1.4 km in length, with simultaneous trapping of lens-wedges of host rocks 40 m in thickness and ca. 400 m in length. The intrusive sheet is a slightly undulatory plate, 25–40 × 3 km in size and 120–140 m in thickness, which plunges gently (10°) under the Onega syn-sedimentary warping structure that presumably attains a trough-like shape with depth.

УДК 552.53:551.21

**Эвапориты или флюидизатно-эксплозивные образования восточного Прионежья? Трофимов Н. Н., Логинов В. Н.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. С. 75–81: ил. 6, табл. 2. Библиогр. 6 назв.

В разрезе верхнеятулийского надгоризонта восточного Прионежья установлены: рудоносный силл, названный Габневским, относящийся к Пудожгорскому комплексу; слои гипса и послонные зоны брекчирования в экзо- и эндоконтактах Габневского силла и вышележащего безрудного силла. Предложены два варианта образования гипсов и брекчий долеритов и доломитов с гипсовым и карбонатным цементом: первично-осадочный (эвапоритовая формация); метасоматический (магматогенно-флюидизатно-эксплозивная формация). Последний обусловлен отделением газовой составляющей при внедрении флюидонасыщенного расплава, сформировавшего Пудожгорский пластовый интрузив с титаномагнетитовым оруденением и благороднометалльной минерализацией.

Revealed in the Upper Jatulian superhorizon of the eastern Lake Onega region are: an ore-bearing sill, named Gabnevsky, which is part of the Pudozhgora complex; gypsum beds and lit-par-lit brecciation zones at the exo- and endocontacts of the Gabnevsky sill and an overlying ore-free sill. Two options of the formation of gypsum and doleritic and dolomitic sills with a gypsum and carbonate matrix are proposed: 1) a primary sedimentary option (evaporitic formation) and 2) a metasomatic option (magmatogenic-fluidisate-explosive formation). The latter is due to the detachment of a gas constituent upon intrusion of fluid-saturated melt, which formed the Pudozhgora intrusive sheet with titanomagnetite mineralization and noble-metal mineralization.

УДК 552.42 (470.22)

**К открытию стириолитов в пялк-ярвинской свите ладожской серии. Медведев П. В., Макарихин В. В., Рычанчик Д. В.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. С. 82–85: ил. 2, фототабл. 1. Библиогр. 21 назв.

Дан краткий мировой обзор по стириолитам – циано-бактериальным постройкам кремнистого состава. Приведено описание новой находки стириолитов *Vallus palkjarvicus* Medv. gen. et sp. nov. из пялк-ярвинской свиты (калевий) Северного Приладожья. Сделан вывод о перспективах выявления стириолитов в докембрийских вулканогенно-оса-

дочных толщах и их использования наряду с другими докембрийскими фоссилиями для стратиграфических целей.

A brief global review of styriolites, cyanobacterial buildups of cherty composition, is made. A new finding of the styriolites *Vallus pälkjärvicus* Medv. gen. et sp. nov. from the Kalevian Pälkjärvi suite of the northern Lake Ladoga region is described. The authors believe that styriolites are likely to be revealed in Precambrian volcanic-sedimentary units and, together with other Precambrian fossils, can be used for stratigraphic purposes.

УДК 552.57:548+553.98 (470.22)

**О кристалломорфологии пирита в шунгитах месторождения Максово. Кевлич В. И., Галдобина Л. П., Кукушкина П. И., Трошкова Р. А.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. С. 86–88: ил. 1, табл. 1. Библиогр. 6 назв.

In pyrite samples from the Maksovo deposit, sulphides, the main of which is pyrite, are identified. The identification of sulphides by a flow chart developed has made it possible to describe and analyse them, using mineralogical and technological methods and probe analysis, and to reveal pyrite crystals that differ in morphology, minor element composition and some properties. Light was cast on the morphotypes, series and variability of pyrite within the sapling zone of the deposit.

Shungite samples from the Maksovo deposit contain sulphides, pyrite being a major sulphide. Identification of sulphides with a flow chart developed has made it possible to describe and analyse them, using mineralogical and technological methods and probe analysis, and to reveal pyrite crystals that differ in morphology, minor element composition and some properties. Light was cast on the morphotypes, series and variability of pyrite within the sapling zone of the deposit.

УДК 553.21+553.411 (470.22)

**Декрепитация газово-жидких включений в кварце из различных генетических типов золоторудных проявлений Карелии. Белашев Б. З., Кулешевич Л. В.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. С. 89–94: ил. 3, табл. 1. Библиогр.

С помощью метода декрепитации были изучены газово-жидкие включения в монофракциях кварца их жилков различных формационных и генетических типов руд. Полученные результаты позволили сделать заключение о насыщенности газово-жидкими флюидами жильного кварца и о температурных интервалах их вскрытия при нагревании. Максимумы взрывов (растрескивания) включений происходят при температурах, когда прочность давления в них превышает прочность их стенок. Эти условия близки к температуре гомогенизации (т. е. к минимальным температурам образования без учета поправок на давление), хотя ей четко не соответствуют. В целом для месторождения Лобаш-1 характерен широкий температурный интервал газовой выделения из включений от 300 до 120 °С, для месторождения Педролампи – от 450 до 240 и 160 °С, для месторождения Таловейс – от 370 до 260–130 °С, на месторождении Бергаул – 190–240 °С и в меньшей степени встречаются включения с  $T_{дек} = 110–130$  и  $320–380$  °С.

The decrepitation method was used to study gas-liquid inclusions in the quartz monofractions of their veinlets of different formational and genetic ore types. Analytical results have led the authors to conclude that veined quartz is saturated with gas-liquid fluids and to specify the temperature range of their opening upon heating. The decrepitation of inclusions is maximum at temperatures when pressure strength in them exceeds the

strength of their walls. These conditions are close to but do not clearly agree with homogenization temperature (i.e. minimum formation temperatures without considering corrections for pressure). Gas is typically released from inclusions at temperatures of 300 to 120 °С in the Lobash-1 deposit, at 450 to 240 and 160 °С in the Pedrolampi deposit, at 370 to 260–130 °С in the Taloveis deposit and at 190–240 °С in the Bergaul deposit. Inclusions with  $T_{дек}$  of 110–130 °С and 320–380 °С are less common.

УДК [552.432/433+552.47]:552.1 (470.22)

**Геологические условия образования, физические свойства природных и термообработанных оталькованных серпентинитов участка «Уросозеро». Фролов П. В., Соколов В. И., Иванов А. А., Гаранжа А. В.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. С. 95–99: ил. 4, табл. 5. Библиогр.

In the Uroszero area, talc-carbonate-chlorite rocks (soapstone) are identified. Two types of talc-bearing ultramafics are distinguished: serpentinized peridotitic komatiites, which are most prospective for soapstone, and talcified serpentinites after pyroxenites that are rich in amphibole. The chemical composition of Uroszero talc-bearing rocks generally differs from that of the talc-carbonate-chlorite rocks from the Segozero group of deposits, the effect of amphibole on the properties of talc-bearing rocks from the Uroszero prospect is discussed. The chemical composition of Uroszero talc-bearing rocks generally differs from that of the talc-carbonate-chlorite rocks from the Segozero group of deposits.

Two types of talc-bearing ultramafics: serpentinized peridotitic komatiites, which are most prospective for soapstone, and talcified serpentinites after pyroxenites that are rich in amphibole are distinguished in the Uroszero talc-carbonate-chlorite rock (potstone) occurrence. In addition to earlier data on the properties of the talc-carbonate-chlorite rocks from the Segozero group of deposits, the effect of amphibole on the properties of talc-bearing rocks from the Uroszero prospect is discussed. The chemical composition of Uroszero talc-bearing rocks generally differs from that of the talc-carbonate-chlorite rocks from the Segozero group of deposits.

УДК 666.32/.36+62-431

**Талько-хлоритовые сланцы как сырье для получения керамической плитки. Ильина В. П., Лебедева Г. А., Озерова Г. П., Инина И. С.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. С. 100–103: ил. 4, табл. 2. Библиогр.

С целью использования мелкофракционных талько-хлоритов для улучшения свойств керамических изделий проведено их исследование в качестве отошающей добавки к глине в массах керамических плиток. Применение талько-хлоритов в качестве отошающей добавки в керамической массе способствует повышению прочности и снижению усадки плиток по сравнению с традиционным составом при минимальном количестве компонентов в шихте. При этом различия вещественного состава исследованных проб оказывает существенное влияние на показатели физико-механических свойств керамики.

To use fine-fraction talc-chlorites for improving the quality of ceramic products, they were studied as a thinning additive for clay in ceramic mass. The use of talc-chlorite as a thinning additive in ceramic mass makes plates stronger and less shrinkable in comparison with a conventional composition, the number of components in blend being minimum. Differences in the mineralogical composition of the samples analysed have a considerable effect on the physico-mechanical properties of ceramics.

УДК 553.9 (470.22)

**Теоретические предпосылки открытия крупных залежей шунгитов в Толвуйской синклиналильной структуре (Онежский синклиниорий). Филиппов М. М.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. С. 104–110: ил. 2. Библиогр. 19 назв.

Обсуждается гипотеза о вероятном существовании в центральной части Толвуйской структуры залежей шунгитов и максовитов, существенно более крупных по запасам, чем известное в настоящее время Максовское месторождение. Предпосылками для выдвижения гипотезы служили: особенности геологического строения Толвуйской синклинали, заключающиеся, в частности, в наращивании разреза и увеличении мощности шестого горизонта при движении от Максовского месторождения к ее центру; предполагается, что именно здесь могут быть открыты залежи, сохранившиеся от эрозии, т. е. находящиеся под чехлом коренных (протерозойских) пород.

The probable occurrence of shungite and maksovite bodies in the central Tolvuja structure, much greater in reserves than the known Maksovo deposit, is discussed. This hypothesis is based on some geological-structural characteristics of the Tolvuja syncline, such as the accretion of the column and an increase in the thickness of horizon 6 from the Maksovo deposit toward its centre. The authors assume that it is here that the bodies, which occurred under a Proterozoic bedrock cover and have withstood erosion, could be discovered.

УДК 553.9 (550.8)

**Геолого-геофизические признаки купольных шунгитоносных структур, перекрытых коренными породами. Филиппов М. М., Дейнес Ю. Е.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. С. 111–120: ил. 10, табл. 1. Библиогр. 7 назв.

Исследована залежь шунгитов, сохранившаяся от эрозии, что позволяет изучить закономерности развития купольных структур, к апикальным частям которых приурочены основные объемы шунгитов. Показано, что купольные шунгитоносные структуры, не выходящие на уровень эрозионного среза, должны иметь ряд характерных поисковых признаков – структурных, литологических, геофизических и геохимических. Над куполом выявлена горсто-грабеновая локальная структура; размеры блоков существенно меньше размеров купола, блоки смещены относительно друг друга и развернуты на некоторый угол относительно оси купольного тела, азимуты поворота диаметрально противоположных блоков отличаются примерно на 180°; между блоками развиты зоны брекчированных пород, в которых роль цемента выполняет шунгит или высший антраксолит. Характерные особенности геологии таких структур уверенно выявляются методами естественных электрических потенциалов и электропрофилирования, в ряде случаев – гамма-методом.

The study of the shungite bodies that have withstood erosion will cast light on the evolution of domal structures with the bulk of shungites restricted to their apex. The authors show that domal shungite-bearing structures that do not occur on the erosion section level are expected to have some distinctive structural, lithological, geophysical and geochemical prospecting signs. Local horst-graben tectonics was revealed above the dome; the blocks are much smaller in size than the dome; the blocks are shifted relative to each other and are turned at a certain angle relative to the axis of the domal body; the turn azimuths of diametrically opposite blocks differ by about 180°; brecciated rock zones, in which shungite or higher anthraxolite form a matrix, occur between the blocks. The geological characteristics of such structures are revealed reliably by the natural electric potential and electrical profiling methods, in some cases by the gamma-method.

УДК 553.985 (470.1)

**Природа дефектов молекулярной структуры высших антраксолитов по данным ЭПР-спектроскопии. Галлеев А. А., Филиппов М. М.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. С. 121–127: ил. 9, табл. 1. Библиогр. 17 назв.

Исследована связь парамагнитных свойств высших антраксолитов с их генезисом. Объекты исследования: тектонафтоиды (Шуньга), пиронафтоиды (Максово, Захогино, Шардонские о-ва) и переотложенные пиронафтоиды, т. е. побывавшие в условиях докембрийского гипергенеза (Нигозеро). Полученные результаты позволили выявить существенную разницу в спектрах ЭПР между тектонафтоидами и пиронафтоидами. Концентрация свободных радикалов в антраксолитах месторождения Шуньга, видимо, близка к максимальной: равновесие между образованием и разрушением радикалов сохраняется при нагревании на воздухе до температур 600 °С включительно, термоокислительному разрушению радикалов препятствует преимущественно закрытая система пор. В антраксолитах Захогинского месторождения и Шардонских островов процессы разрушения свободных радикалов преобладают над процессами их образования уже при незначительном нагревании на воздухе за счет агрессивного влияния кислорода, заполняющего развитую систему открытых пор.

The relation of the paramagnetic properties of higher anthraxolites to their genesis was studied by analysing tectonaphthoids from Shunga, pyronaphthoids from Maksovo, Zazhogino and the Shardonian Islands and redeposited pyronaphthoids that have suffered Precambrian hypergenesis. Analytical results show a substantial difference in EPR-spectra between tectonaphthoids and pyronaphthoids. The concentration of free radicals in Shunga anthraxolites seems to be close to maximum: equilibrium between the formation and destruction of radicals is retained upon heating in the air to 600°C inclusive; the thermooxidative destruction of radicals is impeded chiefly by a closed pore system. In anthraxolites from Zazhogino and the Shardonian Islands the destruction of free radicals predominates over their formation even upon slight heating in the air by virtue of the aggressive effect of oxygen, which fills a well-developed open pore system.

УДК 550.83(075.8):553.9 (470.22)

**Влияние вмещающей среды на структуру и интенсивность геофизических полей, используемых при картировании месторождений шунгитоносных пород. Клубуков Б. Н.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. С. 128–133: ил. 5, табл. 6. Библиогр.

В работе исследуются зависимости интенсивности естественных электрического и магнитного полей, а также поля кажущегося сопротивления над залежами шунгитоносных пород от покровных и подстилающих слоев, сложенных четвертичными и коренными осадками, а также покровами габбро-долеритов. Показано, что нахождение покровов габбро-долеритов среди шунгитоносных залежей приводит к неоднозначности геологической интерпретации данных.

The dependence of the intensity of natural electrical and magnetic fields and an apparent resistance field above shungite-bearing rock bodies on overlying and underlying layers made up of Quaternary and bedrock sediments and gabbro-dolerite sheets was studied. The occurrence of gabbro-dolerite sheets among shungite-bearing bodies results in the ambiguous geological interpretation of data.

УДК 551.793.9:551.336 (282.247.211)

**Деградация поздневалдайского оледенения в бассейне Онежского озера. Демидов И. Н.** // Геология и полезные

ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. С. 134–142: ил. 3. Библиогр. 27 назв.

Геолого-геоморфологическое строение бассейна Онежского озера в значительной степени определяло направление, скорость и типы движения ледниковых лопастей на разных этапах развития и деградации последнего ледникового покрова. Дегляциация бассейна озера происходила примерно с 12,5 до 10,7, а его котловины – с 12,3 до 11,4 тыс. лет назад (по  $^{14}\text{C}$ ). Выделяются следующие типы дегляциации – периферийная артельная, артельная ледоразделов, пересекающая гляциодепрессий и фронтальная, отразившиеся в динамике деградации ледникового покрова и формировании различных лиморфологических комплексов. Скорости отступления ледникового фронта изменялись от 200 м/год при фронтальном типе дегляциации до 1500 м/год при пересекающей дегляциации в котловине Онежского приледникового озера.

Периферийная артельная дегляциация краевой зоны оледенения и пересекающая артельная дегляциация в пределах глубоких приледниковых водоемов и на соседних ледоразделах были основными причинами быстрой деградации ледникового покрова.

The geological-geomorphological structure of the Lake Onega basin was largely responsible for the direction, speed and types of movement of ice lobes during the evolution and degradation of the last ice sheet. The deglaciation of the lake basin occurred from ca. 12.5 to 10.7 and that of the lake trough 12.3 to 11.4 thousand years ago ( $^{14}\text{C}$  data). The deglaciation types distinguished are: peripheral, areal, areal ice-divide, cross-cutting deglaciation of glacial depression and dynamic. They have all affected the degradation dynamics of the ice sheet and the formation of various limorphological complexes. The glacier front was retreating at a speed of 200 m/yr (frontal type of deglaciation) to 1500 m/yr (cross-cutting deglaciation) in the basin of periglacial Lake Onega.

The peripheral areal deglaciation of the marginal glaciation zone and cross-cutting areal deglaciation in deep periglacial water bodies and on neighbouring ice-divides were the main reasons for the rapid degradation of the ice sheet.

УДК 561 (282.247.211)

**Развитие растительности бассейна Онежского озера в ходе деградации последнего оледенения. Лаврова Н. Б.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. С. 143–148: ил. 1, табл. 1. Библиогр. 10 назв.

В результате анализа палинологических материалов по разрезам позднеледниковых отложений, расположенных на территории водосборного бассейна Онежского озера, выявлены особенности палинозон, относящихся к аллереду, позднему дриасу, пребореалу. Реконструированы палеосообщества позднеледниковья, представленные тундровыми, перигляциальными полярно-маревыми, перигляциально-разнотравными и древесными ценозами. В аллереду древесная растительность участвовала в формировании растительного покрова, но роль ее была незначительной. В позднем дриасе происходит перераспределение площадей, занимаемых палеосообществами: деградация древесных сообществ, повсеместное увеличение доли полярно-маревых агрегаций, которые сочетались в юго-восточной Карелии с тундровыми ерничково-зеленомошными, на Олонецкой возвышенности – с перигляциально-разнотравными сообществами. В пребореале происходят важные изменения в развитии растительного покрова, выразившиеся в активном распространении лесных березовых редкостойных сообществ. Рассмотрены особенности пространственной дифференциации растительности, установлено, что распро-

странение палеосообществ зависит от совокупности факторов, таких, как длительное сохранение массивов мертвого льда, многолетней мерзлоты, существования обширных приледниковых бассейнов, литологического состава четвертичных отложений.

Analysis of palynological materials from Late Glacial deposits located in the catchment area of Lake Onega has thrown light on the characteristics of Allerød, Late Dryas and Preboreal palinozones. Late Glacial paleocommunities, represented by tundra, periglacial wormwood-goosefoot, periglacial-herbaceous and woody cenoses, were reconstructed. In Allerød time, woody vegetation contributed, though insignificantly, to the formation of the plant cover. In Late Dryas time, areas occupied by paleocommunities were redistributed: woody cenoses degraded and the share of wormwood-goosefoot aggregates, combined with tundra-dwarf Arctic birch-greenmoss communities in southeastern Karelia and with periglacial-herbaceous cenoses on the Olonets Highland, increased. Preboreal time saw important changes in the evolution of the plant cover: thin forest birch communities were spreading actively. The spatial differentiation pattern of vegetation was analysed. The distribution of paleocommunities was found to depend on various factors, such as the persistence of dead ice and permafrost, the existence of large periglacial basins and the lithological composition of Quaternary deposits.

УДК 56.074.6:551.794 (470.22)

**Палеоэкологические условия развития северо-западного Прионежья в позднеледниковье и голоцене. Шелехова Т. С., Васьюк О. В., Демидов И. Н.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. С. 149–157: ил. 4. Библиогр. 12 назв.

Комплексный анализ донных отложений озер Шавнилампи и Большое Хавгилампи позволил проследить палеоэкологические условия развития северо-западного Прионежья со второй половины аллереда по атлантический период. В аллереде, во время седиментации ленточных глин и поступления ультрапресной холодной ледниковой воды, диатомовая флора не развивалась. Господствовали тундровые группировки с редкостойными березово-ольховыми сообществами. В конце молодого дриаса в алевритах появились диатомовые водоросли и прибрежно-водные виды растений. Около 10 300–10 200 лет назад (по  $^{14}\text{C}$ ) произошла регрессия Онежского озера, падение общего базиса эрозии, завершилось формирование Гирвасской дельты. Редкостойные березовые леса пребореала в бореале сменились северотаежными сосново-березовыми, а в атлантический период – среднетаежными сосновыми с примесью ели и широколиственных пород. Получены новые данные о составе диатомовых комплексов отложений молодого дриаса.

Samples of bottom deposits from Lakes Shavnilampi and Bolshoye Havgilampi were analysed to trace the paleoecological environment in which the northwestern Lake Onega region was evolving from Late Allerød time to the Atlantic period. In Allerød time, when varved clays were deposited and cold ultrafresh glacier water was supplied, diatomic flora did not evolve. Tundra groups with thin birch-alder communities predominated. At the end of the Younger Dryas, diatoms and coastal-aquatic plant species emerged in silt.  $^{14}\text{C}$  data show that ca. 10300–10200 years ago the regression of Lake Onega took place, the total erosion base dropped and the formation of the Girvas delta was completed. Thin Preboreal birch forests were succeeded by north-taiga pine-birch forests in Boreal time and by mid-taiga pine forests with a small share of spruce and broad-leaved species in the Atlantic period. New data on the composition of Younger Dryas diatomic deposits were obtained.

Научное издание

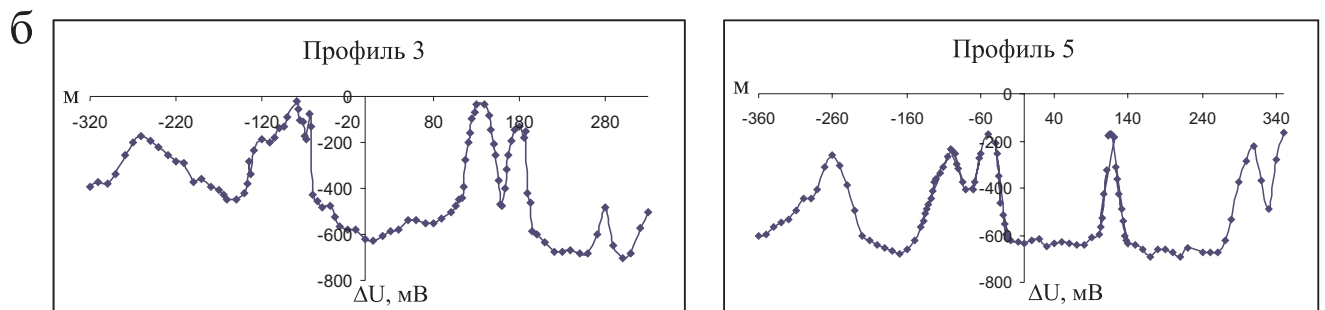
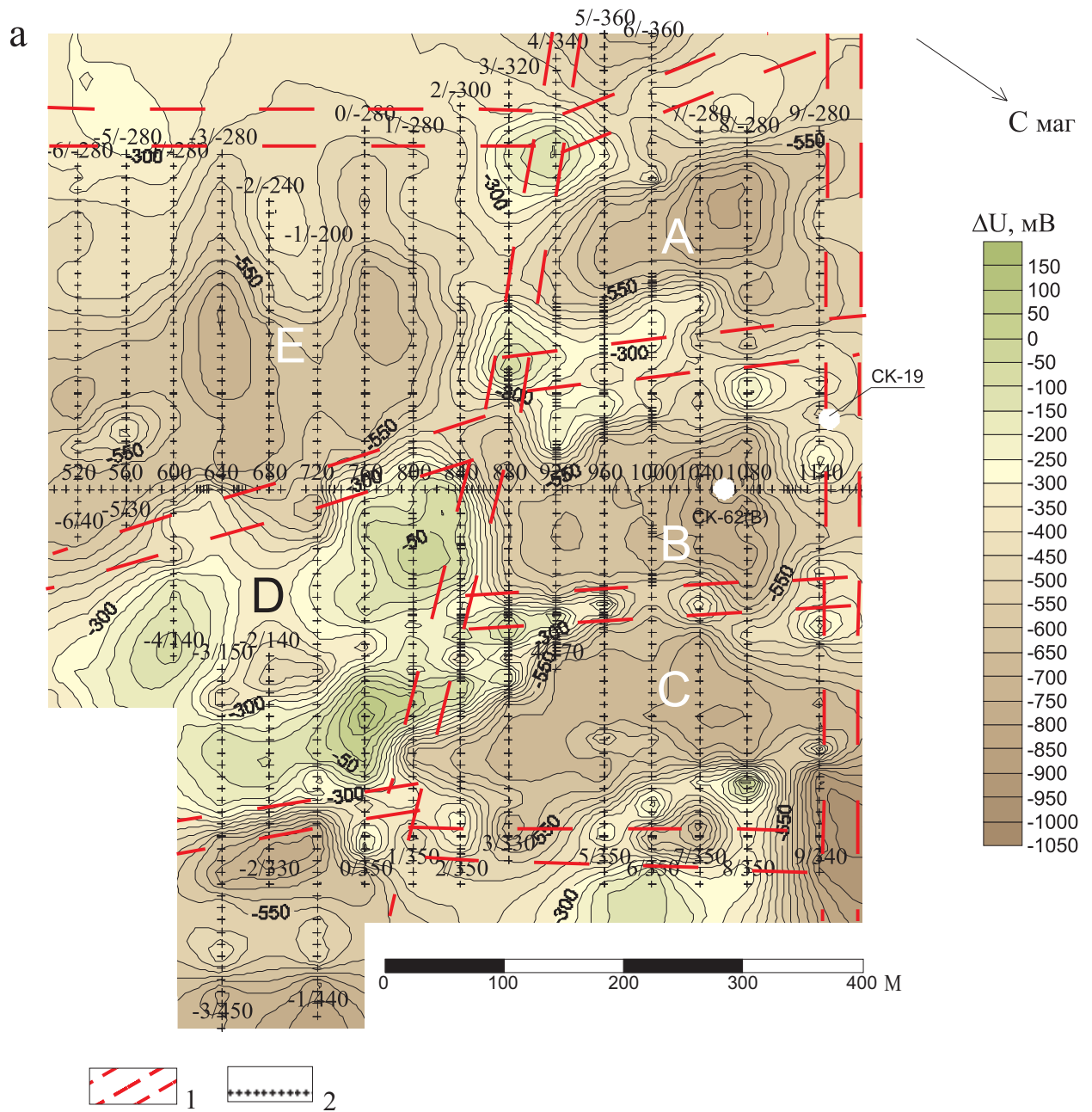
**ГЕОЛОГИЯ  
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ  
КАРЕЛИИ**  
*Выпуск 8*

*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 15.12.2005 г. Формат 60x84<sup>1</sup>/<sub>8</sub>.  
Гарнитура Times. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 19,7. Усл. печ. л. 19,1. Тираж 300 экз. Изд. № 41. Заказ № 548

Карельский научный центр РАН  
Редакционно-издательский отдел  
Петрозаводск, пр. А. Невского, 50



**Рис. 5.** Результаты измерений потенциалов естественного электрического поля участка «Тетуино»:

а – план изолиний: 1 – зоны предполагаемых разломов, 2 – профиль; б – графики

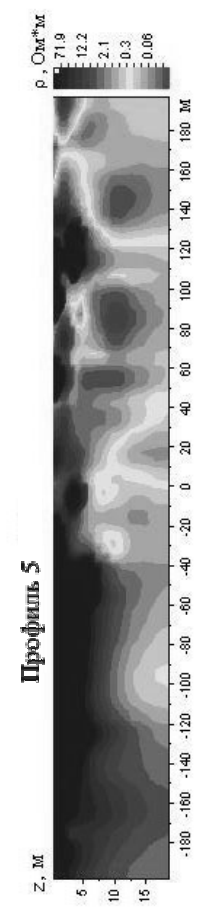
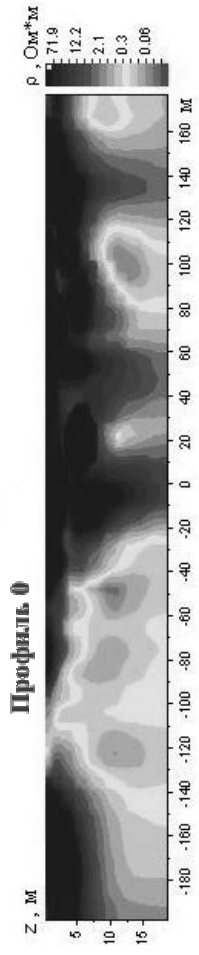


Рис. 6. Геоэлектрические разрезы участка «Тетюгино»

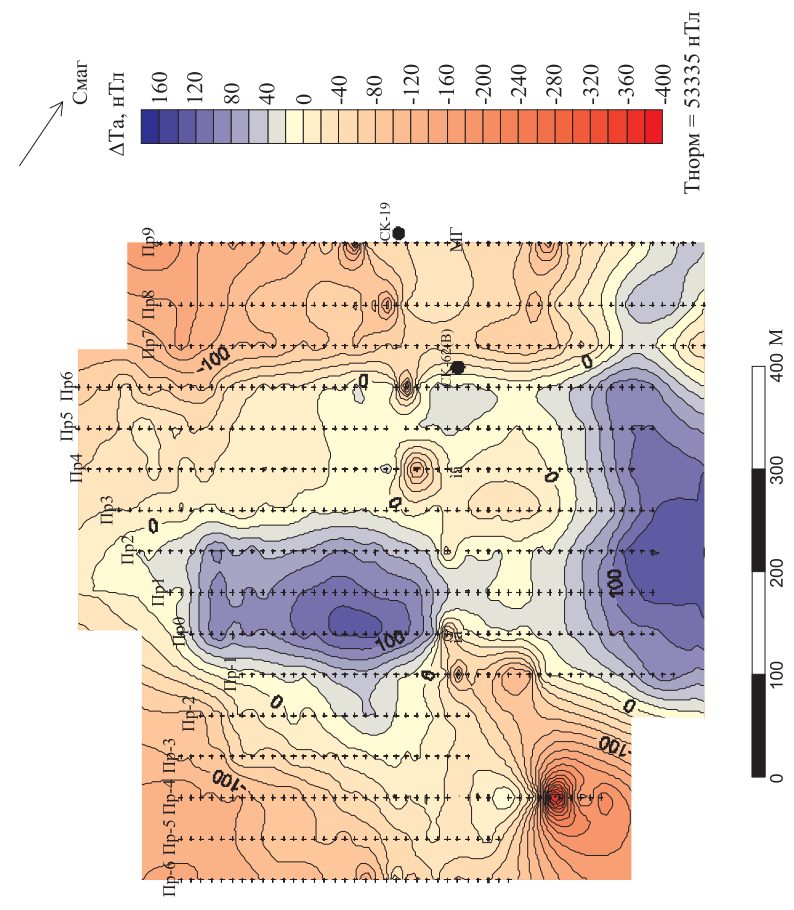


Рис. 7. План изолиний аномального магнитного поля участка «Тетюгино»

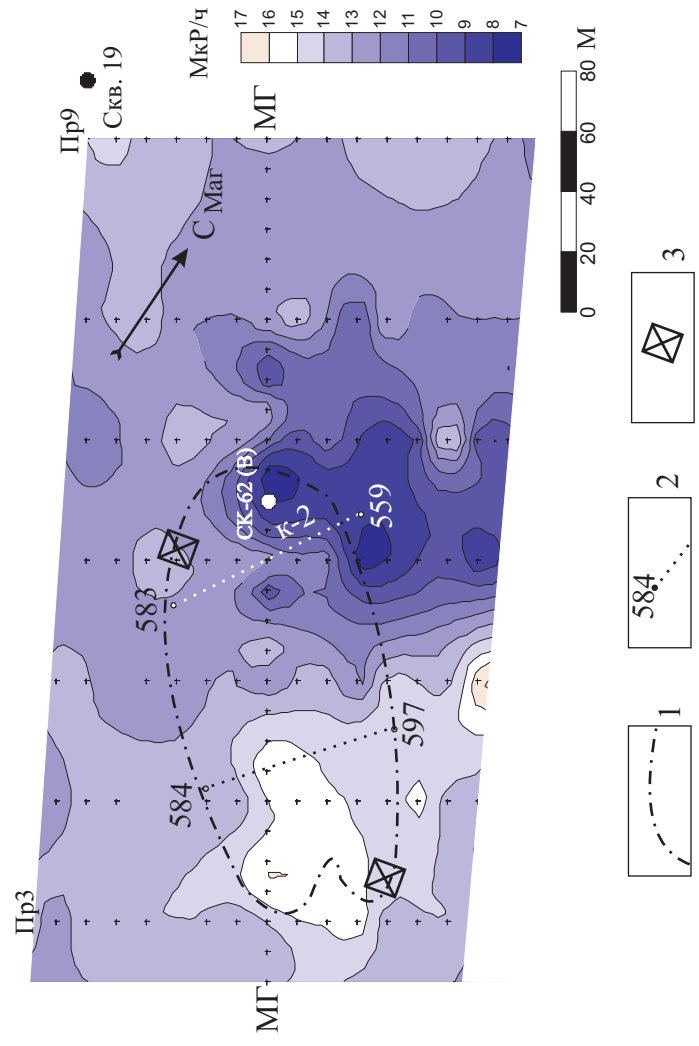


Рис. 8. План изолиний мощности естественного гамма-излучения блока «В»: 1 – контур естественного облучения лидитов (В. И. Горлов, 1966); 2 – местоположение точек опробования и номера штучных проб; 3 – место отбора технологических проб