



Член-корреспондент Российской академии наук

Виктор Андреевич Глебовицкий

26.01.1935 – 18.08.2017

Российская академия наук
Отделение наук о Земле
Федеральное агентство научных организаций РФ
Научный совет РАН по проблемам геологии докембрия
Научный совет по проблемам тектоники и геодинамики при ОНЗ РАН
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
Российский фонд фундаментальных исследований

**V Российская конференция по проблемам
геологии и геодинамики докембрия**

**ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ
УСЛОВИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА
В ДОКЕМБРИИ И ФАНЕРОЗОЕ**

24-26 октября 2017 г.

МАТЕРИАЛЫ КОНФЕРЕНЦИИ

Sprinter

Санкт-Петербург
2017

УДК 551.71:552.3.552.4
ББК 26.30
Г35

Геодинамические обстановки и термодинамические условия регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое. Материалы V Российской конференция по проблемам геологии и геодинамики докембрия, Санкт-Петербург, ИГГД РАН. – СПб: Sprinter, 2017, — 180 с.

ISBN

Тезисы докладов не проходили рецензирования и представлены в авторской редакции.

Материалы конференции опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 17-05-20472).

Фотографии для обложки предоставлены:

Ш. К. Балтыбаевым – В.А. Глебовицкий на заседании диссертационного совета (слева)

П. Я. Азимовым – В.А. Глебовицкий на полевой экскурсии в Южной Карелии (справа).

]

© ИГГД РАН
© Sprinter, 2017

Организаторы конференции

Российская академия наук
Отделение наук о Земле
Федеральное агентство научных организаций РФ
Научный совет РАН по проблемам геологии докембрия
Научный совет по проблемам тектоники и геодинамики при ОНЗ РАН
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
Российский фонд фундаментальных исследований

Организационный комитет конференции

Почетный председатель

В.А. Глебовицкий

, чл.-корр. РАН, ИГГД РАН

Организационный комитет:

Председатель

А.Б. Вревский, д.г.-м.н., ИГГД РАН

Зам. председателя

И.К. Козаков, д.г.-м.н., ИГГД РАН

Члены Оргкомитета:

Л.Я. Аранович, чл.-корр. РАН, ИГЕМ РАН

Н.А. Божко, д.г.-м.н., МГУ

Д.П. Гладкочуб, чл.-корр. РАН, ИЗК СО РАН

К.Е. Дегтярев, чл.-корр. РАН, ГИН РАН

А.Н. Диденко, чл.-корр. РАН, ИТиГ ДВО РАН

С.П. Кориковский, чл.-корр. РАН, ИГЕМ РАН

А.Б. Котов, д.г.-м.н., ИГГД РАН

Н.Б. Кузнецов, д.г.-м.н., ГИН РАН

С.Б. Лобач-Жученко, д.г.-м.н., ИГГД РАН

М.В. Минц, д.г.-м.н., ГИН РАН

А.В. Самсонов, чл.-корр. РАН, ИГЕМ РАН

Е.В. Складов, чл.-корр. РАН, ИЗК СО РАН

А.К. Худолей, д.г.-м.н., СПбГУ

В.В. Ярмолюк, академик РАН, ИГЕМ РАН

Ученый секретарь Организационного комитета:

Ю.В. Плоткина, к.г.-м.н., ИГГД РАН

Содержание

<i>П.Я. Азимов, А.И. Слабунов, А.В. Степанова, И.И. Бабарина, Н.С. Серебряков</i> НЕОАРХЕЙСКИЕ И ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ВЫСОКОБАРНЫЕ ГРАНУЛИТЫ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА, ВОСТОЧНАЯ ФЕННОСКАНДИЯ: ДВЕ КОЛЛИЗИИ В ОДНОМ ПОЯСЕ.....	11
<i>Е.Ю. Акимов, В.Н. Бочаров, С.А. Бушмин</i> ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ИЗМЕНЕННЫЕ ЦИРКОНЫ ИЗ ЛАМПРОИТОВ ПОРЬЕЙ ГУБЫ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)	14
<i>Н.Л. Алексеев, О. М. Андриевский, Т.Ф. Зингер, Е.С. Богомолов, И.А. Каменев, М.С. Егоров, С.А. Сергеев</i> РЕКОНСТРУКЦИЯ ТЕКТОНО-ТЕРМАЛЬНОЙ ЭВОЛЮЦИИ ГРАНУЛИТОВ ХОЛМОВ ВЕСТФОЛЛЬ (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА) НА ОСНОВЕ Р-Т РАСЧЕТОВ И ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ	17
<i>М.О. Аносова, А.А. Федотова, <u>Е.В. Бибикова</u>, Т.И. Кирнозова, А.В. Постников</i> ИССЛЕДОВАНИЕ U-TH-PV ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМЫ И ГЕОХИМИИ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ ЦИРКОНА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ЕЛАБУЖСКОЙ ЗОНЫ ВОЛГО-УРАЛИИ	19
<i>Л.Я. Аранович</i> РОЛЬ РАССОЛОВ В НИЖНЕКОРОВОМ МЕТАМОРФИЗМЕ И ГРАНИТООБРАЗОВАНИИ	21
<i>Б.Ю. Астафьев, О.А. Войнова</i> МЕТАСОМАТОЗ КАК ИНДИКАТОР РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ	23
<i>И.И. Бабарина, А.В. Степанова, П.Я. Азимов, Н.С. Серебряков, С.В. Егорова</i> НЕОАРХЕЙСКИЕ И ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГЛУБИННЫЕ ПОКРОВЫ В ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИИ	26
<i>М.С. Бабушкина, Л.П. Никитина, А.Г. Гончаров, В.Л. Уголков, Т.Ф. Семенова</i> ФОРМЫ И СОДЕРЖАНИЕ ВОДОРОДА И УГЛЕРОДА В СТРУКТУРАХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ИЗ ПЕРИДОТИТОВ И ПИРОКСЕНИТОВ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ: ДАННЫЕ FTIR, STA QMS И МОНОКРИСТАЛЬНОГО X-RAY АНАЛИЗА.....	29
<i>Ш.К. Балтыбаев</i> ГРАНУЛИТЫ И ГРАНУЛИТЫ СВЕКОФЕННСКОГО ОРОГЕНА: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ТЕКТНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ.....	32
<i>А.В. Березин, С.Г. Скублов, А.Е. Мельник</i> ЭКЛОГИТЫ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА: ПРОТОЛИТ И ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА.....	35
<i>Н.А. Божко</i> ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА ГРАНУЛИТОВЫХ ПОЯСОВ В СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНОМ ЦИКЛЕ	37
<i>С.А. Бушмин, Е.А. Вапник, М.В. Иванов, Ю.М. Лебедева, Е.В. Савва</i> ФЛЮИДЫ ГРАНУЛИТОВ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ: ЛАПЛАНДСКИЙ ГРАНУЛИТОВЫЙ ПОЯС (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ).....	40

<i>С.Д. Великославинский, А.Б. Котов, В.П. Ковач, Е.В. Толмачева, А.А. Сорокин, Е.Б. Сальникова, А.М. Ларин, Н.Ю. Загорная</i>	
ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОТОЛИТОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД СТАНОВОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА	44
<i>В.Р. Ветрин</i>	
РАЗЛИЧИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОГО И ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ЦИРКОНА МЕТАМОРФИЧЕСКОГО, ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО И МАГМАТИЧЕСКОГО ГЕНЕЗИСА	46
<i>В.Г. Владимиров, И.В. Кармышева</i>	
ЗАКОНОМЕРНОСТИ КОЛЛИЗИОННОГО МЕТАМОРФИЗМА (НА ПРИМЕРЕ ЭВОЛЮЦИИ ЭРЗИНСКОЙ ТЕКТОНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЗОНЫ, ТММ, ЦАСП).	49
<i>А.С. Гибшер, А.А. Гибшер, В.Г. Мальковец, Р.А. Шелепаев, А.А. Терлеев, В.П. Сухоруков, С.Н. Руднев</i>	
ПРИРОДА И ВОЗРАСТ ВЫСОКОБАРИЧЕСКОГО (КИАНИТОВОГО) МЕТАМОРФИЗМА ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА).....	52
<i>Ю.Л. Гульбин, Е.В. Михальский</i>	
МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ И ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ МЕТАВУЛКАНИЧЕСКИХ И МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД СЕРИИ РУКЕР, ЮЖНЫЕ ГОРЫ ПРИНС-ЧАРЛЬЗ, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА.....	54
<i>Л.И. Демина, В.С. Захаров, М.Ю. Промыслова, С.П. Завьялов</i>	
КОЛЛИЗИОННЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ТАЙМЫРА	57
<i>К.А. Докукина, А.Н. Конилов, Т.Б.Баянова, К.В. Ван</i>	
ПОРОДЫ АРХЕЙСКОЙ НАДСУБДУКЦИОННОЙ МАНТИИ В БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ, РОССИЯ.....	60
<i>Т.В. Каулина, В.Л. Ильченко, А.А. Аведисян</i>	
УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УРАНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ЛИЦЕВСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА	63
<i>В.П. Кирилюк</i>	
ОСОБЕННОСТИ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОГО МЕТАМОРФИЗМА И ЕГО СВЯЗИ С ТЕКТОНИКОЙ.....	65
<i>В.П. Кирилюк</i>	
ГРАНУЛИТОВАЯ ФАЦИЯ ЩИТОВ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ: СОСТАВ, СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И ВОЗРАСТ.....	68
<i>И.К. Козаков, П.Я. Азимов</i>	
ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНУЛИТОВ САНГИЛЕНСКОГО БЛОКА ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА	71
<i>И.К. Козаков, А. Kröner, В.П. Ковач, Л.Я. Аранович, Т.И. Кирнозова, М.М. Фугзан</i>	
ОЦЕНКА ДЛИТЕЛЬНОСТИ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА	74
<i>И.К. Козаков, Е.Б. Сальникова, И.В. Анисимова, П.Я. Азимов, Ю.В. Плоткина, А.М. Федосеенко</i>	
ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ПОВЫШЕННОГО ДАВЛЕНИЯ САНГИЛЕНСКОГО И ХАНХУХЭЙСКОГО БЛОКОВ ТУВИНО- МОНГОЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС).....	76
<i>П.С. Козлов</i>	
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: РТ-УСЛОВИЯ, ВОЗРАСТ, ГЕОДИНАМИКА	79

<i>В.М. Козловский, В.В.Травин, Д.И. Корпечков, Е.Б.Курдюков, А.В.Травин, В.М.Саватенков, Л.Б.Терентьева</i>	
ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА КАК ОТРАЖЕНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ ЛАПЛАНДСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО ПОКРОВА (ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ И СТРУКТУРНАЯ ЛОКАЛИЗАЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ).....	81
<i>А.Н. Конилов, К.В. Ван</i>	
НАХОДКА УЛЬТРАКАЛИЕВОГО СТЕКЛА В КВАРЦЕВЫХ ЖИЛАХ В ЭКЛОГИТАХ КАРЬЕРА КУРУ-ВААРА (АНАЛОГ РАСПЛАВОВ МАКСА ШМИДТА).	83
<i>С.П. Кориковский</i>	
ИНДИКАТОРНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ЗАМЕЩЕНИЯ ПРИ ЧАРНОКИТИЗАЦИИ И ГРАНИТИЗАЦИИ МЕТАБАЗИТОВ И МЕТАУЛЬТРАМАФИТОВ: РЕАКЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ, ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ И ПАРАГЕНЕЗИСОВ, БАЛАНС ВЕЩЕСТВА.....	86
<i>А.С. Корнаков, С.А. Бушмин, Е.В. Савва</i>	
ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД НА ОРОГЕННЫХ ПРОЯВЛЕНИЯХ ЗОЛОТА СФЕННО-КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА	91
<i>А.Б. Котов, С.Д. Великославинский, В.П. Ковач, Е.В. Толмачева, А.А. Сорокин, А.П. Сорокин, К.-Л. Ван, С.-Л. Чун</i>	
ВОЗРАСТ ПРОТОЛИТОВ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД СУТАМСКОГО БЛОКА СТАНОВОГО СТРУКТУРНОГО ШВА.....	94
<i>А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, А.М. Ларин, С.Д. Великославинский, В.П. Ковач, Е.В. Толмачева, А.А. Сорокин, Н.Ю. Загорная</i>	
МЕЗОЗОЙСКИЕ ДОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА.....	96
<i>Ю.М. Лебедева, Е.Ю. Рыцк, С.Д. Великославинский, Е.С. Богомолов, Е.В. Толмачева, А.А. Андреев</i>	
СВЯТОНОССКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС ОСТРОВА КЫЛТЫГЕЙ (ОЗЕРО БАЙКАЛ): Р-Т ПАРАМЕТРЫ МЕТАМОРФИЗМА И КОРОВЫЕ ИСТОЧНИКИ.....	98
<i>Л.К. Левский, Е.С. Богомолов, В.М. Саватенков</i>	
ХАДЕЙСКАЯ ЭПОХА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ: ИЗОТОПНЫЙ ПОДХОД	100
<i>И.И. Лиханов</i>	
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК КОЛЛИЗИИ, РАСТЯЖЕНИЯ И СДВИГОВЫХ ЗОН (НА ПРИМЕРЕ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА).....	101
<i>И.И. Лиханов, В.В. Ревердатто</i>	
МАССОПЕРЕНОС ПРИ КОЛЛИЗИОННОМ МЕТАМОРФИЗМЕ МЕТАПЕЛИТОВ.....	104
<i>И.И. Лиханов</i>	
НЕСТАБИЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ «ТРОЙНОЙ ТОЧКИ» Al_2SiO_5 КАК СЛЕДСТВИЕ ПОЛИМЕТАМОРФИЗМА В ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ МЕТАПЕЛИТАХ.....	107
<i>И.И. Лиханов, А.Д. Ножкин, В.В. Ревердатто, П.С. Козлов</i>	
ЭВОЛЮЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЫ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА (НА ПРИМЕРЕ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА)	110
<i>О.А. Максимов, О.И. Володичев</i>	
ГРИДИНСКИЙ ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩИЙ КОМПЛЕКС: ПРОБЛЕМЫ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПОРОД	113

<i>М.В. Минц</i> АССОЦИИ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ И ГРАНУЛИТОВЫХ ПОЯСОВ НЕОАРХЕЙСКИХ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОРОГЕНОВ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОГО И ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНОВ: ПРОИЗВОДНЫЕ СУПЕРПЛУМА И ИНИЦИИРОВАННОЙ СУПЕРПЛУМОМ ТЕКТониКИ ПЛИТ	116
<i>М.В. Минц</i> АССОЦИИ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВОЙ- АМФИБОЛИТОВОЙ И ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ В ПРОТЕРОЗОЕ ЛАВРОСКАНДИИ (ПРОИЗВОДНЫЕ СУПЕРПЛУМОВ И ИНИЦИИРОВАННОЙ СУПЕРПЛУМОМ ТЕКТониКИ ПЛИТ)	119
<i>Е.В. Михальский, Ю.Л. Гульбин</i> ЭФФЕКТ «OVERPRESSURE» КАК АЛЬТЕРНАТИВНЫЙ МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ В КЕМБРИЙСКИХ ОРОГЕНАХ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ	122
<i>Е.В. Михальский</i> ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ: НОВЫЙ ПОДХОД К РАЗРАБОТКЕ ЛЕГЕНДЫ	125
<i>Т.А. Мыскова, Р.И. Милькевич., Ю.М. Лебедева</i> ПЕРВЫЕ ТЕРМОБАРОМЕТРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА ГНЕЙСОВ КОЛЬСКОЙ И ТУНДРОВОЙ СЕРИЙ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)	127
<i>Л.П. Никитина, М.С. Бабушкина, А.Г. Гончаров, Н.М. Королев, Б.В. Беляцкий, Р.Ш. Крымский, С.А. Сергеев</i> ГЕОХИМИЯ NFS-ЭЛЕМЕНТОВ И RE-OS СИСТЕМАТИКА ЭКЛОГИТОВ УНР МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ И СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ	130
<i>Е.А. Ниткина</i> ТОНАЛИТ-ТРОНДЪЕМИТ-ГРАНОДИОРИТОВЫЙ КОМПЛЕКС ИНГОЗЕРСКОГО БЛОКА (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ): ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПНОМУ U-Pb ДАТИРОВАНИЮ ЦИРКОНА И РАСПРЕДЕЛЕНИЮ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ.....	133
<i>А.Л. Перчук, О.Г. Сафонов, В.С. Захаров, С.А. Смит, Д.Д. ван Ринен, Т.В. Геря</i> УЛЬТРАГОРЯЧИЙ ОРОГЕНЕЗ И ОБРАЗОВАНИЕ УНТ ГРАНУЛИТОВ ПРИ ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОЛЛИЗИИ: РЕЗУЛЬТАТЫ 2D МОДЕЛИРОВАНИЯ	136
<i>Л.С. Петровская, М.Н. Петровский</i> ГЕОХИМИЯ И ИСХОДНАЯ ПРИРОДА ПОРОД ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬСКОГО БЛОКА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)	139
<i>А.В. Пилицына, А.А. Третьяков, К.Е. Дегтярев, В.П. Ковач, Т.А. Алифирова, Е.В. Ковальчук</i> МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЖЕЛТАВСКОГО ДОКЕМБРИЙСКОГО СИАЛИЧЕСКОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН): СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СОСТАВ И Р-Т ЭВОЛЮЦИЯ.	141
<i>О.П. Полянский, С.А. Каргополов., В.В. Ревердатто</i> ПРИРОДА ИСТОЧНИКОВ ТЕПЛА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ НИЗКОБАРИЧЕСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ АРЕАЛОВ.....	145
<i>Н.В. Попов, А.П. Смелов, В.И. Березкин, А.А. Кравченко, В.Ф. Тимофеев</i> АЛДАНО-СТАНОВОЙ - ЩИТ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ	148

<i>М.Ю. Промыслова, Л.И. Демина, В.Л. Косоруков, В.В. Царев</i> МЕТАМОРФИЗМ ОФИОЛИТОВ РАЙОНА МЫСА ФИОЛЕНТ (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ)	151
<i>Е.В. Путинцева, Э.М. Спиридонов, О.Б. Лавров</i> НИЗКОГРАДНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ ЛЮДИКОВИЯ, СЕВЕРНОЕ ПРИОНЕЖЬЕ, КАРЕЛИЯ	154
<i>К.А. Савко, А.В. Самсонов, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, Е.Х. Кориши, Н.С. Базиков</i> ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ В ВОСТОЧНОЙ САРМАТИИ: Р-Т ПАРАМЕТРЫ, ВОЗРАСТ, ПРИЧИНЫ И СЛЕДСТВИЯ.....	156
<i>О.Г. Сафонов, В.О. Япаскурт, М.А. Голунова, Д.А. Варламов, Д.Д. ван Риннен</i> ВКЛЮЧЕНИЯ РАСПЛАВА В ОРТОПИРОКСЕНЕ АНАТЕКТИЧЕСКОЙ ПЕГМАТОИДНОЙ ЖИЛЫ В МЕТАПЕЛИТАХ ЮЖНОЙ КРАЕВОЙ ЗОНЫ КОМПЛЕКСА ЛИМПОПО, ЮАР.	159
<i>О.Г. Сафонов, А.Е. Мельник, С.Г. Скублов, В.О. Япаскурт, Д.С. Татаринова, Д.Д. ван Риннен</i> КОНТРАСТНОЕ ПОВЕДЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГРАНАТЕ ПРИ ЧАСТИЧНОМ ПЛАВЛЕНИИ И СУБИЗОБАРИЧЕСКОМ ОСТЫВАНИИ (НА ПРИМЕРЕ МЕТАПЕЛИТОВ ЮЖНОЙ КРАЕВОЙ ЗОНЫ КОМПЛЕКСА ЛИМПОПО, ЮАР)	161
<i>А.И. Слабунов</i> СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ АРХЕЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО, ЮЖНО-АФРИКАНСКОГО И ИНДИЙСКОГО ЩИТОВ: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ	164
<i>Э.М. Спиридонов</i> НИЗКОГРАДНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ — РУДОПОДГОТОВИТЕЛЬНЫЙ, РУДОГЕНЕРИРУЮЩИЙ, РУДОПРЕОБРАЗУЮЩИЙ ПРОЦЕСС.....	166
<i>И.Н. Толстухин</i> МАТЕРИАЛЫ, ПРОЦЕССЫ И ВРЕМЕННЫЕ ШКАЛЫ РАННЕЙ «ДОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ» ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ.....	169
<i>В.В. Травин</i> СТРУКТУРНЫЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ДЕФОРМАЦИОННОЙ ПРИРОДЫ И СВЕКОФЕННСКОГО ВОЗРАСТА ЭКЛОГИТИЗАЦИИ БАЗИТОВ РАЙОНА СЕЛА ГРИДИНО (БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС)	171
<i>А.А. Федотова, <u>Е.В. Бибилова</u>, С.В. Богданова, С. Клаэссон, А.В. Постников, Т.И. Курнозова, М.М. Фугзан</i> ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ЦИРКОНА АРХЕЙСКИХ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД БОЛЬШЕЧЕРЕМШАНСКОЙ СЕРИИ В ЕЛАБУЖСКОЙ ЛИНЕЙНОЙ ЗОНЕ (ВОЛГО-УРАЛИЯ): U-Pb ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ	174
<i>В.В. Федькин, Т.Д. Бюрлик, М.Л. Лич, А.А. Щипанский, П.М. Вализер, В.Г. Эрнст</i> ПЕТРОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ТЕРМАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗИТОВЫХ ЭКЛОГИТОВ СУБДУКЦИОННОГО МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА (Ю.УРАЛ).....	175
<i>А.А. Щипанский, М.Ю. Сидоров, В.В. Балаганский</i> УЛЬТРАВЫСОКОБАРИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И ЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ.....	177

НЕОАРХЕЙСКИЕ И ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ
ВЫСОКОБАРНЫЕ ГРАНУЛИТЫ БЕЛОМОРСКОГО
ПОДВИЖНОГО ПОЯСА, ВОСТОЧНАЯ ФЕННОСКАНДИЯ:
ДВЕ КОЛЛИЗИИ В ОДНОМ ПОЯСЕ

П.Я. Азимов¹, А.И. Слабунов², А.В. Степанова²,
И.И. Бабарина³, Н.С. Серебряков³

¹ *Институт геологии и геохронология докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*

² *Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия*

³ *Институт геологии рудных месторождений, минералогии,
петрографии и геохимии РАН, Москва, Россия*

E-mail: pavel.azimov@mail.ru

Раннедокембрийский Беломорский подвижный пояс (БПП), расположенный в восточной части Фенноскандии, сформирован в результате двух орогенных событий – неоархейского и палеопротерозойского, разделённых периодом стабилизации и рифтогенеза [1]. Чтобы оценить вклад этих двух событий, нужно выявить сопряжённые с ними метаморфические процессы и определить их количественные характеристики, главными из которых являются Р-Т условия и возраст. Особое значение имеет изучение гранулитов, образующихся на пике метаморфических преобразований и тектонической активности.

Архейские высокобарные (НР) гранулиты в пределах БПП установлены в Чупинском парагнейсовом поясе [2,3]. Среди них есть парагнейсы (метапелиты – мигматизированные глинозёмистые гнейсы с парагенезисом $Bt + Grt + Pl + Or + Qtz + Ky$, метапсаммиты – м/з $Grt-Bt$ гнейсы, т.н. «сухари»), известково-силикатные породы (парагенезис $Cpx + Grt + Pl + Qtz + Czo + Qtz \pm Hbl, Scp, Bt, Cal$), и основные высокобарные (гранатовые) гранулиты (парагенезис $Cpx + Grt + Pl + Qtz \pm Bt, Hbl$). Парাপороды, образующие осадочные ритмы, мигматизированы и рассланцованы. Базиты залегают среди гнейсов, рассланцованы и метаморфизованы вместе с ними. Проявления кианит-ортоклазового метаморфизма, отвечающего условиям НР гранулитовой фации, прослежены в центральной части Беломорской провинции от Поньгом-губы до Ковдозера [2]. Возраст этого метаморфизма составляет 2678 ± 31 Ma (U–Pb LA ICP-MS датирование циркона) [4]. Условия метаморфизма определены нами методами мультиравновесной термобарометрии: 700–840°C и 8.5–12.5 кбар. С мигматизированными парагнейсами – кианитовыми гранулитами тесно ассоциируют гранатовые лейкограниты.

Палеопротерозойские высокобарные гранулиты установлены нами в метаморфизованных основных интрузиях раннего и среднего палеопротерозоя по всему БПП и как реликты среди мигматизированных амфиболитов Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса (ЦБЗКП) с мезоархейским возрастом субстрата [3]. Для НР гранулитов по интрузивным базитам характерны парагенезисы $Cpx + Grt + Pl \pm Qtz \pm Bt, Hbl$ (без Orx); $Orx + Cpx + Grt \pm Bt, Hbl$ и $Orx + Grt + Hbl + Ath + Bt$ (без Pl), а для реликтов гранулитов в мигматизированных амфиболитах – парагенезисы $Cpx + Pl + Grt + Qtz \pm Bt, Hbl$ (тоже без Orx). В районах проявления палеопротерозойского эклогитового метаморфизма (Гридино, Пижостров, Красная губа) в дайках и фрагментах крупных интрузивных тел высокобарные гранулитовые

парагенезисы накладываются на эклогитовые. Сохранность гранулитовых парагенезисов в БПП не слишком хороша, так как на гранулиты, в свою очередь, наложены интенсивные преобразования амфиболитовой фации повышенных давлений, часто сопряжённые с интенсивной мигматизацией. В глинозёмистых гнейсах Чупинского парагнейсового пояса протерозойские высокобарные гранулитовые парагенезисы не установлены, что может объясняться интенсивными минеральными и деформационными преобразованиями и мигматизацией в условиях амфиболитовой фации повышенных давлений.

Для метаморфизованных палеопротерозойских базитов в пределах Чупинского пояса (оливиновые габбронориты Вуатваракки, Йокиваракки и Амбарного, феррогаббро Хитоострова и района оз. Боярского) пиковые параметры метаморфизма, также определённые методами мультиравновесной термобарометрии, лежат в диапазоне 800-980°C и 15-25 кбар, отвечающем условиям НР гранулитовой и сверхвысокотемпературной (УНТ) гранулитовой фации. Для метаанортозитов Нижнепоповского массива, расположенного в восточной части БПП среди хетоламбинских метавулканитов, нами получены более низкие пиковые значения T и P (до 800°C и 12 кбар), относящиеся к границе гранулитовой и амфиболитовой фаций высоких/повышенных давлений. Пиковые параметры метаморфизма, определённые по реликтам высокобарных гранулитовых парагенезисов в амфиболитах ЦБЗКП на островах Сыроватка и Робьяк в Белом море (между Калгалакшей и Поньгомой), равны 860-880°C и 16-17 кбар. Метаморфизм, сформировавший гранатовые гранулиты о. Сыроватка, достигал значений 950-980°C и 14-16 кбар (УНТ-НР метаморфизм). Регрессивные процессы в обсуждаемых высокобарных гранулитах прослеживаются до условий среднетемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений (560-650°C, 5-7 кбар). Палеопротерозойский возраст гранулитов в основных интрузивах определяется возрастом субстрата, в амфиболитах ЦБЗКП и гранатовых гранулитах о. Сыроватка возраст метаморфизма определён U–Pb LA-ICP MS методом по циркону [4,5].

В отличие от гранулитов Лапландского гранулитового пояса, и архейские, и протерозойские высокобарные гранулиты БПП лежат в поле устойчивости кианита. в гранулитах основного состава не устойчива ассоциация Орх + Pl, что также характерно для высокобарных гранулитов [6,7].

Таким образом, в пределах Беломорского подвижного пояса выявлены два периода формирования высокобарных гранулитов – неоархейский и палеопротерозойский. Образование этих гранулитов в ходе коллизии «континент–континент» [6,8] согласуется с другими наблюдаемыми в БПП признаками коллизионных событий – образованием архейских и протерозойских покровов [9,10] и синхронным внедрением тел лейкогранитов. Всё это происходило на пике эволюции неоархейского Беломорского [3] и палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионных орогенов [11].

Работа поддержана грантом РФФИ № 17-05-00265.

1. Slabunov A.I. et al // *Intl Workshop on the Geology of Northeast Asia and the Geophysical Character of Asian Continental Margin: Progr. Abstr. Beijing, China, 2015. P. 25-26.*
2. Володичев О.И. *Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология).* Л.: Наука, 1990. 248 с.

3. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 298 с.
 4. Слабунов А.И. и др. // ДАН. 2016. Т. 467. № 1. С. 71-74.
 5. Азимов П.Я. и др. // Геодинамика раннего докембрия: сходство и различия с фанерозоем. Тез. докл. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. С. 13-17.
 6. O'Brien P.J., Rötzler J. // J. Metamorphic Geol. 2003. V. 21. No. 1. P. 3-20.
 7. Pattison D.R.M. // J. Metamorphic Geol. 2003. V. 21. No. 1. P. 21-34.
 8. Brown M. // Geol. Soc. Spec. Publ. 2009. V. 318. P. 37-74.
 9. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80-92.
 10. Бабарина И.И. и др. // Геотектоника. 2017. В печати.
 11. Daly J.S. et al. // Geol. Soc. Mem. 2006. V. 32. P. 579-598.
-

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ИЗМЕНЕННЫЕ ЦИРКОНЫ ИЗ ЛАМПРОИТОВ ПОРЬЕЙ ГУБЫ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Акимова Е.Ю.^{1,2}, Бочаров В.Н.¹, Бушмин С.А.²

¹ *Санкт-Петербургский государственный университет, Россия.*

² *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*

E-mail: st022265@student.spbu.ru

В последнее время возрос интерес к процессам преобразования циркона под влиянием гидротермальных флюидов, в результате которого образуются так называемые «гидротермальные» и «гидротермально преобразованные» цирконы [2 и ссылки в ней]. В работах Кожевникова и соавторов [2 и ссылки в ней] отмечается, что в микрозондовых анализах гидротермально-преобразованных цирконов появляются «неформульные» элементы (Fe, Al, Ca, Na и др.), кроме того, среди гидротермальных цирконов обнаруживаются как зерна с высокой степенью сохранности кристаллической решетки, так и аморфные метамиктные зерна.

В настоящей работе приводятся результаты исследования по обсуждаемой методике [2 и ссылки в ней] цирконов из лампроитов Порьей губы. Выбор объекта обусловлен тем, что, согласно имеющимся данным [1, 3], циркон из исследуемых пород сильно преобразован под воздействием флюидов.

Исследование химического состава и циркона и диагностика минеральных включений в нём выполнены на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N с аналитическими приставками, а структура циркона изучена с помощью рамановской спектроскопии на приборе Horiba Jobin-Yvon LabRam HR800 (использовался ионный аргоновый лазер с рабочими длинами волн 488 нм и 514 нм и мощностью до 50 мВт). Исследования производились на оборудовании РЦ СПбГУ «Геомодель».

Циркон из лампроитов характеризуется сложной морфологией без присущих циркону кристаллографических форм. На оптических изображениях циркона видно, что его зёрна часто замутнены, приобретают буроватый оттенок. На катодолюминесцентных изображениях зёрна циркона выглядят очень тёмными, часто не удается оценить особенности внутренней структуры. Но изученные цирконы являются умеренно-урановыми с содержанием U от 330 до 1380 ppm [3], поэтому метамиктность, возникающая за счет авторадикационных нарушений структуры, для них, по-видимому, не характерна. Изображения в обратно-отраженных электронах показывают, что вещество цирконов гетерогенно: наблюдаются брекчированные светлые участки, сцементированные более темной массой; отмечается большое количество минеральных включений. Эти включения представлены кальцитом, фторапатитом, халькопиритом, плагиоклазом, титанитом, эгирином, алланитом. Наличие в цирконах включений минералов, которыми сложены лампроиты, свидетельствует о том, что циркон в лампроитах не является ксеногенным минералом. На элементных картах, составленных для зёрен циркона, наблюдается неоднородность по Na (рис. 1) и Ca (их содержания несколько повышены в тёмных зонах преобразования), а также по Si и Zr (их содержания в зонах преобразования, наоборот, понижены). Для примера на рис. 1 приведено BSE-изображение зерна циркона из лампроитов с соответствующей картой распределения Na.

При попытке получить рамановский спектр циркона при длине волны лазера 488 нм выясняется, что циркон характеризуется сильной люминесценцией. Это может быть связано с повышенными концентрациями РЗЭ [2 и ссылки в ней].

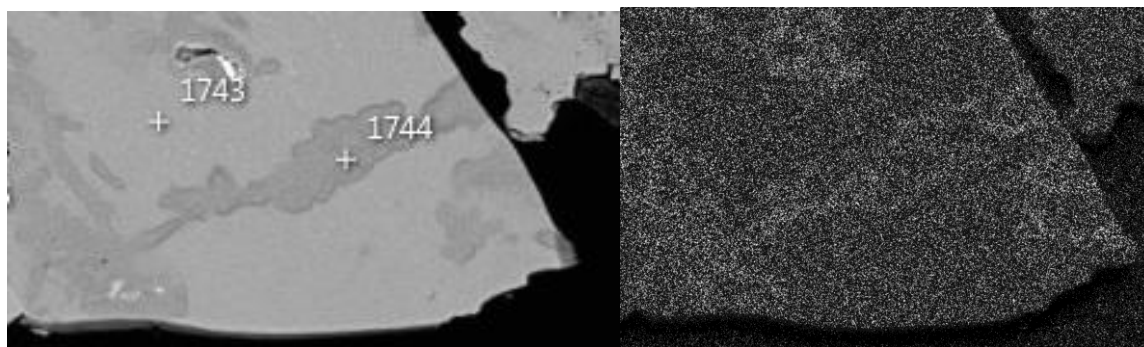


Рис. 1. BSE-изображение зерна циркона из лампроитов (слева) с соответствующей картой распределения Na (справа). Размер зерна – 100 μm .

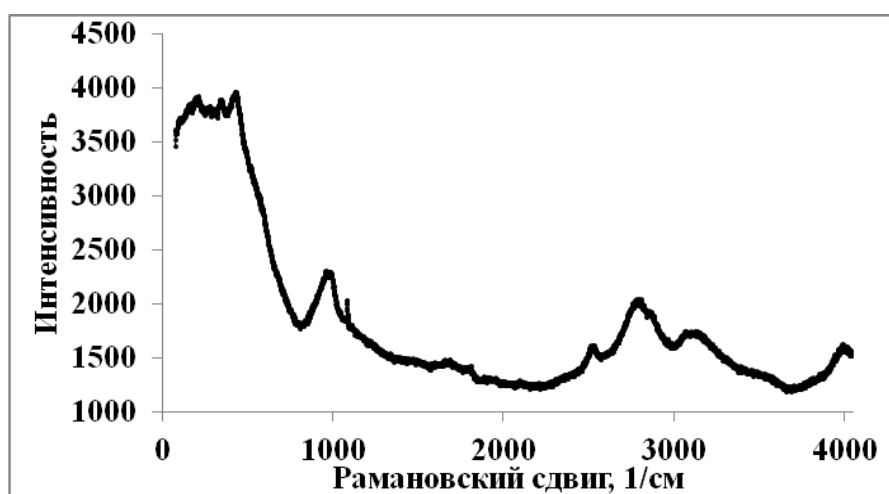


Рис. 2. Пример рамановского спектра циркона из лампроитов.

После смены длины волны лазера с 488 нм на 514 нм люминесценция не столь заметна (рис.2), но не наблюдается чётких узких пиков, характерных для кристаллической структуры циркона [2], что говорит о том, что структура минерала сильно нарушена. Это характерно и для тёмных зон переработки, и для светлых зон. Присутствие OH – групп в структуре циркона не установлено (отсутствуют острые пики на 3600-3700 1/см), и нестехиометричность гидротермально-переработанных тёмных участков, по всей видимости, не связана с вхождением в структуру минерала OH – групп, как предполагалось ранее [1]. Нарушение структуры циркона может быть вызвано влиянием флюида при постдеформационной перекристаллизации. Эффектами нарушения структуры можно объяснить описанные в литературе значимые количества избыточного радиогенного гафния в цирконе из лампроитов (но они могут являться и аналитическим артефактом [1]).

Таким образом, все исследованные цирконы из лампроитов являются сильно изменёнными под воздействием гидротермальных флюидов. Возраст, полученный U-Pb методом по цирконам [3], отвечает возрасту гидротермального воздействия, сопровождающего внедрение даек лампроитов. Датировки, полученные U-Pb методом по цирконам и Rb-Sr методом по флогопиту, в рамках погрешности не различаются [3], следовательно, процесс внедрения даек и гидротермальная переработка были практически одновременны.

Исследования выполнены по теме НИР ИГГД РАН (0153-2015-0009). Геологический материал собран на территории Кандалакшского государственного природного заповедника при большой помощи его руководства и сотрудников.

1. Антонов А.В., Лохов К.И., Корешкова М.Ю. и др. // XII Всеросс. совещание "Петрография магматических и метаморфических горных пород", 2015, с. 381-383.
 2. Кожевников В. Н., Иващевская С. Н. // Материалы XII Съезда РМО, 2015, с. 211-213.
 3. Корешкова М.Ю., Лохов К.И., Корнаков А.С. и др. // Тез докл. Межд. конф. «Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма». ГЕОХИ. 2012, с. 72-74.
-

РЕКОНСТРУКЦИЯ ТЕКТОНО-ТЕРМАЛЬНОЙ ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНУЛИТОВ ХОЛМОВ ВЕСТФОЛЛЬ (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА) НА ОСНОВЕ Р-Т РАСЧЕТОВ И ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

*Алексеев Н.Л.¹, Андриевский О. М.², Зингер Т.Ф.³, Богомолов Е.С.³,
Каменев И. А.⁴, Егоров М. С.⁴, Сергеев С. А.¹*

¹ «ВСЕГЕИ», СПб, Россия

² Северо-Западное ПГО, СПб, Россия

³ ИГГД РАН, СПб, Россия

⁴ ПМГРЭ, Ломоносов, Россия

E-mail: nikola.alekseev@gmail.com

Корреляция докембрийских фрагментов восточной Гондваны и Родинии, которые в настоящее время разбросаны между Индией, Азией, Австралией и Антарктидой, зависит от точности реконструкции их тектоно-термальной истории. Холмы Вестфолль, сложенные метаморфизованными в условиях гранулитовой фации породами архейского и палеопротерозойского возраста, отделены от остальных архейских фрагментов Восточной Антарктиды неопротерозойским-раннекембрийским мобильным поясом. Каждый из этих фрагментов характеризуется своей геологической историей, а основной проблемой является время и механизм их соединения в единый континент. Поэтому, расшифровка термальной истории каждого из этих фрагментов, является необходимой для решения данной проблемы.

Холмы Вестфолль сложены, преимущественно, ортогнейсами неоархейского и палеопротерозойского возраста, с подчиненным количеством первично осадочных и вулканогенных пород. В интервале времени 2526 ± 6 млн. лет- 2477 ± 5 млн. лет [2] происходило внедрение многочисленных интрузий, варьирующих по составу от габбро до гранитов. Примерно в этот же интервал времени, породы холмов Вестфолль испытали ранний метаморфизм (M_1) гранулитовой фации, который протекал в условиях пониженных давлений (< 6 кбар), о чем свидетельствует парагенезис кордиерита с гранатом и шпинелью ($\pm$ корунд) в глиноземистых гнейсах.

Эпизод M_2 сопровождался деформациями, приведшими к развитию основных региональных структур [2]: субширотные, погружающихся на север зоны пластичных сдвиговых деформаций mt_1 (милонитов) мощностью от нескольких метров до нескольких километров. Они интерпретируются как результат соосного сдвига [1], отвечающего условиям сжатия. Синхронно с этими деформациями в кордиерит-содержащих гнейсах происходит замещение кордиерита силлиманитом в сростках с биотитом или развитие по его краям силлиманит-ортопироксеновых симплектитов, что интерпретируется как результат повышения давления. Проведенные расчеты показывают, что эпизод метаморфизма M_2 происходил при $T=823-853^{\circ}\text{C}$ и $P=8.9-8.6$ кбар. Сравнительное изучение зерен циркона из массивных и деформированных зонами милонитов гранодиоритов показало, что в последних вокруг магматического циркона развиваются незональные оболочки, которые практически полностью отсутствуют в массивных разновидностях гранодиоритов. Возраст этих оболочек находится в пределах $2483,7 \pm 7,7$ млн. лет и интерпретируется как время развития зон милонитов mt_1 и связанного с ними гранулитового метаморфизма M_2 .

Развитие субширотных, субвертикальных или круто падающих на юг зон милонитов mt_2 сопровождалось синкинематическим внедрением жил ортопироксен-содержащих пегматоидных гранитов, которые содержат магматический циркон с возрастом 2459 ± 10 млн. лет, что и определяет возраст этих деформаций. В субширотных

дайках базитов милонитизация mt_2 сопровождалась кристаллизацией граната и роговой замещающих деформированные зерна первично магматического клинопироксена, что интерпретируется как результат повышения давления или снижения температуры. В гранат-ортопироксеновых парагнейсах устанавливаются перекристаллизация граната и ортопироксена с замещением их биотитом. Проведенные Р-Т расчеты показывают, что в центральной части района милонитизация mt_2 происходила при $T = P = 5,0-5,3$ кбар и $T = 555-585^\circ\text{C}$, тогда как в южной части района эти зоны милонитов развивались при $P = 7,4-7,5$ кбар и $T = 629-646^\circ\text{C}$. Разница в Р-Т условиях метаморфизма M_3 может объясняться тем, что в южной части района обнажается более глубокий срез коры, чем в его северной и центральной части.

В дальнейшем породы холмов Вестфолль были интродуцированы многочисленными роями даек базитов с возрастом от 2241 ± 4 млн. лет до 1241 ± 5 млн. лет (Black et al., 1991; Lanyon et al., 1993). Внедрение даек чередовалось с развитием многочисленных зон милонитов различной ориентировки. Наибольший интерес представляют зоны милонитов С-С-З (mt_3) и субмеридиональной (mt_4) ориентировки, сопровождающиеся достаточно значительной амплитудой относительных перемещений. Зоны милонитов mt_3 характеризуется падением плоскости сместителя в западном или запад-юго-западном направлении под углами от 30° до 60° . По результатам микроструктурного и стрейн-анализа они могут быть интерпретированы как взбросы с перемещением висячего блока в восточном или восток-северо-восточном направлении. Время развития этих зон пока не установлено, но они накладываются на самую молодую генерацию даек базитов с возрастом 1241 ± 5 млн. лет. В милонитах mt_3 на северо-востоке района в глиноземистых гнейсах, в некоторых случаях, отмечается совместное нахождение силлиманита и андалузита. Причем андалузит развивается в краевой части зерен силлиманита. Р-Т условия эпизода метаморфизма M_4 , связанного или предшествующего развитию зон милонитов mt_3 , находятся в интервале $P = 1.9-3.7$ кбар и $T = 625-509^\circ\text{C}$.

До развития зон mt_4 в дайках кристаллизовался реакционный гранат, который, иногда совместно с роговой обманкой, появляется в виде каемок или агрегатов неправильной формы на контакте между первично магматическим плагиоклазом и пироксенами. Эти структуры отмечаются в дайках, находящихся только в юго-западной части исследованного района и интерпретируются как результат роста давления. Проведенные расчеты показывают, что катионное равновесие между минералами достигалось при P в интервале $5,6-7.2$ кбар и $T = 625-634^\circ\text{C}$. Время закрытия Sm-Nd системы реакционного граната соответствует значению 789 ± 6 млн. лет, что интерпретируется как минимальное время проявления эпизода M_5 .

Повторное открытие Sm-Nd системы граната около 637 млн. лет назад связано с метаморфизмом M_6 , сопровождавшем развитие субмеридиональных зон милонитов mt_4 . Они характеризуются субвертикальным залеганием плоскости сместителя и, в горизонтальной проекции, сопровождаются правосторонними сдвиговыми деформациями. Микроструктурный и стрейн-анализ показали, что милониты развивались в условиях сжатия. В дайках базитов синхронно с развитием милонитов отмечается кристаллизация синкинематического граната, который вместе с роговой обманкой замещает первично магматические пироксены. Р-Т расчеты показывают, что равновесие достигалось при $P = 7.4-8.7$ кбар и $T = 685-695^\circ\text{C}$. Учитывая, что полученное значение температуры практически соответствует среднестатистическим температурам закрытия Nd системы граната, значение возраста около 637 млн. лет можно интерпретировать как время развития зон милонитов.

1. Clark C., Kinny P.D., Harley S.L., 2012// *Precambrian Research*. V.196-197. P. 23-45.
2. Snape I.S., Black L.P., Harley S.L. // *The Antarctic Regeon: Gejljical Evolution and Processes*. Siena. Terra Antarctic Publication. 1997.

ИССЛЕДОВАНИЕ U-TH-Pb ИЗОТОПНОЙ
СИСТЕМЫ И ГЕОХИМИИ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ
ЦИРКОНА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД
ЕЛАБУЖСКОЙ ЗОНЫ ВОЛГО-УРАЛИИ

М.О.Аносова¹, А.А.Федотова¹, Е.В.Бибикова¹, Т.И.Кирнозова¹, А.В.Постников²

¹Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Ордена Ленина и Ордена Октябрьской Революции Институт
геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского
Российской академии наук (ГЕОХИ РАН), Москва, Россия

²Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего образования «Российский государственный
университет нефти и газа (национальный исследовательский
университет) имени И.М. Губкина», Москва, Россия
E-mail: anosova@geokhi.ru, a.fedotova@geokhi.ru

Волго-Уральский сегмент фундамента Восточно-Европейской платформы хорошо изучен в пределах Средневожского геоблока. Благодаря нефтегазоносности региона, кристаллический фундамент Волго-Уралии пробурен глубокими скважинами, которые вскрыли раннедокембрийские образования на глубину до 3.7 км. Неоархейские породы, кристаллизовавшиеся 2.7 млрд лет назад в условиях гранулитовой фации и амфиболитовой фаций (данные TIMS, [3], данные SHRIMP [1]) широко распространены в составе блока. Возраст наиболее древних гранитоидов достигает 3.1 – 3.2 млрд лет [1].

Высокоглиноземистые и глиноземистые кристаллические сланцы и гнейсы, метаморфизованные в гранулитовой и амфиболитовой фации и принадлежащие к большечеремшанской серии, составляют одну из наиболее хорошо прослеживающихся породных ассоциаций фундамента Волго-Уралии [4; 5]. Для исследования выбран циркон метасадочных пород линейной Елабужской зоны (Елабуга-Бондюжской по [4]), и пород, распространенных южнее, на сопредельной территории Средневожского геоблока, полученный при изучении материала из скважин Усть-Икская 88 и Северо-Елтанская 851, соответственно. По геохимическим характеристикам гнейсы Северо-Елтанской скважины сходны с высокоглиноземистыми метасадочными породами большечеремшанской серии Средневожского блока, образованными за счет материала как среднего, кислого, так и основного состава [2]. Изученные гнейсы скважины Усть-Икская 88 отличаются от типичных пород большечеремшанской серии повышенным уровнем концентраций тяжелых РЗЭ.

Из образца биотит-гранат-кордиеритовых гнейсов скважины Усть-Икская 88 выделены однотипные полупрозрачные и непрозрачные удлиненные зерна акцессорного циркона (к.удл. 1:3 – 1:4). Для U-Pb изотопного анализа из размерной фракции > 100 мкм вручную выбраны наиболее прозрачные кристаллы размером 100-125 мкм. Католюминесцентное исследование показало, что подавляющее большинство зерен содержит ядра, иногда со слабо выраженной внутренней зональностью, и однородную оболочку, варьирующую по ширине от нескольких мкм до 20-30, реже 50 мкм, несколько более темную на изображениях.

Результаты U-Pb изотопного исследования циркона показали, что к линейной Елабужской зоне приурочено проявление палеопротерозойского тектоно-термального события: 1.96-2.0 млрд лет назад образованы оболочки, содержащие более древние ядра преимущественно неоархейского (2.7 млрд лет) возраста [6].

Методом LA-ICP-MS проанализированы участки кристаллов, как в ядрах, так и в оболочках. Полученные спектры распределения РЗЭ разделились на две группы: отвечающие ядрам, кристаллизация которых происходила 2.7 млрд лет лет назад и оболочкам, с возрастом 1.9-2.0 млрд лет, соответственно. Более высокие содержания лёгких и средних РЗЭ в ядрах, определяют более пологий наклон спектра распределения РЗЭ.

Для циркона метаморфических образований характерно низкое отношение Th/U (0.03-0.06), обусловленное высокими концентрациями урана при низких – тория, тогда как для ядер характерно отношение Th/U -0.5-0.7.

Для сравнения был изучен циркон образца из скважины Северо-Елтанская 851, расположенной южнее, за пределами Елабужской зоны. Для исследованных зёрен получено значение U-Pb изотопного возраста - 2.7 млрд лет и типичное для детритового циркона неоархейских пород Средневожского геоблока отношение Th/U: 0.3-0.7.

Изучение циркона метаосадочных пород Елабужской зоны Волго-Уралии показало, что в архейских ядрах и палеопротерозойских метаморфических обложках четко проявлены геохимические различия: уровни концентраций РЗЭ и резко отличные Th/U отношения.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 15-05-08125.

1. Bogdanova S.V., Belousova E.A., De Waele B., Postnikov A.V. // *Mineral. Mag.* 2013. V. 77. № 5. P. 727.
2. Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В. и др. // *Стратиграфия. Геологическая корреляция.* 2015. Т.23. №1. С.3-26.
3. Бибикова, Е.В., Кирнозова, Т.И., Попова, Л.П., Постников, А.В., Макаров, В.А., Кременецкий, А.А. // *Стратиграфия. Геологическая корреляция,* 1994. 2(3) С. 3-7.
4. Богданова С.В. *Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента).* Труды ГИН АН СССР. 1986. Вып. 408. М.: Наука. 223 с.
5. Постников А.В. *Фундамент восточной части Восточно-Европейской платформы и его влияние на строение и нефтегазоносность осадочного чехла.* Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. 2002. 52 с.
6. Федотова А.А., Бибикова Е.В., Богданова С.В. и др. // *XXI симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова. Тезисы докладов.* М: ГЕОХИ РАН – Акварель. С. 122–123.

РОЛЬ РАССОЛОВ В НИЖНЕКОРОВОМ МЕТАМОРФИЗМЕ И ГРАНИТООБРАЗОВАНИИ

Л.Я.Аранович¹

¹ *Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
геохимии и минералогии РАН, Москва, Россия
E-mail: lyaranov@igem.ru*

Главной особенностью рассолов, обуславливающей многие петрологические эффекты, связанные с их взаимодействием с нижнекоровыми породами, является присущая им низкая активность H_2O при сохранении и даже усилении транспортных свойств по сравнению с флюидами систем H_2O – неполярные газы. Рассолы кардинально меняют привычные представления о растворимости многих минералов [4] и о распределении элементов (включая редкие) между минералами, расплавами и флюидами [2, 3]. Особая роль рассолов состоит также в том, что наряду с водой в зоны взаимодействия привносятся щелочные металлы и Ca, которые, в результате метасоматических смещенных реакций с темноцветными минералами и/или обменных – с полевыми шпатами, формируют новые, как правило – более легкоплавкие минеральные ассоциации. С помощью рассолов в нижней коре осуществляется и тонкая настройка процессов метасоматоза и плавления: даже при одинаковых P , T и $a(H_2O)$ при одних соотношениях $Na/K/Ca$ во флюиде метасоматические преобразования не вызывают плавления, а при других породы могут плавиться.

Существующие немногочисленные оценки активности галогенидов щелочей в нижнекоровых флюидах основаны преимущественно на расчетах равновесий с участием галогенсодержащего биотита. Термодинамические свойства еще одной важнейшей минеральной группы – F- и Cl-содержащих амфиболов – изучены намного хуже. Также отсутствует термодинамическая модель галогенсодержащих алюмосиликатных расплавов, хотя эмпирическое уравнение, предсказывающее содержание Cl в расплавах в зависимости от P , T и состава расплава было недавно предложено в [5].

Большинство экспериментальных исследований фазовых равновесий с участием рассолов ограничиваются простыми системами $H_2O-(Na,K)Cl$ и, в гораздо меньшей степени, $H_2O-CaCl_2$. Однако со всей вероятностью природные высокотемпературные рассолы представляют собой поликатионные и полианионные растворы. Наиболее распространенным лигандом в них, скорее всего, является хлор, но такие важные анионы как фтор, карбонат и сульфат также могут присутствовать в заметных концентрациях. Петрологические и геохимические эффекты, связанные с этими компонентами флюидов, пока еще очень мало изучены, хотя они могут быть весьма значительными. На это указывают, например, экспериментальные данные по плавлению модельного гранита в присутствии растворов Na_2CO_3 [1]: в отличие от NaCl, карбонат натрия хорошо растворим в гранитном расплаве, вследствие чего температура плавления гранита становится ниже, чем даже в чистой воде. Необходимы

дальнейшие экспериментальные и теоретические исследования, которые позволили бы полнее охарактеризовать взаимодействие пород с многокомпонентными концентрированными растворами в условиях высоких температур и давлений.

1. Шапошников В.В., Аранович Л.Я. // *Геохимия*. 2015. № 9. С. 855–861.
 2. Chevychelov V.Y., Chevychelova T.K. // *Neues Jahrb. Mineral. Abhand.* 1997. V. 172. P. 101–115.
 3. Keppler H. // *Nature*. 1996. V. 380. P. 237–240.
 4. Manning C.E., Aranovich L.Y. // *Prec. Res.* 2014. V. 253. P. 6–16.
 5. Webster J.D., Vetere F., Botcharnikov R.E. et al. // *Amer. Mineral.* 2015. V. 100. P. 522–535.
-

МЕТАСОМАТОЗ КАК ИНДИКАТОР РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

Б.Ю. Астафьев¹, О.А. Воинова²

¹ *Институт геологии и геохронологии РАН, Санкт-Петербург, Россия*

² *Всероссийский геологический институт, Санкт-Петербург, Россия*

E-mail: astafiev.b.yu@mail.ru

В раннедокембрийской истории развития Беломорского подвижного пояса (БПП) выделяются многочисленные свидетельства многоэтапности его длительного активного формирования, основанные на маркирующих геологических событиях. В том числе к ним относятся метасоматические процессы, проявленные в разных участках этой структуры и ее обрамления. Метасоматиты имеют особое информативное значение, поскольку не только сопровождают регрессивные этапы регионального метаморфизма, но и отражают в своем составе возраст, структурные особенности и петрологические условия периода формирования.

Известно, что среди метасоматических пород Беломорского подвижного пояса преобладают средне- и высокотемпературные метасоматиты кислого и основного состава, сформировавшиеся в условиях метаморфизма повышенных давлений. Сходство условий средних или высоких температур и высоких давлений минералообразования при ведущем значении главного (свекофеннского) метаморфического цикла, в значительной степени «затушевавшему» ранее проявленные процессы, затрудняет реконструкцию геологического формирования региона. Постепенные переходы от аллохимического метаморфизма и мигматизации к собственно метасоматозу также осложняет выделение метасоматических событий. Полученные нами новые материалы позволяют достаточно надежно выделить и сопоставить ряд ключевых событий в этой последовательности. За основу геохронологических исследований было принято локальное U-Pb датирование по циркону, что обусловлено сложностью и полигенностью изучавшихся объектов.

Среди метасоматических пород БПП преобладают образования климовского комплекса, из которых наиболее известны корундсодержащие разновидности. Они образуют серию многочисленных разномасштабных проявлений, вытянутых на 600 км вдоль простираия пояса. Метасоматиты имеют существенно различный минеральный состав, исходный субстрат и зональность. Однако результаты изотопно-геохронологических исследований показывают, что они маркируют единый этап формирования с возрастом около 1.91 Ga. Изображения цирконов в катодной люминесценции практически одинаковы и характеризуются резким обеднением U (на порядок) и Th (на 2 порядка) в метасоматических каймах вокруг реликтовых магматических или метаморфических ядер кристаллов. Такие значительные изменения характерны именно для метасоматических процессов, тогда как спектры метаморфических цирконов, как правило, имеют пологий сглаженный профиль (рис. 1).

При значительном сходстве состава исходных пород и P-T условий метаморфического минералообразования метасоматиты БПП и его северного обрамления обладают рядом существенных различий. Цирконы из этих пород, исследованные нами [2-4] в районах Терского зеленокаменного и Лапландского мобильного поясов также имеют ярко выраженное зональное строение. Однако содержание урана в метасоматических каймах цирконов, напротив, возрастает на 1-1.5 порядка при том же геохронологическом возрасте.

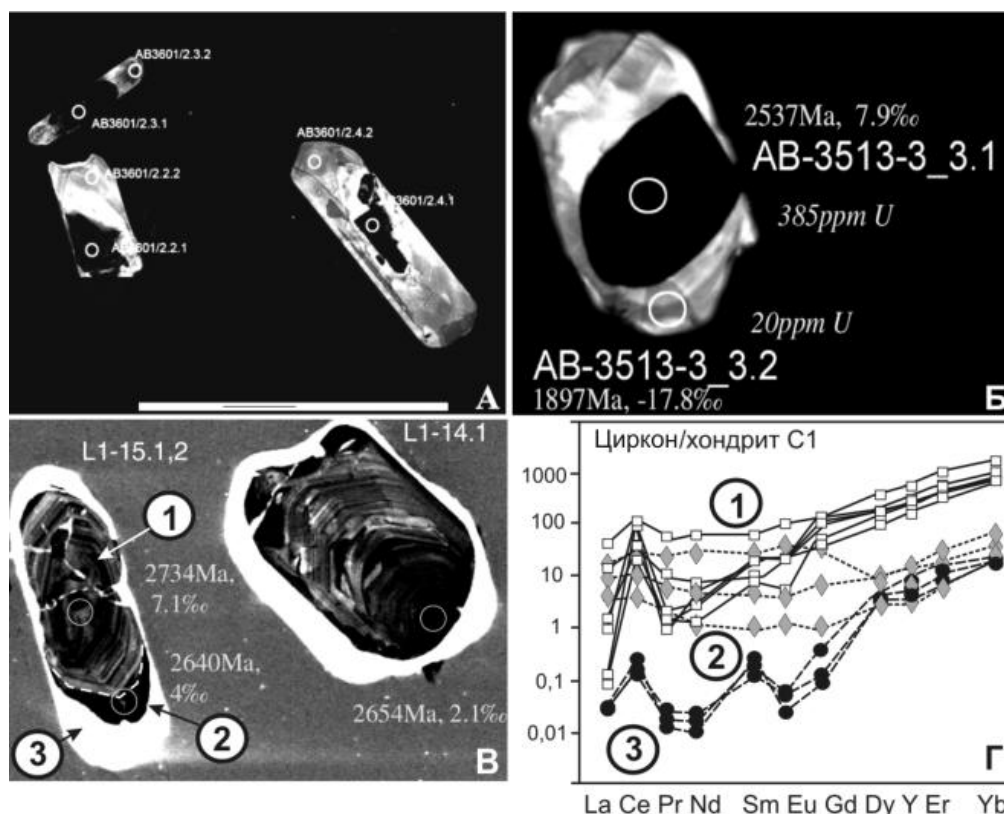


Рис.1. Зональные цирконы из метасоматитов. А–В – катодная люминесценция, участки: А – Климовское, Б – Варацкое, В – Лягомина. На фрагментах В и Г показано сопоставление зональности и состава REE в цирконах проявления Лягомина [6]:

1 (квадраты на графике) – магматический, 2 (ромбы) – метаморфический, 3 (кружки) – метасоматический этапы.

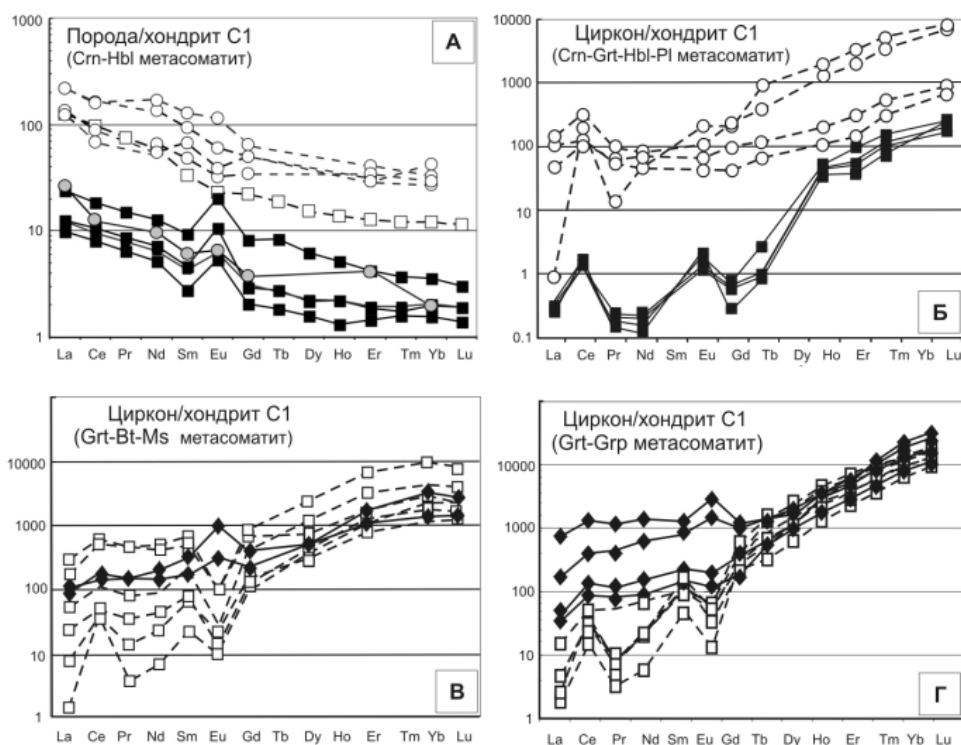


Рис. 2. Примеры состава REE в породах и цирконах метасоматических пород свекофеннского возраста (светлые значки – субстрат, темные – метасоматиты). А – Кийостров, Б – Хитостров, В – Терский пояс, Г – Лапландский пояс [1-6].

Другой общей особенностью изученных метасоматитов является значительная изменчивость состава REE. Если в БПП их содержание резко понижено (до хондритового уровня и ниже), то в Кольском блоке, напротив, происходит аномальное обогащение (на 2-3 порядка), особенно в отношении легких REE. На всех примерах наблюдается отчетливая Eu аномалия для цирконов и пород в целом, а в некоторых случаях – и нивелирование положительной Ce аномалии, т.е. фиксируется инверсия обычного «магматического» профиля состава REE (рис.1, 2).

К юго-востоку от БПП на смежной территории Карельского блока также известны метасоматиты свекофеннского периода формирования. Их состав рассматривается как петротип хизоваритов, т.е. среднетемпературных метасоматитов метаморфических комплексов повышенных давлений. Эти породы отличаются более широким проявлением кианитовых, гранатовых и мусковитовых разновидностей, а также существенно более молодым возрастом - 1860-1875 Ма.

Значительно реже на территории БПП удастся обнаружить признаки позднеархейских метасоматитов. Их возраст оценивается как 2620-2680 Ма при сопутствующем метаморфизме в интервале 2710-2770 Ма и, возможно, отвечает различным этапам формирования региона.

1. Астафьев Б.Ю., Воинова О.А. // Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с протерозоем. Тез. докл. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2017. С. 26-29
2. Астафьев Б.Ю., Левченков О.А., Ризванова Н.Г. и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18, № 1. С. 1–16
3. Астафьев Б. Ю., Скублов С. Г., Глебовицкий В. А. и др. // ДАН. 2009. Т. 427, №1. С. 90-95
4. Астафьев Б.Ю., Воинова О.А., Лохов К.И. и др. // Отечественная геология, № 4. 2006. С. 75-82
5. Терехов Е.Н. // Геохимия. 2007. № 4. С. 411-428
6. Bindeman I.N., Serebryakov N.S., Schmitt A.K. et al. *Geosphere*. 2014. 10. P. 308-339

НЕОАРХЕЙСКИЕ И ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГЛУБИННЫЕ ПОКРОВЫ В ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИИ

И.И. Бабарина¹, А.В. Степанова², П.Я. Азимов³, Н.С. Серебряков¹, С.В. Егорова²

¹Институт геологии рудных месторождений,
минералогии, петрографии и геохимии РАН, Москва, Россия

²Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия

³Институт геологии и геохронологии докембрия

РАН, Санкт-Петербург, Россия

E-mail: fisana@yandex.ru

Тектонические покровы являются одним из индикаторов аккреционно-коллизийных режимов, что многократно доказано на примерах фанерозойских складчатых систем. В раннем докембрии, такие структуры до сих пор недостаточно изучены, применимость фанерозойских критериев к оценке геодинамических обстановок ранней истории Земли дискуссионна. Особенно актуально решение этой проблемы для полиметаморфических объектов со сложной эволюцией, схожим образом переработанных как в архее, так и в палеопротерозое [9]. К таким объектам относится Беломорская провинция (БП) Фенноскандии, которая является глубоко эродированным ЮЗ форландом средне-палеопротерозойского коллизийного Лапландско-Кольского орогена (ЛКО) [12]. На основе изучения структурно-метаморфических преобразований базитовых интрузий (~2.5-2.1 млрд лет) [14] и вмещающих их архейских пород установлена тектоническая неоднородность палеопротерозойской переработки БП [2]. Выделены крупные домены двух типов:

1. Со сравнительно хорошей сохранностью архейской структуры, относительный возраст которой устанавливается по интрузивным соотношениям с ранне-палеопротерозойскими базитовыми телами.

2. С практически полной совместной тектонической переработкой архейских комплексов и ранне-палеопротерозойских базитовых интрузий.

Домены первого типа, к которым относятся Ивановгорский и Гридинско-Амбарнинский, наилучшим образом подходят для расшифровки архейской истории.

В Ивановгорском домене метаморфизм ранне-палеопротерозойских базитов не превышает амфиболитовой фации [6], а деформации незначительны. Габброноритовые интрузии трещинного типа с возрастом ~2.45-2.4 млрд лет [13] прорывают деформированную архейскую покровную структуру. Нижний покров сложен амфиболитами с телами метаультрабазитов и кислых пород. Параллельно сланцеватости развиты линзовидные тела синкинематических калиевых гранитов. Верхний покров в нижней части сложен глиноземистыми гнейсами, которые выше сменяются лейкоамфиболитами. Контакт нижнего и верхнего покровов, представляющий собой зону рассланцевания мощностью несколько десятков метров, маркируется линзовидными телами калиевых гранитов.

В Гридинско-Амбарнинском домене наиболее изучена структура Гридинской зоны. Ранне-палеопротерозойские базиты образуют несколько роев даек. Несмотря на то, что их метаморфизм (~1.9 млрд лет) [3] достигает параметров эклогитовой фации [5], дайки слабо деформированы и в целом сохраняют интрузивные соотношения со структурой архейской рамы. Архейские комплексы представлены, главным образом, ТТГ гнейсами с согласными рассланцеванию горизонтами, насыщенными

тектоническими линзами и будинами экзотических пород, включая диафторированные эклогиты с возрастом 2.72 млрд лет [4]. Судя по срезанию внутренней структуры эклогитовых блоков на их границах, они представляют собой части значительно более крупных тел, подвергшиеся дезинтеграции в процессе тектонического совмещения с ТТГ гнейсами при формировании неоархейских глубинных покровов [1, 11]. Архейский возраст покровной структуры определяется возрастом посткинematических микроклиновых гранитов 2.67 млрд лет [10].

К доменам второго типа, практически полностью переработанным во время формирования ЛКО, относится Чупинско-Лоухский. Ранее тектонические покровы, выделяемые здесь, относились к архейским [7]. Однако оказалось, что раннепалеопротерозойские базиты участвовали в покровообразовании вместе с породами архейской рамы [2] и в современной структуре представляют собой уже не интрузии, а их тектонические фрагменты – будины разного масштаба, залегающие субсогласно со сланцеватостью и конформно покровным границам. Время покровообразования определяется возрастом синкинematических корундсодержащих метасоматитов и составляет ~1.89 млрд лет [8]. Более древняя структура, в частности сформированная на этапе архейских глубинных покровов, в Чупинско-Лоухском домене сохраняется лишь фрагментарно в наименее переработанных внутренних частях крупных палеопротерозойских тектонических пластин и в целом не поддается реконструкции.

Для объяснения разницы в структуре доменов БП, одни из которых переработаны палеопротерозойскими покровами, а другие сохранили черты архейской коллизионной структуры, предлагается модель строения глубинной части ЮЗ форланда ЛКО. Верхняя часть БП ~1.9 млрд лет назад была вовлечена в покровообразование (вместе с ныне эродированным аллохтоном), а нижняя – хоть и претерпела зональный метаморфизм от амфиболитовой до эклогитовой (по направлению к ядру ЛКО) фации [6], не испытала значительной структурной перестройки. Таким образом, в современной структуре БП участвуют тектонически совмещенные на поздних стадиях формирования ЛКО (или стадии его распада), крупные фрагменты древней коры, одни из которых во время палеопротерозойской коллизии оставались в составе автохтона, а другие были частью параавтохтона и подверглись тектоническому разлинзованию.

Работа поддержана грантом РФФИ № 17-05-00265.

1. *Бабарина И.И. и др. // Геотектоника. 2014. № 4. С. 67-81.*
2. *Бабарина И.И. и др. // Геотектоника. 2017. № 5. В печати.*
3. *Березин А.В. и др. // ДАН. 2012. Т. 444. № 6. С. 644-649.*
4. *Бибикина Е.В. и др. // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб. 2003. С. 68-71.*
5. *Володичев О.И. и др. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск. КарНЦ РАН. 2008. С. 37-61.*
6. *Егорова С.В. Палеопротерозойские габбронориты Беломорской и Карельской провинций Фенноскандинавского щита: сравнительный анализ состава, условий формирования и метаморфических преобразований. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. 23 с.*
7. *Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80-92.*
8. *Серебряков Н.С. и др. // ДАН. 2007. Т. 413. № 3. С. 388-392.*

9. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 298 с.
 10. Слабунов А.И. и др. // Геодинамика раннего докембрия: сходство и различия с фанерозоем. Тез. докл. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. С. 13-17.
 11. Babarina I.I., Sibelev O.S. // *International Geology Review*. 2015. V. 57. I. 11-12. P. 1607-1618.
 12. Daly J.S. et al. // *Geol. Soc. Mem.* 2006. V. 32. P. 579-598.
 13. Lobach-Zhuchenko S.B. et al. // *Precambrian Research*. 1998. V. 92. pp. 223 – 250.
 14. Stepanova A., Stepanov V. // *Precambrian Research*. 2010. V. 183. P. 602–616.
-

ФОРМЫ И СОДЕРЖАНИЕ ВОДОРОДА И УГЛЕРОДА В СТРУКТУРАХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ИЗ ПЕРИДОТИТОВ И ПИРОКСЕНИТОВ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ: ДАННЫЕ FTIR, STA QMS И МОНОКРИСТАЛЬНОГО X-RAY АНАЛИЗА

М.С. Бабушкина¹, Л.П. Никитина^{1,2}, А.Г. Гончаров^{1,2},
В.Л. Уголков³, Т.Ф. Семенова²

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

² Санкт-Петербургский Государственный университет,
Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

³ Институт химии силикатов РАН, Санкт-Петербург, Россия

E-mail: msbab@mail.ru

Изучение форм и содержания водорода и углерода в структурах породообразующих минералов мантийных перидотитов и пироксенитов, условий их сохранности является необходимым элементом для определения физико-химического состояния субконтинентальной литосферной мантии. Исследование пироксенов, оливинов и гранатов из ксенолитов мантийных пород в щелочных базальтах и кимберлитах С.-З. Шпицбергена, Монголии, Прибайкалья, Восточной Сибири методами FTIR спектроскопии, комплексного термического анализа в сочетании с квадрупольной масс-спектрометрией продуктов разложения (STA + QMS), а также клинопироксенов рентгеноструктурным монокристалльным методом показало:

(1) в структурах минералов вода присутствует в форме ионов OH^- и молекул кристаллогидратной H_2O (рис. 1), углерода, в виде группировок CH , CH_2 , CH_3 и CO_2 . Вода является преобладающим компонентом среди летучих. Это согласуется с данными расчета модельного состава флюида системы C-O-H в мантии СЗ Шпицбергена [1].

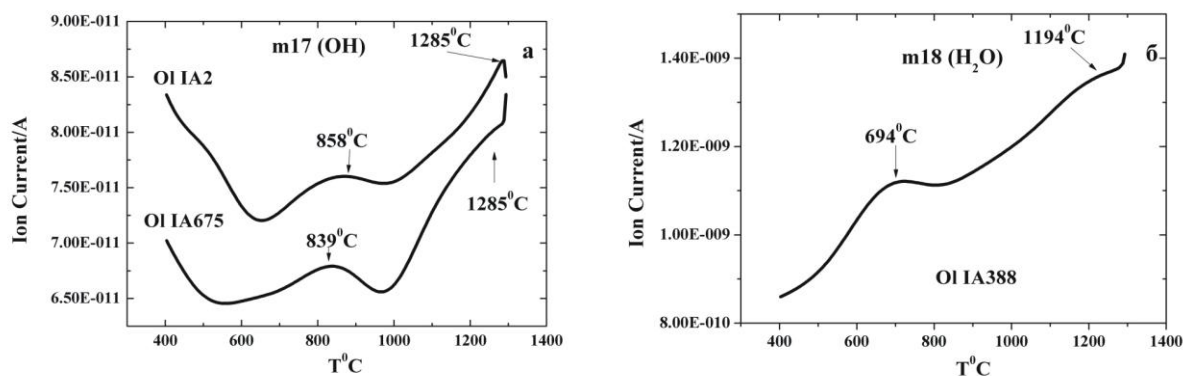


Рис.1. Данные STA + QMS: Температуры выделения m 17 (OH^- , а) и m 18 (H_2O , б) в оливинах.

(2) Рентгеноструктурным монокристалльным методом в результате уточнения структуры, расчета баланса валентностей и разностного синтеза в структуре клинопироксенов предположительно локализовано положение протона: водород, с большой степенью вероятности, присоединяется к кислороду O_2 . Расстояние $\text{O}_2\text{-H}$ в четырех исследованных образцах клинопироксенов составляет 1.053, 1.085, 1.087 и 1.127 Å.

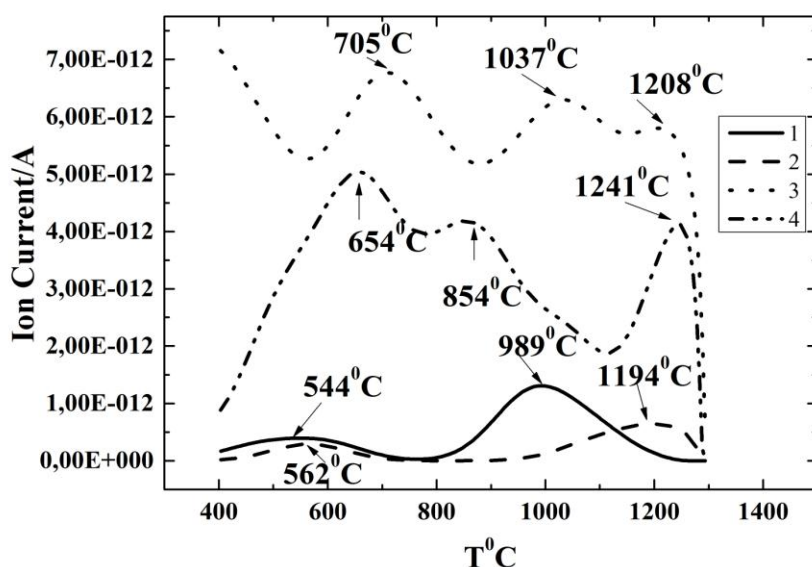


Рис. 2. Данные STA + QMS: Температуры выделения m_{12} (C), m_{13} (CH), m_{15} (CH₃). 1, 2 - ОI ИА675: m_{12} и m_{13} , соответственно; 3, 4 - Срх 878-01: m_{13} и m_{15} , соответственно.

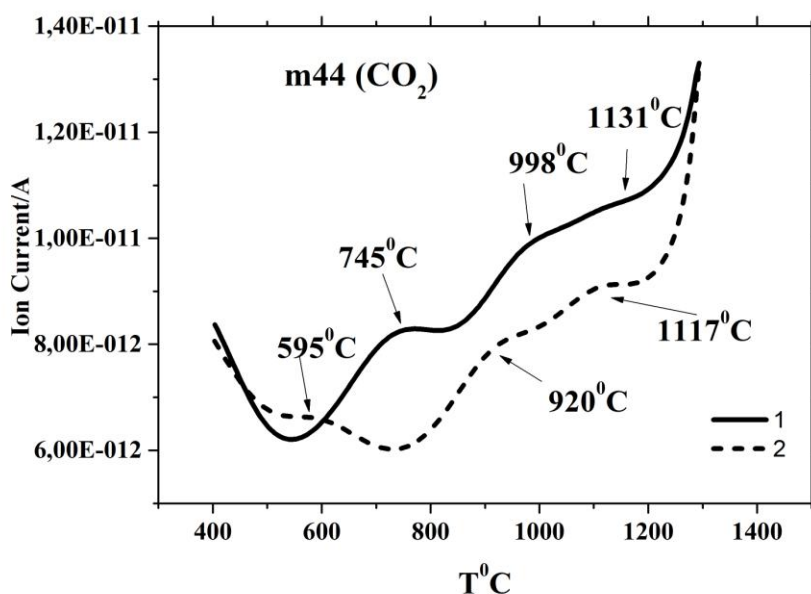


Рис. 3. Данные STA + QMS анализа для оливинов ИА675 (1) и ИА2 (2) в области выделения массы 44, соотносимой с CO₂.

(3) Летучие в минералах мантийных перидотитов и пироксенитов присутствуют при температуре 750–1500°C, давлении 13–54 кбар и фугитивности кислорода $\Delta \log fO_2^{FMQ}$ от -4.5 до +0.3, что свидетельствует о прочной связи их со структурами минералов.

(4) Суммарное содержание воды $H_2O_{\text{miner}} = (OH^{\dot{I}} + H_2O_{\text{cryst}})$ в структуре оливинов варьирует от 10 до 160 г/т, моноклинных пироксенов - от 50 до 330 г/т, ромбических пироксенов - от 20 до 220 г/т, гранатов от 30 до 340 г/т. Содержание воды в ксенолитах $H_2O^{\text{xen}} = \Sigma[(OH^{\dot{I}} + H_2O_{\text{cryst}})^{\text{miner}}] \cdot \text{Ч мод\%}$, рассчитанное с учетом модального минерального состава породы варьирует от 20 до 200 г/т.

(5) Установлена тенденция уменьшения содержания H_2O^{xen} с повышением температуры равновесия минералов (рис.4а) и увеличения суммарного содержания воды в мантийных породах с увеличением фугитивности кислорода (рис. 4b).

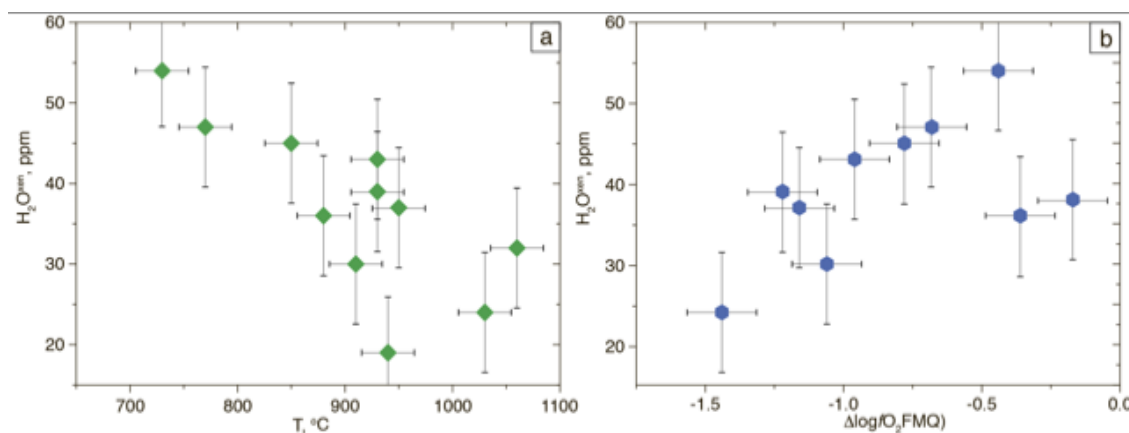


Рис. 4. Зависимость суммарного содержания воды ($H_2O^{xen}_{tot}$) от температуры (а) и фугитивности кислорода (b) в перидотитовых ксенолитах Шницбергена.

(6) Основным механизмом высвобождения структурно-связанных водорода и углерода из минералов является, по-видимому, процесс парциального плавления: суммарное содержание воды в породах уменьшается с увеличением его степени (рис. 5).

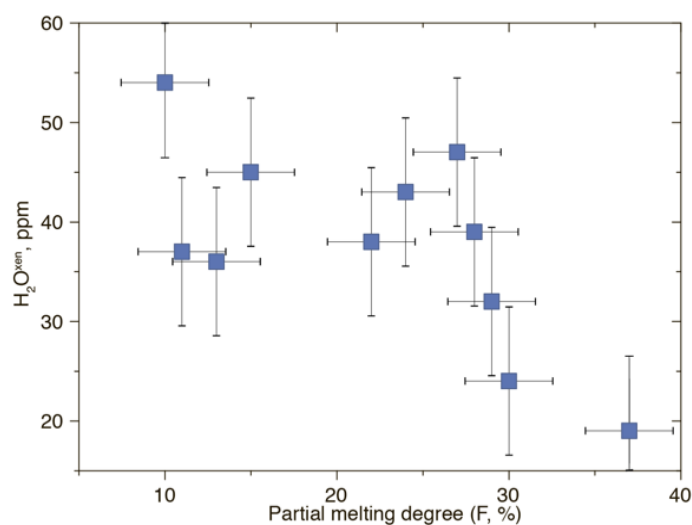


Рис. 5. Зависимость суммарного содержания воды ($H_2O^{xen}_{tot}$) от степени парциального плавления (F , %) в перидотитовых ксенолитах Шницбергена.

Перидотиты самой литосферной мантии являются возможным источником флюидов системы С-О-Н, поскольку в структурах их породообразующих минералов присутствуют различные формы водорода и углерода, которые высвобождаются при парциальном плавлении пород (от 0-5 до 50%), происходящем в широком спектре температур и фугитивности кислорода. Даже при высокой степени плавления (40-50%) суммарное содержание воды в ксенолитах перидотитов (рассчитанное с учетом модалного содержания Ol, Орх, Срх, Grt и Sp в образцах) составляет до 200 г/т.

1. Goncharov AG, Nikitina LP, Borovkov NV, et al. // Russian Geology and Geophysics. 2015. V. 56. P. 1578-1602 doi:10.1016/j.rgg.2015.10.006.

ГРАНУЛИТЫ И ГРАНУЛИТЫ СВЕКОФЕННСКОГО ОРОГЕНА: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

Ш.К.Балтыбаев

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, ИГГД РАН,

Санкт-Петербург, Россия

E-mail: sb@ipgg.ru

Свекофеннский ороген (СО) характеризуется метаморфизмом андалузит-силлиманитового типа, температурный пик которого достигал 800-880°C при давлениях 4-6 кбар. С появлениями положительных термических аномалий 1.89-1.87 млрд лет назад связаны метаморфические преобразования гранулитовой фации свекофеннского флиша в районе Шеллефтео в Швеции, Киурувеси, Пюхисалми, Тампере в Финляндии и Северо-Западном Приладожье в России (назовем их условно «гранулиты 1»). С термальными импульсами 1.83-1.80 млрд лет назад связано образование гранулитовых комплексов («гранулиты 2») районов Уусима, Сулкава, Турку в Южной Финляндии, Бергслеген в Швеции. Существование разновозрастных пород гранулитовой фации, а также характер распределения гранулитов позволяет полагать, что при росте свекофеннской коры происходит латеральное смещение высокотемпературных очагов по мере эволюции тектонических процессов в пределах орогена.

Площади выхода высокотемпературных пород на дневную поверхность в СО резко различны: в ряде случаев они обнаруживаются лишь как небольшие изолированные объекты, как, например, в центральной части Ботнического бассейна. Наиболее крупные ареалы пород амфиболитовой и гранулитовой фации находятся в Северном Приладожье (Россия), в районах Сулкава, Киурувеси, Уусима и Турку (Финляндия). При этом максимальный размер площадей развития высокометаморфизованных пород не превышает 100х50 км, а чаще существенно меньше.

Большинство пород гранулитовой фации образуется при $T=750-830^{\circ}\text{C}$ (редко – выше) и $P=4-6$ кбар [1, 4, 9, 12]. Высокотемпературные условия метаморфизма подтверждаются, в частности, образованием ортопироксен-калишпатового или шпинель-кварцевого парагенезисов. Таковы, например, гранулиты в обрамлении норитового массива Нигарден (Швеция). Величинам давлениям метаморфизма пород 4-6 кбар соответствует глубина порядка 15-25 км. Для этих величин P и T можно вывести геотермический градиент около 35-45°C/км. Похожие оценки были получены для шведской провинции Бергслеген [5], Южной Финляндии [8] и территории России [4, 10]. Отсутствие гиперстен-силлиманитового парагенезиса подтверждает, что давление при метаморфизме не превышало 7 кбар [11]. Кианит не типичен для средне- и высокотемпературных свекофеннид Швеции, Финляндии и России. Он встречается среди ставролитовых ассоциаций на границе СО с архейским картоном в Финляндии, где температура метаморфизма не превышала 500-600°C.

Устанавливается непосредственная связь гранулитов, обычно составляющих ядра зональных термоградиентных структур, с интрузиями разного возраста и состава. Так, метаморфизм южной Финляндии связывается с базитовым андерплейтингом, который вызвал приток тепла, генерацию магматических масс и метаморфические преобразования амфиболитовой и гранулитовой стадий в ядрах термальных куполов [3, 7, 8]. Подобным же образом объясняется образование метаморфических парагенезисов гранулитовой фации в Южном домene Приладожья [10].

Весьма интересен факт совпадения положительных гравитационных аномалий с площадью выхода высокотемпературных метаморфических пород [10], что объясняется приращением магматических пород мафитового состава, производными которых рассматривались обнажающиеся на дневной поверхности эндебитовые массивы. Для района Киурувеси в Финляндии высокотемпературный метаморфизм также связывался с гиперстеновыми диоритами, которые рассматривались как источники тепла [2, 4].

Прослеживается закономерная приуроченность магматизма основного и среднего состава к высокотемпературным ядрам термальных куполов раннесвекофеннского (1.89-1.87 млрд лет) этапа метаморфизма, в то время как магматизм, сопряженный с позднесвекофеннским (1.83-1.80 млрд лет) этапом метаморфизма характеризуется в целом более кислым составом.

По данным сейсмического зондирования [5] мощность свекофеннской коры достигает 60 км. Максимальная мощность коры в пределах орогена наблюдается в области развития вулканогенно-осадочного чехла и к тому же эти области обычно отличаются более высоким метаморфизмом пород. Этот факт подчеркивает связь метаморфизма, ультраметаморфизма, гранитообразования с процессами более глубинного уровня. Возможно, что прогиб поверхности «М» является результатом изостатического выравнивания после интенсивных процессов, протекавших на мантийно-коровом уровне. Такими процессами могут быть подъем астенолита и внедрение плюмов и т.п. эндогенная активность.

Таким образом, распределение метаморфических зон в пределах СО позволяют связать метаморфические события с процессами в глубинных частях литосферы. Сейсмическое профилирование свекофеннской коры указывает на утолщение коры, которое может объясняться приращением снизу глубинных магм разного состава. Этот вывод находится в согласии с представлениями о причинно-следственной связи известково-щелочного магматизма основного-среднего состава и высокотемпературного метаморфизма в зоне развития «гранулитов 1». На площади развития «гранулитов 2», где также преобладают калиевые мигматиты и граниты, в нижней коре почти отсутствуют высокоскоростные (высокоплотные) слои для сейсмических волн. Здесь, видимо, происходило тектоническое утолщение коры благодаря аккреционно-коллизийным процессам. Можно полагать, что на постколлизийной стадии, в связи с растяжением коры и ее утонением к югу от зоны «гранулитов 1» могли возникнуть зоны притока тепла и магматической активности с формированием «гранулитов 2». Это подтверждается наличием больших масс кислых магматических тел (они составляют 60-80% выходов пород), которые могли обеспечить дополнительный приток тепла.

1. Andersson U.B., Larsson L., Wikström A. // *Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar*. 1992. V. 114. P. 1-15.
2. Hölttä P. // *Geol. Surv. Finl., Bull.* 1986. V. 339. P. 43-58.
3. Korsman K., Hölttä P., Hautala T., Wasenius, P. // *Geological Survey of Finland. Bulletin*. 1984. V. 328. 40 p.
4. Korsman K., Niemela R., Wasenius P. // *Geol. Surv. Finland Bull.* 1988. V. 343. P. 89-96.
5. Luosto U. // In: Korhonen, H., Lipponen, A. (eds.) *Structure and dynamics of the Fennoscandian Lithosphere. Proceedings of the Second Workshop on Investigation of the Lithosphere in the Fennoscandian Shield by Seismological Methods*, Univ. Helsinki, Rep. 1991. S-25. P. 43-49.
6. Stålhös G. // *SGU*. 1972. Af 105-106. 165 p.

7. Väisänen M., Hölttä P., Rastas J., Korja A., Heikkinen, P. // *Geol. Surv. Finland. 1994. Guide 37. P. 35-41.*
 8. Van Duin J.A. *Academisch Proefschrift. Vrije Universiteit. Amsterdam. PhD thesis. 1992. 234 p.*
 9. Wikström A., Larsson L. // *Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar. 1993. V. 115. P. 339-344.*
 10. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. *Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 200 с.*
 11. Кориковский С.П. *Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 264 с.*
 12. Шульдинер В.И., Балтыбаев Ш.К., Козырева И.В. // *Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 253-277.*
-

ЭКЛОГИТЫ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА: ПРОТОЛИТ И ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА

А.В.Березин^{1,2}, С.Г.Скублов^{1,3}, А.Е.Мельник^{3,1}

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия,

² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

³ Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

E-mail: aleks@melnik.me

Эклогиты Беломорского подвижного пояса (БПП) известны более 80 лет (ссылки в [2]) и до сих пор вызывают многочисленные спекуляции исследователей. Наиболее дискуссионной проблемой является возраст и его геодинамическая трактовка [1]. Мнения исследователей, зачастую основанные на одном фактическом материале, часто противоположны [1, 2, 8]. На настоящий момент можно выделить представления об эклогитах архейского, палеопротерозойского и обоих возрастных этапов.

Один из основных инструментов определения возраста эклогитов – это локальное датирование цирконов U-Pb методом. При стандартной методике датирования, тем не менее, интерпретация зачастую неоднозначна. Обусловлено это «случайным» отнесением датировемых цирконов к «эклогитовым». Для решения этого вопроса привлекается, как правило, два инструмента – масс-балансовые расчеты с использованием $Kd^{Zrn/Grt}$ из экспериментальных данных, либо особенности распределения редких и REE элементов, измеренных в точке датирования. Использование рассчитанных по реальным данным $Kd^{Zrn/Grt}$ в сравнении с экспериментальными наталкивается на ряд проблем, начиная с несоответствия валового состава породы, флюида, P-T параметров и заканчивая большой аналитической дисперсией данных [8]. Наиболее перспективной, на наш взгляд, является использование особенностей распределения редких и REE элементов в цирконе. Как было показано нами ранее, при обобщении большого аналитического материала по эклогитам мира [3] спектры распределения REE в цирконах достаточно специфичны и могут быть использованы при решении проблемы их генезиса.

Достоверное определение магматического возраста протолита эклогитов не менее важно, чем датирование непосредственно эклогитового этапа, поскольку позволяет жестко ограничить снизу возрастную интервал проявления метаморфизма. Обширный материал по геологии и геохронологии основных пород Беломорья позволяет выявить как минимум 2 разновозрастные группы пород: архейскую и палеопротерозойскую. Для первой из них определен возраст магматического этапа около 2.9 млрд. лет [2], вторая, палеопротерозойская, может быть условно разделена на два кластера: около 2.45 [5 и ссылки там] и 2.1 млрд. лет [4], соответственно. Кратко характеризуя эти группы пород, детально описанные ранее [6], можно выявить и ряд различий, при наличии эклогитовых парагенезисов минералов в них: это наличие/отсутствие первичных контактов, степень регрессивных изменений, различный валовой состав и структурное положение. Все это может свидетельствовать о достаточно широком ареале проявления в Беломорье эклогитов.

На основании результатов локального изотопно-геохимического исследования гетерогенных цирконов с магматическими ядрами и метаморфическими каймами из различных эклогитов БПП можно сделать вывод о том, что в пределах Беломорского подвижного пояса на основные породы архейского и палеопротерозойского возраста наложен эклогитовый метаморфизм с возрастом не более 1.9 млрд. лет, фиксируемый

по каймам циркона с экологитовыми геохимическими характеристиками и минеральной ассоциацией граната с омфацитом. Данные по циркону подтверждаются результатами датирования, проведенного для ряда экологитов БПП, Lu-Hf и Sm-Nd методами по минералам экологитового парагенезиса – гранату и омфациту [7].

Исследование поддержано грантами РФФИ (16-05-00125 и 16-35-60092).

1. Минц М.В., Конилов А.Н., Докукина К.А. и др. // Докл. АН. 2010. Т. 434. № 6. С. 776-781.
 2. Скублов С.Г., Балашов Ю.А., Марин Ю.Б. и др. // Докл. АН. 2010. Т. 432. № 5. С. 668-675.
 3. Скублов С.Г., Березин А.В., Бережная Н.Г. // Петрология. 2012. Т. 20. № 5. С. 470-494.
 4. Скублов С.Г., Мельник А.Е., Марин Ю.Б. и др. // Докл. АН. 2013. Т. 453. № 3. С. 319-325.
 5. Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. и др. // Петрология. 2016. Т. 24. № 6. С. 640-653.
 6. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.
 7. Хервартиц Д., Скублов С.Г., Березин А.В. и др. // Докл. АН. 2012. Т. 443. № 2. С. 221-224.
 8. Щипанский А.А., Слабунов А.И. // Геохимия. 2015. № 10. С. 888-912.
-

ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА ГРАНУЛИТОВЫХ ПОЯСОВ В СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНОМ ЦИКЛЕ

Н.А. Божко

Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Определение тектонических процессов происходивших в гранулитовых поясах (ГП) в значительной степени базируется на интерпретации Р – Т трендов, сравнении их с кривыми, полученными в результате численного моделирования [8,11 и другие]. Исследования, проведенные в наиболее изученных поясах Земли позволяют выделить два типа гранулитов внутри одного и того же ГП: высокобарические и средне-низкобарические [5, 11 и другие].

Высокобарические гранулиты (>8-10 кбар) характеризуются Р-Т трендами с кривыми, направленными по часовой стрелке к оси температур, отражающие следующие за пиком метаморфизма изотермальную декомпрессию и охлаждение.

Низкобарические, высокотемпературные гранулиты характеризуются Р-Т трендами против часовой стрелки с последующим изобарическим охлаждением.

Анализ взаимоотношений указанных типов, как и самое выявление присутствия их, представляет непростую проблему с одной стороны ввиду несовершенства геотермометров и геобарометров, а с другой стороны тем обстоятельством, что эти гранулитовые комплексы обычно тектонически перемешаны между собой и переработаны. Это, иногда, приводит к неоднозначной интерпретации данных в одном и том же поясе. Ситуация осложняется и тем, что в этом тектоническом коллаже ввиду полицикличности ГП участвуют разновозрастные гранулиты. В настоящее время можно опираться на сравнительно немногочисленные данные по известным ГП.

Высокобарические гранулиты давно установлены и преобладают в составе ГП. По данным численного моделирования они образуются в результате одноактного метаморфизма в условиях кратковременных компрессионных тектонических режимов, в результате переутолщения земной коры при коллизии и скучивании, с последующей относительно быстрой эксгумацией гранулитов в результате эрозии. [6, 8,12 и другие]. Этим условиям более всего отвечает популярная коллизионная модель континент-континент Гималайского типа. Ей отвечает внутренняя коллизионная структура всех изученных гранулитовых поясов в виде нагромождения тектонических покровов и удвоения мощности коры. Вместе с тем, межконтинентальная коллизионная модель предполагает необходимость существования цикла Вильсона в их эволюции, а следовательно, присутствия в их составе океанических комплексов. Несмотря на трудности восстановления протолитов глубокометаморфизованных пород, такие комплексы выявлены в ряде поясов. К ним относятся офиолиты, шельфовые, островодужные комплексы и эклогиты как показатели субдукции [2]. Таким образом, коллизионная модель высокобарических гранулитов подтверждается численными, структурными и палеогеологическими данными.

К настоящему времени в ряде наиболее изученных ГП наряду с преобладающими высокобарическими гранулитами отмечено присутствие низко - умеренно барических, высокотемпературных гранулитов. Такие гранулиты с Р-Т трендами направленными против часовой стрелки описаны в поясе Лимпопо [13], Транс-Северо Китайском. [16], Мозамбикском [4], Лапландско-Беломорском [10] и некоторых других. Они характеризуют области, возникшие в результате термальной эволюции, в которой доминировал существенный привнос тепла из горячей мантии. Источником привноса такого тепла при их метаморфизме может быть процесс андерплейтинга [7].

Важной особенностью высокотемпературных гранулитов является их ассоциация с интрузиями основных пород, эндебитов и чарнокитов, являющимися другим источником привноса дополнительного тепла [5,8,9,14]. Синхронность проявления гранулитового метаморфизма и основного магматизма была проанализирована на примере становления крупных изверженных провинций [11].

В настоящее время для формирования низкобарических гранулитов многими исследователями в том или ином виде привлекается механизм мантийного андерплейтинга или внедрение больших объемов интрузивных пород [5,7,9,12,13,14]

Итак, внутри ГП присутствуют «орогенные» и «анорогенные» гранулиты.

Этот факт находит объяснение при рассмотрении его на фоне событий суперконтинентального цикла [1]. Формирование высокобарических гранулитовых комплексов происходит в фазу конвергенции межкуперконтинентальной стадии, когда имеют место коллизии при сборке нового суперконтинента. В последующий период времени, включающий стадию существования слитного суперконтинента и фазу его фрагментации новообразованный суперконтинент выступает в роли теплового изоляционного экрана, что создает благоприятные условия для подъема мантийных плюмов, проявления анорогенного магматизма и высокотемпературного низкобарического гранулитового метаморфизма. В большинстве случаев, подчиненные низкобарические гранулиты с трендами против часовой стрелки накладываются на доминирующие высокобарические гранулиты с декомпрессионными трендами по часовой стрелке [14 и другие].

Временной интервал находящийся между этими дискретными событиями четко не определен. Имеющиеся оценки по нескольким поясам на разных континентах немногочисленны. Так, в Шарыжалгайском комплексе коллизионный гранулитовый метаморфизм гнейсов (~ 1965 млн лет) отделен от метаморфизма в условиях растяжения, ассоциирующего с чарнокитизацией (~ 1873 млн лет) интервалом около 100 млн лет [3]. По мнению Дж. Торета события в истории Земли связанные с латеральной аккрецией континентов при которой господствуют процессы высокобарного гранулитового метаморфизма сменяются вертикальной аккрецией с сопутствующей ей высокотемпературным метаморфизмом через интервал в несколько десятков миллионов лет [15]. Эти данные принципиально не противоречат продолжительности в структуре суперконтинентального цикла коллизионной фазы сборки суперконтинента и временному интервалу соответствующему его существованию и распаду с господством внутриплитных процессов и рифтогенеза [1].

Выявленная связь эволюции метаморфизма гранулитовых поясов с суперконтинентальной цикличностью, отражая последовательную смену процессов коллизии и андерплейтинга, указывает на сложное взаимодействие при этом двух геодинамических стилей - тектоники литосферных плит и мантийных плюмов.

1. Божко Н.А. // *Вестн. Моск. Университета*. 2009. Сер. 4. Геология. № 2. С. 13-27.
2. Божко Н.А. // *Тектоника современных и древних океанов и их окраин: Тез. докл.* М.: ГЕОС, 2017. Т.1. С. 53-57.
3. Aftalion, M., Bibikova, E.V., Bowes, D.R., Hopgood, A.M., and Perchuk, L.L. // *Journal of Geology*, 1991.V. 99. P. 851-862.
4. Appel, P., Möller, A. & Schenk, V. // *Journal of Metamorphic Geology*, 1998. V.16. P. 491-509.
5. Bohlen, S. R. // *Journal of Geology*. 1987. V. 95. P. 617-632.
6. Brown, M. // *Journal of the Geological Society. London*. 1993. V. 150. P. 227-241.
7. Ellis, D. J. // *Geology*. 1987. V. 15. P.167-170.
8. England, P. C. and Thompson, A. B. // *Journal of Petrology*, 1984. V. 25. P. 894-92.

9. Giustina , M.E.S.D. Pimentel, M. M., Filho, C. F.F., Hollanda M. H. M. // *Lithos*, 2011. V. 124, Issues 1–2. P. 82–102.
 10. Glebovitsky V.A. *Precambrian high-grade mobile belts: Extended Abstracts*. Petrozavodsk. 2014. P. 25-26.
 11. Harley, S. L. // *Geological Magazine*, 1989. V. 126. P. 215–247.
 12. Heaman L.M. // *Collisional tectonics of the Continental Interior of Canada: The John Lewry Symposium. Abstract*. Saskatoon (Saskatchewan) 2002.
 13. Kramers, J.D., McCourt, S., Roering, C., Smit, C.A., van Reenen, D.D. // *Geological Society of America*. 2011. V. 207. P. 311–324.
 14. Mezger, K. *Continental Lower Crust*, eds D. M. Fountain, R. Arculus and R. W. Kay, Elsevier, Amsterdam 1992. P. 447-478.
 15. Touret J.L.R., Santosh M., Huizenga J.M. // *Geoscience Frontiers*. 2016. V. 7. No 1. P. 101-113.
 16. Zhang, J., Zhao, G.C., Sun, M., Wilde, S.A., Li, S.Z., Liu, S.W. // *Gondwana Res*. 2006. V.9. P. 349–362.
-

ФЛЮИДЫ ГРАНУЛИТОВ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ: ЛАПЛАНДСКИЙ ГРАНУЛИОВЫЙ ПОЯС (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)

С.А.Бушмин¹, Е.А.Вапник², М.В.Иванов¹, Ю.М.Лебедева¹, Е.В.Савва¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

²Университет им. Бен-Гуриона, Беэр-Шева, Израиль

E-mail: s.a.bushmin@ipgg.ru, vapnik@bgu.ac.il

Роль и всесторонние характеристики флюидов, участвовавших в глубинном НТ-НР-петрогенезисе предмет продолжающихся дискуссий. Сейчас не вызывает сомнений, что внешние флюидные потоки участвуют в гранулитовом петрогенезисе. Однако их фазовый состав, физико-химические характеристики сосуществующих фаз, происхождение внешних H₂O-флюидов, в частности, низко-соленых флюидов и рассолов с высоким содержанием солей, их сосуществование с CO₂-флюидами остается предметом активных исследований и дискуссий в связи с проблемами, например, гидротермального рудообразования из этих флюидных потоков в верхних частях коры. При этом мало данных именно по флюидам НР-гранулитов.

Геологические свидетельства внешних гетерогенных флюидных потоков

Для сдвиговых зон в НР-гранулитах Кандалакшско-Умбинского фрагмента Лапландского гранулитового пояса характерна высокая концентрация жильных тел инфильтрационных сингранулитовых НТ-НР метасоматитов [1] разного размера и состава, которые указывают на мощные флюидные потоки. Это богатые кварцем породы, кварцевые жилы с силлиманитом и графитом, жильные ортопироксен-гранатовые, диопсид-скаполитовые, карбонатные и карбонат-диопсидовые породы.

Флюидные включения в минералах

Первичные включения (р) представлены отдельными включениями или группами включений, первично-вторичные (ps) и вторичные (s) включения образуют линейные зоны.

Гранулиты (780-860°C, 8.1-9.1 кбар)

В ортопироксеновых и двупироксеновых гранулитах обнаружены включения CO₂, водно-солевые и азота (в кварце). Высокоплотные р-включения CO₂ редки, а многочисленные ps-включения CO₂ иногда содержат кристаллики карбоната. Низкоплотные s-включения CO₂, некоторые из которых содержат H₂O с низкой концентрацией солей, явно более поздние, чем плотные включения CO₂. Немногочисленные водно-солевые включения (растворы CaCl₂ с 21-20 мас. % в экв. NaCl) наблюдаются между высокоплотными р- и ps-включениями CO₂. Также водно-солевые включения с разным соотношением солей CaCl₂ и NaCl (от 25 мас. % CaCl₂ + 5 мас. % NaCl до 7 мас. % CaCl₂ + 18 вес. % NaCl) иногда ассоциируют с цепочками многочисленных ps-включений азота. Вторичные включения азота низкой плотности, гомогенизирующие в газовую фазу, обычно встречаются в ассоциации с водно-солевыми включениями низкой солености (сульфатные и карбонатные растворы).

Сингранулитовые метасоматические породы

Кварцевые бластомилониты с Оpx, Sil, Gr ±Crd (860, 930, 850°C; 9.8, 11.4, 9.2 кбар)

Среди р- и ps-включений CO₂ высокой плотности (в кварце) преобладают ps-включения, а р-включения единичны. Иногда присутствуют кристаллики карбоната, по-видимому, представляющие дочерние фазы. Многочисленные низкоплотные ps- и s-включения CO₂ присутствуют в кварце, гранате, ортопироксене. Обнаружено около 100 водно-солевых включений (CaCl₂ и NaCl), что заметно меньше числа

включений CO_2 . Редкие *p*- и *ps*- включения присутствуют в матричном кварце и в кварце, заключенном в гранат и ортопироксен. Среди включений повышенной солености (*p*-включения в кварце с 20 мас. % CaCl_2 + 10 мас. % NaCl , *ps*-включения в кварце с 5 мас. % CaCl_2 + 20 мас. % NaCl и с 5-23 мас. % в экв. NaCl) встречены редкие включения с галитом (до 35 мас. % в экв. NaCl). Преобладающая часть *ps*-включений азота присутствует в кварце, но встречается и в ортопироксене, и в кварце, заключенном в гранат. Азотные включения очень низкоплотные, с Тгом. в газовую фазу часто выше -147°C (критическая точка азота), что, видимо, связано с присутствия CO_2 во включениях. Низкоплотные *s*-включения азота, встреченные только в кварце, так же как и низкоплотные *ps*- и *s*-включения CO_2 распределены по линейным зонам. В этих включениях азота также можно предполагать присутствие CO_2 , часто видна H_2O и они находятся в ассоциации с низко-солеными (до 3-4 мас. % в экв. NaCl) водно-солевыми включениями.

Ортопироксен-гранатовые породы $\pm \text{Crd}$ (960,870,760,700°C; 11.1, 9.4, 8.3, 7.9 кбар)

Также как и в кварцевых бластомилонитах, среди *p*- и *ps*-включений CO_2 в железо-магнезиальных метасоматитах преобладают *ps*-включения, многочисленны *s*-включения, а *p*-включения единичны. Высокоплотные *p*- и *ps*-включения CO_2 встречены только в матричном кварце между преобладающими в породе зернами ортопироксена и граната. Многочисленные *ps*- и *s*-включения CO_2 низкой плотности, также как и в кварцевых бластомилонитах, найдены как в кварце, так и в главном матричном минерале – гранате или в кварце, заключенном в гранат. Обнаружены только редкие водно-солевые *ps*-включения в матричном кварце со смесью солей CaCl_2 и NaCl , с соленостью 21-10 мас. % в экв. NaCl . Также присутствуют поздние *s*-включения, часто встречающиеся в ассоциации с включениями азота низкой солености (до 4 мас. % в экв. NaCl). Немногочисленные *p*- и *ps*-включения азота присутствуют как в матричном кварце, так и в кварце, заключенном в ортопироксен и гранат. Также как и в кварцевых бластомилонитах, по-видимому, часть включений содержит примесь CO_2 . В немногочисленных *ps*- и *s*-включениях азота, присутствующих в кварце, как и в кварцевых бластомилонитах, можно предполагать присутствие CO_2 , часто видна H_2O и они ассоциируют с водными очень низко-солеными включениями (до 3-4 мас. % в экв. NaCl).

Диопсид-скаполитовые породы

Первичные и первично-вторичные включения (в скаполите) диопсид-скаполитовых метасоматитов, по геологическим данным более поздних по отношению к кварцевым и ортопироксен-гранатовым метасоматитам, обнаруживают небольшую плотность (Тгом. от -4 до $+20^\circ\text{C}$), близкую к низкоплотным вторичным включениям ранних метасоматитов. Поэтому разуплотнение ранних метасоматитов, видимо, связано по времени с деформациями во время образования этих жильных пород.

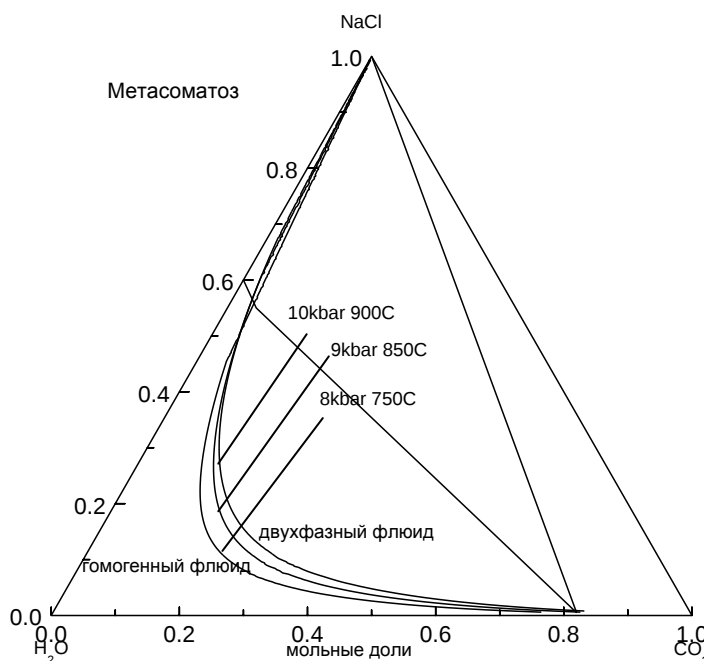
Изохоры флюидных систем

Из полученных данных по температурам гомогенизации CO_2 для построения изохор и оценки величин давления выбраны наиболее плотные первичные и первично-вторичные включения. Для вмещающих гранулитов T 780-860°C соответствуют $P \sim 7-7.5$ кбар. Для метасоматических кварцевых бластомилонитов $T \sim 850^\circ\text{C}$ соответствуют $P \sim 8$ кбар. Эти оценки давления с использованием изохор близки к величинам давления в метаморфических гранулитах ($\sim 8-9$ кбар) и к величинам P ранних стадий ретроградного минералообразования в метасоматитах (~ 9 кбар), полученным методами мультиравновесной термобарометрии.

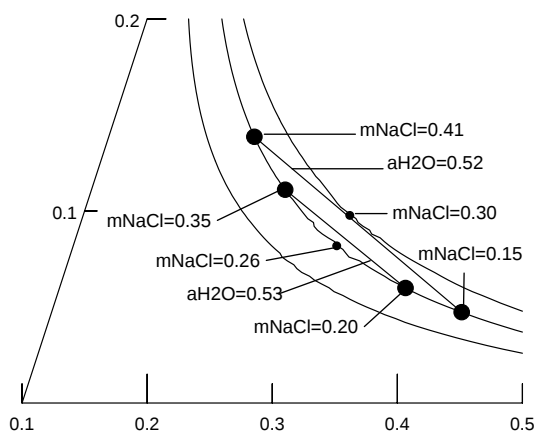
Расчет активности H_2O по минеральным парагенезисам

Величины активности воды при формировании гранулитов, вмещающих зоны сингранулитовых инфильтрационных метасоматитов, оказались достаточно большими ($a_{\text{H}_2\text{O}} \sim 0.49-0.65$) и еще большими – при метасоматозе ($a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.52-0.76$). Это согласуется с устойчивостью высокомагнезиального и высокотитанистого глиноземистого биотита в метаморфических породах и его широкой устойчивостью в метасоматических породах.

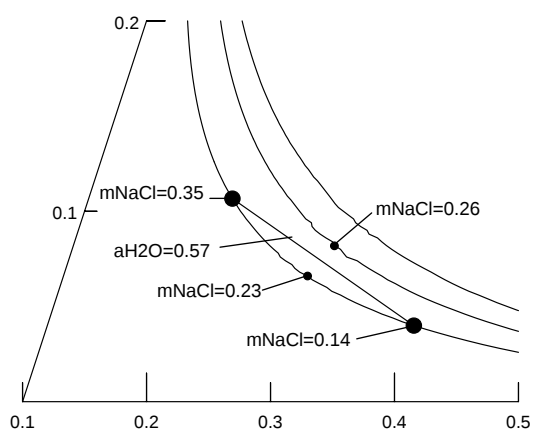
Термодинамические модели [2]: фазовый состав и характеристики флюидов



(а) захват включений из гетерогенного флюида



(б) гомогенный захват с ретроградной эволюцией



Выводы

Присутствие в гранулитах и сингранулитовых метасоматитах одинаковых типов включений, представленных флюидными фазами контрастного химического состава - CO_2 , H_2O -соль (заметно меньше, чем преобладающие включения CO_2) и азота, а также присутствие и близкий диапазон содержания главных солей CaCl_2 и NaCl в р- и рs-включениях разных пород вне зависимости от состава минерала-хозяина позволяют предполагать внешний флюидный поток. Захват включений при НР-НТ гранулитовом петрогенезисе, по-видимому, происходил из гетерогенного флюида, в котором сосуществовали рассол и водосодержащий CO_2 -флюид. Термодинамическое предсказание фазового состава и характеристик сосуществующих флюидов в системе H_2O - CO_2 -соль сопоставимо с выводами, основанными на составе флюидных включений и расчетами активности H_2O по минеральным парагенезисам. Захват включений мог происходить по двум сценариям: (а) из гетерогенного флюида с возможной последующей эволюцией состава захваченных включений на ретроградном этапе и (б) из гомогенного флюида с эволюцией включений на ретроградном этапе. Предпочтение отдается сценарию (а).

Исследования выполнены по теме НИР ИГГД РАН (0153-2015-0009). Геологический материал собран на территории Кандалакшского государственного природного заповедника при большой помощи его руководства и сотрудников.

1. Бушмин С.А., Доливо-Добровольский Д.В. и др. // ДАН. 2007. Т.412. №3. С. 383-387.
2. Аранович Л.Я., Закиров И.В., Сретенская Н.Г. и др. // Геохимия. 2010. №5. С. 1-10.

ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОТОЛИТОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД СТАНОВОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

С.Д. Великославинский¹, А.Б. Котов¹, В.П. Ковач¹, Е.В. Толмачева¹,
А.А. Сорокин², Е.Б. Сальникова¹, А.М. Ларин¹, Н.Ю. Загорная¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

²Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия

E-mail: sd1949@yandex.ru; abkotov-spb@mail.ru sorokin@ascnet.ru

Джугджуро-Становой супертеррейн (ДСС) входит в систему тектонических структур южного обрамления Сибирского кратона и представляет собой северо-восточный краевой сегмент Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). С севера и юга он ограничен соответственно Становым и Монголо-Охотским, а на западе Желтулакским структурными швами. На востоке ДСС «перекрывает» Охотско-Чукотским вулканическим поясом. В пределах западной части ДСС выделяют (с запада на восток) Иликанскую, Брянтинскую, Купуринскую и Зейскую структурно-формационные зоны. Метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации породы станового комплекса подразделены на одноименные серии [5, 6 и др.]. В связи с отсутствием геологических соотношений и геохронологических данных, позволяющих установить последовательность их формирования, все серии станового комплекса условно отнесены к палеоархею.

Иликанская зона. Для ортогнейсов иликанской серии ранее были получены оценки возраста кристаллизации их протолитов 2785 ± 5 и 2757 ± 22 млн лет (U-Th-Pb метод (SIMS) [7]). Породы иликанской серии прорываются ультраосновными и основными интрузиями неоархейского возраста (2635 ± 4 млн лет (U-Pb метод по циркону (ID-TIMS) [2]) и 2643 ± 31 млн лет (U-Th-Pb метод по циркону (LA-ICP-MS) [1]). Nd модельный возраст метаморфических пород иликанской серии составляет 2.9–3.2 млрд лет. Проведены U-Th-Pb геохронологические исследования (LA-ICP-MS) акцессорного циркона из типичного для иликанской серии биотитового ортогнейса, соответствующего по химическому составу классическим архейским тоналитовым гнейсам с адакитовыми геохимическими характеристиками. Возрасты ядер магматического циркона (возраст протолита) по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, находятся в диапазоне 2830 ± 16 – 2882 ± 15 млн лет. Средневзвешенное значение возраста ядер составляет 2859 ± 5 млн лет ($n=36$, СКВО = 0.71, вероятность = 0.90). Возрасты метаморфических оболочек по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ изменяются от 2693 ± 16 до 2779 ± 15 млн лет при средневзвешенном значении 2747 ± 19 млн лет ($n = 10$, СКВО = 3.1, вероятность = 0.01). Таким образом, согласно полученным данным возраст протолитов метаморфических пород иликанской серии находится в интервале 2.75 – 2.86 млрд лет.

Брянтинская зона. Значения $t_{\text{Nd(DM)}}$ для метаморфических пород брянтинской серии составляют 2.0 – 3.2 млрд. U-Pb геохронологические исследования цирконов (ID-TIMS) из амфиболитов этой серии показали, что их протолиты имеют возраст 1933 ± 4 млн лет, а возраст наиболее ранних структурно-метаморфических преобразований находится в интервале 1890–1910 млн лет [3]. Таким образом, возраст брянтинской серии станового комплекса Брянтинской зоны составляет около 1.9 млрд лет.

Купуринская зона. Для метаморфических пород купуринской серии получены оценки $t_{\text{Nd(DM)}}=2.1-3.2$ млрд лет. Таким образом нижняя возрастная граница формирования их протолитов не превышает 2.1 млрд лет. Выполнены U-Th-Pb геохронологические (LA-ICP-MS) исследования циркона из типичного для этой серии

биотит-роговообманкового гнейса (граувакка). Детритовые цирконы по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ имеют средневзвешенный возраст 2039 ± 12 млн лет ($n = 7$, СКВО = 1.7, вероятность = 0.11). Полученные данные позволяют полагать, что купуринская серия имеет возраст около 2.0 млрд лет.

Зейская зона. Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы (граувакковые песчаники) и амфиболиты зейской серии характеризуются палеопротерозойскими значениями $t_{\text{Nd(DM)}} = 2.1\text{--}2.3$ млрд лет. Минимальный возраст детритовых цирконов из гранат-биотитового гнейса (граувакковый песчаник) зейской серии составляет 1982 ± 17 млн лет. Таким образом, их протолиты, так же как и протолиты метаморфических пород купуринской серии, имеют возраст около 2.0 млрд лет.

Главные выводы. 1. Образование протолитов метаморфических пород станового комплекса западной части ДССС ЦАСП связано с палеопротерозойским (брянтинская, купуринская и зейская серии) и неоархейским (иликанская серия) этапами его геологического развития. 2. Геохронологические и геохимические данные [3] указывают, что формирование западной части ДСС произошло на рубеже около 1.9 млрд лет в результате столкновения неоархейского Иликанского террейна, палеопротерозойской Брянтинской островной дуги и палеопротерозойского Купуринско-Зейского террейна. 3. Метаморфические породы иликанской серии Иликанского террейна ДСС, Курультинского и Зверевского блоков Станового структурного шва имеют близкий возраст. Они сшиты неоархейскими основными и ультраосновными интрузиями, что позволяет рассматривать их в качестве единого террейна. 4. Анализ полученных геохронологических данных и оценок возраста этапов гранулитового метаморфизма [4] приводит к выводу, что метаморфические породы гранулитовых блоков Иликанского террейна, скорее всего, не являются более древним метаморфическим фундаментом, на котором формировались породы иликанской серии, а представляют собой глубинные части разреза той же иликанской серии, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации. Они могли быть экспонированны в ходе столкновения Иликанского и Купуринско-Зейского террейнов в палеопротерозое или в процессе мезозойской коллизии ДСС и Амурского микроконтинента.

Исследования при поддержке РНФ (проект № 14-27-00103) и РФФИ (проекты № 16-05-00771 и 15-05-05555).

1. Бучко И. В. Этапы ультрамафит-мафитового и габбро-анортозитового магматизма юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук, Владивосток, 2010. 47 с.
2. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Гороховский Б.М. Доклады Академии наук, 2011. Т. 438. № 3. С. 355–359.
3. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Петрология, 2012. Т. 20. № 3. С. 266–281. 11.
4. Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д. Геотектоника, 2009. № 4. С. 3-15.
5. Карсаков Л.П. Раннедокембрийские комплексы в структурах Восточной Азии. Дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. Хабаровск, 1995. 88 с.
6. Красный Л.И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М. Наука, 1980. 160 с.
7. Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. Precambrian Research, 1992. V. 54. P. 195-210.

РАЗЛИЧИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОГО И ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ЦИРКОНА МЕТАМОРФИЧЕСКОГО, ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО И МАГМАТИЧЕСКОГО ГЕНЕЗИСА

В.Р. Ветрин

ФГБУН ГИ КНЦ РАН, 184209, Апатиты, Мурманская обл., Россия

E-mail: vetrin@geoksc.apatity.ru

Состав магматического циркона зависит главным образом от состава исходных расплавов и условий кристаллизации, определяющих распределение редких элементов между минералами образованного парагенезиса. Ранняя кристаллизация монацита, торита, алланита приводит к обеднению циркона легкими РЗЭ и торием, образование амфибола и ксенотима определяет дефицит в расплаве, соответственно, средних и тяжелых РЗЭ. Циркон магматического генезиса из пород среднего и кремнекислого состава характеризуется положительной Ce-аномалией (Ce/Ce^* от 1.3 до 132), Eu-минимумом (0.1-2.1), с увеличением нормированных содержаний тяжелых РЗЭ от $\sim 10^2$ для Tb до 10^4 для Lu с величиной отношения $(Sm/La)_N$ в пределах 57-547 и $(Lu/Gd)_N=16-74$ [5]. Повышенная активность флюидной фазы приводит к кристаллизации «гидротермальных» зерен циркона, отличающихся от магматических кристаллов по морфологии, внутреннему строению, повышенным концентрациям легких РЗЭ, малой величине Ce/Ce^* , пониженным значениям отношений средних

и тяжелых РЗЭ к лантану. Метаморфогенный циркон при сходной форме спектров распределения РЗЭ с цирконом магматического генезиса отличается от него в 4-5 раз более низкой концентрацией редкоземельных элементов, пониженными отношениями РЗЭ средней части их спектра (Nd-Gd) к лантану (рис. 1)

При сходстве химических свойств лантаноидов они различаются по основности, с ее ростом при увеличении ионного радиуса элементов. Активность РЗЭ коррелируется с основностью ионов и количественно определяется величиной их отношения с лантаном. Значение этого отношения зависит также от Ce/Ce^* , имеющего тенденцию к увеличению при росте активности кислорода. Следовательно, расположение точек состава циркона на диаграммах в координатах Ce/Ce^* и РЗЭ/La отражает зависимость активности лантаноидов различной основности от окислительных условий кристаллизации циркона [1]. Минимальные значения этих отношений свойственны гидротермальному циркону, средние и максимальные – соответственно, циркону метаморфического и магматического происхождения, что позволяет разграничить поля составов циркона различного генезиса (рис. 2).

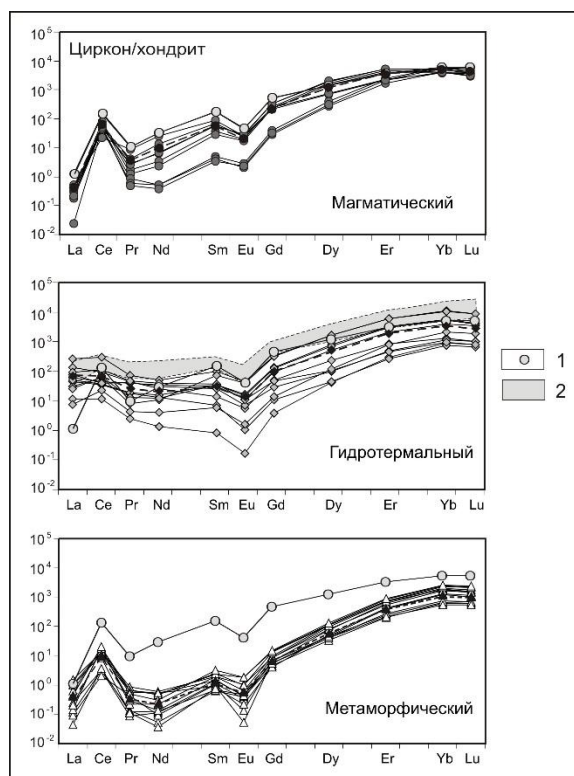


Рис. 1. Распределение РЗЭ в цирконе магматического, гидротермального и метаморфического генезиса из сиенитов массива Сахарйок [1]. 1- циркон магматического происхождения, 2- поле составов «гидротермальных» цирконов [5]. Пунктиром обозначен средний состав циркона каждого генетического типа.

Для реконструкции генетических типов циркона целесообразно использование изотопных Lu-Hf и Sm-Nd систем, ведущих себя когерентно в процессах магматической дифференциации, с положительной корреляцией начальных изотопных отношений $\epsilon_{Nd}(T)$ в породе и $\epsilon_{Hf}(T)$ в породе или цирконе (Blicher-Toft, Albarede, 1997; Лохов и др., 2009).

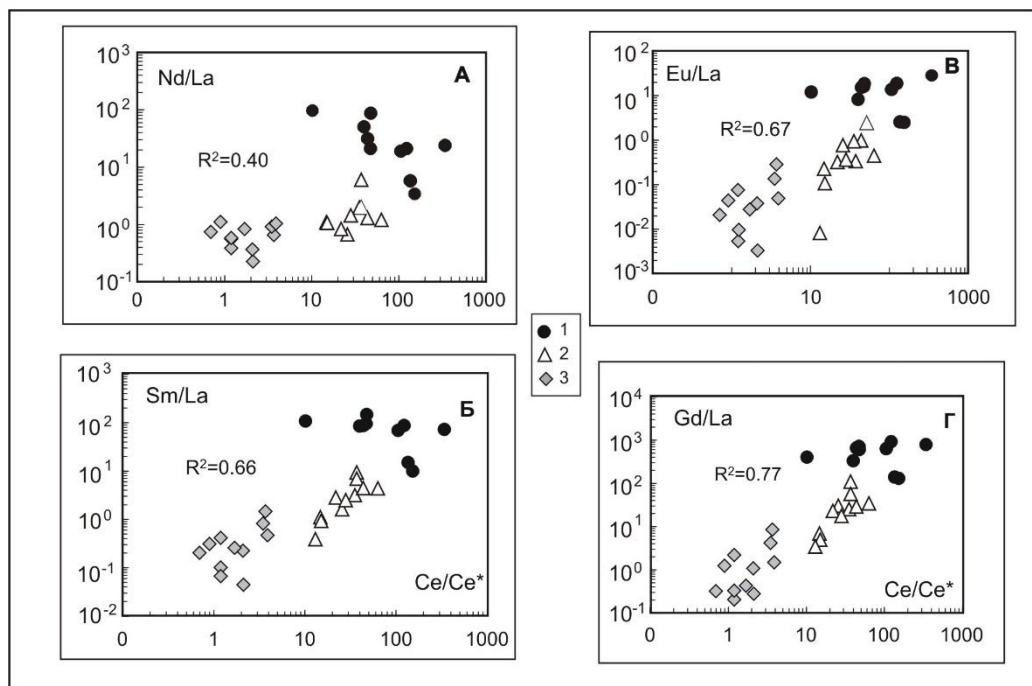


Рис. 2. Диаграммы состава циркона в координатах $Ce/Ce^*-P3Э/La$. 1-3- точки составов циркона, соответственно, магматического, метаморфического и гидротермального генезиса [1].

Графически указанная закономерность поведения изотопных систем выражается линией с параметром $\epsilon_{Hf}(T)=1.36 \times \epsilon_{Nd}(T)+3.0$, получившей название *terrestrial array*, или ТА, и с учетом дисперсий определения изотопных параметров – полосой ТА, имеющей ширину порядка 2-4 единиц эпсилон (рис. 3).

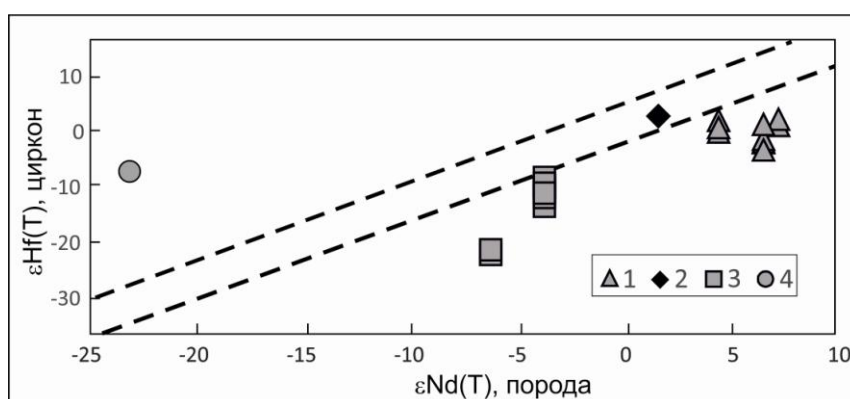


Рис. 3. Диаграмма в координатах $\epsilon_{Nd}(T)_{\text{порода}} - \epsilon_{Hf}(T)_{\text{циркон}}$. 1-4- циркон, соответственно, архейского, ранне-, позднепалеопротерозойского и палеозойского возрастов [2]. Пунктиром показаны границы поля ТА (*terrestrial array*).

На рассматриваемой диаграмме кристаллы циркона, имеющие одно и то же значение $\epsilon_{Nd}(T)$, образуют вертикальные тренды, протяженность которых определяется разбросом значений $\epsilon_{Hf}(T)$. В случае ксеногенных кристаллов циркона, а также при его

образовании в процессах более позднего магматизма изотопные Lu-Hf и Sm-Nd системы породы и циркона становятся не когерентными, что выражается в смещении точек состава за пределы поля ТА. Помимо указанной диаграммы, отнесение кристаллов циркона к метаморфогенным, ксеногенным, магматическим протолитовым и более поздним по времени образования магматическим возможно при использовании модельного возраста породы $T_{Nd}(DM)$ и сопоставления его с модельным возрастом $T_{Hf}(DM)$ циркона и результатами датирования минерала U-Pb методом. Исходя из этого, при изучении строения, геохимии, U-Pb возраста и систематики Lu-Hf изотопной системы циркона могут быть выявлены первично магматический протолитовый, ксеногенный, метаморфогенный и поздний магматический генетические типы [2]. Указанная методика может применяться для выявления генетических типов циркона, часто находящиеся в пределах одного образца.

1. Ветрин В.Р., Скублов С.Г. // *Записки РМО*, 2015. ч. CXLIV, № 3. С. 1- 13.
 3. Ветрин В.Р., Белоусова Е.А., Кременецкий А.А. // *Записки РМО*, 2017. ч. CXLVI, № 3.
 4. Лохов К.И. и др. // *Региональная геология и металлогения*. 2009. № 38. С. 43–53.
 5. Blichert-Toft J., Albarede F. // *Earth, Planet. Sci. Lett.* 1997. Vol. 148. P. 243–258.
 6. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. *Rev. Mineral., Geochim.* 2003. Vol. 53. P. 27–62
- .
-

ЗАКОНОМЕРНОСТИ КОЛЛИЗИОННОГО МЕТАМОРФИЗМА (НА ПРИМЕРЕ ЭВОЛЮЦИИ ЭРЗИНСКОЙ ТЕКТОНО- МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЗОНЫ, ТММ, ЦАСП)

В.Г.Владимиров^{1,2}, И.В. Кармышева^{1,2}

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Отличительной чертой коллизионного метаморфизма являются крайне высокие вариации по уровню метаморфизма в пространственно сближенных комплексах пород [9 и др.]. В обстановках активной тектоники и горообразовательных процессов в коллизионных областях формируются коллажи контрастных по уровню метаморфизма пород. Естественным и, на первый взгляд, наиболее верным объяснением их происхождения могут служить модели, интерпретирующие их как следствие тектонического вертикального и/или латерального перемещения и совмещения отдельных блоков или литонов. Однако в большинстве случаев ситуация осложняется существованием в коллизионных зонах мощных объемных зон милонитизации, известных как сдвиговые зоны. Они, как правило, являются не только зонами тепло-массопереноса, но и сами выступают метаморфическими объектами. Особенности становления подобных объектов рассмотрены на примере Эрзинской тектоно-метаморфической зоны в краевой части Тувино-Монгольского массива.

Западный Сангилен представляет собой фрагмент орогенной области в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса [7, 1 и др.]. Горно-складчатые структуры Западного Сангилена сформировались в процессе нескольких последовательных периодов смены геодинамических обстановок: 1) раннеколлизионный (570-535 млн лет, режим транспрессии); 2) коллизионный (535-495 млн лет, режим транспрессии); 3) постколлизионный (495-430 млн лет, режим транстенсии) [1, 2]. Комплекс коллизионных событий обеспечил сочленение на современном эрозионном уровне мугур-чинчилигской, эрзинской и эрзин-нарынской метаморфических толщ, которые часто рассматриваются как тектонические блоки. Мугур-Чинчилигский блок сложен преимущественно $Bt+Ms+Gt+St+Ky$ ($T=550-670^{\circ}C$, $P=7-8$ кбар [10, 3]). Эрзин-Нарынский блок сходен с предыдущим, но здесь в породах отсутствуют глиноземистые ассоциации со St и Ky , большее распространение получают гранитоподобные породы. Параметры метаморфизма по данным [3] отвечают более глубинным условиям с повышением общего давления на 0,5-0,7 кбар.

Эрзинская тектоно-метаморфическая зона, расположенная между Мугуро-Чинчилигским и Эрзин-Нарынским блоками, представляет собой проникающую область высокотемпературной милонитизации и вязко-пластичного течения горных пород [1]. Здесь распространены $Crd-Gt-Bt$ гнейсы и гнейсограниты эрзинского метаморфического комплекса с включениями кинцититов $Gt-Sp-Crd-Sil$ состава. РТ-параметры метаморфизма отвечают пятнистому метаморфизму, достигающему гранулитовой фации: $T=730-830^{\circ}C$, $P=5-7$ кбар [4].

Расположение между тектоническими блоками зоны с более высокими параметрами метаморфизма позволило первоначально предположить, что это выступы [8, 10], либо отторженцы [5, 6] дорифейского основания Тувино-Монгольского массива. Позднее С.А. Каргополов [1997] отнес их к гранулитам НТ/LP типа.

Их формирование объяснялось конвективной теплопередачей от глубинных тепловых источников [1997]. Однако свидетельств, указывающих на масштабы, обстановки и механизмы конвективной теплопередачи на тот момент отсутствовали.

Для решения проблемы происхождения эрзинского комплекса авторами были проведены детальные петрохимические и структурно-метаморфические исследования опорного разреза пересекающего мугур-чинчилигский и эрзинский комплексы. Было установлено, что петрохимические составы пород не имеют существенных различий, однако признаки высокотемпературного течения пород, характерного для сдвиговых зон, отмечены лишь для пород эрзинского комплекса. Для последнего зафиксировано пятнистое проявление полиметаморфизма с появлением новых (высокотемпературных) и сохранением реликтовых ассоциаций и отдельных минералов (Gt, St).

Структуры метаморфических пород вдоль разреза характеризуются изменением характера и интенсивности деформаций на микро- и мезоуровне. Породы эрзинского комплекса интенсивно деформированы с формированием C/C'/S, C'/S, C/S структур и следов течения. Однако признаки статической рекристаллизации указывают на кратковременный характер деформаций. Полученные данные позволяют говорить, что существенный массоперенос отсутствовал, а изменение минерального состава происходило на фоне сброса давления и кратковременного повышения температуры.

Возраст метаморфизма мугур-чинчилигского комплекса оценивается от $536 \pm 5,7$ млн лет (Zrn, U-Pb [11]) до 521 ± 12 млн лет (U-Pb, Zrn [5]). Временной интервал формирования гранулитов: 515 – 495 млн лет [2]. Возрастной рубеж 495 ± 10 млн лет отвечает пику коллизионных событий и смене режима сжатия на режим растяжения [1, 2], когда произошло «разрушение» Эрзинской сдвиговой зоны с внедрением в зоны локального растяжения кислых и основных расплавов.

Пример Эрзинской тектонической зоны показывает, что в коллизионных областях существуют линейные зоны с конвективной теплопередачей, обеспечивающие экстремальные геотермические градиенты в момент сброса девиаторных напряжений при заложениях сдвиговых нарушений. Они обеспечивают локальное возрастание уровня метаморфизма вплоть до гранулитовой фации. Таким образом, существование в коллизионных областях коллажа контрастных по уровню метаморфизма комплексов может быть объяснено не только за счет тектонического экспонирования и совмещения блоков пород с разнотемпературных уровней земной коры. В обстановках транспрессии сброс напряжений при заложении сдвиговых зон может обеспечивать условия кратковременной конвективной теплопередачи и, как следствие, возрастание уровня метаморфизма в пределах тектонической зоны. Сдвиговые зоны в коллизионных областях следует рассматривать как отдельные метаморфические комплексы, характеризующиеся повышенными значениями геотермического градиента.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-01011) и Министерства образования и науки РФ (проект № 5.1688.2017/ПЧ).

1. Владимиров В.Г. и др. // Докл. РАН. 2005. Т. 405. № 1. С. 82-88.
2. Владимиров В.Г. и др. // *Geodinamics & Tectonophysics*. 2017. V.8. P. 283-310.
3. Каргополов С.А. Малоглубинные гранулиты Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува). Автореф. канд. дис. геол.-мин. наук. Новосибирск. 1997. 17 с.
4. Кармышева И.В. и др. // *Петрология*. 2017. Т.25. №1. С. 92-118.
5. Козаков И.К. и др. // *Петрология*. 1999. Т.7. №2. С.174-190.

6. Козаков И.К. и др. // *Геотектоника*. 2001. №3. С. 22-43.
 7. Кузьмичев А.Б. *Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы*. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
 8. Лепезин Г.Г. *Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области*. Новосибирск: Наука, 1978. 231 с.
 9. Лиханов И.И., Полянский О.П. *Коллизионный метаморфизм*. В кн. *Природа и модели метаморфизма*. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. С. 178-202.
 10. Митрофанов Ф.П. и др., Козаков И.К., Палей И.П. *Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы*. Л.: Наука, 1981. 156 с.
 11. Salnikova E.B., et al. // *Precambr. Res.* 2001. Vol. 110. P. 143-164.
-

ПРИРОДА И ВОЗРАСТ ВЫСОКОБАРИЧЕСКОГО
(КИАНИТОВОГО) МЕТАМОРФИЗМА ЗАПАДНОГО
САНГИЛЕНА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

Гибшер А.С.¹, Гибшер А.А.¹, Мальковец В.Г.^{1,2}, Шелепаев Р.А.^{1,2},
Терлеев А.А.¹, Сухоруков В.П.^{1,2}, Руднев С.Н.¹

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

E-mail: anatoly.gibsher@yandex.ru

Нагорье Сангилен является одним из «центров притяжения» интересов многих геологов, занимающихся проблемами геологии Центральной Азии. Одна из задач региональной геологии, которая была решена в последнее время – это возраст и природа кианитового метаморфизма (M₁) Западного Сангилена. Предварительная оценка возраста – 536 ± 5.7 млн лет была сделана И.К. Козаковым с коллегами [8], но она «вошла» в некоторые противоречия с результатами по стратиграфии, палеонтологии и хеомстратиграфии региона. Поэтому нами была предпринята попытка «прямого» датирования гранат-кианитовых сланцев (Моренский метаморфический комплекс по И.К. Козакову и др. [8, 9] из верховьев р. Джейн-Адыр.

Из гранат-кианитовых сланцев хопсугской толщи (тэсхемская свита по [6]; хопсугская свита по [5]; чартыская свита по [1]; тельхемская свита по [2, 3] были выделены цирконы (42 зерна), по которым были получены CL изображения и U-Pb датировки методом SIMS на масспектрометре Cameca 1270 в Университете Эдинбурга. Изучение особенностей внутреннего строения зерен циркона в катодолуминисцентных лучах показало наличие неизмененных ядер с обычной ростовой зональностью и мозаичных, темных внешних кайм. Толщина кайм не превышает 25 мкм, чаще гораздо тоньше. Каймы семи кристаллов циркона дают конкордантный возраст $515,7 \pm 6,9$ млн лет, а ядра этих и некоторых других кристаллов (всего 12 шт.) конкордантный возраст $780,5 \pm 4,5$ млн лет. Еще несколько ядер имеют конкордантные возраста от 809,4 до 1951,5 млн лет. Ядра трех зерен имеют дискордантные датировки, верхнее пересечение дискордии которых дает возраст 2600 млн лет.

Таким образом, возраст регионального метаморфического события M₁ составляет $515,7 \pm 6,9$ млн лет, что уточняет возрастные оценки этого этапа, полученные ранее ($536 \pm 5,7$ млн лет – [8]; 510 ± 5 млн лет – [14]).

Стратиграфическое положение хопсугской толщи выше нарынской свиты сангиленской серии и под нижнекембрийскими карбонатными отложениями ходаляхской серии было установлено при детальном площадном геологическом картировании [2, 3, 4]. Находки кальцебионтов (известковые водоросли) в переходных от нарынских к хопсугским отложениях, а также – мелкораквиной фауны и спикул губок пограничных слоев венда и кембрия в кровле хопсугской толщи [12, 13] свидетельствуют о поздневендском – раннекембрийском возрасте хопсугского осадконакопления (545 – 534 млн лет). Это заключение подтверждается данными по изотопии стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0,70779 до 0,70807) и углерода ($\delta^{13}\text{C}$ от +0,2 до 2,9 ‰) из подстилающих нарынских известняков [7], что указывает на вендский возраст нарынской свиты [10].

Таким образом, датировка возраста метаморфизма M₁ хопсугской толщи на Западном Сангилене – $515,7 \pm 6.9$ млн лет, сопоставимая с датой – 510 ± 5 млн лет [14], логично согласуется с выше приведенными геологическими данными и указывает на то, что метаморфические процессы начались значительно позже осадконакопления – в середине кембрийского времени.

Пояс кианитовых кристаллосланцев хопсугской толщи прослеживается с Западного Сангилен в Монголию вдоль Агардагской офиолитовой геосутуры вплоть до северо-западных склонов хр. Хан-Хухей [11]. В восточном направлении степень метаморфизма падает и уже 80 – 100 км (верховья р. Нарын) она представлена терригенной толщей зеленых сланцев. Приуроченность пояса кианитовых кристаллосланцев к Агардагской геосутуре свидетельствует о том, что природа метаморфизма была обусловлена вовлечением в соответствующие Р-Т условия западного (в современных координатах) края Сангиленского массива на стадии аккрецирования его с островодужными комплексами Палеоазии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант №15-05-05615а).

1. Александров Г.П. // *Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 5. Кызыл. Тувинское книжное изд-во, 1981. С.39-57.*
2. Гибшер А.С. и др. // *Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Проблемы расчленения и корреляции. Новосибирск, 1984. С.24-42.*
3. Гибшер А.С. и др. // *Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее складчатое обрамление. Новосибирск, 1987. С.130-144.*
4. Гибшер А.С., Терлеев А.А. // *Геология и геофизика. 1992, № 11. С.26-34.*
5. Гинцингер А.Б. и др. // *Верхний докембрий Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд. СНИИГГиМС, 1979. С.92-119.*
7. Ильин А.В. // *Советская геология, 1958. №4. С.33-42.*
8. Каныгина Н.А. // *Изотопный состав Sr и С карбонатных отложений нарынской свиты Западного Сангилен. Новосибирск, НГУ. 2016. 64 с.*
9. Козаков И.К. и др. // *Петрология. 1999. Т. 7, № 2. С.174-190.*
10. Kozakov I.K. et al. // *Stratigraphy and Geological Correlation. 2005. V. 13. № 1. P.1-20.*
11. 10 Кузнецов А.Б. // *Эволюция изотопного состава стронция в протерозойском океане. Санкт-Петербург. 2013 43 с.*
12. Митрофанов Ф.П. и др. // *Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л. Наука. 1981. 156 с.*
13. Терлеев А.А., Журавлева И.Т. // *Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Актуальные вопросы стратиграфии. Новосибирск. 1989. С.106-118.*
14. Терлеев А.А. // *Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Тез. докл. Иркутск. 2002. С.129-131.*
15. Травин А.В., Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук, Новосибирск, 2016, 54 с.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ И ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ
МЕТАВУЛКАНИЧЕСКИХ И МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД
СЕРИИ РУКЕР, ЮЖНЫЕ ГОРЫ ПРИНС-ЧАРЛЬЗ,
ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА

Ю.Л. Гульбин¹, Е.В. Михальский²

¹Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

²ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия

E-mail: ygulbin@yandex.ru

Южная часть гор Принс-Чарльз имеет сложное геологическое строение и выделяется как Рукерская тектоническая провинция. Раннедокембрийское гранито-гнейсовое основание провинции сформировалось в палео-неоархее (ортогнейсы с возрастом 3550–3150 млн лет назад; метаосадочные породы с возрастом отложения протолитов 3100–2800 млн лет) [4, 5]. В палео- и неопротерозое кристаллический фундамент был перекрыт вулканогенно-осадочными толщами серии Рукер (максимальный возраст отложения 2500 млн лет [5]) и осадочными толщами серии Содружества (максимальный возраст 1000 млн лет). В ходе наложенных тектоно-термальных событий (орогенеза Рейнер, ~1000 млн лет и орогенеза Прюдс, 550–500 млн лет) породы верхнего структурного этажа были интенсивно деформированы и метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации [6, 1].

Серия Рукер по литологическим особенностям слагающих ее пород делится на две подсерии. Нижняя (джеспилитовая) подсерия включает в себя горизонты слюдисто-карбонат-хлоритовых, хлорит-актинолитовых, черных кремнистых сланцев и полосчатых железистых кварцитов. Она смята в сжатые (вплоть до изоклинальных) складки и прорвана силлами и дайками метадолеритов. Верхняя (вулканогенно-осадочная) подсерия сложена чередующимися пачками конгломерато-брекчий, метапсаммитов, туфопесчаников, зеленых сланцев; как и верхняя подсерия, она характеризуется дисгармоничной складчатостью.

С целью уточнения вещественного состава и геодинамического режима формирования серии Рукер были детально изучены представительные образцы пород верхней подсерии. Для реконструкции условий метаморфизма использовался метод изохимических диаграмм (метод псевдосечений). Моделирование минеральных парагенезисов выполнялось с помощью программы Theriak/Domino [2] на основе базы внутренне согласованных термодинамических данных [3] и ряда моделей активностей компонентов твердых минеральных растворов. В качестве чистых фаз учитывались кварц, альбит, микроклин, андалузит, силлиманит, кианит, рутил, титанит, лавсонит, пренит, пумпеллиит, кальцит. Входными данными для расчетов служили валовые химические анализы горных пород. На петрохимических диаграммах, предназначенных для классификации вулканитов, те из них, которые относятся к зеленым сланцам, попадают в поля базальтов и трахибазальтов толеитовой серии.

В результате моделирования показано, что минеральные ассоциации, свойственные metabазитам (Ms–Bt–Act–Ab–Ttn, Chl–Act–Ab–Ep–Cal–Ttn, Chl–Ab–Cal–Ttn) характеризуются широкими полями устойчивости на фазовых диаграммах (~300–400 °C, 1–2 кбар, ~400–500 °C, 7–8 кбар). С ростом температуры альбит в составе модельных парагенезисов сменяется олигоклазом и андезином, актинолит – роговой обманкой, титанит – ильменитом. С ростом давления в области пониженных температур

Наряду с зелеными сланцами, в верхней части разреза вулканогенно-осадочной толщи встречаются хлоритоидные сланцы. По химическому составу (SiO_2 30.2 мас.%, Al_2O_3 26.2 мас.%, FeO 28.7 мас.%, $\text{FeO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 1.09) они соответствуют типичным латеритам, развивающимся по базальтам в условиях влажных тропиков. Хлоритоид в составе этих пород ассоциирует с хлоритом, мусковитом и рутилом. На псевдосечении, построенном для эталонного образца, данной ассоциации ближе всего соответствует парагенезис $\text{Cltd}-\text{Chl}-\text{Ms}-(\text{Cz}-\text{Qz}-\text{Rt})$, поле устойчивости которого ограничено параметрами 300–380 °C, 1 кбар, 350–450 °C, 7 кбар. При росте температуры рутил сменяется ильменитом, при росте давления из парагенезиса исчезает кварц (отсутствующий в образце) и увеличивается равновесное содержание Si в мусковите

(до 3.06 к.ф.). Последнее, с учетом наблюдаемого состава светлой слюды (Si 3.05–3.08 к.ф.), позволяет высказать предположение о том, что минералы, слагающие породу, были уравновешены при давлении свыше 7 кбар. Таким образом, пиковые условия метаморфизма (скорее всего, одноактного) составляли порядка T 400 °C, P от 4 до 7–8 кбар или даже выше. Эти параметры могут быть отнесены к геотерме палеогеодинамической обстановки в зоне субдукции горячей океанической коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 15-05-02761) и Минобрнауки России в рамках базовой и проектной части государственного задания в сфере научной деятельности № 5.9248.2017/БУ на 2017–2019 гг.

1. Гульбин Ю.Л., Егорова К.В., Михальский Е.В., и др. // *ЗРМО*. 2015. № 5. С. 15–32.
 2. De Capitani C., Petrakakis K. // *Amer. Miner.* 2010. V. 95. P. 1006–1016.
 3. Holland T.J.B., Powell R. J. // *Metamorph. Geol.* 1998. V. 16. P. 309–344.
 4. Mikhalsky E.V., Beliatky B.V., et al. // *Gondwana Res.* 2006. V. 9. P. 291–309.
 5. Phillips G., Wilson C. J. L., et al. // *Precam. Res.* 2006. V. 148. P. 292–306.
 6. Phillips G., Kelsey D.E., Corvino A.F., Dutch R.A. // *J. Petrol.* 2009. V. 50. P. 2017–2041
-

КОЛЛИЗИОННЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ТАЙМЫРА

Л.И. Демина¹, В.С. Захаров^{1,2}, М.Ю. Промыслова¹, С.П. Завьялов

¹Геологический факультет МГУ, Москва, Россия

²Университет «Дубна», Дубна, Московская область, Россия

E-mail: lidem06@rambler.ru

В составе Таймырской складчатой области северного обрамления Сибирской платформы выделяются три зоны – Северо-, Центральнo- и Южно-Таймырские. Границами зон являются крупные надвиги: Главный Таймырский и Пясино-Фаддеевский [2].

Нами изучался метаморфизм Северо-Таймырской зоны, которая сложена ритмично чередующимися метапесчаниками, метаалевролитами и метапелитами харитоновской серии, реже амфиболитами и амфибол-биотитовыми кристаллическими сланцами тревожниковской серии [1, 4] и представляет собой пассивную окраину Карского континента [2]. Наиболее яркой ее особенностью является наличие метаморфической зональности от слабоизмененных пород до их гранитизированных разностей, что отмечалось ранее [2, 3, 4, 6, 7]. В районе Берега Харитона Лаптева, бухты Воскресенского и бассейнов рек Ленивой, Медвежьей, Гранатовой нами были выделены следующие зоны метаморфизма, названия которых даны по парагенезисам бедных кальцием первично терригенных пород, существенно преобладающих в районе: зона I – серицит-хлоритовая; зона II – хлорит-биотитовая; зона III – хлорит-биотит-гранатовая; зона IV – ставролитовая; зона V- гранат-биотит-мусковит-кианитовая; зона VI – гранат-биотит-мусковит-силлиманитовая и зона VII – гранат-биотит-ортоклазовая. Метаморфизм относится к кианит-силлиманитовому типу умеренных давлений. Термодинамические параметры оцениваются в интервалах температур от 300 до 720°C, а давления – от 3,5 до 7,2 кбар (рис. 1).

Характерной особенностью метаморфической зональности района является текущее положение границ разных зон по отношению к стратиграфическим границам, что хорошо видно в обнажениях каньонов р. Ленивой и берегов бухты Воскресенского. Вместе с тем, наиболее высокометаморфизованные породы зон V-VII в районе порогов р. Ленивой, устья р. Медвежьей и в долине р. Гранатовой приурочены, вероятно, к наиболее глубоким частям разреза, где присутствуют также и метабазиты.

Процессы гранитизации широко проявлены в пределах V-VII зон. В зоне V гранитизация выражается в пегматитизации метаморфических пород. Мигматиты встречаются лишь в контакте с гранито-гнейсами г. Медвежьей. В зонах VI и VII мигматизация выражена очень ярко. В обнажениях восточного склона г. Медвежьей хорошо видно, что гранито-гнейсы, слагающие гору, наследуют полосчатость и состав вмещающих толщ. В контактах с амфиболитами и амфибол-биотитовыми кристаллическими сланцами образуются щелочные амфиболсодержащие гранито-гнейсы с порфировыми розового калиевого полевого шпата размером до 5 см. Возрастание щелочности гранитизированных пород в контактах с метабазами свидетельствует об инфильтрационном характере гранитизации и объясняется кислотно-основным взаимодействием компонентов флюида [5]. Таким образом, тепловой поток при метаморфизме создавался не только за счет теплопроводности, а также в связи с миграцией магм и флюидов.

В гранат-биотит-ортоклазовой зоне широко развиты автохтонные и параавтохтонные массивы гранитоидов [1, 2, 6], границы которых в целом конкордантны метаморфическим. Возраст гранитоидов составляет 285-306 млн лет,

а их образование связывается с коллизией Карского и Сибирского континентов [2]. К этому же периоду относится и формирование метаморфической зональности Северного Таймыра.

Для объяснения особенностей метаморфизма региона проводилось численное суперкомпьютерное моделирование с использованием оригинального кода, предоставленного Т.В.Герей [8]. Начальное состояние модели – два блока континентальной литосферы мощностью 100–120 км, разделенные океаническим бассейном. Коллизии предшествует субдукция океанической литосферы под правый континент, приняты условия принудительной конвергенции со скоростью 5 см/год. Более подробно характеристики и особенности модели описаны в работе [9].

Результаты моделирования показывают, что на ранних стадиях коллизии происходит частичное погружение континентальной литосферы левого континента, которая увлекает за собой пассивную окраину, создавая условия как для метаморфизма, так и для магматизма. В процессе коллизии происходит формирование коллизионного орогена высотой до 4–5 км.

В недрах орогена на границе с областью плавления коры создаются условия для зонального метаморфизма. На участке протяженностью около 30 км и глубинах 15–25 км модельные РТ-условия в целом достаточно хорошо соответствуют наблюдаемой зональности метаморфизма Северного Таймыра (рис. 1). При дальнейшем развитии орогена эта область может подниматься на поверхность за счет эрозии.

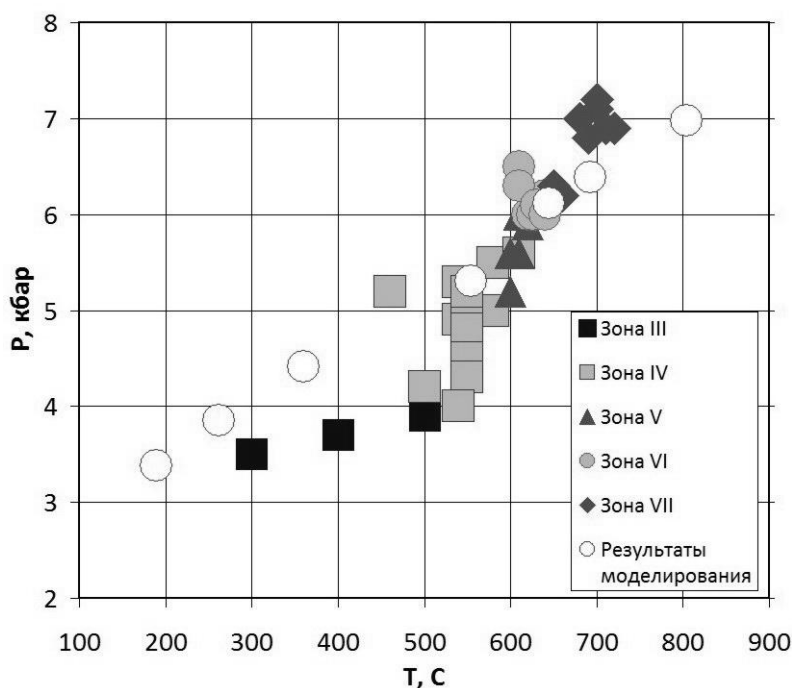


Рис. 1. РТ-параметры метаморфизма Северо-Таймырской зоны и результаты моделирования.

Работа выполнена с использованием ресурсов суперкомпьютерного комплекса МГУ имени М.В. Ломоносова.

1. Беззубцев В.В., Залялеев Г.Ш., Сакович А.Б. и др. Геологическая карта Горного Таймыра М-б 1:500 000: Объясн. зап. Красноярск: ККИ. 1986. 177 с.
2. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 201 с.

3. Демина Л.И., Белов В.П. // Бюл. МОИП. Отд. Геол. Т. 54. Вып. 5. 1979. С. 55-66.
 4. Забияка А.И. Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра. Красноярск: ККИ. 1974. 128 с.
 5. Коржинский Д.С. Кисотно-основное взаимодействие в минералообразующих системах. М.: Наука. 1994. 223 с.
 6. Махлаев Л.В., Коробова Н.И. Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра. Красноярск: ККИ. 1972. 130 с.
 7. Шулятин О.Г., Захаров Ю.И. // Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука. 1971. С. 182-195.
 8. Gerya T.V., Yuen D.A. // Phys. Earth Planet. Interiors. 2003. Vol. 140. P. 293–318.
 9. Perchuk A.L., Safonov O.G., Smit C.A., et al. // Tectonophysics. 2016. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.11.041>.
-

ПОРОДЫ АРХЕЙСКОЙ НАДСУБДУКЦИОННОЙ МАНТИИ В БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ, РОССИЯ

К.А. Докукина¹, А.Н. Конилов^{1,2}, Т.Б. Баянова³, К.В. Ван²

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия

³ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия

E-mail: dokukina@mail.ru

Мезо-неоархейская Беломорская эклогитовая провинция Фенноскандинавского щита включает эклогиты, сформированные в результате субдукции океанической литосферы (ассоциация Салма) и эклогитизированные мафические дайки (ассоциация Гридино) [1]. Среди эклогитов Салмы изучены мантийные породы, представленные хлоритизированными и карбонтизированными (доломит и кальцит) гарцбургитами к которым приурочены гранат-пироксеновые прослои.

Гарцбургиты имеют в своем составе оливин (#Mg 0.84-0.83), ортопироксен (#Mg 0.84-0.83), хромистая шпинель (#Mg 0.14-0.19, #Cr 0.50-0.51, TiO₂ 1.22-1.65 вес. %), доломит, серпентин с магнетитом, хлорит (рис. 1а). В линейных областях проработки флюидом по породе развивается дендровидный агрегат клинопироксена и кальцит. Гранат-пироксеновые прослои сильно амфиболитизированы. В неизмененных разновидностях (рис. 1б) представлены пиропистым гранатом (Alm₃₇Prp₄₀Grs₁₇Sps₆), магнезиальным клинопироксеном (#Mg 0.85-0.88), и в редких случаях ортопироксеном (#Mg 0.68-0.76). Шпинель в данных породах характеризуется меньшим содержанием хрома и высокой магнезиальностью (#Mg 0.58-0.64, #Cr < 0.1).

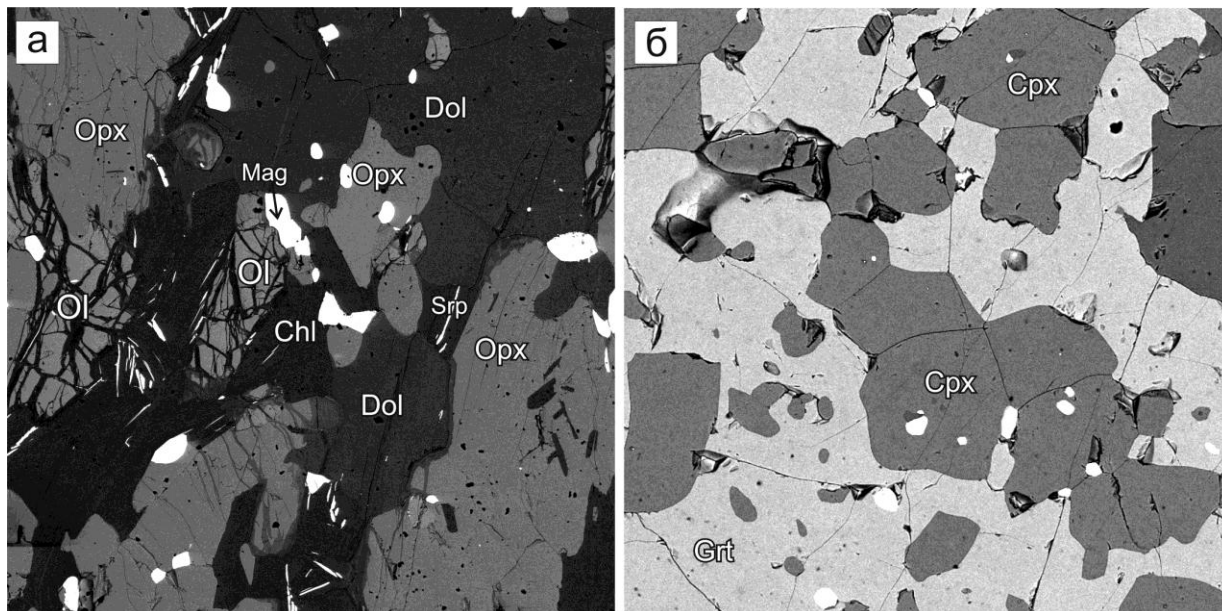


Рис. 1. BSE изображения (а) гарцбургита; (б) гранатового пироксенита.

Гарцбургиты характеризуются наиболее высокой магнезиальностью (#Mg 0.84-0.89), относительно всех остальных основных и кислых пород в ассоциации эклогитов Салмы и низкими содержаниями кремнезема (SiO₂ 35-46 вес. %). Гранатовые пироксениты характеризуются базитовым составом (SiO₂ 45-50 вес. %) и высокой магнезиальностью (#Mg 0.62-0.77). Составы изученных пород приведены на диаграммах (рис. 2).

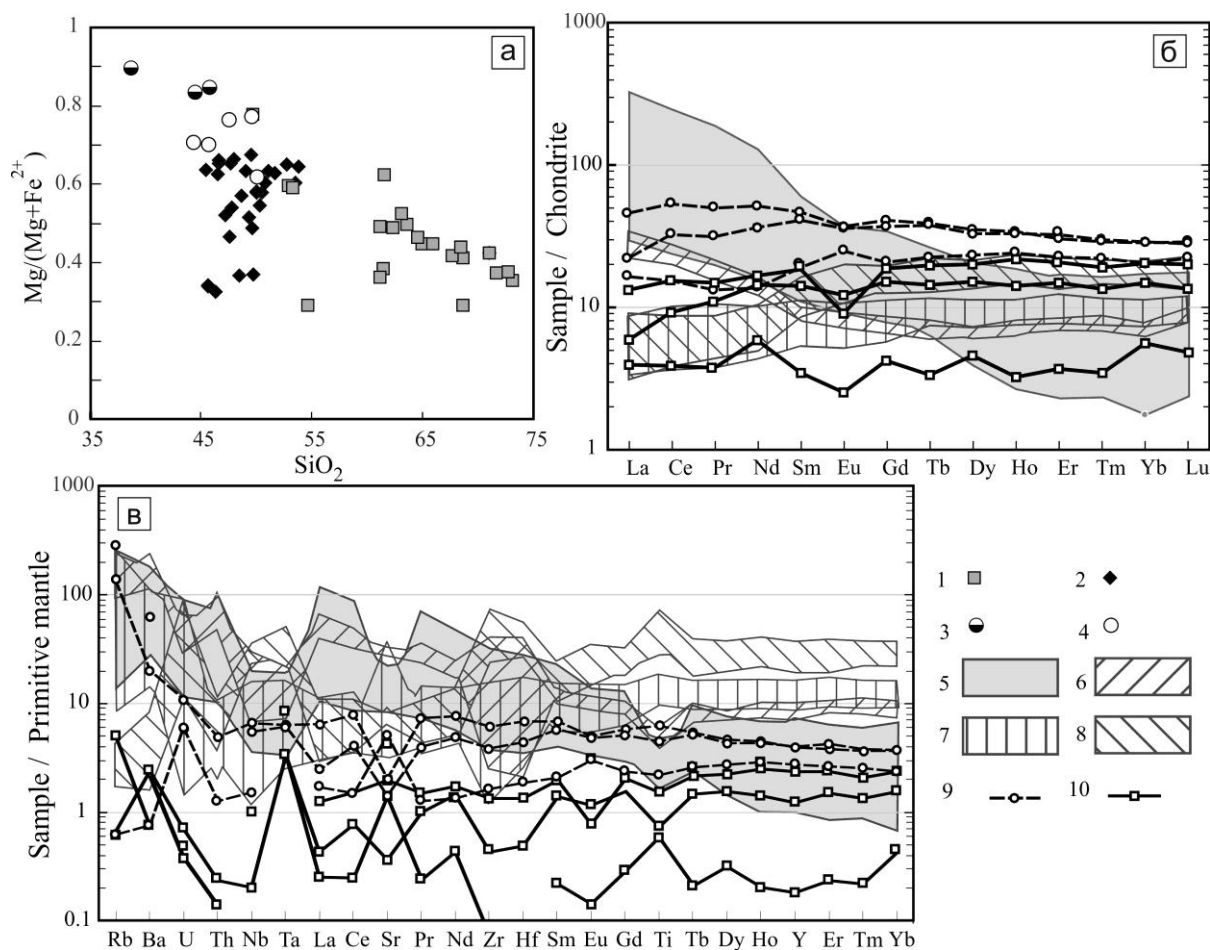


Рис. 2. Композиционные диаграммы пород ассоциации Салма: (а) SiO_2 мы $Mg/(Mg+Fe^{2+})$; (б) Спайдер диаграмма редких и рассеянных элементов, нормированных к примитивной мантии; (в) Распределение РЗЭ, нормированных к хондриту. 1 – ТТГ гнейсы, 2 – эклогиты, 3 – гарцбургиты, 4 – гранатопые пироксениты, 5 – ТТГ гнейсы, 6 – эклогитизированные пиллоу-базальты, 7 – N-MORB эклогиты, 8 – Fe-Ti эклогиты, 9 – гранатопые пироксениты, 10 – гарцбургиты.

В гарцбургитах были проведены исследования U-Pb возраста циркона и изучена Sm/Nd изотопия. Циркон, выделенный из породы, характеризуется сильной внутренней неоднородностью и трещиноватостью, в некоторых зернах характеризуется грубой ритмичной зональностью, содержит минеральные включения апатита, калиевого полевого шпата и хлорита (рис. 3). Методом ID-TIMS был получен возраст единичного зерна циркона 2320 ± 3 млн лет, что, по геологическим данным не может отвечать возрасту формирования породы. Sm-Nd система породы также сильно нарушена. Минеральная эрохрона дает значения менее, чем 1 млрд лет. Модельный Sm/Nd возраст, рассчитанный по отношению к деплетированной мантии 1869 млн лет. Ранее такие же породы В.И. Пожиленко обозначил как метакوماتиты и получил в них возраст 2778 ± 4 млн лет [2]. Необходимо продолжать исследование пород локальными методами.

Гарцбургиты вероятно представляют собой породы мантийного клина, а формирование карбонатов и водных минералов происходило в процессе отделения флюидов от погружающегося в зону субдукции океанического слэба. На достаточно глубокий уровень формирования этих мантийных пород указывает распространенная в породе хромистая шпинель. Гранатопые пироксениты, в таком случае, могут представлять собой остаточные или кумулусные образования от плавления пород

мантийного клина в надсубдукционных условиях. С другой стороны, не исключено, что исследованные мантийные породы являются метаморфизованными ультраосновными членами нижних горизонтов офиолитового разреза мезоархейской океанической коры океана Салма.

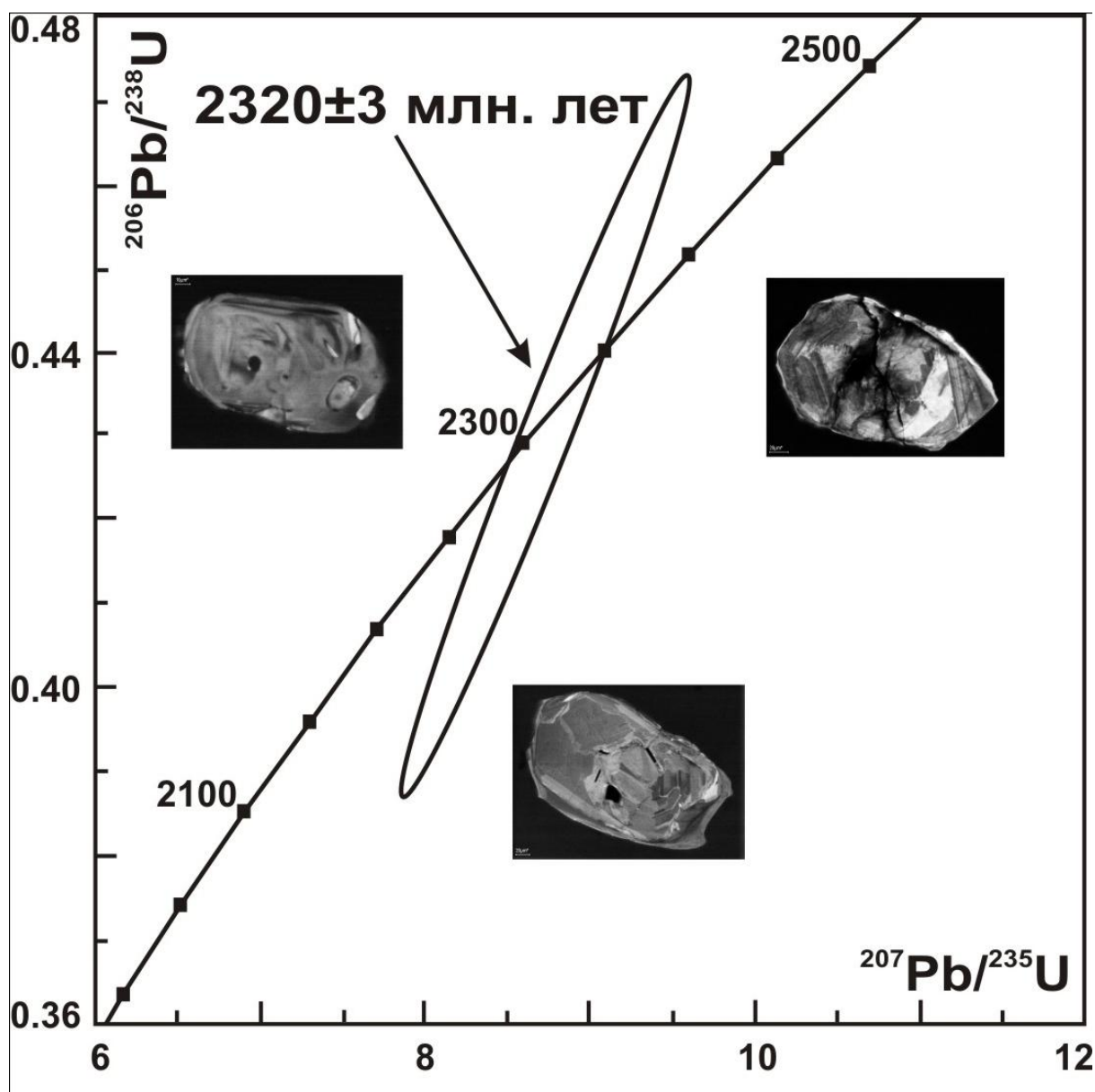


Рис. 3. U-Pb диаграмма с конкордией для единичных зерен циркона из гарцбургита, проба S204y2/21, местонахождение Узкая Салма.

1. Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N. // *Gondwana Research*. 2014. V. 25. P. 561–584.
2. Пожиленко В. М., Баянова Т. Б., Богачев В. А., Гоголь О. В. и др. // *Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты*. М., 2000 С. 268–271

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УРАНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ЛИЦЕВСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Т.В. Каулина, В.Л. Ильченко, А.А. Аведисян

Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия

E-mail: kaulina@geoksc.apatity.ru

Лицевский урановорудный район расположен в восточном обрамлении Печенгской структуры (рис. 1) и считается одним из наиболее перспективных в отношении урана районов на Кольском полуострове [1, 4]. В районе выделено четыре типа разновозрастной урановой и сопутствующей минерализации [4]: 1) REE-Th-U в пегматоидных гранитоидах и Qtz-Pl метасоматитах; 2) урановая в Chl-Ab метасоматитах и альбититах по пегматоидным гранитоидам; 3) Th-U в Qtz-Ab-Мс и Qtz-Мс метасоматитах; 4) урановая в Ab-h-Chl метасоматитах (рис. 1). Урановая минерализация связана, в основном, со средне-низкотемпературными гидротермально-метасоматическими системами и проявлена в разломных и сдвиговых зонах.

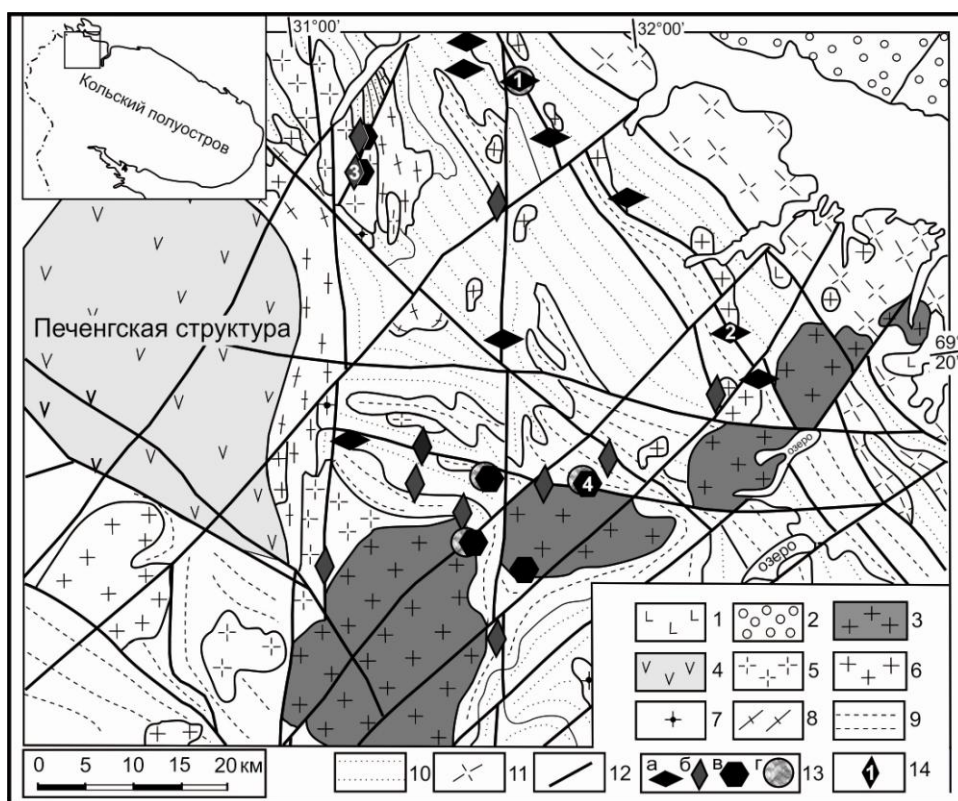


Рис. 1. Фрагмент схематической геологической карты Лицевского района по [4] с участками уранового оруденения.

1, 2 – рифей; 1 – габбро-долериты и долериты Мурманского комплекса, 2 – песчаники, алевролиты, аргиллиты кильдинской серии; 3-5 – нижний протерозой: 3 – граниты-гранодиориты Лицко-арагубского комплекса, 4 – вулканогенно-осадочные породы печенгской серии, 5 – граниты Каскельярского комплекса; 6-10 – верхний архей: 6 – граниты Вороньинского комплекса, 7 – граниты Туломского комплекса, 8 – диориты-плагиограниты порярвинского комплекса, 9 – гнейсы и кристаллосланцы туноровской серии, 10 – гнейсы и кристаллосланцы кольской серии; 11 – нижний архей: тоналиты и плагиограниты; 12 – разломы; 13 – типы уранового оруденения (а – REE-Th-U в пегматоидных гранитах и Qtz-Pl метасоматитах, б – урановый в апогранитоидных Chl-Ab метасоматитах, в – урановый в Ab-h-Chl метасоматитах, г – Th-U в Qtz-Ab-Мс и Qtz-Мс метасоматитах); 14 – участки работ (1 – Скальное, 2 – Дикое, 3 – Полярное, 4 – Береговое)

Формирование урановой минерализации в Лицевском районе происходило неоднократно в период от 2300 до 400-300 млн лет [3, 4, 6]. На многих рудопоявлениях Лицевского района отмечено явление телескопирования – совмещение в одних и тех же рудовмещающих структурах минеральных ассоциаций разного возраста и состава (рис. 1), что характерно для гидротермально-метасоматических месторождений [5]. Температура образования ранних метасоматитов 500 - 550 °С, температура образования палеозойских альбит-гидрослюдисто-хлоритовых метасоматитов около 220 - 280 °С ([4] и ссылки там).

Геохронологические данные показывают, что этапы формирования урановой минерализации в Лицевском районе синхронны с этапами тектоно-магматической активизации в Печенгской рифтогенной структуре в 2.3, 2.2-2.1, 1.85-1.65 млрд лет [3, 4, 6]. Последняя по времени урановая минерализация 400-300 млн лет считается наиболее перспективной [1, 4] и, вероятно, связана с формированием щелочных интрузий Кольского региона.

Невысокое содержание урана во вмещающих гнейсах и гранитоидах свидетельствует о связи урановой минерализации с другими источниками урана, нежели вмещающие породы. Приток урана (и других несовместимых элементов) на участках урановых аномалий связан, скорее с мантийным источником, который отвечал за формирование Печенги, а в палеозое – за формирование Кольской щелочной провинции.

Концентрирование растворов и флюидов именно в Лицевском районе, вероятно, связано с повышенной проницаемостью пород, поскольку район находится на пересечении тектонических и разломных зон и показывает отрицательную гравитационную аномалию по сравнению с Печенгской структурой [2].

1. Афанасьева Е.Н., Михайлов В.А., Былинская Л.В. и др. // *Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов*. М.: ВИМС, 2009. вып. 153. С. 18-26.
2. Казанский В.И., Лобанов К.В., Кузнецов А.В. // в: *Сейсмологическая модель литосферы северной Европы: Лапландско-Печенгский район* (ред. Н.В. Шаров). Апатиты: КНЦ РАН. 1997. С. 157-181.
3. Каулина Т.В., Елизаров Д.В., Лялина Л.М. и др. *Поведение Rb-Sr и U-Pb систем в породах и минералах Лицевского урановорудного района (Кольский полуостров)* // Тез. докл. Петрозаводск, 2017. С. 110-113.
4. Савицкий А.В., Громов Ю.А., Мельников Е.В., Шариков П.И. // *Геология рудных месторождений*. 1995. № 5. С. 403-416.
5. Щербина В.В., Наумов Г.Б., Макаров Е.С. и др. *Основные черты геохимии урана*. Томск: Из-во STT, 2013.
6. Serov L. *Métallogénèse de l'uranium dans la région de Litsa (Péninsule de Kola, Russie)*. Docteur de l'Université Henry Poincaré (en géosciences). 2011. Nancy. France. 166 p.

ОСОБЕННОСТИ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОГО МЕТАМОРФИЗМА И ЕГО СВЯЗИ С ТЕКТОНИКОЙ.

В.П. Кирилюк

*Львовский национальный университет им. Ивана Франко, Львов, Украина
E-mail: kyrylyuk.v@i.ua*

Важнейшей особенностью раннедокембрийских стратигенных образований является их повсеместный метаморфизм. Они обнажены и доступны для непосредственного изучения на щитах древних платформ, где образуют пять типов стратигенных метаморфических комплексов: *а* – гранулитно-гнейсовые, *б* – амфиболито-гнейсовые, *в* – зеленокаменные (метавулканогенные), *г* – гнейсо-сланцевые (метакarbonатно-терригенные), *д* – железисто-кремнистосланцевые (метавулканогенно-хемогенно-терригенные). Эти комплексы относятся к двум типам регионального метаморфизма: монофациальному (типы *а* и *б*) и полифациальному (типы *в*, *г*, *д*). Следует подчеркнуть, что монофациальные комплексы составляют еще одну важную особенность раннего докембрия, поскольку они отсутствуют среди более молодых комплексов неогей. В возрастном отношении, в системе тектонической периодизации [4, 5], монофациальные комплексы относятся к раннему (тип *а*) и позднему (тип *б*) эогей, а полифациальные – к раннему (тип *в*) и позднему (типы *г*, *д*) протогей.

Одним из ведущих факторов регионального метаморфизма, в том числе раннедокембрийского, считается тектоника. В соответствии с этими представлениями температурность регионального метаморфизма прямо связана с тектоническими движениями и определяется глубиной погружения метаморфизируемых толщ. Эти представления распространяются и на монофациальный метаморфизм. В частности, Н. Л. Добрецов, который выделяет его под собственным названием «нуклеарного метаморфизма», считает, что он «по существу соответствует модели метаморфизма погребения при специфическом высоком теплотоке в архее» [1, с. 139]. Признаком непосредственной связи и обусловленности метаморфизма тектоникой считается повсеместная, часто интенсивная, дислоцированность метаморфических комплексов.

Между тем, всестороннее рассмотрение природы раннедокембрийского метаморфизма с учетом его соотношения с геолого-формационным составом комплексов, их распределением в структуре щитов и временной эволюционной изменчивостью метаморфизма приводит к несколько иным выводам о его связи с тектоникой в ходе развития щитов древних платформ по сравнению с традиционными представлениями.

1. Главная особенность раннедокембрийского метаморфизма – его глобальное распространение и отсутствие в нижнем докембрии неметаморфизованных стратигенных (первичных вулканогенно-осадочных) комплексов, обусловлена не столько тектоническими причинами, сколько специфическим температурным состоянием верхней части земной коры, достигающей в раннем эогее (раннем архее) +500°C на поверхности Земли, хоть отдельные неоднородности проявления метаморфизма имеют, безусловно, тектоническую природу.

2. Смена монофациальных эогейских комплексов полифациальными (зональными) протогейскими комплексами обусловлена общим охлаждением земной поверхности и приповерхностной части земной коры до условий, в протогее уже

близких к современным. Это охлаждение сопровождалось сменой начальной неотчетливой геотектонической дифференциации в эогее возникновением в протогее отчетливой геоблоковой делимости и формированием нескольких структурно-формационных и геокинематических типов мегаблоков [3].

3. Первичный монофациальный метаморфизм эогее является относительно независимым от тектонических факторов. Согласно этим представлениям, отличия гранулитового и амфиболитового метаморфизма соответствующих комплексов обусловлены не столько глубиной их "погребения", сколько дометаморфическим составом захороненного синседиментационного флюида исходных стратигенных толщ: сухим, существенно углекислотным, в гранулит-гнейсовых комплексах и водным – в амфиболито-гнейсовых комплексах [2]. Состав флюида, в свою очередь, отражает эволюционную смену палеоклиматических и палеогеографических условий накопления исходных толщ монофациальных комплексов: субаэральных (безгидросферных) – в раннем эогее, термогидросферными – в позднем эогее. При таких условиях метаморфизм гранулитовой фации происходил минуя более низкотемпературные фации, а обилие захороненной воды в исходных толщах амфиболито-гнейсовых комплексов обуславливало в них массовое плавление, образование анатектических гранитоидов и термостатирование на уровне амфиболитовой фации.

4. Повторный метаморфизм монофациальных комплексов имеет уже тектоническую природу и связан с последующими тектоническими движениями и изменением структурной позиции комплексов. В гранулит-гнейсовых комплексах повторный метаморфизм проявлен в двух видах: а) повторный гранулитовый метаморфизм повышенного давления, б) наложенный метаморфизм – диафторез – амфиболитовой фации. Последний имеет два морфологических проявления: линейный диафторез, развитый вдоль зон разломов, наиболее отчетливо проявленный в региональных масштабах на Анабарском щите (Биляхская, Харапская и другие зоны), и площадной – занимающий на разных щитах достаточно большие неправильные по форме территории. Как повторный метаморфизм повышенного давления, так и площадной диафторез, вероятно, связаны с прогибанием отдельных территорий и накоплением исходных толщ верхних структурных этажей (супраструктуры). При этом в нижнем этаже (инфраструктуре), прежде всего под амфиболит-гранитной покровной, на разных уровнях глубинности и происходил повторный метаморфизм: в верхней части – диафторез, а ниже – повторный гранулитовый метаморфизм повышенного давления.

6. В амфиболито-гнейсовых комплексах диафторез зеленосланцевой фации иногда наблюдается на приконтактовых участках с зеленокаменными комплексами, где он мог быть связан или с пограничными разломами, или, как и в случае с диафторезом гранулит-гнейсовых комплексов, сформирован в верхней части амфиболито-гнейсовой инфраструктуры, приконтактовой с вышележащей зеленокаменной супраструктурой.

7. Полифациальный (зональный) метаморфизм обнаруживает более четкую связь с тектонической структурой, прежде всего в связи с его приуроченностью к определенным структурно-формационным и геокинематическим типам мегаблоков. Зеленокаменные и железисто-кременистосланцевые комплексы, метаморфизованные в диапазоне от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации, приурочены к гранитно-зеленокаменным мегаблокам и, частично, к гранулит-диафторитовым мегаблокам в виде локальных приразломных структур. Гнейсо-сланцевые комплексы распространены только в гранитно-гнейсосланцевых мегаблоках и метаморфизованы

в диапазоне от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой, а иногда и гранулитовой фации. При этом, более высокий метаморфизм позднезогейских (раннепротерозойских) гнейсо-сланцевых комплексов по отношению к одновозрастным железисто-кремнистосланцевым комплексам и даже более древним, раннепротогейским (позднеархейским) зеленокаменным комплексам, скорее всего, обусловлен разными тектоническими режимами мегаблоков и связанной с этим их разной термической эволюцией.

1. Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 236 с.
 2. Кирилюк В.П. // Геология метаморфических комплексов. Вып. VI. Межвуз. научн. тематич. сборник. Свердловск: изд. УПИ, 1977. С. 40-47.
 3. Кирилюк В.П. // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX Тектонического совещания. Том 1. Москва: ГЕОС, 2006. С. 303-307.
 4. Кирилюк В. П. // Геол. журн. 2010. – № 3. С. 111-119.
 5. Шульдинер В. И. // Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л.: Наука, 1979. С. 115—119
-

ГРАНУЛИТОВАЯ ФАЦИЯ ЩИТОВ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ: СОСТАВ, СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И ВОЗРАСТ.

В.П. Кирилюк

Львовский национальный университет им. Ивана Франко, Львов Украина

E-mail: kyrylyuk.v@i.ua

Гранулитовая фация метаморфизма на щитах древних платформ пользуется широким и нередко доминирующим распространением. К середине прошлого века сложилось и длительное время существовало представление, что гранулитовая фация свойственна лишь древнейшим стратигенным образованиям и уже только один этот признак может служить основанием для их отнесения к архею. Со временем такие представления вошли в противоречие с изотопными датировками, полученными как из гранулитовых комплексов, так и из менее метаморфизованных, прежде всего зеленокаменных, комплексов. В последних некоторое время существовали наиболее «древние» из полученных датировок, превышающие 3 млрд лет и иногда достигающие 3,5 млрд лет. На этом основании даже возникла ушедшая в небытие концепция «древнейших зеленокаменных ядер континентов». Позднее такие же датировки появились и в гранулитовых комплексах, в которых наряду с ними были установлены и значительно более «молодые» определения. Это привело к тому, что гранулитовый метаморфизм потерял свое значение индикатора возраста, а в стратиграфических схемах разных регионов начали выделяться сходные по составу разновозрастные гранулитовые комплексы в диапазоне от раннего архея до раннего протерозоя.

Такое положение стало возможным, прежде всего, в связи с «абсолютизацией» для целей стратиграфического расчленения данных изотопного датирования и явной недооценкой геологических данных, в первую очередь состава и структурного положения гранулитовых комплексов щитов. Что касается состава гранулитовых комплексов, то их наиболее полные разрезы (побужский комплекс Украинского щита, алданский и анабарский комплексы щитов Сибирской платформы) характеризуются исключительным и неповторимым породным и геолого-формационным разнообразием и включают до 6–7 формаций каждый. В их составе установлены следующие последовательно сменяющие друг друга в разрезах суперкрупные формации: а) гранулит-базитовая, б) кинцититовая, в) эндебито-гнейсовая, г) лейкогранулитовая, д) высокоглиноземисто-кварцитовая, е) мрамор-кальцифировая, ж) кондалитовая, з) глиноземисто-базитовая, и) лейкогнейсовая [1]. Среди них различаются наиболее вероятные метавулканогенные (а, в) и металитогенные (б, г-и) формации. Менее представительные разрезы некоторых региональных стратигенных комплексов, как было показано ранее [1, 2], хорошо коррелируются с полными разрезами по своему геолого-формационному составу. Общая стратиграфическая последовательность металитогенных формаций в разрезах разных регионов сохраняется, но она на разных уровнях прерывается метавулканогенными формациями.

Геолого-формационный состав гранулитовых комплексов в целом, и даже отдельные суперкрупные формации, не имеют аналогов среди других стратигенных метаморфических комплексов щитов, с учетом разницы в степени метаморфизма, что уже само по себе свидетельствует о специфических условиях и их наиболее вероятном квазисинхронном формировании.

Это представление находит свое подтверждение и в структурном положении гранулитовых комплексов. На поверхности фундамента щитов гранулитовые комплексы образуют различные по размерам разобщенные площадные выходы, известные в пределах всех структурных элементов. При этом, если принять за основу представление о блоковом строении щитов и существовании нескольких структурно-

формационных типов мегаблоков [3], то можно констатировать, что гранулитовые комплексы известны во всех типах мегаблоков. При этом в каждом из них они являются либо единственным подразделением (в гранулитовом и гранулит-диафоритовом типе мегаблоков), либо занимают наиболее низкое структурно-стратиграфическое положение в остальных типах. Эти данные позволяют сделать вывод о том, *гранулитовые комплексы в разрезах коры щитов имеют непрерывное распространение, образуя своеобразный, наиболее ранний по своему заложению, «гранулитовый цоколь» щитов*, на котором и в котором происходили все последующие конструктивные и деструктивные процессы.

О наиболее древнем возрасте исходных толщ гранулитового основания может свидетельствовать и отсутствие структурно-стратиграфических данных о том, что стратигенная часть гранулитовых комплексов моложе амфиболито-гнейсовых («серогнейсовых») или зеленокаменных комплексов. Это трудно себе представить даже теоретически! В то же время во всех регионах имеются прямые или косвенные данные о более высоком стратиграфическом положении по отношению к гранулит-гнейсовым комплексам, как амфиболито-гнейсовых, так и зеленокаменных комплексов. А представления о существовании обратных стратиграфических соотношений базируются исключительно на данных изотопного датирования.

Что касается изотопных датировок, то в гранулитовых комплексах они часто изменяются в очень широком диапазоне. Ярким примером этого является, пожалуй, наиболее изученный в геохронологическом отношении побужский гранулитовый комплекс западной части Украинского щита. Для него «полученные значения достоверных (конкордантных) дат лежат в возрастном интервале 3.65-1,99 млрд лет» [4, с.3]. Все они получены из цирконов пород гранулитовой фации, неравномерно распределены по возрастной шкале и, по мнению авторов, отвечают различным этапам (событиям) формирования побужского комплекса, которые «проявлены с различной интенсивностью в разных частях Одесского карьера в виде структурно-вещественной, изотопной и/или геохимической переработки более ранних породных ассоциаций и минеральных парагенезисов» [5, с. 96]. Что касается привязки дискретных датировок к конкретным событиям, то она вызывает большие сомнения. Однако бесспорным остается тот факт, что условия гранулитового метаморфизма в побужском комплексе, как и в других аналогичных комплексах разных щитов, сохранялись в земной коре на уровне современного денудационного среза длительное время, значительно удаленное от «стратиграфического» времени его накопления, вплоть до раннего протерозоя. В это время и происходила, как отмечают авторы, переработка «более ранних породных ассоциаций и минеральных парагенезисов» [5, с. 96], в том числе, очевидно, и искажение изотопных отношений в минералах в сторону их «омоложения». При этом, даже самые «молодые» определения получены не только из ультраметаморфических пород, которые постоянно содержатся в составе гранулитовых комплексов, но и из собственно метаморфических образований. Поэтому, очевидно, что изотопные датировки гранулитовых комплексов сами по себе не могут быть использованы для их привязки к стратиграфической шкале и *все монофациальные гранулит-гнейсовые комплексы, имеющие характерный геолого-формационный состав, должны быть отнесены к нижнему архею, независимо от получаемых датировок.*

Эти представления отнюдь не имеют своей целью возврат к взглядам середины прошлого века о древнейшем гранулитовом метаморфизме в истории щитов. По современным данным, гранулитовая фация на щитах известна не только в составе нижнеархейских монофациальных гранулит-гнейсовых комплексов, но и в гранулитовых зонах полифациальных нижнепротерозойских метакarbonатно-терригенных комплексов. В них гранулитовая фация проявлена в нижней части разреза, прилегающей

к более древнему гранулитовому основанию, она охватывает сравнительно небольшую по мощности (первые сотни метров) часть разреза и, по мере удаления от контакта с основанием, постепенно переходит в амфиболитовую фацию. Такая гранулитовая фация известна в ладожской серии Балтийского щита, ингуло-ингулецкой серии Украинского щита, удоканской серии Алдано-Станового щита. Следует особо подчеркнуть, что, несмотря на существование в фундаменте щитов условий гранулитовой фации вплоть до раннего протерозоя, ее проявления неизвестны в архейских амфиболито-гнейсовых и зеленокаменных комплексах. Причина этого заключается в особом структурном положении этих комплексов и заслуживает отдельного рассмотрения.

1. Жуланова И.Л., Кирилюк В.П. // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Материалы научной конференции и путеводитель научных экскурсий. Петрозаводск, 2011. С. 72-75.
 2. Кирилюк В.П. // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX Тектонического совещания. Том 1. Москва: ГЕОС, 2006. С. 303-307.
 3. Кирилюк В.П. // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Материалы XI Всероссийского петрографического совещания с участием зарубежных ученых. Том 1. Екатеринбург, 2010. С. 297-298.
 4. Лобач-Жученко С.Б., Степанюк Л.М., Пономаренко А.Н. и др. // Минерал. журн. 2011. 33, № 1. С. 3-14.
 5. Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Балтыбаев Ш.К. и др. // Минерал. журн. 2013. 35, № 4. С. 86-98.
-

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНУЛИТОВ САНГИЛЕНСКОГО БЛОКА ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

И.К. Козаков, П.Я. Азимов

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
Санкт-Петербург, Россия*

Тувинно-Монгольский террейн (ТМТ) Центрально-Азиатского складчатого пояса представляет собой композитную структуру с эдиакарий-кембрийским терригенно-карбонатным чехлом. Сангиленский блок его южной части также является композитной структурой более мелкого масштаба, в которой в ходе раннепалеозойского тектогенеза спаяны различные по возрасту и условиям формирования структурно-вещественные комплексы [1]. РТ условия метаморфизма раннепалеозойского возраста в западной части Сангиленского блока отвечают амфиболитовой фации. В гнейсах эрзинского комплекса, были установлены реликтовые парагенезисы гранулитовой фации. Среди гранулитов преобладают аналоги осадочных пород, характерные для сравнительно глубоководных обстановок бассейнов пассивных континентальных окраин [3]. Исключением являются гранулиты Нижнеэрзинской тектонической пластины Чинчилигской системы надвигов. По составу они соответствуют толеитовым базальтам, тоналитам и трондьемитам. По геохимическим и Sm-Nd изотопным характеристикам двупироксеновые гранулиты близки базальтам MORB-типа. В целом протолиты этих гранулитов были сформированы в условиях зрелой островной дуги или задугового бассейна. Среднее значение возраста циркона гранат-гиперстеновых гранулитов (метатрондьемитов) соответствует 494 ± 11 млн лет. Учитывая оценки возраста циркона син- и постметаморфических гранитоидов, метаморфизм гранулитовой фации происходил в интервале 500-490 млн лет.

Результаты геологических, геохронологических и петрологических исследований позволяют предложить следующую схему последовательности формирования гранулитов Сангиленского блока. В неопротерозое в интервале 810-780 млн лет был сформирован фундамент ТМТ. В его составе преобладали фрагменты отмерших вулканических дуг, задуговых и междуговых бассейнов при подчиненном участии раннедокембрийских образований [2].

Формирование метатерригенных пород моренского комплекса определяется в интервале 750-540 млн лет. В этот период в палеоокеанической области происходило формирование зоны конвергенции, с которой можно связывать заложение эдиокарского метаморфического пояса повышенного давления, фрагменты которого представлены в моренского комплексе. Начало этого процесса, можно коррелировать с образованием новообразованной (~570 млн лет) океанической коры, фрагменты которой представлены в Озерной и Агардаг-Эрзинской зонах. В пределах ТМТ в этот период шло накопление карбонатных толщ шельфового чехла, а в области глубоководного шельфа – терригенных пород. (рис 1а).

В зоне конвергенции толщи терригенных пород моренского комплекса были вовлечены в процессы регионального метаморфизма повышенного давления, завершение которого фиксируют ультраметагенные граниты с возрастом 536 ± 6 млн лет. Карбонатные породы шельфового чехла эдиокария-нижнего кембрия, а также терригенные породы глубоководного шельфа в этот период в процессы метаморфизма не вовлекались. Заложение субдукционной зоны в западном обрамлении

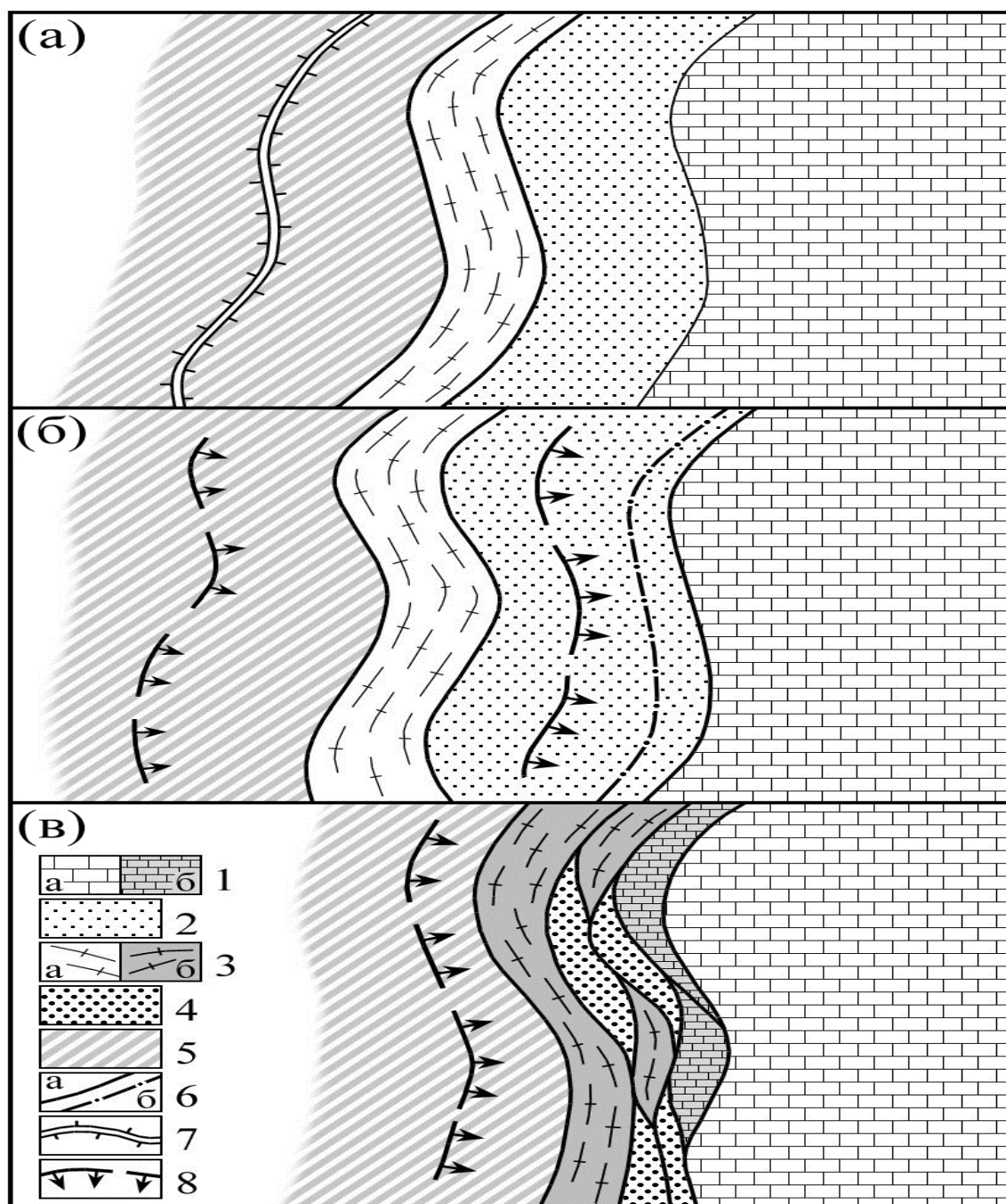


Рис. 1. Схема формирования раннепалеозойского метаморфического пояса Сангиленского блока Тувино-Монгольского террейна.

1а – карбонатные и терригенно-карбонатные толщи эдиакарий-кембрийского шельфового чехла, 1б – те же толщи, метаморфизованные в раннем палеозое; 2 – терригенные толщи пассивной окраины, 3а – кристаллические породы эдиакарского метаморфического пояса повышенного давления, 3б – те же породы, повторно метаморфизованные в раннем палеозое (моренский комплекс); 4 – кристаллические породы раннепалеозойского метаморфического пояса амфиболитовой и гранулитовой фации пониженного давления (эздинский комплекс); 5 – вулканоплутонические палеоокеанические и островодужные комплексы Озерной зоны; 6а – зоны сочленения тектонических пластин; 6б – предполагаемое положение зоны, определяющей сочленение тектонических пластин Тувино-Монгольского террейна и его обрамления; 7 – зона спрединга в вендском океаническом бассейне; 8 – зоны субдукции.

Сангиленского блока и преобразование пассивной окраины в активную происходило в среднем кембрии. В начале позднего кембрия (в интервале 500-490 млн лет) фиксируется проявление регионального метаморфизма пониженного давления и надсубдукционного магматизма (рис. 1б). Подчеркнем, что к началу этого метаморфизма тектоническая пластина, в которой представлены метаморфические породы моренского комплекса повышенного давления, была приведена в контакт с терригенными и карбонатными толщами шельфового чехла Сангиленского блока. В результате в глубинных сечениях новообразованной коллизионной структуры в раннепалеозойские метаморфические преобразования были вовлечены ранее метаморфизованные породы моренского комплекса, терригенные породы глубоководного шельфа, карбонатные породы шельфового чехла, а также фрагменты фундамента Сангиленского блока (рис.1в). Выведение гранулитов на уровень метаморфизма амфиболитовой фации и их соответствующее преобразование происходило в несколько этапов. На раннем этапе оно было обусловлено движением по синметаморфическим надвигам. Следующий этап коррелируется с перемещениями тектонических пластин по субвертикальным северо-восточным сдвиговым зонам, параллельным осевым поверхностям главных картируемых изоклинальных складок, определяющих структуру Сангиленского блока. В результате движений по надвигам Чинчилигской системы на уровень амфиболитовой фации были выведены УНТ-LP гранулиты Нижнеэрзинской тектонической пластины [5] Последние, скорее всего, относятся не к собственно эрзинскому комплексу, а представляют собой фрагмент метаморфизованных до уровня гранулитовой фации пород фундамента Тувино-Монгольского террейна, сложенного образованиями палеоокеанических и/или островодужных комплексов [2].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00130)

1. *Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22-43.*
2. *Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., и др. // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491-512.*
3. *Козаков И.К., Натман А., Сальникова Е.Б. и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Том.13. № 1, с.1-20.*
4. *Козаков И.К., Ковач В.П., Бибикова Е.В., и др. // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 516-545.*
5. *Козаков И.К., Азимов П.Я. // Петрология. 2017 Т. 25. № 6 с.(1-11).*

ОЦЕНКА ДЛИТЕЛЬНОСТИ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

*И.К. Козаков¹, А. Kröner², В.П. Ковач¹, Л.Я. Аранович³, Т.И. Кирилова⁴, М.М. Фугзан⁴*¹*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*²*Department of Geosciences, University of Mainz, 55099 Mainz, Germany*³*Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии РАН*⁴*Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И.Вернадского РАН, Москва, Россия.*

Геохронологические (U-Pb, TIMS) и Sm-Nd изотопно-геохимические исследования кристаллических комплексов фундамента Байдарикского блока, позволили выделить в его геологическом развитии палеопротерозойский и неоархейский этапы [1]. В архейском ТТГ комплексе в тоналитовых гнейсах представлены магматические цирконы с возрастaми 2646 ± 45 млн лет (TIMS); цирконы двупироксеновых гранулитов с возрастaм 2.55-2.40 млрд лет кристаллизовались в условиях гранулитовой фации. Возраст регионального метаморфизма амфиболитовой фации на современном эрозионном срезе определяют синметаморфические чарнокитоиды γPR_1 с возрастaм 1854 ± 5 млн лет. Их внедрение коррелируется с переработкой в условиях амфиболитовой фации метаморфических пород гранулитовой фации в неоархейском и палеопротерозойском комплексах.

По своим Nd изотопным характеристикам чарнокитоиды γPR_1 существенно отличаются от других палеопротерозойских гранитоидов Байдарикского блока ($t_{\text{Nd(DM)}}$ = 3.0-2.8 млрд лет) и пород неоархейского и палеопротерозойского метаморфических комплексов ($t_{\text{Nd(DM)}}$ = 3.3-2.9 млрд лет). Источником расплавов данных чарнокитоидов являлись породы нижней коры, подобные по составу включениям основных гранулитов при незначительном вкладе мезоархейской континентальной коры. Результаты расчета P - T параметров минеральных равновесий в ксенолитах основных гранулитов указывают на образование материнской породы ксенолита в условиях гранулитовой фации ($800 \pm 27^\circ\text{C}$, 6.8 ± 0.6 кбар). В гранатовом чарнокитоиде γPR_1 , вмещающем ксенолиты гранулитов, расчетное значение по биотит-гранатовому равновесию оказалось $\sim 810^\circ\text{C}$, что указывает на близость условий выплавления чарнокитоидов и гранулитового метаморфизма.

Предполагалось, что эти ксенолиты представляют собой породы неоархейских или палеопротерозойских (~ 2550 - 2400 млн лет) комплексов глубинных зон фундамента Байдарикского блока, вынесенные чарнокитоидами с возрастaм 1854 ± 5 млн лет на уровень амфиболитовой. Однако позднее для циркона из включений гранат-двупироксеновых гранулитов в гранатовых гранодиоритах был определен возраст 1826 ± 26 млн лет (SHRIMP II) [3].

U-Th-Pb (SHRIMP II) исследования были проведены для циркона из гранатовых чарнокитоидов и ксенолита гранат-двупироксеновых гранулитов в чарнокитоидах γPR_1 . В плагиоклазе этого чарнокитоида установлен циркон, содержащий магматические ядра с облочками; в ядрах присутствуют расплавные включения. Формирование расплава и его кристаллизация начинались в условиях нижней коры, а затем происходило перемещение на уровень амфиболитовой фации. Для основной массы циркона значение возрастa составляет ~ 1850 млн лет. Циркон из ксенолита гранат-двупироксеновых гранулитов (P - T параметры $800 \pm 27^\circ\text{C}$, 6.8 ± 0.6 кбар) имеет морфологию, характерную для магматических пород, а конкордантный возраст 1850 ± 4 млн лет определяет возраст габбро его протолита. Основной магматизм, метаморфизм гранулитовой фации и образование чарнокитоидов γPR_1 определяют возрастaм

интервал формирования в основании архейского блока раннепротерозойской нижней коры около 1850-1855 млн лет. Метаморфизм амфиболитовой фации и сопряженный с ним анатексис фиксируют на этом же рубеже условия верхней коры.

В Тувино-Монгольском террейне время формирования аккреционной структуры Сангиленского блока определено в интервале около 530-500 млн лет [2]. Раннепалеозойский метаморфизм амфиболитовой фации и сопряженные с ним главные картируемые северо-восточные складчатые структуры были образованы в интервале около 500-490 млн лет. Геохронологические исследования (U-Th-Pb метод, SHRIMP II) были выполнены для цирконов двух типов из гранат-гиперстеновых метатрондьемитов Нижнеэрзинской пластины [4]. По морфологическим характеристикам кристаллы циркона первого типа имеют магматическое происхождение, цирконы второго типа рассматриваются нами как образованные в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Среднее значение возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для изотопных анализов циркона обоих типов соответствует 494 ± 11 млн лет. Это позволяет сделать вывод о том, что формирование расплава метатрондьемитов происходило практически одновременно с метаморфизмом гранулитовой фации. Таким образом оценки возраста метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фации находятся практически в одном интервале – около 500-490 млн лет

Работа выполнена при поддержке РФФИ проекты № 14-05-00208 и 17-05-00130

1. Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. // Петрология, 1997. Т. 5. № 3. С. 240-248.
2. Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С.173-189.
3. Demoux, A., Kröner A., Badarch, G., et al. //Journal of Geology 117 (2009), P. 377-397
4. Salnikova E.B., Kozakov I.K., Kotov A.B., et al.// Precambrian Research 110 (2001). P. 143-164.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ПОВЫШЕННОГО ДАВЛЕНИЯ САНГИЛЕНСКОГО И ХАНХУХЭЙСКОГО БЛОКОВ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС)

*И.К. Козаков, Е.Б. Сальникова, И.В. Анисимова, П.Я. Азимов,
Ю.В. Плоткина, А.М. Федосеенко*

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Высокоградные метаморфические комплексы Сангиленского и Ханхухэйского блоков Тувино-Монгольского террейна (ТМТ) были сформированы в ходе раннепалеозойского тектогенеза [1]. В данных блоках известны сходные по составу и положению по отношению к процессам региональнго метаморфизма повышенного и пониженного давления гранитоиды ортоадырского комплекса с возрастами 521 ± 12 и 513 ± 4 млн лет. Внедрение этих гранитоидов происходило до начала регионального метаморфизма метаморфизма пониженного давления и сопряженной с ним складчатости. Возраст более раннего метаморфизма повышенного давления в Сангиленском блоке 536 ± 6 млн лет определяют ультраметагенные гранитоиды [1]. Принимая более точную оценку возраста 513 ± 4 млн лет, можно полагать, что собственно коллизионный процесс и связанное с ним образование надвиговых структур (включая глубинные) начался после 515–510 млн лет. Оценка возраста регионального метаморфизма амфиболитовой фации пониженного давления определяют синметаморфические гранитоиды с возрастами в интервале около 495–490 млн лет, а его завершение – постметаморфические гранитоиды – 490–485 млн лет. В целом в период около 515–505 млн лет началось сочленение толщ пассивной окраины эдиакарий-кембрийского и фрагмента метаморфического пояса повышенного давления позднего эдиокария, то есть преобразование пассивной окраины ТМТ в активную. В обоих блоках ТМТ в гранитоидах ортоадырского комплекса нет признаков наложения метаморфизма повышенного давления раннего этапа. Наложенные преобразования связаны только с региональным метаморфизм пониженного давления, происходившем в Сангиленском блоке в позднем кембрии в интервале около 505–495 млн лет. К его началу блок континентальной коры, в котором представлены метаморфические породы повышенного давления моренского комплекса, был приведен в контакт с толщами глубоководного шельфа, фундамента и карбонатными толщами чехла ТМТ [3]. В результате эти породы, а также фрагменты неопротерозойского фундамента были вовлечены в раннепалеозойские метаморфические преобразования и процессы корового анатексиса.

Формирование метаморфического пояса повышенного давления было завершено в палеоокеанической области обрамления ТМТ, причем ко времени сочленения блок новообразованной континентальной коры (включая гранитоиды ортоадырского комплекса) был уже относительно консолидирован. В ходе коллизионного процесса ранее сформированные породы моренского комплекса были повторно вовлечены в структурно-метаморфические преобразования совместно с ранее неметаморфизованными породами глубоководного шельфа, карбонатными толщами шельфового чехла и фрагментами неопротерозойского фундамента ТМТ [2]. В глубинных сечениях этой новообразованной структуры P - T условия регионального метаморфизма достигали уровня гранулитовой фации пониженного давления и локально сверхвысоких температур и низких давлений УНТ-LP [5].

Источник тепла, необходимый для раннепалеозойского метаморфизма, пониженного давления, связан с заложением и развитием активной окраины неопротерозойского ТМТ. В этот период происходило поступление мантийного материала, которое фиксирует присутствие габбро, норитов и диоритов ранних фаз гранитоидных комплексов, а также даек базитов, предшествующих метаморфизму пониженного давления [2].

Проявление регионального метаморфизма в породах моренского комплекса на рубеже эдиокария-раннего кембрия не позволяет относить их к фундаменту карбонатных толщ шельфового чехла ТМТ. Метаморфические породы повышенного давления, представленные в Сангиленском и Ханхухэйском блоках, а также в Каахемском блоке, можно рассматривать как фрагменты метаморфического пояса, сформированного в обрамлении неопротерозойского композитного террейна на рубеже эдиокария-раннего кембрия [5] (Козаков и др., 2011, 2017).

Высокоградные породы Сангиленского блока нельзя рассматривать как метаморфизованные аналоги толщ Окинской аккреционной призмы [6, 8]. Её верхнюю возрастную границу определяют силлы с возрастом 753 ± 16 млн лет, то есть интервал накопления толщ Окинской аккреционной призмы имеет значение около 820-750 млн лет [7], а накопление толщ моренского комплекса началось после 750 млн. лет [3].

В том, что касается соотношения ТМТ с Сонгинским террейном, нужно отметить следующее. Во-первых, эти структур разделены палеоокеаническими и островодужными образованиями Джидинской зоны, переходящей в Озерную зону. Во-вторых, формирование структуры Сангиленского и Ханхухэйского блоков ТМТ связано с процессами эдиокарского и раннепалеозойского метаморфизма, а региональный метаморфизм и складчатость Сонгинского террейна (как и Дзабханского) происходили около 800-810 млн лет, его завершение фиксируют посткинематические гранитоиды с возрастными 790-780 млн лет. То есть в эдиокарий-раннепалеозойское время ТМТ и Дзабханский террейн были пространственно разобщены. В-третьих, процессы эдиокарского регионального метаморфизма и магматизма не проявлены в сопредельных поздне- и раннедокембрийских структурах Хангая: Сонгинском, Тарбагатайском, Дзабханском, Байдарикском террейнах; это также свидетельствует о пространственной разобщенности метаморфических поясов эдиокария и фрагментов ранее сформированной докембрийской континентальной коры. Следует подчеркнуть, что в раннедокембрийских блоках в свою очередь не проявлены процессы раннепалеозойского (880-780 млн лет) регионального метаморфизма и/или коллизионного и надсубдукционного магматизма, хотя в современной структуре Центральной Азии блоки пород раннего и позднего докембрия практически совмещены. Можно полагать, что в этот период зоны конвергенции, в которых шло формирование новообразованной континентальной коры, развивались независимо от структур древних кратонов. Положение блоков ранне- и неопротерозойской континентальной коры в современной структуре Центральной Азии, по-видимому, обусловлено более поздними палеозойскими сдвиговыми движениями.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00130).

1. Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // *Геотектоника*. 2001. № 3. С. 22-43.
2. Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // *Петрология*. 2003. Т. 11. № 5. С. 491-512.

3. Козаков И.К., Натман А., Сальникова Е.Б. и др. Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т.13. № 1. С.1-20.
 4. Козаков И.К., Ковач В.П., Бибикова Е.В. и др. Позднерифейский этап формирования кристаллических комплексов Дзабханского микроконтинента: геологические, геохронологические и Nd изотопно-геохимические данные // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 516-545.
 5. Козаков И.К., Азимов П.Я. Геодинамическая обстановка формирования гранулитов Сангиленского блока ТМТ (Центрально-Азиатский складчатый пояс // Петрология, 2017, том 25, № 6, с. 1–11.
 6. Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский этап (770-800 млн лет), вулканический пояс андийского типа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 7. С. 875-895.
 7. Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластики по цирконам // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 45—57.
 8. Kuzmichev A. Et al. // Precamb. Res., 2005, v. 138, p. 125—150.
-

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: РТ-УСЛОВИЯ, ВОЗРАСТ, ГЕОДИНАМИКА

П.С. Козлов

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

E-mail: kozlov@igg.uran.ru

Метаморфизм — важнейший эндогенный индикатор для реконструкции геологических процессов на конвергентных границах плит. Енисейский кряж, расположенный в западном складчатом обрамлении Сибирского кратона на границе с Западно-Сибирской плитой, является уникальным аккреционно-коллизийным полиметаморфизованным орогеном, сформированным в интервале 2.0-0.6 млрд лет, для расшифровки геодинамической эволюции региона.

Настоящая схема метаморфических комплексов докембрия Енисейского кряжа построена на основе геологической позиции, термодинамических параметрах (Р,Т), метаморфическом градиенте (dT/dH , °С/км) и возрасте типов метаморфизма, выделены площади развития метаморфизма *палеоконтинентального* (1, ПКС) и *палеоокеанического* (2, ПОС) секторов и локальные участки в шовной зоне их тектонического сочленения в Приенисейской региональной сдвиговой зоне (3, ПРСЗ).

(1) ПКС. Древнейший Канский чарнокит-гранулитовый полиметаморфический комплекс выделен в Ангаро-Канском выступе [2]. РТ- условия формирования комплекса: Р до 9-10 кбар, Т= 850-950°С и возраст 2.0-1.75млрд лет [8], с участками проявления УНТ метаморфизма (Р=6.8-7.8кбар, Т>930°С; 1.85-1.75 млрд лет, $dT/dH=100-200^{\circ}\text{C}/\text{км}$) [7]. Геодинамическая обстановка растяжения нижней коры контролируется ортопироксен (Al_2O_3 до 9мас%)—силлиманитовой ассоциацией. Вблизи ПРСЗ локально проявлены эклогитоподобные, в экзоконтакте Таракского гранитного массива-андалузитсодержащие породы [8]. Канский комплекс обрамляется Енисейским мигматит-амфиболито-гнейсовым комплексом верхов эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (Р=7.3-9.2кбар, Т=633-770°С; 750 млн лет) [9]. В Заангарье регионально-полиметаморфические комплексы распространены в Центральном и Приенисейском поднятиях, сформированы они около 1.1-0.85 млрд лет в обстановках растяжения-сжатия гренвилльской орогении. Более глубокий Гаревский комплекс переходных давлений от умеренных к повышенным отвечает средней части-верхам амфиболитовой фации (Р=7.2-8.64 кбар, Т=582-630°С; 1050-850млн лет; $dT/dH=20-25^{\circ}\text{C}/\text{км}$) и локально — эпидот-амфиболитовой фации эксгумационного динамометаморфизма (Р=3.9-4.9 кбар, Т=461-547°С; 880млн лет; $dT/dH=10^{\circ}\text{C}/\text{км}$) [1]. Он надстраивается зональными комплексами анд—силл типа РТ-условий от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций: Тейским (Р= 3.5-5кбар, Т= 400-650°С; 973 – 953млн лет; $dT/dH=20-30^{\circ}\text{C}/\text{км}$) и Приангарским (Р=4.1-6.6кбар, Т=500-650°С; 1100-850 млн лет; $dT/dH=20-30^{\circ}\text{C}/\text{км}$) [5,6]. В краевой части Тейского комплекса изучен низкобарический плутонометаморфизм (Р= 2.5-3.5кбар, Т=450-650°С; 864-861млн лет; $dT/dH>100^{\circ}\text{C}/\text{км}$) [11]. По зональным комплексам в Приенисейской и Татарско-Ишимбинско-Канской региональных сдвиговых зонах локально проявлены умеренно барические синтетектонические бластомилониты дист-силл типа коллизийного метаморфизма (Р=3.9-8.0кбар, Т=450-650°С; 864-851 до 600млн лет; $dT/dH=2.5-12^{\circ}\text{C}/\text{км}$) [3,12]. Поздне-неопротерозойские Ангаро-Питский и Ангаро-Тисский комплексы зеленосланцевого метаморфизма (NP₃) обрамляют полиметаморфические. Посторогенные комплексы пренит-пумпеллитовой фации проявлены в рифтогенно-депрессийных структурах по внутриплитным магматитам, образовавшимся 780-650 млн лет назад [5], предвенд-вендский возраст их метаморфизма, вероятно, синаккреционный.

(2) Комплексы ПОС представлены Исаковским, Борисихинским и Юксеевским синаккреционными зеленосланцевыми апоостроводужными и апоофиолитовыми метаморфическими комплексами Приенисейского фрагмента Саяно-Енисейского аккреционного пояса [5 и ссылки в ней]. Наиболее исследованный Юксеевский метаосадочно-базитовый комплекс включает эпидот-амфиболитовую ($P=4.8-6.0$ кбар, $T=520-660^{\circ}\text{C}$) и, локально проявленную вблизи ПРСЗ, амфиболитовую ($6.8-7.8$ кбар, $T=700^{\circ}\text{C}$) фации с возрастом метаморфизма 610-600 млн лет [10].

(3) Комплекс *высокобарических бластомилонитов* на границе ПК и ПО секторов развит в ПРСЗ (апобазитовые ($P=8.6-14.8$ кбар, $T=537-657^{\circ}\text{C}$; апопелитовые ($P=8.8-12.4$ кбар, $T=557-615^{\circ}\text{C}$; 620-600 млн лет) с превышением фоновых значений давления в Гаревском комплексе (6-8 кбар) в связи с аккретированием Исаковско-Предивинского террейна к окраине Сибирского кратона [7].

Таким образом, важнейшие тектоно-термальные события в Енисейском кряже проявились в различных термодинамических и геодинамических условиях (в млрд лет): **2.0-1.75** - обстановка растяжения и притока тепла в нижнюю кору; на рубеже около **1.4** проявился континентальный рифтогенез в связи с растяжением AR-PP континентальной коры; предполагается формирование океанической структуры (зоны Заварицкого-Беньофа) примерно в 100 км к западу от Енисея; **1.1-0.85** – гренвилевская орогения – обстановки растяжения (комплексы анд-силл типа) и сжатия (метаморфизм дист-силл типа), связанные с зоной субдукции; **0.8-0.6** – поддвиго-сдвиговые движения на границе ПКС и ПОС, завершившиеся приращением Исаковско-Предивинского террейна к краю Сибирского кратона. Диапазон времени **1.4-0.6** млрд лет коррелирует с длительностью суперконтинентальных циклов – от начала распада предшествующего суперконтинента Нуна до орогения и распада суперконтинента Родиния [5].

Исследования проводятся при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант 16-17-10201).

1. Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В. // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 1476-1496.
2. Кузнецов Ю.А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа. - Томск: Изд-во ЗСГУ, 1941. - 250 с.
3. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 10. С. 1593-1611.
4. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В. // ДАН. 2013. Т. 453. № 6. С. 671-675.
5. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. // Геотектоника. 2014. Т. 48. № 5. С. 32-53.
6. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 3. С. 385-416.
7. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., Козлов П.С., Хиллер В.В. // Петрология. 2016. Т. 24. № 4. С. 423-440.
8. Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитовкванского и шаралыжалгайского комплексов. Новосибирск, Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993, 223 с.
9. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В. // Геология и Геофизика. 2016. Т. 57. № 2. С. 312-332.
10. Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Лиханов И.И., Серов П.А., Козлов П.С. // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 1992-2014.
11. Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S., Verschinin A.E., Kozlov P.S. // Lithos. 2001. V. 58. P. 55-80.
12. Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. V. 113. P. 391-410.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ
СОБЫТИЯ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БЕЛОМОРСКОГО
ПОДВИЖНОГО ПОЯСА КАК ОТРАЖЕНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ
ЛАПЛАНДСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО ПОКРОВА
(ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ И СТРУКТУРНАЯ
ЛОКАЛИЗАЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ)

*Козловский В.М.¹, Травин В.В.^{2,3}, Корпечков Д.И.¹, Курдюков Е.Б.¹,
Травин А.В.⁴, Саватенков В.М.⁵, Терентьева Л.Б.⁵.*

¹*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
(ИГЕМ) РАН, Москва, Россия* ²*Институт геологии*

Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия;

³*Петрозаводский университет, Петрозаводск, Россия;*

⁴*Институт геологии и минералогии (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия;*

⁵*Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, С.-Петербург, Россия.*

E-mail: basil@igem.ru;

Для многочисленных и разнообразных тел metabазитов Беломорского подвижного пояса (БПП) было проведено определение структурных соотношений, изотопного возраста (Sm-Nd) и *P-T* параметров метаморфизма. Было установлено, что важными структурными и возрастными реперами в палеопротерозойской геологической истории Карельской части БПП могут служить разновозрастные зоны интенсивного пластического течения пород. Эти зоны имеют различную мощность, занимают значительные площади и узнаются по расщеплению и разгнейсованию тел metabазитов и гнейсов и по наличию тектонического меланжа. Древние зоны проявления пластического течения связаны с развитием крутопадающих сбросов и сбросо-сдвигов преимущественно субмеридионального или северо-восточного простирания. Более молодые зоны пластического течения – пологопадающие; они сформировались в результате становления крупных надвигов субширотного или северо-западного простирания. Несмотря на то, что палеопротерозойский метаморфизм проявлен во всем БПП, максимальное метаморфическое преобразование пород и пиковые *P-T* параметры метаморфизма были установлены именно в зонах пластического течения.

Ранние зоны пластического течения распространены регионально и затронули крупные массивы пород. Их становление инициировало формирование в блоках амфиболитов и гнейсов грубой крутопадающей полосчатости субмеридианального или северо-восточного простирания. С этими зонами связан высокобарный компрессионный метаморфизм и интенсивная региональная плагиомигматизация. Начальная стадия метаморфических преобразований пород в этих зонах протекала в условиях амфиболитовой фации умеренного давления; температура изменялась от 560°C до 720°C а давление от 6.7 до 10.5 кбар. Эта стадия проявлена практически во всех типах базитов и metabазитов на большой площади. Петрографическое проявление начальной проградной стадии заключается в перекристаллизации амфиболитов, порфиروبластезе граната и амфибола, приближении состава амфибола к паргаситу. Пик компрессионного метаморфизма отвечают условия высокобарической амфиболитовой или низкобарической эклогитовой фации; подавляющее большинство исследованных ассоциаций указывает на интервал температуры 600-770°C и давления 10-14 кбар; по отдельным породам – до 16 кбар. Характерным проявлением пика компрессионного метаморфизма является формирование апоамфиболитовых эклогитов и апоамфиболитовых и апогнейсовых

Grt-Aug эклогитоподобных пород, сопровождающих региональную плагиомигматизацию амфиболитов и гнейсов. Кинематические текстурные индикаторы в породах, указывают на сбросовый и сбросо-сдвиговый характер перемещения в ранних палеопротерозойских зонах пластического течения. С этим этапом деформаций связано внедрение синметаморфических крупных массивов и даек гранатовых метагаббро-I.

Более молодые палеопротерозойские зоны пластического течения также распространены регионально. Они проявлены в виде зон пологого рассланцевания, разгнейсования и тектонического меланжа. На значительных площадях стираются практически все ранее образованные формы и текстуры пород, а на их месте формируется новообразованная пологозалегающая полосчатость или гнейсовидность. Кинематические текстурные индикаторы в породах указывают на то, что формирование этих зон связано со становлением надвигов, а метаморфические преобразования в породах происходят синхронно с деформациями. Как правило, метаморфические преобразования пород выражаются в формировании по амфиболитам мигматитовых лейкосом разного состава, регулярно сопровождающихся меланократовыми породами – базификатами. По габброноритам и гранатовым метагаббро-I формируются прожилково-полосчатые гранатовые амфиболиты, также содержащие мигматитовые лейкосомы разного состава. Начало синнадвигового метаморфизма связано с декомпрессией до уровня $P=8-12$ кбар при $T=680-760^{\circ}\text{C}$, что соответствовало высокобарической амфиболитовой фации. Пик метаморфизма достигался в результате дальнейшего субизобарического разогрева до $T=760-840^{\circ}\text{C}$, что соответствует гранулитовой фации. Синхронно с метаморфизмом и надвигообразованием, в зоны пологого рассланцеванных пород внедрялись некрупные тела гранатовых метагаббро-II, согласные со сланцеватостью и гнейсовидностью.

Постнадвиговой метаморфизм проявлен на изученной площади с разной интенсивностью. Максимальные его проявления приурочены к хрупким трещинам отрыва в компетентных телах метабазитов, к экзоконтактам пегматитовых и карбонатно-силикатно-кварцевых жил и к зонам повышенной проницаемости вдоль контактов пород с разными реологическими свойствами. Этот метаморфизм весьма неоднороден по P - T параметрам ($T=590-740^{\circ}\text{C}$; $P=6.5-10.8$ кбар). Он был инициирован декомпрессией до уровня амфиболитовой фации умеренного давления, что, вероятно, было связано со снятием литостатического давления при выводе глубинных метаморфических комплексов на уровень средней или верхней коры. Для этого типа метаморфизма характерно большое разнообразие петрографических проявлений, главными из которых являются амфиболизация, эпидотизация, карбонатизация и скаполитизация всех ранее образованных типов базитов и метабазитов.

Последовательность метаморфических событий, установленная по геологическим и петрографическим наблюдениям и подтверждённая изотопными определениями показала, что палеопротерозойский метаморфизм представляет собой ряд эпизодов, растянутых во временном интервале 2191 – 1792 млн. лет. Эти эпизоды могут быть объединены в один трёхстадийный метаморфический цикл: 1 – высокобарный компрессионный региональный метаморфизм – 2191-1953 млн. лет, инициированный погружением крупных блоков по системе сбросо-сдвигов на уровень эклогитовой фации, 2 – высокотемпературный метаморфизм – 1857-1828 млн. лет, достигающий условий гранулитовой фации, локализованный в зонах рассланцевания, разгнейсования и тектонического меланжа и инициированный становлением крупных надвигов, 3 – декомпрессия и остывание на уровне амфиболитовой фации – 1811-1792 млн. лет. Установленная последовательность метаморфических событий определялась динамикой формирования Порьегубского фрагмента Лапландского гранулитового пояса.

НАХОДКА УЛЬТРАКАЛИЕВОГО СТЕКЛА
В КВАРЦЕВЫХ ЖИЛАХ В ЭКЛОГИТАХ
КАРЬЕРА КУРУ-ВААРА
(АНАЛОГ РАСПЛАВОВ МАКСА ШМИДТА).

А.Н.Конилов^{1,2}, К.В.Ван¹

¹ *Институт экспериментальной минералогии РАН, Россия*

² *Геологический институт РАН, Москва, Россия*

E-mail: chalma@bk.ru

В последние 15 лет в северной Карелии и Мурманской области были обнаружены тела коровых эклогитов. Их изучение в ряде проявлений позволили предположить существование Беломорской эклогитовой провинции [1]. Ревизия известных ранее проявлений пород с аналогичными картировочными особенностями подтвердили предположение о широком распространении эклогитов [2]. Детальные петрологические, геохимические и геохронологические исследования последних лет дали основания заключить, что эклогиты БЭП сформировались в результате субдукции океанической коры в мезоархее [3]. Петрологические признаки [4], термодинамическое моделирование [5] и обнаружение алмазов в породной ассоциации эклогитов [6] указывают на то, что архейская субдукция достигала значительных глубин (>60 км) и соответствовала условиям УНР метаморфизма.

В эклогитах карьера Куру-Ваара были обнаружены кварцевые жилы с корундом и дюмортьеритом. Ассоциация $\text{Crn} + \text{Qtz}$ предполагает условия УНТ метаморфизма с температурами 900-1000°C, а свойства Mg,Ti-содержащего дюмортьерита красного цвета с кристаллохимической формулой $(\text{Mg}_{0.18}\text{Ti}_{0.18}\text{Al}_{0.61})(\text{Al})_2\text{Al}_4\text{BSi}_{3.01}\text{O}_{17}(\text{OH})_3$ [7] указывают на условия УНР метаморфизма по аналогии с массивом Дора-Мойра, где минерал входит в число индикаторов метаморфизма ультравысоких давлений. Дюмортьерит и корунд в кварцевых жилах карьера Куру-Ваара совместно с Pl, Kfs, Ph и Ku образуют симплектиты – очевидные псевдоморфозы по неизвестному минералу. Целенаправленные петрографические поиски протолита симплектитов привели к обнаружению замороженного стекла (Рис.1). Кроме рутинных петрографических и микронзондовых исследований нами были использованы метод цветной катодолюминесценции и конфокальная спектроскопия комбинационного рассеяния [8].

Химический состав фаз определяли на микроанализаторе в спотовой и растровой модах. Интервалы составов основных элементов по сканированию площадок размерами $\sim 15 \times 15 \mu$ составляют (вес.%): SiO_2 57,2-60,8, Al_2O_3 17,6-18,6, FeO 1,1-1,6, MgO 2,9-4,2, K_2O 13,8-14,1, Na_2O 0,9-1,2. Сумма окислов всех элементов 96,7-101,2. По данным этих анализов стекло обладает высокой магнезиальностью и необычным $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ отношением. При большом увеличении электронного микроскопа в стекле обнаруживается закономерная сеть минеральных наночастиц, диагностика которых невозможна. Кроме калиевого полевого шпата на границе стекла и кварца обнаружены фенгит и корунд, т.е. минералов, характерных для симплектитов. Фенгит содержит 3,25 ф.ед Si на 11 атомов O, такое же количество Si было установлено в Ph симплектитов.

Исследования методом СКР позволили однозначно определить фазовый состав минеральной ассоциации стекла. Спектры КР стекла идентичны эталонному спектру обсидиана формации «snowflake». Вулканическое стекло данной формации имеет более кислый гранитоидный валовый состав по сравнению с изученным нами. Вероятно, спектроскопии КР указывает лишь на сходство аморфных веществ, у которых близкая

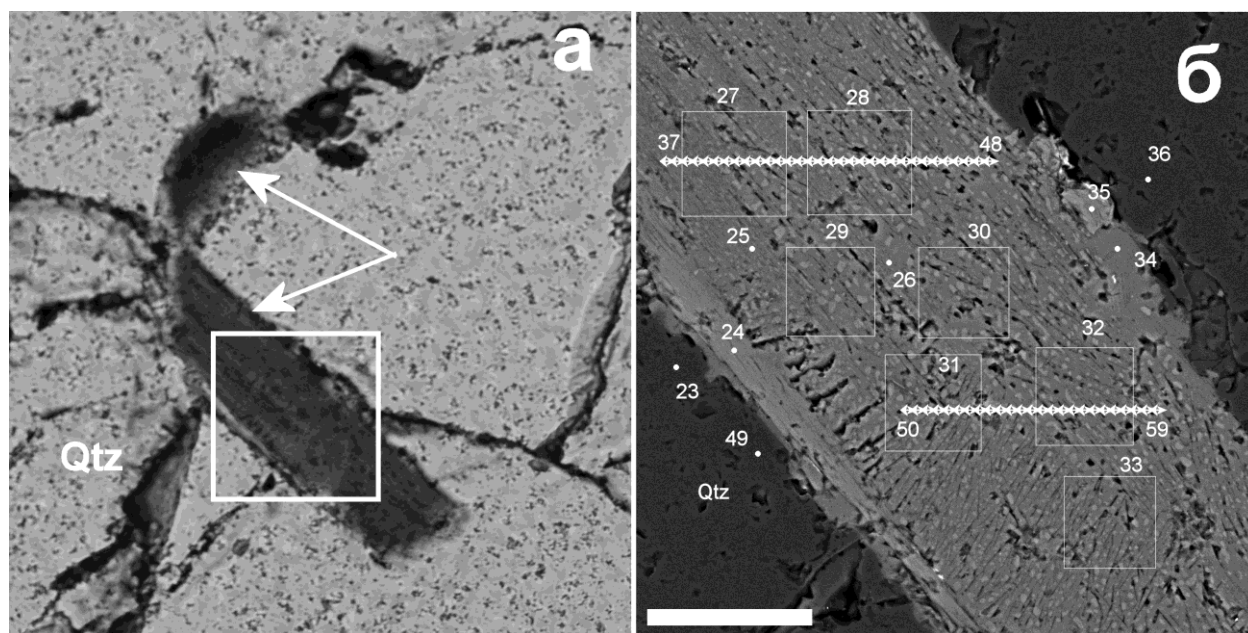


Рис. 1. Микрофотографии стекла в кварцевой жиле – а) в поляризованном проходящем свете (квадратом отмечен участок, изображенный на рисунке 1б, стрелками – выделения стекла); б) в отраженных электронах (длина масштабной линейки 50 мкм, точками отмечены места локальных микрозондовых анализов в спотовой моде, квадратами – в растровой моде, линиями – профилирование с шагом 4–6 мкм. Цифры – номера анализов).

организация алюмосиликатного каркаса, но состав которых может варьировать в широком диапазоне. Чрезвычайно важной задачей было определить, находится ли кварц в равновесии с корундом непосредственно в стекле. Гиперспектральное картографирование по главной линии кварца показало его полное отсутствие в стекле.

Проблема сохранения аморфного состояния на протяжении миллиардов лет является одной из малоизученных петрологических. Впервые стекло с возрастом около 2.41 млрд. лет было обнаружено также в пределах Балтийского щита [9]. В стекле проявлены закономерно расположенные наночастицы. В [9] рассматривается модель расплава как системы кремнеземистого скелета (1), не имеющего ближнего порядка, и мицелл упорядоченных силикатов (2): «...По-видимому, установленные нано- и микронные кристаллы как раз и являются представителями второй фазы с оформившейся кристаллической структурой...» [9, стр. 279–280]. Состав стекла невозможно классифицировать согласно рекомендациям Международного союза геологических наук (IUGS) для щелочных магматических пород. Наиболее близкие по формальным нормам в координатах TAS это феолиты, однако в этой группе пород отсутствуют члены с отношением $K_2O/Na_2O > 10$. Из расплавов, синтезированных в ходе экспериментов, почти полными аналогами являются продукты опытов по плавлению карбонатных пелитов при давлении 50 кб и температуре 1100°C [10, 11].

1. Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., Volodichev O.I. // 32nd IGC Florence 2004, Abstract 1. P.108.
2. Пожиленко В.И., Кониллов А.Н., Ван К.В. // Региональная геология, минералогия и полезные ископаемые Кольского полуострова. Аналиты: К & М. 2016. С.118–122.
3. Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N. // Gondwana Research. 2014. V.25. P.561–584.

4. Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., Dokukina K.A., Kaulina T.V., Bayanova T.B., Natapov L.M., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. // *Ultrahigh-Pressure Metamorphism: 25 years after discovery of Coesite and Diamond*. Elsevier. 2011. P.635-682.
 5. Perchuk A.L., Morgunova A.A. // *Gondwana Research*. 2014. V. 25. P. 614–629.
 6. Щипанский А.А., Сидоров М.Ю., Писарев Г.В. // *Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ*. М.: ГЕОС. 2016. Т.2. С.323-328.
 7. Dokukina R.A., Mints M.V., Konilov A.N. // *J. metamorphic Geol.*, 2017, V.35, P.435–451
 8. Конилов А., Голованова Т., Понкратов К. // *Аналитика*, 2016. №4. С.114-122.
 9. Шарков Е.В., Трубкин Н.В., Красивская И.С., Богатилов О.А., Мохов А.В., Чистяков А.В., Евсеева К.А. // *Петрология*. 2004. Т. 12, № 3. С.264-280.
 10. Thomsen T.B., Schmidt M.W. // *Earth Planet. Sci. Letters*, 2008. V.267. P.17–31.
 11. Grassi D., Schmidt M.W. // *Journal of Petrology*. 2011. V. 52. P. 765-789.
-

ИНДИКАТОРНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ЗАМЕЩЕНИЯ
ПРИ ЧАРНОКИТИЗАЦИИ И ГРАНИТИЗАЦИИ
МЕТАБАЗИТОВ И МЕТАУЛЬТРАМАФИТОВ:
РЕАКЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ, ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА
МИНЕРАЛОВ И ПАРАГЕНЕЗИСОВ, БАЛАНС ВЕЩЕСТВА

С.П. Кориковский

Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

E-mail: korikovsky@yandex.ru

Многолетнее изучение проблем гранитного анатексиса в высоко- T° комплексах доказало, что среди разных его моделей наиболее адекватной оказалась модель синметаморфической гранитизации/чарнокитизации [2], в рамках которой большее значение, чем росту T° , придается участию в процессах глубинных флюидов [1-7], без которых анатексис в породах среднего, основного и ультраосновного состава невозможен в принципе. Стержнем этой модели является выявление решающей роли флюидного метасоматического воздействия на высоко- T° метаморфиты до начала и в ходе их анатексиса. Воздействие выражается в целой серии реакционных замещений, имеющих характер нарастающей дебазификации и лейкократизации пород, способствующих их дальнейшему частичному или полному плавлению. Особенно ярко и однозначно дебазификация проявлена при гранитизации и чарнокитизации мафитовых и ультрамафитовых пород, поскольку в данном случае, из-за большой контрастности составов первичных и конечных образований, масштаб минеральных трансформаций выражен в них максимально полно и разнообразно [3-6]. Цель данной презентации – на примере основных пород суммировать наиболее характерные особенности процесса гранитизации и чарнокитизации, в том числе такие, на которые до сих пор не обращалось достаточного внимания.

Дебазификация основных пород. В обнажениях метабазитов и метаультрамафитов с проявлениями чарнокитизации, часто выясняется, что процесс тяготеет к локальным *shear zones*, в которых хорошо видны свидетельства инфильтрации вдоль них кремне-щелочных флюидов - обычно в виде метасоматических каемок или интерстициальных реакционных новообразований Olg(Anz), Kfs и Qz вокруг темноцветных минералов Grt, Bt, Орх, Срх, Hbl, и сети тонких метасоматических Olg-, Olg-Qz-, Kfs-Qz и Olg-Kfs-Qz микропрожилков, разъедающих или секущих кристаллы Grt, Px и Hbl. Эти проявления кремне-щелочного метасоматоза одновременно являются и началом дебазификации метаморфитов. Поэтому с приближением к флюидопроницаемым каналам количество темноцветных минералов уменьшается, фельдшпатизация и окварцевание нарастают, а новообразованные Pl, Kfs и Qz формируют амебовидные и линзовидные агрегаты, но чаще - полосы, трассирующие пути проникновения флюидов, и тем самым превращающие первоначально гомогенные основные породы в пятнистые или полосчатые мигматиты среднего состава.

Химанализы пород, измененных в интервале трансформаций от метаморфической породы до анатектоидного чарнокита, возникающего *in situ*, фиксируют на вариационных диаграммах, плавное повышение содержания К, Na, Si, Sr, Ba, F и вынос Mg, Fe, Ca, Ti, V, Cr, Zr и HREE [4-6]. Таким путем, с помощью флюидов глубинного генезиса, реализуется **метасоматическая дебазификация любых метаморфитов повышенной основности**, предшествующая началу частичного плавления. Это выглядит примерно одинаково в разных комплексах, в условиях как амфиболитовой, так и гранулитовой фаций [1,3-7].

Поведение кислых гнейсов. Для кислых лейкократовых высоко- T^0 апоаркозовых и апориодацитов гнейсов, химически близких к гранитам, не требуется предварительной дебазификации для начала их плавления, имеющего в них **почти изохимический** характер. Поэтому глубинные рассолы, просачиваясь через такие породы, не оставляют в них бросающихся в глаза реакционных следов, кроме превращения метаморфической лепидогранобластовой структуры в магматическую гипидиоморфнозернистую.

Рост железистости при дебазификации. Важным показателем неизохимического характера чарнокитизации основных пород, вызванного инфильтрацией флюидов, является повышение общей железистости (X_{Fe}) пород и минералов, продолжающееся в течение всего цикла изменений, в ходе которых кристаллы относительно магнезиальных минералов метаморфитов либо целиком, либо во внешней краевой зоне замещаются более железистыми разностями. В результате реакционный тренд гранулит $\rightarrow$ чарнокитоид завершается образованием анатектита с максимальной железистостью, и с минералами также наиболее железистого состава. Например, при трансформации бесполевошпатовых $Orx-Cpx-Pl$ метаультрамафитов в $Orx-Cpx-Bt \pm Grt-Olg-Kfs-Qz$ анатектические чарнокитоиды [5], величина X_{Fe} постепенно возрастает в следующих пределах: порода – от 0.24 до 0.54 (в 2 раза), Orx 0.24 $\rightarrow$ 0.42, Cpx 0.10 $\rightarrow$ 0.27, Bt 0.16 $\rightarrow$ 0.40, то-есть в целом в 2-2.5 раза. Такой геохимический тренд в сторону повышения железистости является наиболее обычным и постоянным, но прежде всего в ходе чарнокитизации/гранитизации основных гранулитов магнезиального и среднежелезистого состава [3-7]. Эта же тенденция характерна и для гранитизации основных пород аналогичного состава в условиях амфиболитовой фации [1,3]. Скорее всего это связано с более высокой растворимостью кремне-щелочными рассолами Mg по сравнению с Fe .

Проградные минеральные изменения. Параллельно с неизохимическими метасоматическими преобразованиями, отражающими обычный процесс дебазификации и чарнокитизации основных гранулитов, в них обнаруживаются также и изохимические, метаморфические реакционные структуры, указывающие на проградный рост температуры в ходе процесса. Это, например – замещение роговых обманок сростками $Orx+Cpx+Pl$ либо одним или двумя пироксенами; трансформация эденитовых и Mg -горнблендовых амфиболов в высоко- T^0 , более глиноземистые и богатые Na , K и Ti паргаситы и гастингситы; двойные реакционные $Orx-Kfs$ -каймы или $Orx_{Al}-Crd-Kfs$ -псевдоморфозы по Bt (т.е. расширение стабильности асс. $Orx+Kfs$ вместо Bt); и наконец - явное уменьшение общего количества Hbl и Bt в гранулитах в ходе чарнокитизации,

Эти парагенетические данные, а также отдельные минеральные индикаторы (рост содержания Al в Orx , и Ti в Bt), и данные термобарометрии не подтверждают тезиса об образовании чарнокитов в начале ретроградного этапа [7]. Реакции дебазификации и весь процесс чарнокитизации происходят **на фоне некоторого роста T^0** , то есть в условиях, приближающихся к пику проградного метаморфизма, и на самом пике.

Чарнокитизирующие флюиды – агрессивные рассолы. Высокая агрессивность флюидов, и их несомненная способность к частичной или полной дебазификации даже наиболее меланократовых апогаббровых кристаллосланцев и бесполевошпатовых метаультрамафитов [3-6], и к растворению и транспортировке ряда элементов связаны с тем, что они являются не бинарной смесью H_2O-CO_2 , а представляют собой **концентрированные хлоридные или фторидные рассолы**, состав которых при одинаковых P и T может сильно колебаться даже внутри единого метаморфического комплекса. Так, в Лапландском поясе в Порьей губе ($T \sim 790-800^\circ C$, P 8.5-9.0 кб) состав чарнокитизирующего флюида в $Orx-Cpx \pm Grt-Hbl-Bt-Pl-Qtz$ -метабазитах

и Hbl-Orx-Bt-горнблендитах отвечает хлоридно-щелочному водно-углекислотному рассолу: X_{H_2O} 0.45, X_{CO_2} 0.10, X_{NaCl} 0.30, X_{KCl} 0.15 [4], а в Orx-Cpx-Phl метаультрамафитах – фторидно-щелочному рассолу: X_{H_2O} 0.6, $X_{(Na,K)F}$ 0.3, X_{CO_2} 0.1 [5]. Поэтому совсем неудивительно, что флюидозависимая гранитизация и чарно-эндербитизация захватывают такие огромные объемы пород на докембрийских щитах. При простом бинарном водно-углекислотном составе флюидов это было бы невозможно.

Начало анатексиса в основных породах. Из-за некоторых различий в проницаемости основных пород для флюидных рассолов, степень их дебазификации варьирует, из-за чего к началу анатексиса они приобретают полосчатую текстуру, вызванную чередованием более или менее лейкократизированных полос. Частичное плавление начинается именно с самых лейкократовых полосчатых доменов, в «**shear-zones**», в межпластовых контактах и вдоль любых проницаемых для флюидов каналов, что приводит к постепенному усиливающемуся расслоению ранее гомогенного метаморфита на две контрастные части - новообразованную полужидкую лейкосому, и реликтовую меланосому, вследствие чего метаморфит превращается в полосчатый мигматит

В начале плавления лейкосома представляет собой Qz-Fsp **мигму**, т.е. механическую смесь гранитного расплава с мезократовыми скиалитами ощелоченной первичной породы. Затем, при продолжающемся поступлении флюидного рассола, по мере нарастающего растворения скиалитовых фрагментов, и выноса Mg, Fe и Ca, **мигма in situ** превращается в полноценную анатектическую гранитную, чарнокитовую или эндербитовую **магму**. Кислые анатектиты сначала могут иметь гнейсовидную текстуру, и содержать множество расщепленных и фрагментированных скиалитов первичных метаморфитов.

Разрастающиеся в объеме жилы лейкосомного расплава обычно остаются на месте плавления; но иногда, в процессе синхронной мелкой складчатости они приобретают подвижность, выжимаясь в окружающие метаморфиты, и сливаются в жилы или небольшие дайки с секущими или конформными контактами, далее функционирующие по законам обычных кислых магматических расплавов. При этом их начальная гнейсовидная структура, характерная для стадии возникновения **in situ**, трансформируется в гипидиоморфнозернистую или порфировидную гранитную структуру. При продолжении инфильтрации рассола, количество лейкосомы нарастает, меланосомы - уменьшается, и порода в целом трансформируется сначала в лейкократовые теневые мигматиты, а затем – в полноценный анатектический чарнокитовый или гранитный расплав.

Совместная геохимическая волюция лейкосомы и меланосомы. Согласно модели изохимического анатексиса (ультраметаморфизма), изохимическое выплавление богатой Si, Na, K лейкосомы из любых, и особенно из основных пород, **должно** сочетаться с параллельным **обеднением** реститовой меланосомы этими легкими элементами, поскольку другого источника Si, Na и K для лейкосомы в рамках этой модели нет. Зато **магнезиальность** реститовой меланосомы при продолжительном анатексисе **должна возрастать**, поскольку валовая железистость возникающих выплавов всегда намного выше, чем у исходной породы. То-есть тренды геохимической эволюции меланосомы и лейкосомы должны быть противоположными.

Но на самом деле все происходит с точностью до наоборот. Обе составляющие мигматитов — и меланосома, и лейкосома по мере развития процесса **сопряженно обогащаются Si, Na, K, и сопряженно повышают свою железистость** [6], что видно на любой вариационной диаграмме. Иными словами - меланосома лейкократизируется и становится более железистой совместно с лейкосомой – и исключительно из-за внешнего флюидного воздействия. Такой тренд реальной чарнокитизации/гранитизации доказывает ошибочность модели «изохимического

ультраметаморфического анатексиса в закрытой системе». Синметаморфическая чарнокитизация, и прежде всего средних, основных и ультраосновных метаморфитов, не может происходить без мощного инфильтрационного притока F-Cl-содержащих щелочных глубинных рассолов, привносящих Si, Na, K и F(Cl), и удаляющих из материнской породы Mg, Fe и Ca, избыточные по отношению к анатектической гранитной эвтектике.

Проявления метасоматической базификации, синхронные с чарнокитизацией. Обычно выносимые при гранитизации/чарнокитизации Mg, Fe и Ca рассеиваются за пределами гранитизационного ореола. Но иногда, при быстрой нейтрализации рассолов, эти выщелоченные компоненты переотлагаются недалеко от зоны анатексиса, формируя (вместе с подчиненным количеством Si и Al) меланократовые, часто симметрично-зональные метасоматические жилы с небольшим содержанием Pl, но без кварца, секущие или конформные по отношению к полосчатости метаморфитов и мигматитов [4,5,8], и имеющие Grt-Orx-Hbl-, Hbl-Bt-, Grt-Orx-Cpx-, Btw-Cpx-Orx- или иные подобные составы. Судя по их парагенезисам и термобарометрии базификатов, они образуются **при пиковых для каждого комплекса P-T параметрах**, совпадающих с P-T условиями самой чарнокитизации или гранитизации, и могут локализоваться в любой части мигматитового ореола. Среди российских петрологов Н. Г. Судовиков [8] одним из первых обратил внимание на базификатные жилы, считая их составным элементом процесса гранитизации.

Подобный механизм образования (растворение+быстрое переотложение) объясняет также возникновение узких сантиметровых Bt-, Bt-Hbl-, Orx-Cpx-Grt меланократовых оторочек вокруг многих лейкосомных жил в мигматитах, или вокруг тел анатектоидных чарнокитоиднейсов [4,5]. Наличие в этих оторочках заметного количества биотита и роговой обманок совсем не означает, что они ретроградные: высокое содержание TiO_2 – до 6.8 масс. % в красно-буром Bt, и до 3% в Hbl [4] свидетельствует, что это типичные гранулитовые биотиты, паргаситы и гастингситы, полностью равновесные с пироксенами и стабильные в чарнокитоидах. В Лапландском поясе, на контакте чарнокитовых анатектоидных жил с гранулитовыми амфиболитами, такие оторочки, развивающиеся по первичной роговой обманке, нередко имеют биноминеральный Orx±Pl состав, что указывает на проградные условия образования этой базификатной каймы одновременно с чарнокитоидным анатексисом.

Последовательность событий в процессе чарнокитизации (гранитизации) на примере основных пород. Таким образом, последовательность событий в процессе чарнокитизации (гранитизации) в условиях амфиболитовой или гранулитовой фации следующая:

- 1) На фоне роста T^0 – начало инфильтрации хлоридно(фторидно)-щелочных водно-углекислотных рассолов глубинного происхождения, проникающих в метаморфические породы по разным проницаемым каналам;
- 2) вследствие этого — нарастание явлений Qz-Fsp метасоматоза и дебазификации метаморфитов, обычно в форме замещения темноцветных минералов полевыми шпатами и кварцем;
- 3) нарастание общей лейкократизации метаморфитов среднего-основного-ультраосновного состава, с повышением железистости пород и минералов, привносом K, Na, Si и нарастающим выносом Mg, Fe и Ca;
- 4) параллельно с дебазификацией, не прекращается рост проградно-метаморфических структур, с частичным распадом Bt+Hbl и замещением их пироксенами, а Bt – индикаторным парагенезисом Orx+Kfs;
- 5) в наиболее лейкократизированных прослоях и доменах начинается частичное плавление, с образованием чарнокитоидной мигмы со скиалитами ощелоченных материнских пород;
- 6) при дальнейшей инфильтрации рассолов скиалиты фрагментируются, расчленяются и растворяются, и мигма превращается в анатектоидный чарнокитовый расплав, который либо остается *in situ*, либо, становясь

мобильным, проникает в окружающие породы; 7) выносимые в ходе дебазификации Mg, Fe и Ca в большей своей части выносятся за пределы ореола чарнокитизации, но частично формируют внутри него бескварцевые меланократовые базификатные жилы, сложенные теми же минералами, что и гранулиты.

Результаты парагенетического анализа и данные термобарометрии показывают, что гранулитовый метаморфизм, щелочной метасоматоз с дебазификацией, чарнокитовый анатексис и образование базификатных жил происходили при единых P-T параметрах, в целом соответствующих пику гранулитового метаморфизма.

1. Гаврикова С.Н. // *Очерки физ.-хим. петрологии. Вып. XIV. М.: Наука, 1987. С. 64–90.*
 2. Коржинский Д.С. // *Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 2. С. 56–69.*
 3. Кориковский С.Р., Ходоревская Л.И. // *Петрология. 2006. Т. 14. С. 453–481.*
 4. Кориковский С.П., Аранович Л.Я. // *Петрология. 2010. Т. 18, № 4. С. 340–368.*
 5. Кориковский С.П., Аранович Л.Я. // *Петрология. 2015. Т. 23, № 3. С. 211–250.*
 6. Кориковский С.П., Аранович Л.Я., Курдюков Е.Б. // *2018. Т. 26, № 1 (в печати)*
 7. Perchuk L.L., Safonov O.G. et al. // *Contr. Miner. Petrol. 2000. V. 140, № 2. P.212–232.*
 8. Судовиков Н.Г. // *Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 1. С. 29–49.*
-

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД НА ОРОГЕННЫХ ПРОЯВЛЕНИЯХ ЗОЛОТА СФЕННО-КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

А.С. Корнаков, С.А. Бушмин, Е.В. Савва

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

Email: kornakov1989@mail.ru

Целью работы является определение температуры и давления для вмещающих метаморфических пород до периода их метасоматической переработки и золотоносных метасоматических пород на проявлениях золота Воронов Бор, Светлое методом мультиравновесной термобарометрии AVerPT Р.Пауэлла и Т.Холланда [1,2,3,4]. Использовалась программа TC_Comb Д.В. Доливо-Добровольского в комплексе с программами Thermocalc Р. Пауэлла и Т. Холланда (версия 3.33 с БД ds55 от 22.11.2003) и AX_2 Т.Холланда (от 22.06.2008). Активности компонентов твёрдых растворов минералов рассчитывались для Р-Т параметров, соответствующих условиям образования породы.

Микрозондовые исследования минеральных парагенезисов выполнены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) с помощью электронных микроскопов АВТ-55 с энерго-дисперсионным анализатором LinkAN10000-85S и JEOLJSM-6510LA с ЭДС приставкой JED 2200. Анализировались локальные участки пород размером в первые миллиметры, в которых текстурные признаки позволяли предполагать равновесные взаимоотношения минералов.

Эта работа является продолжением исследований Р-Т условия метаморфизма и метасоматоза на орогенных проявлениях золота Сфенно-Карельского кратона (Педроламп, Медные Горы, Светлое, Воронов Бор) [6]. В этой работе представлены новые результаты исследований Р-Т параметров метаморфических и метасоматических пород на проявлениях золота Воронов Бор и Светлое.

Месторождение Воронов Бор

На месторождении Воронов Бор для метаморфических хлорит-эпидот-актинолитовых и хлорит-актинолит-эпидотовых сланцев (метабазитов) по парагенезису $Ab+Act+Ep+Chl+Bt$, по 4 независимым реакциям (рис.1) получены параметры $P=0.8-3.5$ кбар, $T=400-510^{\circ}C$.

Для биотит-хлоритовых метасоматитов по парагенезису $Bt+Chl+Ep+Ab$ по 3 независимым реакциям (рис.1) получены параметры $P=0.5-1.5$ кбар, $T=205-310^{\circ}C$.

Рудопроявление Светлое

На рудопроявлении Светлое для метаморфических биотит-хлорит-актинолитовых сланцев (метабазиты) по парагенезису $Act+Chl+Bt+Ab$, по 3 независимым реакциям (рис.2) получены параметры $P=2-2.5$ кбар, $T=400-430^{\circ}C$, по парагенезису $Act+Chl+Bt+Ab+Ep$ по 3 независимым реакциям получены параметры $P=1.2-2.5$ кбар, $T=430-510^{\circ}C$.

Для биотит-хлоритовых метасоматитов по парагенезису $Bt+Chl$ по 2 независимым реакциям (рис.2) получены параметры $P=0.5$ кбар, $T=200^{\circ}C$.

Таким образом, количественные оценки Р-Т параметров метаморфизма на всех изученных проявлениях орогенной золотой минерализации соответствуют фаціальным условиям LT-LP метаморфизма от зеленосланцевой до низкотемпературной амфиболитовой фаций And-Sill фаціальной серии (рис.3).

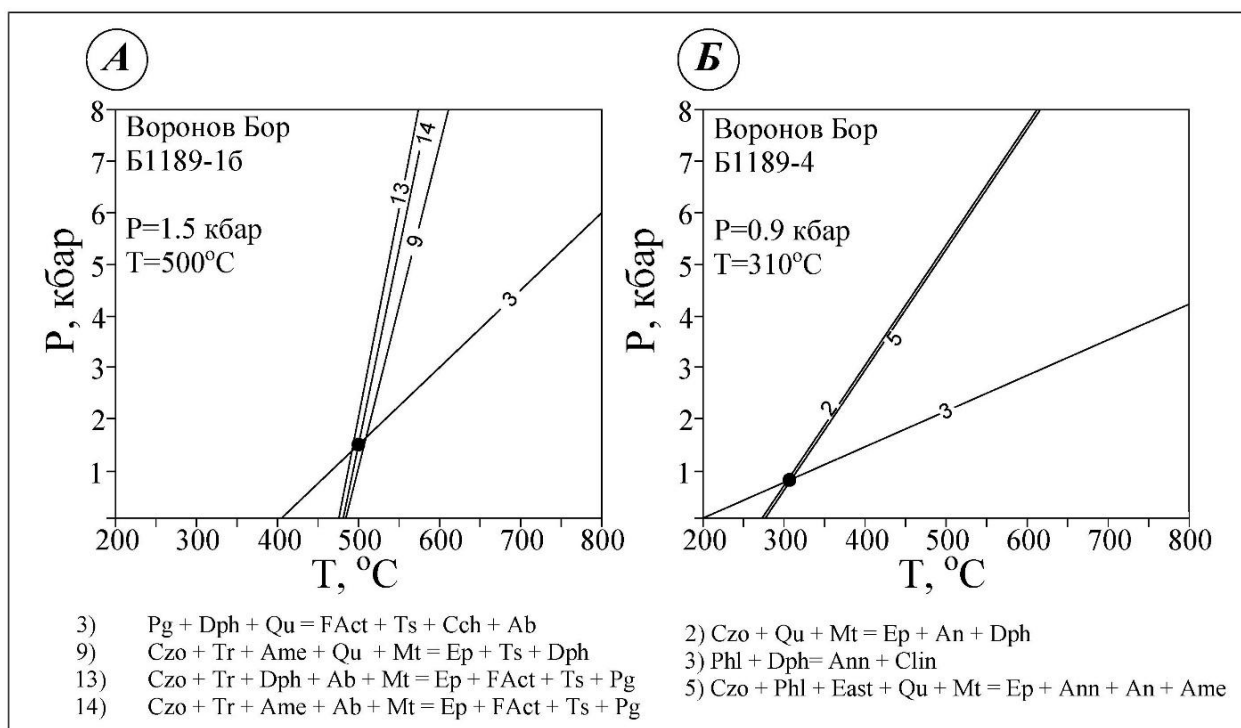


Рис.1. Результаты термобарометрического исследования: А) метаморфических хлорит-эпидот-актинолитовых сланцев, по парагенезису $\text{Ab} + \text{Act} + \text{Ep} + \text{Chl} + \text{Bt}$,

Б) метасоматических биотит-хлоритовых сланцев по парагенезису $\text{Bt} + \text{Chl} + \text{Ep} + \text{Ab}$, на месторождении Воронов Бор.

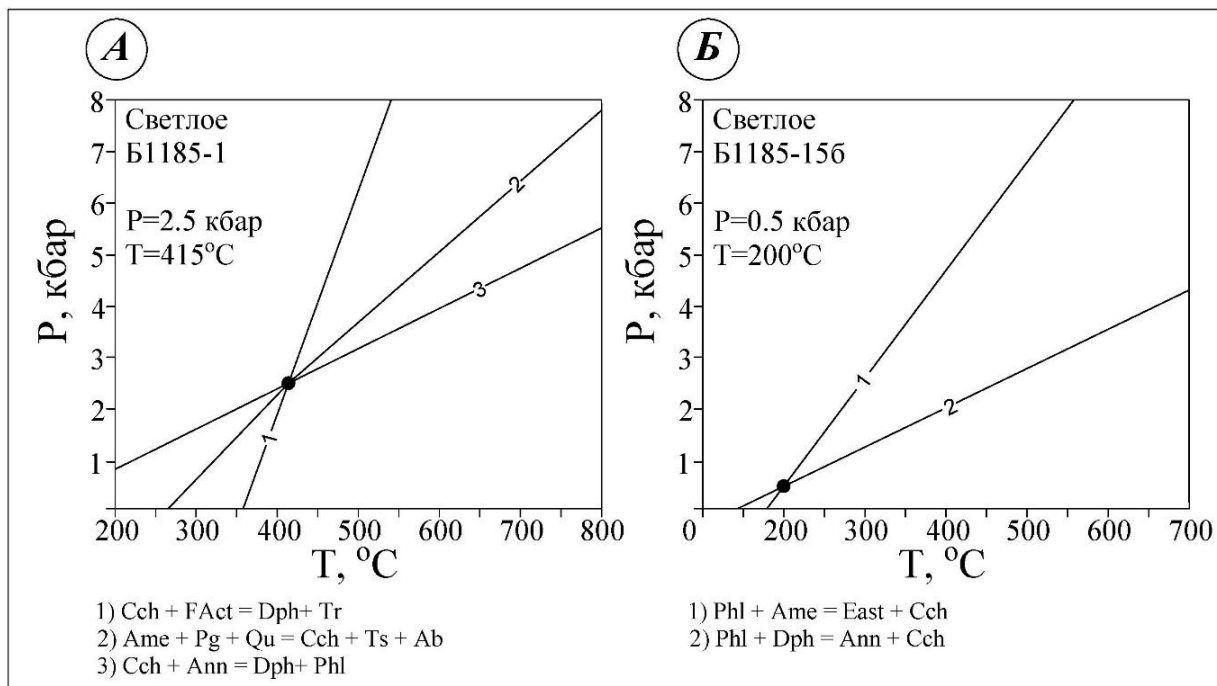


Рис.2. Результаты термобарометрического исследования: А) метаморфических биотит-хлорит-актинолитовых сланцев по парагенезису $\text{Act} + \text{Chl} + \text{Bt} + \text{Ab}$, Б) метасоматических биотит-хлоритовых сланцев по парагенезису $\text{Bt} + \text{Chl}$ на рудопроявлении Светлое.

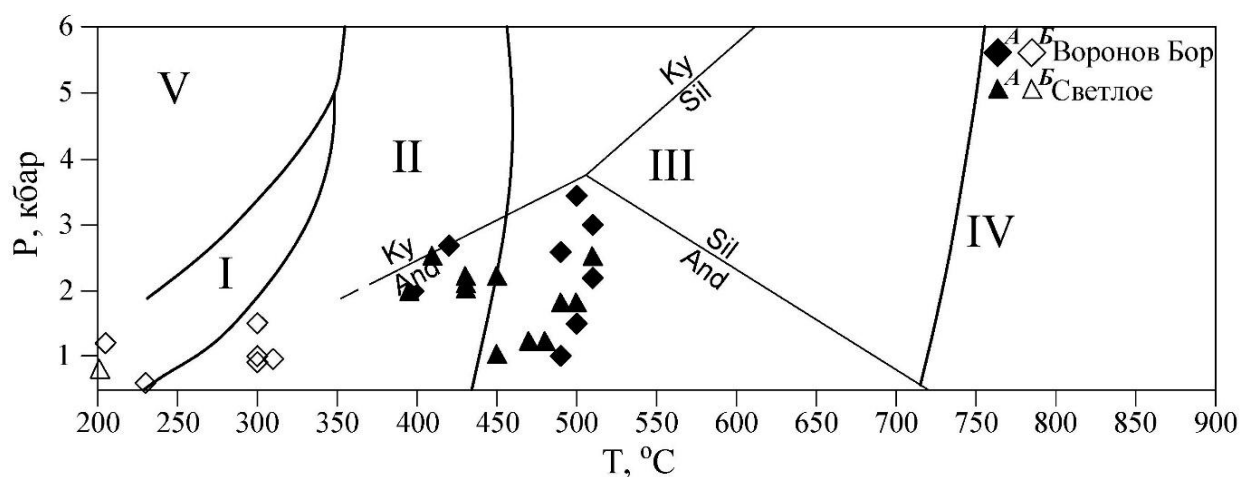


Рис.3. P-T параметры А) метаморфических пород, вмещающих зоны золотоносных метасоматитов, Б) рудоносных метасоматических пород орогенных проявлений золота Карелии на схеме фаций метаморфизма (фрагмент схемы по [5]). Фации: I- пренит-пумпеллиитовая, II-зеленосланцевая, III- амфиболитовая, IV- гранулитовая, V- голубых сланцев.

Исследования выполнены по теме НИР ИГГД РАН (0153-2015-0009)

1. Powell R., Holland T.J.B. // An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *J. metamorphic Geol.* 1988. N. 6. P. 173-204
2. Powell, R. & Holland, T.J.B. // Optimal geothermometry and geobarometry. *American Mineralogist.* 1994. N. 79. P. 120-133.
3. Powell R., Holland T.J.B., Worley B. // Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC. *J. metamorphic Geol.* 1998. N. 16. P. 577-588.
4. Powell R., Holland T.J.B. // On thermobarometry. *J. metamorphic Geol.* 2008. N. 26. P. 155-179.
5. Бушмин С.А., Глебовицкий В.А. // Схема минеральных фаций метаморфических пород и ее применение к территории Фенноскандинавского щита с проявлением золоторудной минерализации орогенного типа. *Тр. Карельского научного центра РАН. г. Петрозаводск, 2015. С.21-25.*
6. Корнаков А.С. // P-T условия метаморфизма и метасоматоза на орогенных проявлениях золота Карелии (Педролампи, Медные Горы, Воронов Бор, Светлое). *Сборник докладов. IV Международная научно-практическая конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А. П. Карпинского, г. СПб, 2015. С.190-193.*

ВОЗРАСТ ПРОТОЛИТОВ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД СУТАМСКОГО БЛОКА СТАНОВОГО СТРУКТУРНОГО ШВА

*А.Б. Котов¹, С.Д. Великославинский¹, В.П. Ковач¹, Е.В. Толмачева¹,
А.А. Сорокин², А.П. Сорокин², К.-Л. Ван³, С.-Л. Чун⁴*

¹ *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*

² *Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия*

³ *Институт наук о Земле, Академия Синика, Тайпей, Тайвань*

⁴ *Национальный университет Тайваня, Тайпей, Тайвань*

*E-mail: sd1949@yandex.ru, sorokin@ascnet.ru,
kwang@earth.sinica.tw, slchung@ntu.edu.tw*

Сутамский блок расположен в центральной части Станового структурного шва, являющегося гигантской зоной тектонического меланжа, отделяющего Алданский щит Сибирской платформы от Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса. Исследованная часть блока сложена метаосадочными и метавулканическими породами: гранат-биотитовыми ($\pm$ гиперстен, $\pm$ кордиерит) гнейсами, гиперстеновыми ($\pm$ биотит, $\pm$ гранат), двупироксеновыми, диопсидовыми ($\pm$ амфибол) гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами и магнетитовыми кварцитами, условия метаморфизма которых отвечают гранулитовой фации высоких давлений [7]. Большинство исследователей считают, что метаморфические породы сутамской толщи имеют архейский возраст [2, 8 и др.]. Однако полученные Sm-Nd изотопно-геохимические данные показывают, что метаосадочные породы сутамской толщи характеризуются значениями Nd модельного возраста 2.5–3.2 млрд. лет [5, 6]. Таким образом, можно полагать, что по крайней мере, часть протолитов метаосадочных пород формировалась в палеопротерозое.

Для проверки этого предположения были проведены U-Th-Pb геохронологические исследования (LA-ICP-MS) акцессорных цирконов из метаосадочных гранат-биотитовых гнейсов сутамской толщи юго-восточной части Сутамского блока (верховья р. Алгома). По химическому составу этот гнейс отвечает граувакковому песчанику. Для него получено значение $t_{Nd(DM)}=2.4$ млрд. лет. Большая часть выделенных из него цирконов представлена округлыми, возможно, окатанными зернами, с типичной для цирконов магматических пород осцилляторной зональностью и присутствием расплавных включений. В меньшем количестве присутствуют однородные зерна циркона с хорошо выраженным секториальным строением, исключительно с газово-жидкими включениями минералообразующих сред, что позволяет рассматривать их как цирконы метаморфического происхождения. Кроме того, среди изученных акцессорных цирконов присутствуют зерна метамиктного циркона и зерна циркона с метамиктными ядрами, окруженными тонкими незональными, скорее всего, метаморфическими оболочками.

U-Th-Pb геохронологические исследования (LA-ICP-MS) цирконов выполнены в Департаменте геологических наук Национального университета Тайваня (г. Тайпей). Было проанализировано 75 зерен циркона, для которых были получены 53 конкордантные оценки возраста, находящиеся в интервале от 2014 ± 26 до 2091 ± 27 млн. лет (2σ) с отчетливым пиком 2055 млн. лет. В эту группу попадают цирконы как магматического, так и метаморфического происхождения. Незначительное количество цирконов метаморфического происхождения характеризуется конкордантными оценками возраста 1968 ± 27 - 1990 ± 26 млн. лет (2σ) с пиком 1988 млн. лет. Учитывая, что породы этой толщи испытали структурно-метаморфические преобразования, отвечающие, по крайней мере, двум эпизодам метаморфизма гранулитовой фации

высоких давлений [1, 3, 4], в качестве детритовых мы однозначно можем рассматривать только цирконы, которые обладают признаками магматической природы. Минимальный возраст этих цирконов составляет около 2055 млн. лет, что в первом приближении определяет нижнюю возрастную границу формирования протолитов метаосадочных пород сутамской толщи.

Верхняя возрастная граница образования протолитов метаосадочных пород сутамской толщи приблизительно соответствует возрасту кристаллизации пироксеновых диоритов Таранакского массива (верхнее течение р. Алгома), прорывающих метаосадочные породы сутамской толщи - 1998 ± 18 млн. лет. Они совместно подвергались высокотемпературным структурно-метаморфическим преобразованиям с возрастом около 1988 млн. лет. Таким образом, верхняя возрастная граница образования протолитов метаосадочных пород сутамской толщи составляет около 2.0 млрд. лет, а, в целом, их возраст находится в интервале 2.06-2.0 млрд. лет. При этом не исключено, что в ее состав могут входить и более древние метаморфические породы, возможно, архейского возраста, слагающие западную часть Сутамского блока и характеризующимися архейскими значениями Nd модельного возраста (2.9-3.2 млрд. лет).

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 14-27-00103).

- 1 Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // Геотектоника 2009. № 4. С. 3—15. 12.
- 2 Государственная геологическая карта Российской Федерации в масштабе 1:1000000 (третье поколение). Дальневосточная серия. Лист N-52 (Зея). СПб.: Картографическая фабрика ФГУП ВСЕГЕИ, 2007. 2.
- 3 Дук В.Л. В кн.: Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1977. С. 27-46. 10.
- 4 Дук В.Л., Балаганский В.В., Зедгенизов А.Н. В кн.: Структурная и метаморфическая петрология докембрия Алданского щита. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1975. С. 19-41. 11.
- 5 Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. ИГГД РАН СПб: Издательство СПбГУ, 2003. 78с. 1.
- 6 Котов А.Б., Шемякин В.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. // Доклады Академии наук. 1999. Т. 366. №. 6. С. 809-812. 5.
- 7 Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических пород. М.: Наука, 1965. 327 с. 3.
- 8 Ранний докембрий Южной Якутии / Под ред. Н.Л. Добрецова. М.: Наука, 1986. 280 с. 4.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ДОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

*А.Б. Котов¹, Е.Б. Сальникова¹, А.М. Ларин¹, С.Д. Великославинский¹,
В.П. Ковач¹, Е.В. Толмачева¹, А.А. Сорокин², Н.Ю. Загорная¹*

¹ 199034, Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,

² Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН,

E-mail: sd1949@yandex.ru; abkotov-spb@mail.ru; sorokin@ascnet.ru

Мезозойские гранитоиды с отчетливыми признаками высокотемпературных структурно-метаморфических преобразований достаточно широко распространены в пределах палеопротерозойских [3 и др.] Брянтинского, Купуринского и Зейского террейнов Джугджуро-Станового супертеррейна (ДСС) северо-восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), неоархейского-мезозойского [4] Амазаро-Гилуийского террейна Селенгино-Станового супертеррейна (ССС) ЦАСП и, в меньшей степени, в неоархейском [3 и др.] Иликанском террейне ДСС и в тектонических блоках Станового структурного шва, ограничивающего ДСС с севера. Метаморфические породы неоархейских террейнов сформированы в результате как минимум трех высокотемпературных метаморфических событий неоархейского, палеопротерозойского и мезозойского (около 140 млн лет) возраста [3, 5 и др.], а палеопротерозойских террейнов – двух метаморфических событий палеопротерозойского и мезозойского возраста. Мезозойский метаморфизм трактуется как результат жесткой коллизии двух континентов: Сибирского и Сино-Корейского, сопровождаемой закрытием восточного сегмента Монголо-Охотского океанского бассейна [6, 9 и др.]. До недавнего времени дометаморфические гранитоиды относились к раннему докембрию. Однако исследования последних 10-15 лет, проводившихся в значительной мере в ИГГД РАН, показали, что большая часть этих пород имеет мезозойский возраст. Формирование мезозойских дометаморфических магматических пород происходило в течение нескольких временных интервалов и в различных геодинамических обстановках.

Временной интервал 227-244 млн лет. Внедрение пород дифференцированной габбро-диорит-кварцево-диоритовой-гранодиоритовой серии (токско-алгоминский комплекс) и габброидов хорогочинского комплекса [2, 10]. Массивы токско-алгоминского комплекса локализованы в пределах Зейского и Брянтинского и, в меньшей степени Иликанского террейнов ДСС. Геохимические характеристики близки к магматическим ассоциациям активных континентальных окраин (АКО) и островных дуг. Следует отметить, что близкие по возрасту (250 ± 1 млн лет [7]) метаморфизованные габбро-монцититовые интрузии развиты в восточной части Сутамского блока Станового структурного шва.

Временной интервал 203-211 млн лет. Небольшой массив биотитовых гранитогайсов (211 ± 1 млн лет) в Иликанском террейне в непосредственной близости от Станового шва, по химическому составу сходных с постколлизийными гранитоидами. Близкий возраст (203 ± 1 млн лет) имеют и высокотитанистые габброиды массива Чеп-Чикан из зоны Желтулакского разлома [2].

Временной интервал 172-194 млн лет. Формирование протяженного (около 1500 км) магматического пояса (южное обрамление Сибирского кратона), представленного на востоке (Приохотье) Удским вулканоплутоническим поясом [11], а на западе (Амазаро-Гилуийский террейн СССР ЦАСП) – мелкими массивами дифференцированной габбро-диорит-гранодиоритовой серии, относимых к токско-алгоминскому комплексу [8]. Геохимические характеристики пород этой серии соответствуют островодужным

магматическим породам. На всем протяжении, за исключением восточного его окончания, породы этого пояса преобразованы в условиях амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фации.

Временной интервал 150-170 млн лет. Магматизм этого времени проявлен на севере Иликанского террейна ДСС в зоне влияния Станового шва, где он представлен трондьемитами неречинского комплекса (170 ± 3 млн лет), имеющими геохимические характеристики адакитов коллизионного типа, габбро-верлитами Ильдеусского массива (Брянтинский террейн ДСС) (155 ± 4 млн лет) [1] и дайками тоналитов (149 ± 2 млн лет) в восточной части Сутамского блока (Становой структурный шов).

Главные выводы. 1. Подавляющее большинство дометаморфических магматических комплексов, относимых до сих пор на государственных геологических картах к образованиям раннего докембрия, на самом деле имеют мезозойский возраст. 2. Представляется весьма вероятным, что проявление Сибирского суперплюма с возрастом 250 млн лет привело к активизации спрединга в восточной части Монголо-Охотского океана, что в свою очередь привело в раннем-среднем триасе к возобновлению субдукции океанической литосферы под ДСС и формированию АКО и островных дуг, с аккрецией которых сопряжен гранитный и базитовый магматизм во временном интервале 227-244 млн лет. 3. Результатом субдукции в ранней-средней юре было образование протяженной АКО вдоль южной границы Сибирского кратона (Удский вулканоплутонический пояс - Амазаро-Гилуйский террейн), с которой связан магматизм с возрастом 172-194 млн лет, завершившаяся аккрецией островных дуг в средней-поздней юре и проявлением коллизионного магматизма в возрастном интервале 150-170 млн лет. 4. Не исключено, что ареал раннемелового регионального метаморфизма несколько уже, чем это предполагалось ранее и, в частности, не охватывает восточную часть ДСС.

Исследования выполнены при поддержке проектов РФФИ № 15-05-05555 и 16-05-0071.

- 1 Бучко И.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В. // *Вестник Томского государственного университета*. 2011. № 348. С. 165-172.
- 2 Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. // *Геология геофизика*. 2010. Т.51. №11. С.1489-1500.
- 3 Великославинский С. Д., Котов А. Б., Ковач В. П. и др. // *Геотектоника*, 2017. № 4. С. 3–16.
- 4 Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // *Доклады академии наук*. 2012. Т. 444. № 4. С. 402–406.
- 5 Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д. *Геотектоника*, 2009. № 4. С. 3-15.
- 6 Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. *Тектоника литосферных плит территории СССР*. М.: Недра. 1990. Кн. 1-2. 327 с., 334 с.
- 7 Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сальникова Е.Б. и др. // *ДАН*. 2015. Т. 463. № 3. С. 313-316.
- 8 Котов А.Б., Ларин А.М., Сальникова Е.Б. и др. // *Доклады АН*. 2012. Т. 444. № 3. С. 283-288.
- 9 Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. // *Доклады Академии наук*. 2006. Т. 409. № 2. С. 222-226.
- 10 Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б. и др. // *Доклады Академии наук*. 2006. Т. 409. № 5. С. 652-657.
- 11 Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В. // *ДАН*. 2015. Т. 460. № 1. С. 65-69.

СВЯТОНОССКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС ОСТРОВА КЫЛТЫГЕЙ (ОЗЕРО БАЙКАЛ): Р-Т ПАРАМЕТРЫ МЕТАМОРФИЗМА И КОРОВЫЕ ИСТОЧНИКИ

Ю.М.Лебедева¹, Е.Ю.Рыцк¹, С.Д.Великославинский¹,
Е.С.Богомолов¹, Е.В.Толмачева¹, А.А.Андреев²

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

В Северо-Байкальском сегменте аккреционно-коллизийной системы «Сибирский кратон – террейны Центрально-Азиатского подвижного пояса», важную структурную позицию занимает святоносский метаморфический комплекс. С одной стороны области его распространения в районе Чивыркуйского залива озера Байкал находится Ольхонский террейн, с другой – различные метаморфические образования Баргузино-Витимского террейна, частично вскрытые в разрезах восточного берега Байкала.

Святоносский метаморфический комплекс сложен биотитовыми, гранат-биотитовыми, редко гранат-биотит±клинопироксен-амфиболовыми гнейсами с горизонтами полосчатых мраморов и амфиболитов. На восточном берегу полуострова Святой Нос параметры раннепалеозойского (495±5 млн. лет, SHRIMP-II) гранулитового метаморфизма пород комплекса составляют 810 - 890° и 7.9 – 8.7 кбар, что служит основанием для прямой корреляции с гранулитами Чернорудской зоны Приольхонья [3, 5 и др.].

Нами святоносский метаморфический комплекс изучен в береговых обнажениях и островах Чивыркуйского залива, а также вдоль восточного берега Байкала. Примечательный фрагмент святоносского комплекса вскрыт на острове Кылтыгей, где наблюдается пластина безгранатовых амфиболитов и гранат-двупироксеновых кристаллосланцев в ядре деформированной крупной лежащей складки, а также горизонты мраморного меланжа с тектоническими блоками диафторированных известково-силикатных гранат-биотит-амфиболовых гнейсов. В метасоматах нередко присутствует скаполит (до 10%). Гранатовые амфиболиты характеризуются высоким содержанием TiO₂ (в среднем 2.5%) и по содержанию петрогенных и малых элементов соответствуют внутриплитным базальтам. Здесь же находятся жильные тела плагиоклазитов с суперкрупными гранатами (до 30 см в диаметре), а также корунд-гранатовые (> 50%) низкремнеземистые (38%) породы с очень высокими содержаниями TiO₂, Al₂O₃ и Fe₂O₃общ (3.82%, 20.48% и 23.38% соответственно). По химическому составу эта обогащенная корундом и гранатом порода отличается от визуально сходных «эклогитоподобных» высокотемпературных метасоматитов Чернорудской зоны, описанных В.И. Левицким [2]. Согласно расчетам в программе TWQ 2.01 [7] по корунд-гранатовым породам для парагенезиса гранат-амфибол-плагиоклаз-биотит (4 линейно-независимые реакции), оценка давления составляет 8.5-9.4 кбар (СКО=0.6 кбар) при T=740-770°C (СКО=30-33°C).

Оценки Р-Т параметров метаморфизма гнейсов острова Кылтыгей, полученные методом TWEEQU (программа TWQ 2.01) [7] для парагенезиса биотит-гранат-клинопироксен-кварц-плагиоклаз с тремя линейно-независимыми реакциями, составляют 750-850°C и 8.5-10.5 кбар. Величины среднеквадратичного отклонения точек пересечения (СКО) в этих РТ-определениях находятся в интервалах 0-10°C и 0-0.02 кбар, указывая на равновесность исследованных минеральных ассоциаций. Результаты расчетов в программе THERMOCALC [8] версии 3.40 показывают сходные, в пределах погрешности, параметры: 700-750°C (±85-90°C) и 7.5-8 кбар (±1.3-1.4кбар). Таким образом, оценка давления при формировании гранулитов острова Кылтыгей

отвечает условиям высокobarического метаморфизма и значимо выше опубликованных оценок давления для гранулитов региона [3, 5 и др.].

Гранатовые амфиболиты острова Кытыгей характеризуются коровым Sm/Nd отношением, высокими положительными значениями $\varepsilon_{Nd}(500)=6.2$ и Nd-модельным возрастом $t_{Nd}(DM)=765$ млн лет, что указывает на связь их протолитов с ювенильной корой позднего неопротерозоя. В пределах Ольхонского террейна (по данным [3]) близкий изотопный состав имеют габбро-диориты и гранодиориты Крестовского массива и субщелочное габбро Бугульдейского массива ($t_{Nd}(DM)=698-752-873$ млн лет), а также базальты цаганзабинской толщи Ангинской зоны ($t_{Nd}(DM)=566-858$ млн лет). В Баргузино-Витимском супертеррейне сходный изотопный состав имеют петротипические субщелочные габброиды и диориты бирамьинского интрузивного комплекса с возрастом 468 ± 8 млн лет [6].

Гранулиты святоносского комплекса (гранат-амфибол-биотит-клинопироксеновые плагиогнейсы) и секущие их пегматоидные граниты вместе с гранат-биотитовыми известково-силикатными гнейсами восточного берега Байкала, характеризуются значениями модельного возраста $t_{Nd}(DM)=1.6-1.2$ млрд лет ($t_{Nd}(DM-2st)=1.4-1.1$ млрд лет), которые обычно интерпретируются как результат смешения раннедокембрийского корового и байкальского ювенильного материала. По своему изотопному составу гнейсы святоносской толщи обнаруживают сходство с клинопироксеновыми гранулитами мыса Хобой острова Ольхон и двупироксеновыми гранулитами комплекса Хадарта Ольхонского террейна [1]. Однако в святоносском комплексе не обнаружены древнекоровые Nd-изотопные источники Сибирского кратона, установленные в гранито-гнейсовом структурно-вещественном комплексе купольных зон Ольхонского террейна по [4]. Кроме этого, часть гнейсов святоносского комплекса, как и корунд-гранатовые породы с Nd-модельным возрастом $t_{Nd}(DM)=1051$ млн лет и $t_{Nd}(DM-2st)=970$ млн лет, формировались за счет ювенильных источников раннего неопротерозоя, типичных для Байкало-Муйского пояса на севере Байкала.

Таким образом, в святоносский метаморфический комплекс по всей видимости включены породы различного возраста и происхождения, скорее всего представленные самостоятельными тектоническими пластинами в структуре полуострова Святой Нос и восточного берега Байкала.

1. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С. др. // Геология и геоф. 2010. Т.51. N5. С.571-588;
2. Левицкий В.И., Петрова З.И., Гормашова Г.С. // Докл. АН СССР. 1983. Т.271. N5. С.1206-1210.
3. Макрыгина В.А., Сандимиров И.В., Сандимирова Г.П. и др. // Геохимия. 2010. N10. С.1040-1048.
4. Мишина Е.И., Костицын Ю.А., Федоровский В.С. // В кн. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса, материалы науч. Собрания. Иркутск. 2005. Т. 2. С.56-59.
5. Михеев Е.И., Владимиров А.Г., Волкова Н.И. и др. // ДАН. 2014. Т.455. N3. С.317-322.
6. Рыцк Е. Ю., Ковач В. П., Макеев А. Ф., и др. // Геотектоника. 2009. N4. С.16-26.
7. Aranovich L.Ya., Berman R.G. // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126: P. 25-37.
8. Powell R., Holland T.J.B. // Journal of Metamorphic Geology. 1988. V. 6. P. 173-204.

ХАДЕЙСКАЯ ЭПОХА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ: ИЗОТОПНЫЙ ПОДХОД

Л.К.Левский^{1,2}, Е.С.Богомолов^{1,2}, В.М.Саватенков¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

Хадейская эпоха (4.5 – 4.0 млрд. лет) включает не только время и обстоятельства образования начала существования Земли и Солнечной системы в целом, но также историю досолнечного вещества. Последнее вошло в состав Земли и других планет вместе с некоторой долей новообразованных элементов, в том числе короткоживущих изотопов за счет соседней сверхновой, взрыв которой инициировал создание Солнца, планет, спутников, астероидов, метеоритов. Среди последних наиболее распространенная разновидность представлена хондритами, химический состав которых близок к составу Солнца и составу Солнечной системы в целом, следствием чего было создание хондритовой модели протоземли.

Однако, полученные в последнее время данные для изотопного состава ряда элементов (O, Ca, Sr, Ba, Cr, Ti, Si, Tl, Mg, Ni, Fe, Mo, Se, Nd, Sm) в различных типах хондритов и ахондритов, в земных стандартах и породах, включая MORB и OIB, показали, что хондриты не могут быть основным или даже единственным компонентом, представляющим земное вещество. Более того, изотопные данные, в частности, изотопный состав Si, Nd, благородных газов указывают на преимущественно ахондритовый (деплетированный) состав первичной Земли, что приводит к суперхондритовой модели Земли.

Использование наряду с долгоживущими изотопными хронологическими системами, таких как $^{147}\text{Sm} - ^{143}\text{Nd}$ ($t_{1/2} ^{147}\text{Sm} = 106$ млрд. лет), $^{176}\text{Lu} - ^{176}\text{Hf}$ ($t_{1/2} ^{176}\text{Lu} = 36$ млрд. лет), и короткоживущих, таких как $^{146}\text{Sm} - ^{142}\text{Nd}$ ($t_{1/2} ^{146}\text{Sm} = 103$ млн. лет), $^{182}\text{Hf} - ^{182}\text{W}$ ($t_{1/2} ^{182}\text{Hf} = 8.5$ млн. лет) для эоархейских пород ($t > 3.6 - 3.8$ млрд. лет, Гренландия, Канада) позволяет восстановить хронологию процессов непосредственно после аккреции Земли за первые десятки миллионов лет. В ряде случаев изотопные «сигналы» дочерних изотопов отмечены и для более молодых пород: ^{142}Nd в случае толеитовых магм, зеленокаменный пояс Абитиби (2.7 млрд. лет), ^{182}W в случае базальтов острова Баффика (66 млн. лет). Хотя изотопные данные в этих объектах и не имеют чисто геохронологического значения, но они сохранили память о характере деплетированных и обогащенных источников.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК КОЛЛИЗИИ, РАСТЯЖЕНИЯ И СДВИГОВЫХ ЗОН (НА ПРИМЕРЕ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА)

И.И. Лиханов

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия
E-mail: likh@igm.nsc.ru

Эффективным методом для выяснения тектоно-магматических причин метаморфизма является реконструкция P - T - t трендов. Наиболее широко этот подход применяется при интерпретации эволюции орогенов с полициклической историей, где разные типы метаморфизма сочетаются между собой в контрастных геодинамических обстановках [8]. В докладе эти вопросы обсуждаются на примере комплексов Енисейского кряжа, в составе которых известны проявления контактового и LP/HT метаморфизма, обусловленные восходящими движениями магмы, коллизионного метаморфизма MP/HT и HP/LT, связанные с надвигами и субдукцией, стресс-метаморфизма при деформационных процессах и УНТ гранулитового метаморфизма. Полиметаморфизм этих пород отслеживается по реакционным микроструктурам, химической зональности минералов, конфигурации P - T трендов и изотопным датировкам. В Заангарье на первом этапе сформировались зональные комплексы низких давлений And-Sil типа гренвилевского возраста при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH=25-35^\circ\text{C}/\text{км}$ [2]. На втором этапе вблизи надвигов эти породы подверглись неопротерозойскому (с двумя пиками) коллизионному метаморфизму умеренных давлений Ky-Sil типа, в результате чего происходило прогрессивное замещение $\text{And} \rightarrow \text{Ky} \pm \text{Sil}$ [3]. Формирование более древних пород тейского комплекса происходило в результате надвигов со стороны Сибирского кратона на рубеже 850 млн лет [13]. Поздний коллизионный метаморфизм пород гаревского комплекса контролировался встречными движениями в ходе аккреционных событий вальгальской складчатости (~800 млн лет) [14]. Особенности этого метаморфизма являются малая мощность зон (3-8 км) и повышение давления при приближении к надвигам от 4,5 до 8 кбар при слабых вариациях температуры, что свидетельствует о низком метаморфическом градиенте от 7 до $14^\circ\text{C}/\text{км}$ (рис. 1а) [5,6].

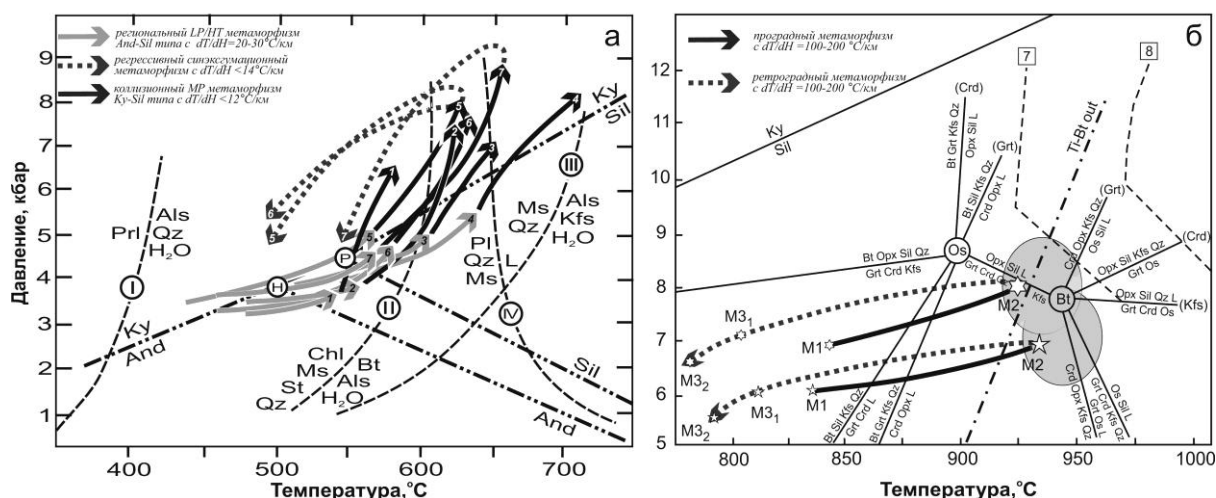


Рис. 1. (а) P - T - t тренды эволюции метаморфизма для гнейсов тейского (1–4) и гаревского (5–7) комплексов. Пунктиром и штрихпунктиром показано положение минеральных равновесий для метапелитов и координаты тройной точки. (б) P - T - t тренды УНТ гранулитов канского комплекса с движением «против часовой стрелки» на петрогенетической диаграмме в системе KFMASH. Пунктирными линиями показано содержание Al_2O_3 , мас. % в ортопироксене.

Эти признаки характерны для коллизионного метаморфизма, обусловленного утолщением земной коры в результате быстрого надвига с последующим быстрым подъемом пород, т.е. когда при скоростях процессов около 1-10 мм/год не достигалось выравнивание температур между блоками земной коры из-за тепловой инерции по сравнению с давлением [1]. Различия в направлении движения регрессивных ветвей, определяющих итоговую траекторию P - T - t трендов, контролируются разными скоростями и механизмами эксгумации: эрозионной денудацией перекрывающих комплексов (CW) или тектонической транспортировкой при растяжении земной коры (CCW) [10]. Декомпрессионное остывание с низким $dT/dH \leq 12^\circ\text{C}/\text{км}$ пород гаревского комплекса могло быть связано с быстрой тектонической эксгумацией при растяжении и утонении коры, обеспечивающей резкий сброс давления не успевающей остыть среды (рис. 1а), что подтверждается их синхронностью с рифтогенными продуктами бимодального магматизма. Во всех случаях наложение более высокобарического этапа сопровождалось существенным ростом содержания Grs минала синхронно с уменьшением концентрации Y и HREE в зональных гранатах [4,9]. Комплексы с субизобарическим остыванием образуются в условиях длительного охлаждения на средне-нижнекоровых уровнях глубинности [12]. В качестве примера приведена эволюция P - T параметров с ходом «против часовой стрелки» при высоком градиенте до $200^\circ\text{C}/\text{кбар}$, указывающая на развитие УНТ парагенезисов Ангаро-Канского блока при сильном прогреве $>900^\circ\text{C}$ с последующим субизобарическим остыванием (рис. 1б). Такие условия отвечают обстановкам внутриплитного растяжения, сопровождаемого андерплейтингом базитовых расплавов в связи с предполагаемой активностью Тимптонского мантийного плюма (~1750 млн лет) в составе Транссибирской КМП [7].

В пределах Приенисейской сдвиговой зоны породы подвергались интенсивным деформациям с перекристаллизацией субстрата и образованием высокобарических тектонитов. Динамометаморфизм происходил при низком $dT/dH < 10^\circ\text{C}/\text{км}$ с ростом давления на 1.5-3 кбар в сравнении с значениями регионального метаморфизма. Максимальные превышения давления на 5 кбар и температуры на 200°C установлены в приразломных бластомилонитах с реликтовыми глаукофансланцевыми ассоциациями. Различия в P - T параметрах согласуются с численными экспериментами о локальном разогреве пород при вязких деформациях [11] и/или превышении тектонического давления над литостатическим в зонах пластического сдвига [15], что указывает на тектонический контроль стресс-метаморфизма в шовных зонах коры. При анализе новых данных выявлен ряд важных петрологических и геодинамических следствий.

Рис. 1. (а) P - T - t тренды эволюции метаморфизма для гнейсов тейского (1–4) и гаревского (5–7) комплексов. Пунктиром и штрихпунктиром показано положение минеральных равновесий для метапелитов и координаты тройной точки. (б) P - T - t тренды УНТ гранулитов канского комплекса с движением «против часовой стрелки» на петрогенетической диаграмме в системе KFMASH. Пунктирными линиями показано содержание Al_2O_3 , мас. % в ортопироксене.

1. Коробейников С.Н., Полянский О.П., Лиханов И.И., Свердлова В.Г., Ревердатто В.В. // ДАН. 2006. Т.408. №4. С. 512-516.
2. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. // Геохимия. 2011. Т.49. №3. С. 239-267.
3. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. // Геология и геофизика. 2014. Т.55. №3. С. 385-416.
4. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. // Геология и геофизика. 2016. Т.57. №8. С. 1527-1547.
5. Лиханов И.И., Козлов П.С., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. // ДАН. 2006. Т.411. №2. С. 235-239.

6. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 119-131.
 7. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., Козлов П.С., Хиллер В.В. // Петрология. 2016. Т. 24. № 4. С. 423-440.
 9. Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю. Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 331 с.
 10. Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. СПб.: Наука. 2005. 147 с.
 11. Скляр Е.В. // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 71-75.
 12. Burg J.-P., Schmalholz S.M. // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 274. P. 189-203.
 13. Harley S.L., Motoyoshi Y. // Contr. Mineral. Petrol. 2000. V. 138. P. 293-307.
 14. Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. // J. Metamorph. Geol. 2004. V.22. P. 743-762.
 15. Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. // J. Asian Earth Sci. 2015. V.113. P. 391-410.
 16. Schmalholz S.M., Podladchikov Y.Y. // Geophys. Res. Lett. 2013. V. 40. P. 1984-1988.
-

МАССОПЕРЕНОС ПРИ КОЛЛИЗИОННОМ МЕТАМОРФИЗМЕ МЕТАПЕЛИТОВ

И.И. Лиханов, В.В. Ревердатто

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

E-mail: likh@igm.nsc.ru

Диагностическим признаком коллизионных процессов в метапелитах является химическая зональность гранатов, проявленная в значительном росте содержанияgrossулярового (от 1 до 6 мас%) компонента [1,2]. Такие особенности гранатов характерны для большинства надвиговых областей мира с полициклической историей [4-6,13,14]. Природа этого явления не изучена. Выяснение этого вопроса представляет существенный интерес, т.к. характер перераспределения кальция между минералами переменного состава лежит в основе современных калибровок геобарометров. Эффективным подходом при решении задач о балансе вещества при метаморфизме является совместное исследование особенностей распределения главных химических компонентов и микроэлементов в породообразующих минералах вместе с реальными химическими реакциями в горных породах [3,11,12,15]. В этой связи был изучен массоперенос при минеральных превращениях с учетом зональности в зернах граната в метапелитах гаревского комплекса Енисейского кряжа, ориентированный, главным образом, на установление миграционной подвижности и масштабов перераспределения главных и редких элементов.

В конфигурациях P - T - t трендов метаморфизма этих пород отчетливо выделяются три этапа, где за начальными низкобарическими (4.5-5 кбар/560°C) событиями следовал почти изотермический значительный рост давления до 8-9 кбар, завершившийся регрессивным декомпрессионным остыванием. При анализе геохимических закономерностей поведения главных и редких элементов в разных зонах гранатов и содержащихся в них минеральных включениях установлено, что рост температуры и давления приводил к уменьшению концентрации Y и HREE в гранатах, а повышение в содержании этих компонентов было связано с понижением P - T параметров (рис. 1).

Анализ мультикомпонентной химической зональности минералов с минеральными реакциями, рассчитанными по реальным составам породообразующих фаз, выявлено, что основной причиной резкого роста содержания CaO в гранатах при коллизионном метаморфизме является массообмен между гранатом и плагиоклазом. Синхронное увеличение содержания grossулярового минала в гранатах и анортитового минала в плагиоклазе обусловлено метаморфическими реакциями разрушения эпидота. Участие зональных порфиروبласт граната в метаморфических реакциях позволяет оценить объемы перераспределения компонентов между реагирующими фазами исходя из поперечных размеров каждой из зон. Расчеты уравнений реакций, анализ баланса вещества и особенности изменения минерального состава при коллизионном метаморфизме изученных гнейсов показали изохимический характер процесса в отношении большинства компонентов системы. Минимальный объем такой системы, в котором происходил взаимный обмен всеми химическими элементами и достигался полный баланс главных и редких элементов между реагирующими фазами, не превышал $\sim 1 \text{ мм}^3$. Наибольшей миграционной подвижностью в процессах метаморфизма обладают HREE, требующие больший объем для сохранения материального баланса (до 8 мм^3). Особенности распределения и более высокие масштабы массопереноса HREE могут контролироваться гетеровалентным изоморфизмом по следующей схеме: $\text{AREE}^{3+} + \text{BFe}^{2+} \leftrightarrow \text{ACa}^{2+} + \text{BAI}^{3+}$ [10], на что указывает систематическая отрицательная корреляция между содержаниями CaO

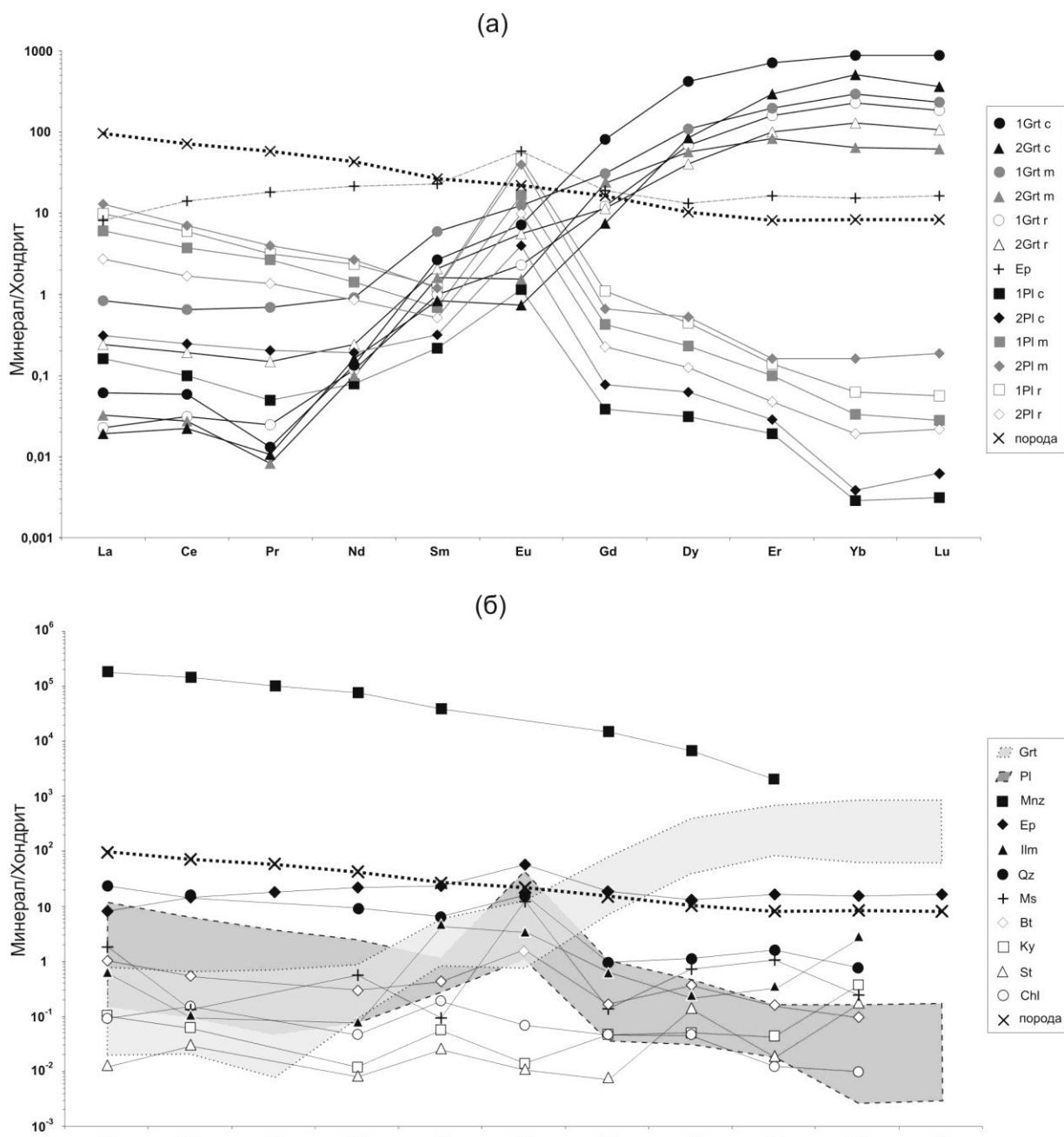


Рис. 1. Спектры распределения редкоземельных элементов в зональных гранатах и плагиоклазах (1-обр. 56, 2-обр. 27), эпидоте (а) и других минералах (б) - участниках реакций, нормированные к хондриту [9], в сравнении с микроэлементным составом породы. Grt_c, Grt_m и Grt_r – составы ядра, средней зоны и каймы в зернах граната.

и HREE в гранате. Эта реакция включает перекрестный катионный обмен Mg^{2+} или Fe^{2+} на Al^{3+} в октаэдрических позициях с одновременным катионным обменом REE^{3+} и Y на Ca^{2+} в позициях AO_8 -полиэдров. CaO и HREE, занимающие одну кристаллохимическую позицию, могут замещать друг друга при метаморфизме [7,16], что обосновывается схожими величинами их ионных радиусов [8]. Эти исследования важны для решения одного из ключевых вопросов метаморфизма о балансе вещества при минеральных преобразованиях горных пород.

1. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. // Геология и геофизика. 2014. Т.55. №3. С. 385-416.
2. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. // Геохимия. 2014. Т.52. №1. С. 3-25.
3. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. // Геология и геофизика. 2016. Т.57. №8. С. 1527-1547.

4. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Селяцкий А.Ю. // *Петрология*. 2005. Т.13. №1. С. 81-92.
 5. Лиханов И.И., Козлов П.С., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. // *ДАН*. 2006. Т.411. №2. С. 235-239.
 6. Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю. *Природа и модели метаморфизма*. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 331 с.
 7. Скублов С.Г. *Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах*. СПб.: Наука. 2005. 147 с.
 8. Ague J.J., Carlson W.D. // *Elements*. 2013. V. 9. P. 439-445.
 9. Boynton W.V. *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63-114.
 10. Carlson W.D. // *Am. Mineral*. 2012. V.97. P. 1598-1618.
 11. Likhanov I.I., Reverdatto V.V. // *International Geology Review*. 2008. V.50. P. 597-623.
 12. Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Memmi I. // *Eur. J. Mineral*. 1994. V.6. No. 1. P. 133-144.
 13. Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. // *J. Metamorph. Geol.* 2004. V.22. P. 743-762.
 14. Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V.113. P. 391-410.
 15. Nehring F., Foley S.F., Holtta P. // *Contr. Mineral. Petrol.* 2010. V.159. P. 493–519.
 17. van Westrenen W., Allan N.L., Blundy J.D., Lavrentiev M. Y., Lucas B., Purton J. A. // *Phys. Chem. Miner.* 2003. V.30. P. 217-229.
-

НЕСТАБИЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ «ТРОЙНОЙ ТОЧКИ» Al_2SiO_5 КАК СЛЕДСТВИЕ ПОЛИМЕТАМОРФИЗМА В ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ МЕТАПЕЛИТАХ

И.И. Лиханов

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия
E-mail:likh@igm.nsc.ru

Полиморфные модификации Al_2SiO_5 – кианит, андалузит и силлиманит – важнейшие индикаторы метаморфизма в горных породах. «Тройная точка», соответствующая устойчивому равновесному сосуществованию всех трех полиморфов Al_2SiO_5 , – один из наиболее важных инвариантных узлов в метаморфической петрологии. Минеральные ассоциации с участием этих фаз информативны для калибровки геотермобарометров, выявления индикаторных изотопных характеристик и ряда других геохимических параметров [4]. В литературе описан ряд проявлений метаморфизма с «тройной точкой», к наиболее известным из которых относятся Белз Бьюитт в Айдахо, Маунт Мусилок в Нью-Гэмпшире и поднятия Рио Мора, Пикурис, Тручас в Нью-Мексико, обзор которых приведен в [3]. Они считались характерными примерами зональных ореолов одноактного метаморфизма, формировавшихся при P - T параметрах «тройной точки». Это, так называемый «тип Айдахо» по классификации [5]. Пересмотр этих объектов с применением современных методов исследований показал, что во всех случаях минералы Al_2SiO_5 образовались в разное время и не могут считаться стабильными одновременно в метапелитах обычного химического состава [11]. Теоретически благоприятная ситуация для одновременного появления ассоциации трех алюмосиликатов возможна только в более редких в природе высокоглиноземистых составах пород. Нам это представляется недостаточно обоснованным, поскольку речь здесь может идти не об одновременном устойчивом сосуществовании указанных минералов, а об их последовательной смене в процессе эволюции термодинамических условий при полиметаморфизме [1]. В докладе эти вопросы рассмотрены на примере глиноземистых метапелитов Енисейского кряжа.

По химическому составу эти породы классифицируются как низкокальциевые метапелиты, обогащенные железом (Fe_2O_3 до 12 мас.%) и глиноземом (Al_2O_3 до 28 мас.%) [6,7]. Полицикличность этих комплексов, выраженная наложением поздних ассоциаций на ранние в ходе разных геодинамических событий, четко диагностируется по реакционным микроструктурам, химической зональности минералов, конфигурации P - T трендов и изотопным датировкам. Были выделены два этапа в их развитии (рис. 1).

На первом этапе сформировались высокоградиентные зональные комплексы низких давлений And-Sil типа гренвильского возраста (~1050-950 млн лет) при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH=25-35^\circ\text{C}/\text{км}$ [2]. На втором этапе вблизи надвигов эти породы подверглись неопротерозойскому (с двумя пиками - 850 и 800 млн лет) коллизионному метаморфизму умеренных давлений Ky-Sil типа, в результате чего происходило прогрессивное замещение $\text{And} \rightarrow \text{Ky} \pm \text{Sil}$ [9]. В последовательности пород Ky-Sil метаморфизма максимальные значения P - T параметров свойственны метапелитам чапского участка ($P=5.8-8.4$ кбар, $T=630-710^\circ\text{C}$; $dT/dH=12-14^\circ\text{C}/\text{км}$), характеризующихся повсеместным присутствием силлиманита

практически во всех метаморфических зонах. В других проявлениях метаморфизма $Ky-Sil$ типа силлиманит встречается реже. Фибролит обычно появляется только вблизи гранитов (маяконский и тейский участки), что связывается с локальным привнесом дополнительного тепла со стороны гранитоидных интрузивов [8]. Микроструктурные взаимоотношения между полиморфами Al_2SiO_5 свидетельствуют о последовательном росте алюмосиликатов при метаморфизме с преобладанием различных схем реакционных замещений. Для маяконского участка характерны $And \rightarrow Ky \rightarrow Sil \pm Fi$ реакционные соотношения; для полканского участка – $And \rightarrow Ky \rightarrow Sil$; для чапского участка – $And \rightarrow Sil \rightarrow Ky$; для тейского участка – $And \rightarrow Sil \rightarrow Ky + Fi$.

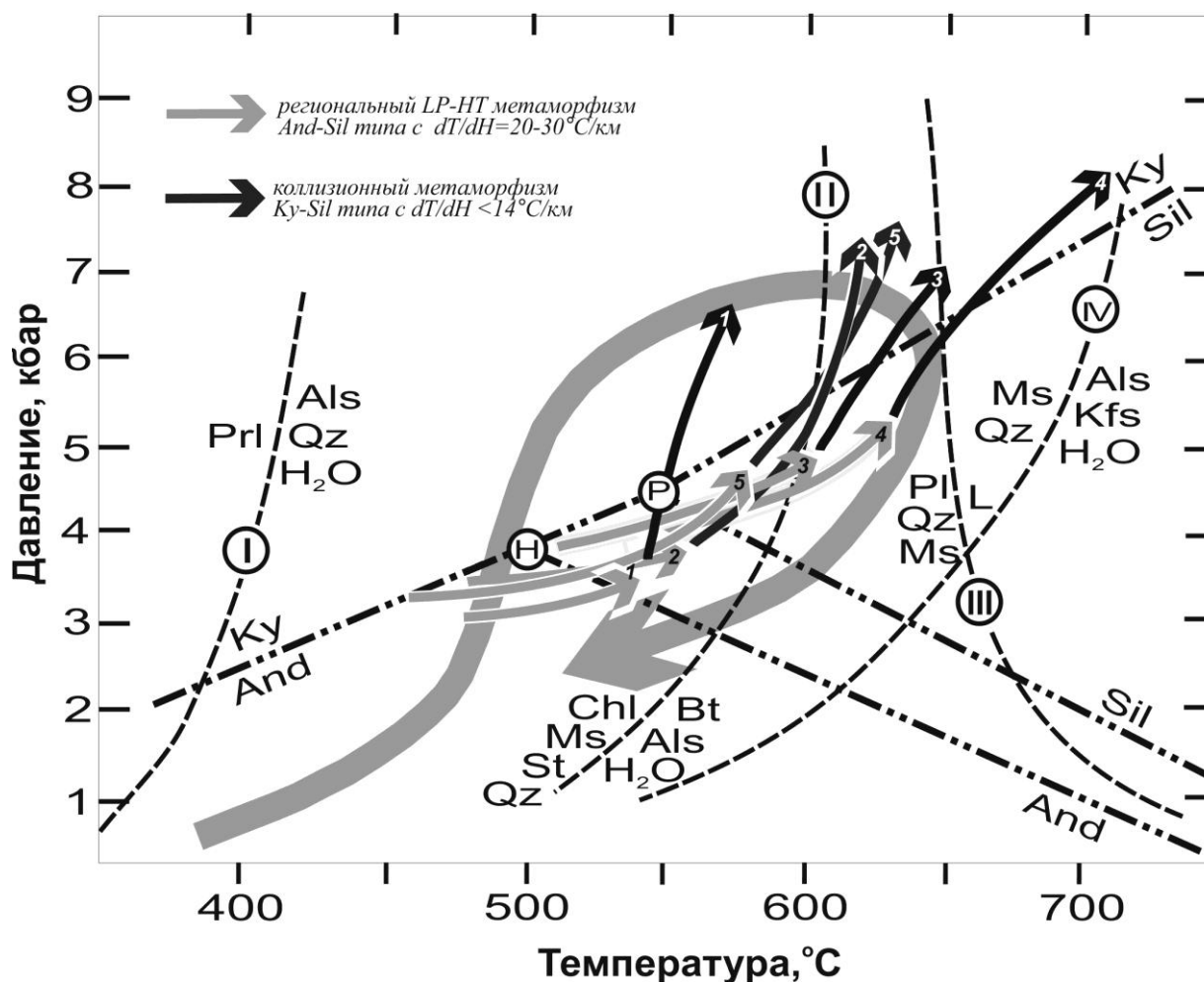


Рис. 1. P - T тренды метаморфизма для высокоглиноземистых метапелитов Заангарья (1 – маяконский, 2 – полканский, 3 – тейский; 4 – чапский; 5 – тисский участки) в сравнении с обобщенной P - T эволюцией $And+Ky+Sil$ -содержащих пород из других регионов мира (серой петлей). Пунктирными линиями и штрихпунктиром показано положение минеральных равновесий для метапелитов и координаты тройной точки, обзор которых приведен в [1].

Секущий характер наложенных изоград в зональных ореолах, специфика распределения главных и редких химических элементов в зональных минералах, а также видимые различия в структурно-текстурных особенностях, P - T режимах метаморфизма и изотопных датировках разных типов метаморфизма свидетельствуют о последовательном росте полиморфов Al_2SiO_5 , связанным со сложной

метаморфической историей при смене тектонических условий. Во всех случаях минералы Al_2SiO_5 образовались в разное время и не могут считаться одновременно стабильными, хотя P - T тренды полиморфов могли проходить вблизи или непосредственно через «тройную точку». Таким образом в природе не существует истинных парагенезисов «тройной точки», в которых три разных полиморфа Al_2SiO_5 росли бы одновременно при одинаковых P - T условиях, и при этом были бы уравновешены в отношении всех компонентов. Они всегда находились в реакционных соотношениях. Это означает, что использование таких ассоциаций для оценки P - T параметров метаморфизма и калибровки геотермобарометров может являться причиной значительных ошибок.

1. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. // ДАН. 2013. Т. 448. № 2. С. 193-196.
2. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. // Геохимия. 2014. Т.52. № 1. С. 3-25.
3. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. // Геология и геофизика. 2014. Т.55. № 3. С. 385-416.
4. Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю. *Природа и модели метаморфизма*. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 331 с.
5. Hietanen A. // *Am. Mineral.* 1956. V. 41. P. 1-27.
6. Likhanov I.I. // *Int. Geol. Rev.* 1988. V. 30. P. 868-877.
7. Likhanov I.I., Reverdatto V.V. // *Int. Geol. Rev.* 2008. V. 50. P. 597-623.
8. Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S., Verschinin A.E., Kozlov P.S. // *Lithos.* 2001. V. 58. P. 55-80.
9. Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. // *J. Metamorph. Geol.* 2004. V.22. P. 743-762.
10. Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V.113. P. 391-410.
11. Pattison D.R.M. // *Am. Mineral.* 2001. V. 86. P. 1414-1422.

ЭВОЛЮЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЫ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА (НА ПРИМЕРЕ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА)

И.И. Лиханов, А.Д. Ножкин, В.В. Ревердатто, П.С. Козлов

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск

E-mail: likh@igm.nsc.ru

Тектоническое строение и эволюция Центрально-Ангарского блока (ЦАБ), слагающего большую часть Енисейского кряжа, дискуссионны. ЦАБ рассматривают как: (1) экзотический террейн, причленившийся к Сибирскому кратону ~760 млн лет назад [1], (2) выход архей-палеопротерозойского фундамента Сибирского кратона, полностью переработанного в ходе последующих тектоно-термальных событий [18] или (3) коллизионно-аккреционную структуру на западе Сибирского кратона, консолидированную в течение мезо-неопротерозойской эволюции [9].

В качестве временных рубежей мы выделяем пять тектонических этапов в эволюции региона, контролируемых процессами растяжения и сжатия коры в пределах крупных линейментных структур. **1 этап** (2.5-1.4 млрд лет). В эту эпоху гранулит-амфиболитовые комплексы основания, инъецированные коллизионными и внутриплитными гранитоидами, перекрывались субплатформенными толщами гаревской и тейской серий. **2 этап** (1.4-1.1 млрд лет). В мезопротерозое в результате растяжения земной коры произошло заложение перикратонного прогиба с накоплением терригенных осадков сухопитской серии, формирование Приенисейской (ПРСЗ) и Татарско-Ишимбинской (ТИСЗ) региональных сдвиговых зон [13], рифтогенных базитовых ассоциаций Рыбинско-Панинбинского вулканического пояса [7] и внутриплитных гранитоидов [15]. **3 этап** (1.1-0.9 млрд лет). На рубеже мезо- и неопротерозоя происходила смена сухопитского глубоководного осадконакопления на мелководное. Закрытие этого бассейна сопровождалось формированием коллизионного орогена с деформациями, метаморфизмом и гранитизацией пород. На начальной стадии гренвильской орогении (1100-970 млн лет) менялся геодинамический режим с обстановки растяжения на сжатие. В более раннюю синколлизионную эпоху были образованы гранитогнейсовые купола [11]. В интервале времени (970-950 млн лет) сформировался зональный тейский комплекс низких давлений And-Sil типа ($P=3.9-5.1$ кбар; $T=510-640^{\circ}\text{C}$) [4] при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH=25-35^{\circ}\text{C}/\text{км}$ [20]. Гнейсы гаревского комплекса испытали метаморфизм умеренных давлений в условиях амфиболитовой фации в интервале $P=7.1-8.7$ кбар и $T=580-630^{\circ}\text{C}$ [2]. **4 этап** (0.9-0.85 млрд лет). В позднеколлизионную эпоху продолжающееся сжатие коры вызвало синэксгумационный динамометаморфизм пород гаревского комплекса в условиях эпидот-амфиболитовой фации ($P=3.9-4.9$ кбар и $T=460-550^{\circ}\text{C}$) при низком градиенте $dT/dH<12^{\circ}\text{C}/\text{км}$, синхронный с образованием бластомилонитов сдвиговых зон [5] и интрузивов гранитов каламинского типа [11]. Породы тейского комплекса подверглись коллизионному метаморфизму умеренных давлений Ku-Sil типа (~850 млн лет) с локальным повышением давления вблизи надвигов со стороны Сибирского кратона [8] и термальному метаморфизму вблизи гранитоидных плутонов [19]. **5 этап** (0.8-0.55 млрд лет). На постгренвильской стадии проявился поздний коллизионный метаморфизм (~800 млн лет) ($P=4.8-7.4$ кбар, $T=580-640^{\circ}\text{C}$; $dT/dH=8-10^{\circ}\text{C}/\text{км}$), обусловленный надвигами восточного направления в результате аккреционных

событий вальгальской складчатости [21]. Заключительные этапы эволюции орогена и начальные процессы растяжения фиксируются дайковыми роями бимодальных ассоциаций анорогенных гранитоидов и внутриплитных базитов с возрастами внедрения 797-792 млн лет [6]. Последующее развитие региона контролировалось многократным проявлением рифтогенного магматизма, связанного с проявлением плюмовой активности, обусловившей распад суперконтинента Родинии и раскрытие Палеоазиатского океана (ПАО). В ТИСЗ выделено несколько эпох (0.78-0.65 млрд лет) формирования рифтогенных структур сопровождавшихся внутриплитным бимодальным, субщелочным кислым, основным и щелочным вулканизмом и интрузивным магматизмом [12]. В ПРСЗ наиболее широко проявился бимодальный риолит-базальтовый и субщелочной лейкогранитный магматизм с возрастом 720-750 млн лет. Хронологическая последовательность событий в интервале времени от 700-550 млн лет фиксирует ранние стадии развития ПАО, проявленные окраинно-континентальными, офиолитовыми и островодужными ассоциациями пород разного возраста и разной тектонической природы [10]. Более древние структуры представлены фрагментами океанической коры и островных дуг Исаковского террейна с возрастом 700-620 млн лет [3]. В конце неопротерозоя (640-620 млн лет) эти базиты, вероятно, субдуцировали под активную окраину Сибирского континента с формированием минеральных ассоциаций глаукофансланцевого метаморфизма. На постсубдукционной стадии (~600 млн лет) они подвергались интенсивным деформациям в шовной зоне, маркирующим время аккреции Исаковского террейна к западной окраине Сибирского кратона [8]. Завершающие события были связаны с образованием поздневендских рифтогенных миндалекаменных базальтов и внедрением постколлизийных лейкогранитов (550-540 млн лет), прорывающих фрагменты океанической коры [14]. Выявленные поздненеопротерозойские рубежи хорошо согласуются с данными по развитию ПАО в южном сегменте Енисей-Саянского аккреционного пояса [16]. Эти события сопоставляются с заключительной фазой распада Родинии, фиксирующей отчленение Сибирского кратона от Лаврентии и раскрытие ПАО, с последующими процессами субдукции, аккреции и динамометаморфизма. Геодинамическая история региона коррелирует с синхронной последовательностью и стилем тектоно-термальных событий по периферии Лаврентии и Балтики. Это подтверждает палеоконтинентальные реконструкции о тесных пространственно-временных связях Сибири и кратонов Северной Атлантики в широком диапазоне времени [17].

1. Верниковский В.А., Казанский А.Ю., и др. // *Геол. и геофиз.* 2009. № 4. С. 380-393.
2. Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В. // *Геология и геофизика.* 2012. Т. 53. № 11. С. 1476-1496.
3. Крылов А.А., Лиханов И.И. // *Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол.* 2017. № 1. С. 49-60.
4. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. // *Геология и геофизика.* 2014. Т. 55. № 3. С. 385-416.
5. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. // *Геохимия.* 2014. Т. 52. № 1. С. 3-25.
6. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. // *Геохимия.* 2015. Т. 53. № 8. С. 675-694.
7. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. // *Геохимия.* 2016. Т. 54. № 2. С. 143-164.
8. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В., Ножкин А.Д. // *ДАН.* 2013. Т. 450. № 2. С. 199-203.
9. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. // *Геотектоника.* 2014. Т. 48. № 5. С. 32-53.
10. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В. // *ДАН.* 2017. Т. 476. № 3. С. 942-948.
12. Ножкин А.Д., Туркина О.М., и др. // *Геология и геофизика.* 1999. № 9. С. 881-891.
13. Ножкин А.Д., Туркина О.М., и др. // *Геология и геофизика.* 2008. № 7. С. 666-688.

14. Ножкин А.Д., Борисенко А.С., и др. // Геология и геофизика. 2011. № 1. С. 158-181.
 15. Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Баянова Т.Б., и др. // Геохимия. Т. 55. № 9. С. 800-810.
 16. Попов Н.В., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. // ДАН. 2010. Т. 431. № 4. С. 509-515.
 17. Sawood P.A., Strachan R.A., et al. // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. Vol. 449. P. 118-126.
 18. Ernst, R.E., Hamilton, M.A., et al. // Nature Geoscience. 2016. V. 9. P. 464-469.
 19. Kuzmichev A.V., Sklyarov E.V. // J. Asian Earth Sci. 2016. V. 115. P. 419–441.
 20. Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S., Verschinin A.E., Kozlov P.S. // Lithos. 2001. V. 58. P. 55-80.
 21. Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. // J. Metamorph. Geol. 2004. V. 22. P. 743-762.
 22. Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 113 (1). P. 391-410.
-

ГРИДИНСКИЙ ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩИЙ КОМПЛЕКС: ПРОБЛЕМЫ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПОРОД

О.А. Максимов¹, О.И. Володичев¹

¹Институт геологии КарНЦ РАН, Петрзаводск, Россия

E-mail: olemaximov@mail.ru

Формирование и преобразование эклогитов в восточной части Беломорской провинции Фенноскандинавского щита вызывают у исследователей множество вопросов. Существует несколько моделей формирования Гридинского эклогитсодержащего комплекса (ГЭК), которые указывают на архейский либо палеопротерозойский возраст эклогитов [3, 6, 11, 12]. Эти модели основываются на изучении эклогитов и в меньшей степени на исследовании остальных пород комплекса. В данной работе представлены результаты исследования, как пород обломочной составляющей ГЭК, так и гранитоидного матрикса, с целью дополнения имеющихся данных по эволюции пород ГЭК. Детальное геолого-петрологическое изучение и комплексное использование «классических» и современных методов в термобарометрии (TWEEQU [10]) способствовало более достоверному определению условий формирования для этих пород.

Эклогиты, кианитовые эклогиты и их ретроградно преобразованные разновидности - гранатые амфиболиты являются самыми распространенными обломками в ГЭК. Наиболее сохранные (породы с Grt-Omph минеральным парагенезисом) тела эклогитов установлены на о. Столбиха (2720.7 ± 8 млн лет, [3]) и близ озера Самылино. Петрологическое изучение эклогитов выявило вариации РТ-условий их метаморфизма ($T = 690-860^\circ\text{C}$, $P = 13-20$ кбар) и значимые признаки двукратного проявления эклогитового метаморфизма [4]. На двукратное проявление высокobarного метаморфизма указывают включения Di-Pl симплектитов в монокристаллах омфацита и зональные зерна граната. В центральной части граната обнаружены реликты омфацита (до 50% Jd) среди полиминеральных включений Сrx-Amph-Pl симплектитов. В краевой части Grt широко распространены включения омфацита (30-35 % жадеита). Внешняя узкая зона зерен Grt окаймляется Amph, Pl, Сrx (до 20% жадеита) и Qtz. Образование Сrx-Pl-Amph симплектитов из центральной части граната происходило при $T = 700-750^\circ\text{C}$ и $P = 11-14$ кбар. Включения омфацита в краевой части Grt формируются при $T = 750-850^\circ\text{C}$ и $P = 14-16$ кбар, что соответствует пиковым значениям метаморфизма пород. Последующий этап преобразования эклогитов связан со снижением температуры до 750°C и давления до 13 кбар – период образования клинопироксен-плагноклазовых симплектитов поздней генерации и амфибола. Эти данные хорошо согласуются с ранее полученными РТ-условиями для проградного и ретроградного преобразования эклогитов [1].

Метапироксениты, гранат-дупироксеновые с амфиболом и гранат-ортопироксеновые породы широко распространены в пределах Гридинского эклогитсодержащего комплекса. Ксенолиты пироксенитов сконцентрированы в узких вытянутых зонах невыдержанной мощности, которые часто будинированы и представлены линзовидными скоплениями многочисленных тел либо отдельными их фрагментами. Основная часть обломков представлена дупироксеновой минеральной ассоциацией с парагенетичным либо наложенным гранатом [4]. На острове Прянишная луда среди гранитоидной массы обнаружены [5] тела метапироксенитов с гранат-ортопироксеновым минеральным парагенезисом.

Установлены три основных этапа метаморфических преобразования гранатовых ортопироксенитов. 1. Центральные части кристаллов Grt и Орх $T = 800^{\circ}\text{C}$, $P = 24$ кбар; 2. Периферийная часть – $T = 720^{\circ}\text{C}$, $P = 15$ кбар; 3. Краевая часть – $T = 600^{\circ}\text{C}$, $P = 8$ кбар [5].

Цоизититы и эпидот-цоизитовые породы представлены в виде разных по размеру линзовидных тел в гранитоидном матриксе. Наиболее крупные и сохранные тела цоизититов находятся на островах Луда Лесовата, Столбиха и Цоизититовый. Возраст формирования цоизититов о. Цоизититовый оценивается в 2719 ± 8 млн лет [9]. Главными минералами в породе являются цоизит и его полиморфные модификации — клинцоизит и эпидот, которые соответствуют ретроградному этапу преобразования. В породе обнаружен плагиоклаз с содержанием анортитового компонента до 83%. В ходе петрографического изучения выделены три генерации цоизита и определены РТ условия их формирования при использовании геотермобарометра по содержанию в них Fe [9]. В результате, цоизиту первой генерации соответствуют условия эклогитовой фации с $T \geq 750^{\circ}\text{C}$ и $P \geq 20$ кбар, вторая генерация связана с уменьшением РТ-условий метаморфизма $T \geq 650^{\circ}\text{C}$ и $P \geq 14$ кбар. Поздний цоизит формировался в области амфиболитовой фации при $T \geq 600^{\circ}\text{C}$ и $P \geq 10$ кбар [9].

Гранитоидный матрикс меланжа представлен мигматизированными гранито-гнейсами, метаэндербитами, микроклиновыми гранитами. Возраст цирконов из метаэндербитов установлен методом лазерной абляции 2717.2 млн лет [8] – предполагаемое время высокотемпературного гранулитового метаморфизма в ГЭК. РТ-условия образования метаэндербитов $T = 740^{\circ}\text{C}$ и $P = 10,8$ кбар. Возраст формирования микроклиновых гранитов, секущихся дайками габброноритов двух генераций (около 2.4 млрд лет и 2.12 млрд лет) на о. Избная луда, оценивается в 2670 ± 8 млн лет [7]. Для мигматизированных гнейсов, секущихся дайкой палеопротерозойских габброноритов на о. Воротная луда, установлены $T = 750-800^{\circ}\text{C}$, $P = 5,8-6,7$ кбар.

Детальные геолого-петрологические и геохронологические исследования свидетельствуют о сложном полиэтапном развитии ГЭК в архейский период. Эклогиты, метапироксениты и цоизититы были метаморфизованы в условиях эклогитовой фации ($T = 700-850^{\circ}\text{C}$, $P = 14-20$ кбар). На следующем этапе эти породы вместе с гранитоидным матриксом претерпели метаморфические изменения в условиях высокобарической гранулитовой и амфиболитовой фаций. Вероятно, к завершающим событиям относится внедрение микроклиновых гранитов с возрастом 2670 ± 8 млн лет.

Палеопротерозойский период характеризуется локальными проявлениями эклогитизации в дайках нескольких генераций. На основе геолого-петрологических и геохронологических данных ($2,3-2,4$ млрд лет) предполагается проявление другого, пока проблематичного генетического типа эклогитизации [2] с наложенными процессами высокобарической амфиболитовой фации с возрастом $1.8-1.9$ млрд лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 15-05-09288.

1. Володичев О.И., Кузенко Т.И. // *Записки РМО*. 2013. № 3. С. 28-51.
2. Володичев О.И., Парфенова О.В., Кузенко Т.И. // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. 2008. Вып. 11. С. 37-61.
3. Володичев О. И., Слабунов А. И. и др. // *Петрология*, 2004, С. 609-629.
4. Максимов О. А // *Магматизм и метаморфизм Фенноскандинавского щита: Тез. докл. XII Всероссийского петр. сов. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2015. С. 459-461.*
5. Максимов О. А. // *Вестник МГТУ, Мурманск, Т. 17, 2014г., № 2. С. 320-328.*

6. Скублов С.Г. и др. // ДАН. 2011. Т. 439, № 6. С. 795-802.
 7. Слабунов А. И. и др. // Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем. Мат. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. С. 232-235.
 8. Слабунов А.И. и др. // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Мат. конф. СПб: Sprinter, 2015. С. 273-275.
 9. Слабунов А.И. и др. // Труды КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 85-105.
 10. Berman R.G. // Canadian Mineralogist. 1991.v. 29. P. 833-855.
 11. Dokukina K.A., Kaulina T.V. et al. // Gondwana Research. 2014. V. 25 (2). P. 583-613.
 12. Li X., Zhang L., et al. // Precambrian Research. 2015. V. 268. P. 74-96.
-

АССОЦИАЦИИ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ И ГРАНУЛИТОВЫХ ПОЯСОВ НЕОАРХЕЙСКИХ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОРОГЕНОВ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОГО И ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНОВ: ПРОИЗВОДНЫЕ СУПЕРПЛЮМА И ИНИЦИИРОВАННОЙ СУПЕРПЛЮМОМ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ

М.В.Минц

Геологический институт РАН, Москва, Россия

E-mail: michael-mints@yandex.ru

В докладе охарактеризованы закономерные ассоциации неогархейских (~2.75-2.65 млрд лет) метаморфических поясов Северо-Американского и Восточно-Европейского кратонов. Выделяются осадочно-вулканогенные и вулканно-плутонические пояса двух уровней метаморфизма: зеленосланцевой–эпидот-амфиболитовой и высокой амфиболитовой–гранулитовой фации, участвующие в строении овально-концентрической тектоно-метаморфической зональности неогархейского орогена Северной Америки (рис.1). Закономерности пространственного распределения этих поясов обсуждаются в докладе на базе объемных (3D) моделей глубинного строения коры названных кратонов [1-3].

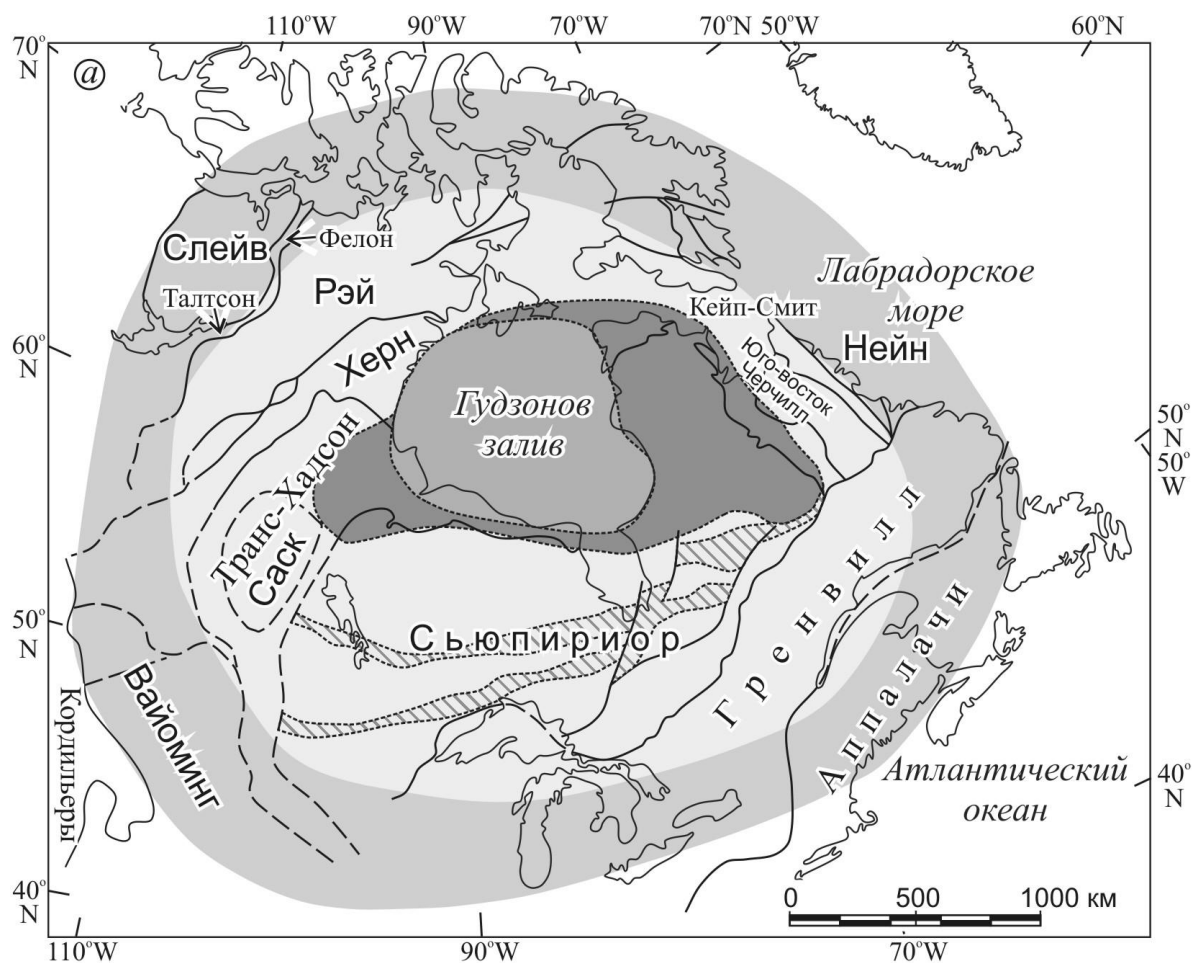


Рис. 1. Неогархейские орогены, инициированные мантийными плюмами.

а – Северо-Американский кратон (условные обозначения см. на рис. 1-б, в, г).

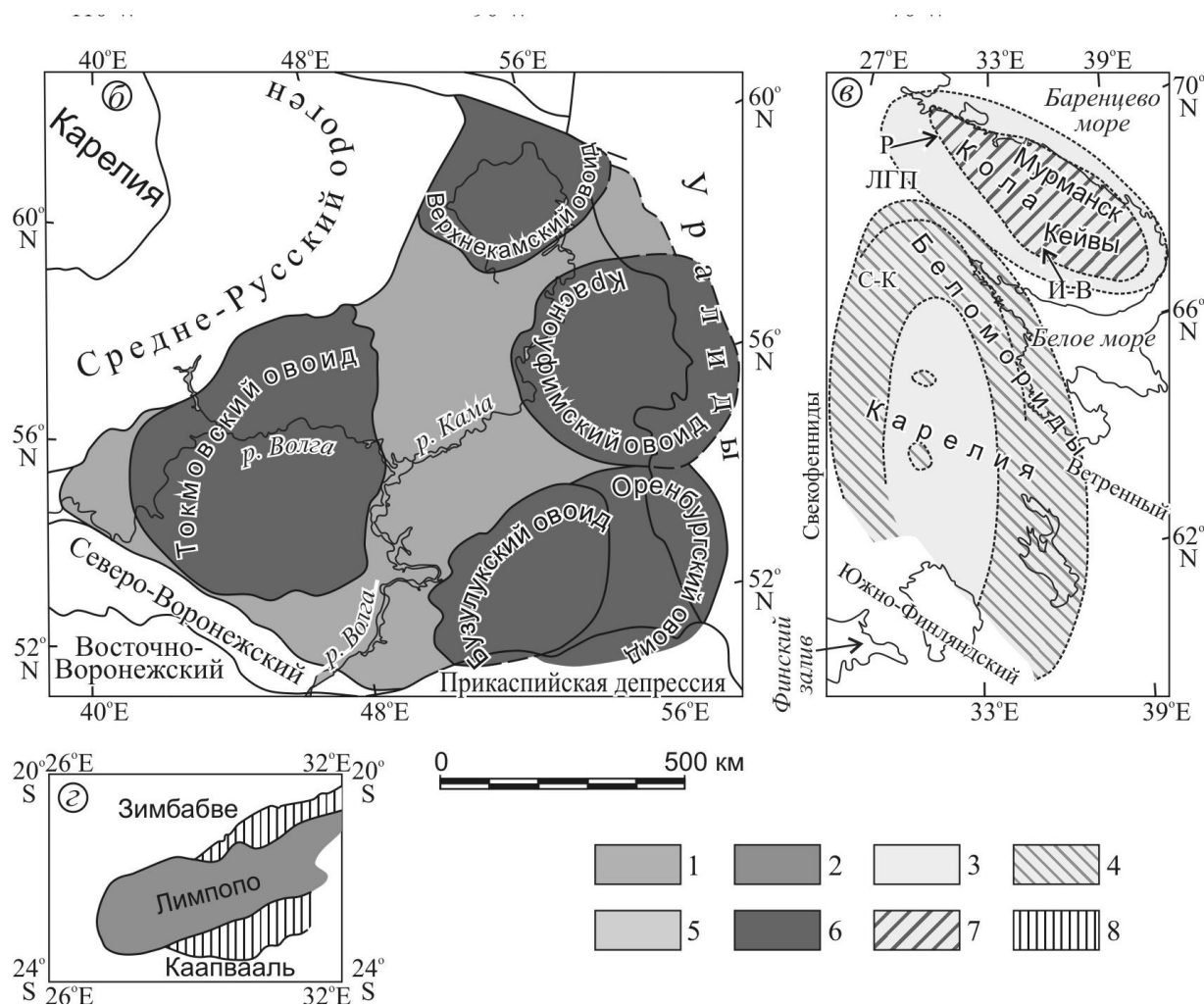


Рис. 1 (продолжение).

б – Волго-Уральский кратон, в – Кольский и Карело-Беломорский ареалы высокотемпературного метаморфизма и магматизма, г – ороген (пояс) Лимпопо.

1-5 – тектоно-метаморфическая зональность архейской коры Северо-Американского кратона: 1 – Центральная зона (длительно существующая депрессия Гудзонова залива), 2 – Внутренняя зона (породы гранулитовой фации с преобладанием метаосадочных гранулитов), 3 – Внешняя зона (гранит-зеленокаменные области, характеризующиеся низким и умеренным метаморфизмом, 4 – Периферическая зона, 5 – зоны амфиболит-гранулитового метаморфизма. Эти обозначения сохраняют свое содержание на остальных схемах. 6-8 – прочие обозначения: 6 – мафитовые и ультрамафитовые породы гранулитовой фации, 7 – Внутренняя зона Кольского ареала (гранулиты и щелочные метавулканы амфиболитовой фации), 8 – породы поднадвиговой области с инвертированной метаморфической зональностью (краевые области пояса Лимпопо).

На рисунке приведены наименования соседних орогенов.

Исследование неоархейской истории Северо-Американского, Волго-Уральского и Кола-Карельского кратонов, позволяет охарактеризовать соотношения мантийно-плюмовых и тектоно-плитных процессов на региональном уровне. Большинство реально наблюдаемых геологических и геофизических особенностей неоархейских округло-овальных тектонических структур этих кратонов и проявленная в разных формах концентрическая тектоно-метаморфическая зональность могут быть сопоставлены с особенностями и характеристиками численных термо-механических моделей мантийных плюмов [4]. Общий масштаб явления, зафиксированного в пределах овальной области архейской коры Северо-Американского кратона диаметром 3000 км, позволяет соотносить его с классом суперплюмов. Кратковременные события тектоно-плитного типа в южной части кратона Сьюпириор были инициированы мантийно-плюмовой активностью.

Размеры овальных Кольской и Карело-Беломорской областей высокотемпературного метаморфизма и магматизма в пределах кратона Кола-Карелия и гранулитовых овоидов в пределах Волго-Уральского кратона значительно уступают овальной области неоархейской коры Северо-Американского кратона (рис. 1 – б,в,г). Вариации размеров, структурных и метаморфических особенностей неоархейских внутриконтинентальных орогенов непосредственно зависят от специфики конкретных проявлений неоархейского суперплюмового события.

1. Минц М.В., Сулейманов А.К. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Тамсейс: В 2 т. + 1 папка-комплект цветных приложений. – М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2010. Т. 1, 408 с., Т. 2, 400 с.; папка содержит 9 приложений на 29 листах.
2. Mints, M.V., Dokukina et al. East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure. The Geological Society of America Special Paper 510, 2015, 433 p., <http://doi.org/10.1130/2015.2510>
3. Минц М.В., 2017 / Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 44-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Москва, 23-27 января 2017 г. (В.О.Михайлов – ред.). М: ИФЗ РАН. С. 246-251.
4. Burov, E., Gerya, T. Asymmetric three-dimensional topography over mantle plumes // Nature, 2014. Vol. 513. P. 85-90, <http://doi.org/10.1038/nature13703>.

**АССОЦИАЦИИ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ
ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВОЙ-АМФИБОЛИТОВОЙ И ГРАНУЛИТОВОЙ
ФАЦИИ В ПРОТЕРОЗОЕ ЛАВРОСКАНДИИ (ПРОИЗВОДНЫЕ
СУПЕРПЛЮМОВ И ИНИЦИИРОВАННОЙ СУПЕРПЛЮМАМИ
ТЕКТониКИ ПЛИТ)**

М.В.Минц

Геологический институт РАН, Москва, Россия

E-mail: michael-mints@yandex.ru

В докладе охарактеризованы закономерные ассоциации протерозойских метаморфических поясов Лавроскандии – суперконтинента, объединявшего Северо-Американский и Восточно-Европейский кратоны. Выделяются закономерно чередующиеся осадочно-вулканогенные пояса двух уровней метаморфизма: зеленосланцевой–эпидот-амфиболитовой и высокой амфиболитовой–гранулитовой фации. Метаморфические пояса участвуют в строении временной последовательности протерозойских орогенов, зеркально-симметрично формировавшихся вдоль окраин Атлантической зоны и, соответственно, наращивавших Восточно-Европейский кратон в западном направлении и Северо-Американский – в восточном направлении: 1) Лавро-Русского (2.5-1.8 млрд лет); 2) Свекофеннского (2.2-1.87 млрд лет) – Пре-Лабрадорского (Пенокийского) (1.89-1.83); 3) Готского (1.75-1.55 млрд лет) – Лабрадорского (1.81-1.71 млрд лет) – Пинварского (1.52-1.45 млрд лет); 4) Гренвилл-Свеконорвежского (1.2-1.0 млрд лет) [1-3].

В течение возрастного интервала между ~ 1.9 до ~ 0.9 млрд лет единство суперконтинента Лавроскандия минимально дважды нарушалось формированием океанических структур: Свекофеннской–Пре-Лабрадорской (~2.2-1.8 млрд лет) и Пре-Гренвиллской (~1.7-1.3 млрд лет), подобных современному Атлантическому океану. В обоих случаях единство Лавроскандии через некоторое время восстанавливалось в результате субдукции океанической литосферы, аккреции и обдукции островодужных и океанических террейнов к обеим окраинам океана. Возникновение и эволюция Свекофеннского–Пре-Лабрадорского океана, соответственно разделение и восстановление единства Лавроскандии в конце палеопротерозоя показаны на рис. 1. Возникновение и эволюция Пре-Гренвиллского океана завершились формированием Гренвилл-Свеконорвежского орогена, сопровождавшимся многократными импульсами высокотемпературного магматизма и метаморфизма гранулитовой фации (рис. 2).

Высокотемпературный характер магматизма и метаморфизма, многократное повторение термальных импульсов и грандиозный объем коры, подвергшейся высокотемпературным преобразованиям, позволяют рассматривать модель мантийного плюма в качестве наиболее адекватной модели источника тепловой энергии. Двукратное в мезопротерозое возникновение океанских бассейнов приблизительно на месте современного Атлантического океана, особенности эволюции этих бассейнов и последующее возникновение и закрытие в той же зоне палеозойского океана Япетус (~0.65-0.40 млрд лет) и затем раскрытие мезокайнозойского Атлантического океана свидетельствуют об особом характере «Атлантической зоны», которую в определенном смысле можно рассматривать как внутриконтинентальную структуру.

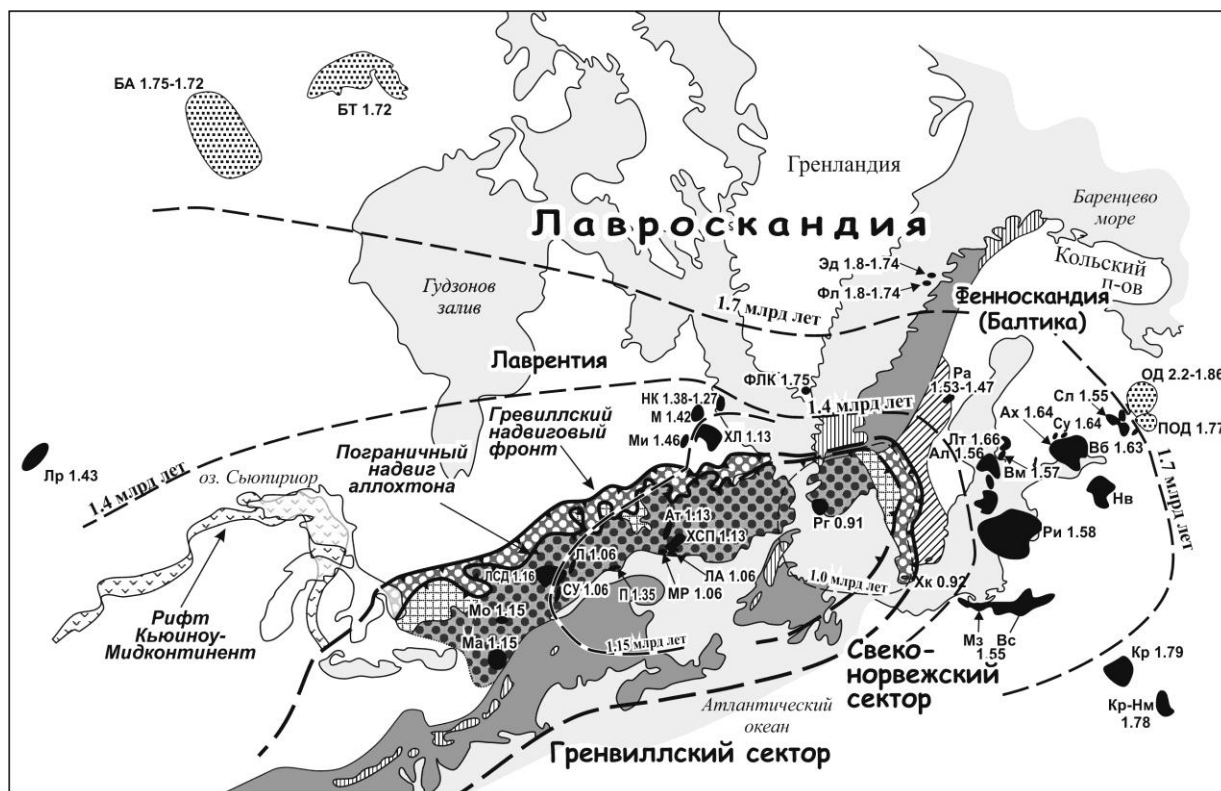


Рис. 2. Реконструкция Гренвилл-Свеконорвежского орогена приблизительно для возраста 0.8 млрд лет (по [Mints, 2014] с дополнениями). Подписаны названия главных пограничных надвигов (пунктирной линией показаны их предполагаемые продолжения). 1. Палеозой. Каледонский и Аппалачский орогены. 2-9. Мезо-неопротерозой. 2-4. Гренвилл-Свеконорвежский ороген: 2-3 – Аллохтонный пояс: 2 – гранулиты умеренных давлений, 3 – гранулиты повышенных давлений; 4 – Параавтохтонный пояс, инвертированная метаморфическая зональность, включая эклогиты. 5. Рифт Кьюиноу-Мидконтинент. 6. Мезо-неопротерозойские породы в автохтоне каледонских тектонических покровов. 7. Трансскандинавский Магматический пояс. 8. Интрузивы АМЧГ и АРГ комплексов, пунктиром показаны приблизительные контуры разновозрастных зон АМЧГ-АРГ магматизма; приведены названия массивов и возраст (млрд лет):

1. Mints, M.V. // *Geotectonics*. 2014. Vol. 48, No. 6. P. 498-524.
2. Mints, M.V., Dokukina et al. East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure // *The Geological Society of America Special Paper* 510, 2015, 433 p., <http://doi.org/10.1130/2015.2510>
3. Mints, M.V., Eriksson, P.G. Secular changes in relationships between plate-tectonic and mantle-plume engendered processes during Precambrian time // *Geodynamics & Tectonophysics*, 2016. Vol. 7 (2). P. 173–232, <http://doi.org/10.5800/GT-2016-7-2-0203>.

ЭФФЕКТ «OVERPRESSURE» КАК АЛЬТЕРНАТИВНЫЙ МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ В КЕМБРИЙСКИХ ОРОГЕНАХ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ

Е.В. Михальский¹, Ю.Л. Гульбин²

¹ *ФГБУ «ВНИИОкеангеология»*

² *Санкт-Петербургский горный университет*

E-mail: emikhalsky@mail.ru

Кембрийский этап тектогенеза (550–500 млн. лет) в той или иной степени проявлен на большей части Восточной Антарктиды. В некоторых районах происходил метаморфизм (преимущественно гранулитовой фации), пластические деформации и анатексис, в других – внедрения посткинematических гранитоидов и пегматитов или «изотопное омоложение». Большинство исследователей метаморфизм гранулитовой фации и сопутствующие процессы связываются с коллизией континентальных блоков, удвоением мощности земной коры и последующей эксгумацией глубинных горизонтов до уровня средней или верхней коры [4, 5, 11, 12]. Действительно, пиковые условия метаморфизма оцениваются по температуре от 650–700 °С до 1100 °С и по давлению от 6–7 кбар до 20 кбар, а постпиковая эволюция характеризуется декомпрессией [3, 6, 7]. Однако, с одной стороны, для достижения высокотемпературных условий (>850–900 °С) принципиально необходим дополнительный источник тепла [9], в качестве которого может выступать астеносферная мантия, замесившая верхние горизонты литосферы вследствие её деляминации. С другой стороны, тектонофизическое цифровое моделирование показывает [10], что в пределах ослабленных внутрикоровых зон вязкопластического течения может развиваться существенное избыточное давление.

Нами выполнены термобарометрические исследования неопротерозойских метаосадочных пород серии Содружества, развитой в южной части гор Принс-Чарльз в Восточной Антарктиде и имеющей мощность до 10–11 км (по моделированию потенциальных полей). Породы серии Содружества представлены псаммитами и пелитами, преимущественно метаморфизованными в условиях фации зелёных сланцев и часто несущие седиментационные текстуры (косая слоистость, знаки ряби и др.). Эти породы надвинуты на раннекембрийский гранито-гнейсовый фундамент и прорваны мафическими силами, также метаморфизованными до амфиболитов, и кембрийскими гранитами. В зонах надвига развиваются минеральные ассоциации более глубокого метаморфизма, которые и составляют предмет нашего исследования.

Для реконструкции P – T траекторий использованы методы классической и мультиравновесной термобарометрии, а так же метод псевдосечений [2]. Изученные породы – метапсаммиты, кварцитовидные сланцы и метапелиты Qtz–Bt–Ms–Pl±Grt состава – метаморфизованы в условиях высокобарической части нижней амфиболитовой фации.

Для определения условий равновесия краевых зон кристаллов граната с минералами матрикса были использованы методы минеральной термобарометрии. Оценки температуры и давления, полученные с помощью гранат-биотитового (GB) геотермометра, гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевого (GBPQ), гранат-мусковит-плагиоклаз-кварцевого (GMPQ) и гранат-биотит-мусковит-плагиоклазового (GBMP)

геобарометров для метапсаммитов и метапелитов. Полученные оценки заключены в пределах 560–610 °С и 6,5–11 кбар. Близкие значения P – T параметров дают программы TWQ и THERMOCALC. Для реконструкции P – T эволюции метаморфизма использовался метод псевдосечений. Моделирование фазовых равновесий выполнялось с помощью программы Theriak/Domino на основе базы внутренне согласованных термодинамических данных tcdb55c2d [8] в системе MnNCKFMASHT. Для оценки условий начала и конца порфиروبластеза на фазовые диаграммы наносились изоплеты, отвечающие составам центральных, промежуточных и краевых зон изученных кристаллов граната. Сходные P – T траектории построены для метапелитов и амфиболитов. Они берут начало в области с координатами 490–510 °С, 6,5–8,5 кбар и демонстрируют: сначала – рост температуры и давления до 560–650 °С, 8–11 кбар, затем – снижение P – T параметров до значений, необходимых для образования позднего хлорита (< 540 °С, < 6 кбар). Сходные оценки давления даёт также геобарометр «кварц в гранате» [1] и селадонитовый состав мусковита в метапелитах.

Геологические условия (приуроченность высокобарических ассоциаций к зоне надвига, содержащей мафические силы, и сохранение седиментационных текстур, сохранение которых невозможно представить при погружении толщи на горизонты нижней коры) позволяют предполагать возникновение условий «сверхдавления» (overpressure) в связи со структурно-вещественной неоднородностью земной коры. Вероятно, в процессе инверсии бассейна Содружества происходило тектоническое скучивание отдельных коровых горизонтов или блоков в пределах одной плиты. Наши данные обращают внимание на возможность влияния фактора сверхдавления и в других районах, где существует масштабная структурно-вещественная неоднородность строения земной коры. В этом случае к полученным P – T траекториям следует относиться с большой осторожностью и рассматривать альтернативные модели развития. Можно также отметить, что все известные в Антарктиде участки развития кембрийского высокотемпературного (от 650–700 °С до 1100 °С) и достаточно высокобарического метаморфизма (от 6–7 кбар до 20 кбар), характеризующегося постпиковой декомпрессией и отражающего, как предполагают авторы этих исследований, коллизионные геодинамические процессы, находятся в зонах сочленения раннедокембрийских протократонных блоков и протерозойских подвижных поясов. Очевидно, что жёсткие протократонные блоки могут создавать определённые «упоры» применительно к движению материала земной коры в пределах подвижных поясов. В этой связи установленное нами явление развития «сверхдавления» может указывать на то, что вычисленные параметры метаморфизма «переоценивают» гидростатическую составляющую давления, а модели декомпрессионного развития (и коллизионной обстановки) являются менее обоснованными, чем представлялось до наших исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 15-05-02761) и Минобрнауки России в рамках проектной части государственного задания в сфере научной деятельности № 5.2115.2014/К.

- 1 Гульбин Ю.Л., Васильев Е.А. // *Записки Российского минералогического общества*. 2015. Т. 144, №6. С. 106–114.
- 2 Гульбин Ю.Л., Егорова К.В., Михальский Е.В., Ткачёва Д.А., Галанкина О.Л. // *Записки Российского минералогического общества*. 2015. Т. 144, №5. С. 15–32.
- 3 Михальский Е.В. // *Вестник МГУ. Сер.4. Геология*. 2007, № 5. С. 3–15.

- 4 Boger S.D. // *Gondwana Research*. 2011. V. 19. P. 335–371.
 - 5 Fitzsimons I.C.W. // *Geological Society of London Special Publication*, 206, P. 93–130.
 - 6 Godard G., Palmeri, R. // *Gondwana Research*. 2013. V.23. P. 844–864.
 - 7 Harley S.L. // *Geological Society of London, Special Publications*, 206. 2003. P. 203–230.
 - 8 Holland T.J.B., Powell R. // *J. Metamorph. Geol.* 1998. V. 16. P. 309–344.
 - 9 Platt J.P., England P.C. // *American Journal of Science*. 1994. V. 293. P. 307–336.
 - 10 Schmalholz S.M., Podladchikov Y.Y. // *Geophysical Research Letters*. 2013. V. 40. P. 1984–1988
 - 11 Shiraishi, K., Hiroi, Y., Ellis, D.J., Fanning, C.M., Motoyoshi, Y., Nakai, Y. // Tokyo, TERRAPUB, 1992. P. 67-74.
 - 12 Yoshida M. // *Geol. Soc. India Mem.* 1995. V. 34. P. 25–45.
-

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ: НОВЫЙ ПОДХОД К РАЗРАБОТКЕ ЛЕГЕНДЫ

Е.В. Михальский

ФГБУ «ВНИИОкеангеология»

E-mail: emikhalsky@mail.ru

Докембрий Восточной Антарктиды преимущественно представлен нестратиграфическими образованиями, — плутоническими и метаморфическими комплексами. Метаморфические комплексы включают, главным образом, глубоко метаморфизованные породные ассоциации, первичная природа которых, как правило, не может быть уверенно реконструирована. Более того, в большинстве районов породы испытали многофазную историю деформаций и минеральных преобразований. Согласно принятым нормативно-методическим документам по составлению геологических карт масштаба 1:1000000 [1, 2], если первичная природа горных пород, входящих в состав метаморфического комплекса, уверенно *распознается*, то на геологической карте эти участки показываются соответственно как стратиграфические или магматические образования с обозначением изоградами индекс-минералов, интенсивности и распространенности метаморфизма, а также дополнительным индексом — времени его проявления. Метаморфические комплексы или их части, исходная *природа которых не установлена*, на геологической карте изображаются с помощью специальных цветовых или штриховых обозначений и индекса времени проявления метаморфизма. На карте принято отражать — цветом преобладающей в подразделении определенной минеральной фации — состав, а не возраст метаморфических комплексов.

Таким образом, согласно существующим нормативно-методическим документам способ выделения метаморфических образований зависит от того, возможно ли распознать природу первичного протолита (главным образом, интрузивная, вулканогенная или осадочная). В полифазно деформированных комплексах Восточной Антарктиды такое разделение только иногда бывает возможным, поэтому в большинстве случаев на карте символом должен быть отражён возраст метаморфизма, а цвет отдан преобладающему минеральному составу комплекса (подкомплекса, толщи). При этом возраст протолита (не дифференцированного по природе) остаётся никак не отражённым, даже если он известен по изотопно-геохронологическим данным. В частности, в районе ледника Ламберта в Восточной Антарктиде, где вскрыты разнообразнейшие и по составу, и по времени заложения протолитов геологические тела, разными исследователями получены в общей сложности свыше 350 U–Pb датировок по циркону (преимущественно современные методы локальной масс-спектрометрии, от 3500 млн. лет до 480 млн. лет). Конечно, далеко не всегда эти датировки могут быть однозначно интерпретированы в смысле природы протолита и характера цирконообразующего (преобразующего) процесса. Однако, эти данные, собственно, и несут возможность реконструировать последовательность тектономагматических и тектонотермальных процессов, сформировавших земную кору данного участка, то есть создают содержание геологической карты. Возраст же метаморфизма, как правило, сопровождавшего структурообразующие пликативные деформации, скорее должен составлять содержание тектонической карты.

Чтобы избежать потери важной геохронологической информации и наиболее полно отразить геологическое строение и историю тектонического развития региона, сложенного преимущественно глубоко метаморфизованными толщами, для района ледника Ламберта в Восточной Антарктиде нами была построена «тектоно-геологическая» карта, специфической чертой которой является выделение на карте метаморфических комплексов с помощью полосчатой заливки (как это принято для метаморфических комплексов) и двойного символа, например:

$$MP_{1-2} // NP_1,$$

где левый символ отражает возраст протолита (в данном случае, ранний–средний мезопротерозой), а правый символ – возраст завершающей фазы тектонотермальной деятельности (в данном случае – ранний неопротерозой). В полосчатой заливке (текстуре символа) при этом одна полоса имеет цвет возраста протолита, другая – возраста метаморфизма. Возможно, в некоторых случаях может быть оправдано выделение и какого-то третьего, промежуточного этапа тектономагматической деятельности, и с помощью символа «/» или «//» отражать различные по интенсивности и характеру наложенные тектонотенмальные процессы. Подобранные достаточно контрастные цвета «тектонической» составляющей позволяют уже при беглом чтении карты видеть ареалы распространения тех или иных метаморфических (и/или тектонических) процессов на фоне также отчётливо читаемых возрастных (по сути «крипто-стратифических») базовых подразделений.

Более того, даже в случаях, когда первичную природу метаморфической толщи всё-таки можно установить или предположить, предлагаемая полосчатая расцветка и двойной символ, как нам представляется, могут давать более наглядное отражение геологического строения на карте и облегчать её прочтение, чем это возможно с использованием инструктивных приёмов. В этом случае метаосадочные толщи можно показывать горизонтальной текстурой символа, а ортогнейсовые толщи – вертикальной текстурой.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 15-05-02761).

1. *Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения). Версия 1.3.* СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. 168 с.
2. *Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе, переработанное и дополненное.* СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.

ПЕРВЫЕ ТЕРМОБАРОМЕТРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА ГНЕЙСОВ КОЛЬСКОЙ И ТУНДРОВОЙ СЕРИЙ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, БАЛТИЙСКИЙ ШИТ)

Мыскова Т.А., Милькевич Р.И., Лебедева Ю.М.

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия
E-mail: tmyskova@gmail.com*

Гнейсы кольской и тундровой серий Балтийского щита, развитые в Центральной части Кольского полуострова, слагают две сопряженные в пространстве архейские структуры. Породы глубоко метаморфизованы, что создает трудности при интерпретации их первичной природы и возраста. Разногласия касаются не только вопросов происхождения пород, но также и условий их метаморфизма.

Большинство исследователей относит гнейсы тундровой серии к образованиям более высокого по сравнению с гнейсами кольской серии стратиграфического уровня и рассматривает в составе позднеархейского Колмозеро-Вороньинско-Урагубского зеленокаменного пояса, расположенного на границе Мурманского и Центрально-Кольского блоков Балтийского щита [4].

Л.Ф. Добржинская [1], напротив, считает гнейсы тундровой и кольской серий разновозрастными, не различающимися вещественным составом и испытавшими одинаковые структурно-метаморфические преобразования четырех этапов метаморфизма: наиболее раннего гранулитового, двух последовательно проявившихся этапов амфиболитового метаморфизма и позднего зеленосланцевого диафтореза.

Данные по составу и возрасту гнейсов кольской и тундровой серий были получены нами ранее и частично опубликованы [2, 3].

Гнейсы тундровой серии по петрогеохимическим особенностям отвечают двум типам пород: средне-кислым метавулканитам известково-щелочной серии, варьирующим по составу от андезитов до дацитов и незрелым терригенным осадкам – вулканомиктовым метаграуваккам [2]. Указанные группы пород присутствуют приблизительно в равных количествах.

Гнейсы кольской серии по петрогеохимическому составу ближе всего тоналит-трондjemитовым гнейсам древних архейских серий [3].

Возраст кристаллизации сравниваемых пород, полученный локальным U-Pb методом по циркону (SHRIMP-II), свидетельствует о более раннем протолите гнейсов кольской серии, кристаллизовавшемся в 2.9 млрд. лет и метаморфизованном в условиях гранулитовой фации на этапе 2707-2656 млн. лет [3]. Для метадацитов тундровой серии по четырем пробам получены неоднозначные данные, но во всех случаях более молодые, чем для кольских гнейсов. Два значения, равные 2838 ± 23 млн. лет и 2774 ± 12 млн. лет, интерпретированы как возрасты кристаллизации и метаморфизма [2], остальные три (2798 ± 11 млн. лет, 2765 ± 11 млн. лет и 2723 ± 7 млн. лет) получены недавно, еще не опубликованы и нуждаются в более точной интерпретации природы пород и датируемых цирконов.

Получены первые термобарометрические данные, свидетельствующие о разных условиях метаморфизма пород тундровой и кольской серий.

Для оценки P-T параметров были использованы два независимых метода: 1) метод avPT [8] в программе THERMOCALC [7] версии 3.40 с базой данных ds62 и 2) метод TWEEQU [6] в программе TWQ 2.01 с использованием базы данных ba92 [5]. Определение химического состава минералов проводилось в ИГГД РАН с помощью электронного микроскопа JEOL JSM-6510LA с ЭДС приставкой JED 2200. Для расчетов определялись составы сосуществующих минералов, находящихся в равновесии.

Для пород тундровой серии использовалась серия образцов с максимальным количеством минералов в парагенезисе. Для получения корректных данных необходимо иметь пучки с тремя и более линейно независимыми минеральными реакциями (IR). В случае парагенезиса Grt+Bt+Pl+Qtz+And можно получить графики с тремя линейно независимыми реакциями в программе THERMOCALC и только с двумя линейно независимыми реакциями в программе TWQ.

Для образцов 242-3, 230-1 и 222-2 в программе THERMOCALC были получены пучки с параметрами 6.3-8.5 кбар и 620-700°C (табл. 1). Параметры всех трех образцов не различаются в пределах погрешности dP и dT (табл. 1). В программе TWQ для данного парагенезиса получена приблизительная оценка температуры (без контроля равновесности минералов) по гранат-биотитовому термометру (табл. 1), отвечающая значениям 550-830°C.

В образце 223-2 к уже приведенному парагенезису добавлен кордиерит. Для парагенезиса Grt+Bt+Pl+Crd+Qtz+And построены графики с пятью линейно независимыми реакциями в программе THERMOCALC и с четырьмя линейно независимыми реакциями в программе TWQ. Полученные для данного парагенезиса двумя независимыми методами параметры 4.2-4.3 кбар, 620-630°C и 5.1-5.4 кбар, 650-665°C для трех полей шлифа хорошо согласуются между собой (табл. 1).

Образец	Парагенезис	ТС					TWQ				
		IR	P, кбар	dP, кбар	T°C	dT°C	IR	P,кбар	СКО,кбар	T°C	СКО°C
Тундровая серия											
242-3	GrtBtPlQtzAnd	3	6.3	2.3	697	128	2	-	-	630-730	-
230-1	GrtBtPlQtzAnd	3	8.5	2.2	620	100	2	-	-	550-690	-
222-2	GrtBtPlQtzAnd	3	7.5	2.3	648	117	2	-	-	580-830	-
223-2 F2	GrtBtPlCrdQtzAnd	5	4.3	0.9	630	82	4	5.4	0.87	665	39
223-2 F3	GrtBtPlCrdQtzAnd	5	4.2	0.9	620	80	4	5.4	1.1	650	52
223-2 F4	GrtBtPlCrdQtzAnd	5	4.2	0.9	630	82	4	5.1	1.2	665	90
Кольская серия											
32-1	GrtBtPlCrdSillQtz	5	7.1	0.9	841	100	4	6.7	1.2	790	52
6-1_2	GrtBtPlCrdSillQtz	5	3.8- 4.1	0.8	630	86	4	5.2	2.1	717	108
25 1	GrtBtPlCrdSillQtz	5	6.4	0.8	764	91	4	7.3	2	865	95

Табл. 1. Результаты термобарометрического исследования пород тундровой и кольской серий.

Для гнейсов кольской серии с парагенезисом Grt+Bt+Pl+Crd+Qtz+Sill получены хорошо согласующиеся результаты для каждого образца с пятью линейно независимыми реакциями в программе THERMOCALC и четырьмя линейно независимыми реакциями в программе TWQ, которые приведены в табл. 1. В целом давление и температура метаморфизма для пород кольской серии выше по сравнению P-T параметрами метаморфизма, полученными для гнейсов тундровой серии, и составляют 3.8-7.1 кбар и 717-865°C.

Таким образом, основываясь на полученных петрогеохимических, изотопных и термодинамических данных, можно сделать вывод о самостоятельности сравниваемых стратиграфических подразделений. Породы кольской и тундровой серий различаются первичным составом, возрастом протолита и метаморфизовались в различных термодинамических условиях.

1. *Добржинецкая Л.Ф. Структурно-метаморфическая эволюция кольской серии. М.: Наука, 1978. 148 с.*
 3. *Мыскова Т.А. и др. // ЗРМО. 2002. Ч. 131, В. 4. С. 15-21.*
 4. *Мыскова Т.А., Милькевич Р.И. // Труды КНЦ РАН. 2016. № 10. С. 1-29.*
 5. *Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Изд-во «Наука», 2005. 711 с.*
 6. *Aranovich L.Ya., Berman R.G. // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126. P. 25-37.*
 7. *Berman R.G. // Canadian Mineralogist. 1991. V. 29. P. 833-855.*
 8. *Powell R. & Holland T.J.B. // Journal of Metamorphic Geology. 1988. V. 6. P. 173–204.*
 9. *Powell R. & Holland T.J.B. // American Mineralogist. 1994. V. 79. P. 120–133.*
-

ГЕОХИМИЯ HFS-ЭЛЕМЕНТОВ И RE-OS СИСТЕМАТИКА ЭКЛОГИТОВ UHP МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ И СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ

Л.П.Никитина^{1,2}, Бабушкина¹, А.Г. Гончаров^{1,2}, Н.М. Королев¹, Б.В. Беляцкий³,
Р.Ш.Крымский³, С.А.Сергеев³

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия,

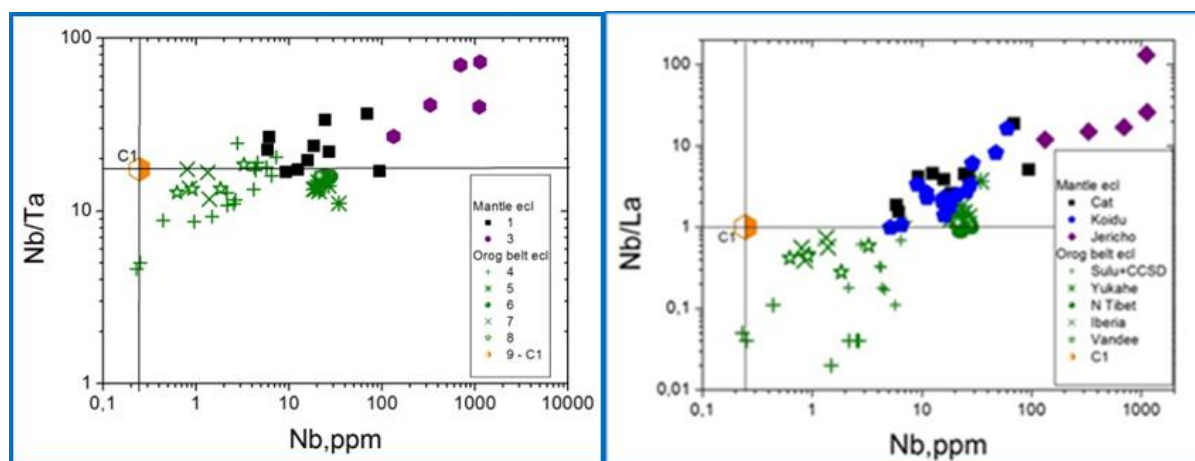
²Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле,
Санкт-Петербург, Россия;

³Всероссийский геологический институт, Санкт-Петербург, Россия

E-mail: lpnik@mail.ru;

В результате анализа геохимии Nb, Ta, La, Zr, Hf и изотопного состава Re-Os системы в эклогитах UHP метаморфических комплексов орогенных поясов (С. Китай, С. Тибет, Yukahe, Iberia, Vandee) и в ксенолитах мантийных эклогитов и перидотитов из алмазоносных кимберлитов архейских кратонов Кассаи, Мен, Слейв, Каапваал установлено:

(1). Эклогитам из UHP комплексов свойственны хондритовые (CI, [12]) значения Nb/Ta и Nb/La или ниже их, тогда как в эклогитах литосферной мантии, подстилающей кратоны (субкратоническая мантия), они колеблются от хондритовых до суперхондритовых (рис.1), что указывает на фракционирование Nb относительно Ta и La в глубинных зонах литосферной мантии.



А

Б

Рис.1. Зависимость Nb/Ta (А) и Nb/La (Б) от содержания Nb в эклогитах из мантии кратонов (1-3: Кассаи [11], Мен [3], Слейв [6], соответственно) и высокобарических метаморфических комплексов орогенных поясов (4-8: 4 - Sulu [20; 8], 5 - Yukahe [4], 6 - N. Tibet [19], 7-8 - Iberia, Vandee, соответственно [17]); 9 – хондрит CI [12].

(2). В ксенолитах мантийных эклогитов наблюдаются высокие концентрации Re и повышенные по сравнению с хондритом CI и примитивной верхней мантией PUM [9; 18] значения $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (рис.2). Это отличает их от мантийных перидотитов, характеризующихся меньшими значениями $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, чем в хондрите CI и PUM (рис. 3;), указывая на невозможность образования эклогитов в результате плавления только мантийного перидотита и вероятность их происхождения из обогащенного рением источника - субдуцированной океанической коры, преобразованной в условиях верхней мантии.

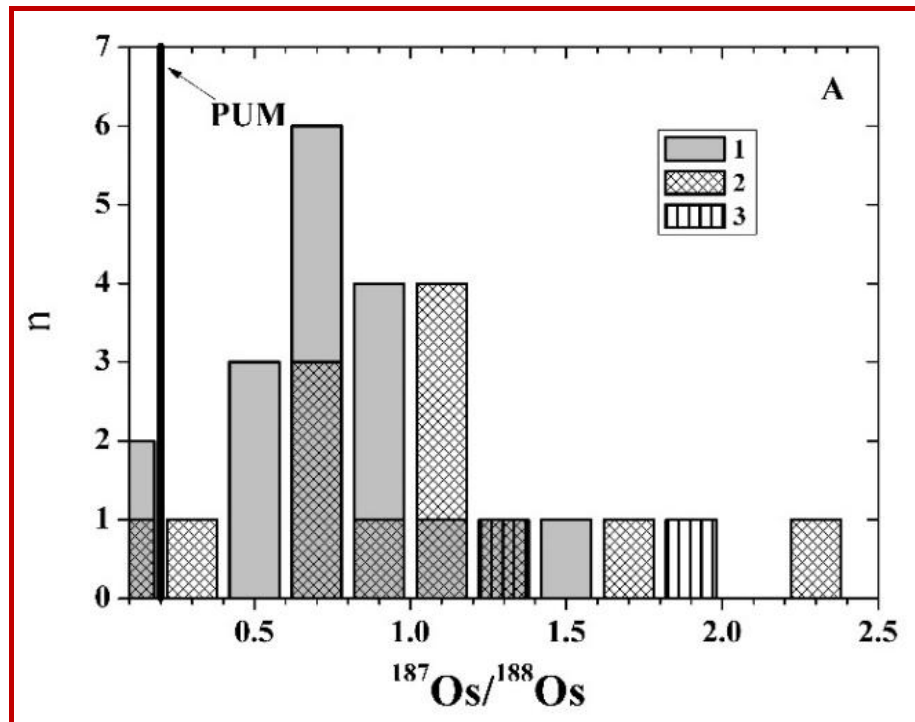


Рис.2. Гистограммы значений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в ксенолитах эклогитов из мантии архейских кратонов (1-3 - Каапваальский [10], Слейв [2], Касси [1], соответственно). PUM [9].

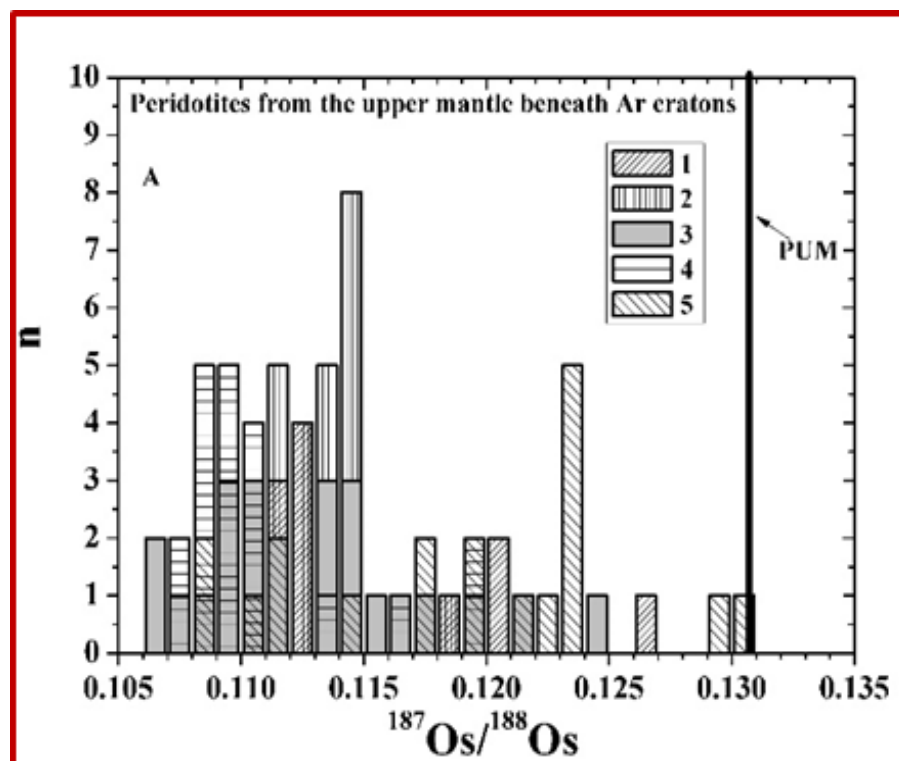


Рис. 3. Гистограммы значений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в перидотитах субкратонической мантии. А – кратоны 1 – Карельский [16], 2 - Северо-Атлантический [7], 3 – Каапваальский [14], 4- Лесото [15], 5 – Сибирский [5;13].

(3). Значения возраста деплетирования Re (Trd) для экологитов субкратонической мантии охватывают интервал от палеоархея до неопротерозоя, свидетельствуя о многократности процессов субдукции океанической коры в литосферную мантию, начиная с палеоархея.

(4). Отношения Nb/Ta и Nb/La и Re-Os систематика экологитов являются мощными критериями их генезиса, позволяя определить, являются ли они продуктами фракционного плавления мантийных перидотитов или образовались в результате субдукции океанической коры.

(5). Отношения Nb/Ta и Nb/La могут использоваться в качестве реперных для экологитов – продуктов метаморфизма пород основного состава в земной коре, в пределах UHP метаморфических поясов.

1. Никитина Л.П., Королев Н.М., Богомолов Е.С., и др. // *Материалы Семнадцатой международной конференции "Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле"*. Москва, 26 -30 сентября 2016 г. М.: ИГЕМ РАН, 2016. С. 243-246.
2. Aulbach S., Creaser R.A., Pearson N.J., et al. // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. V. 283. P. 48–58.
3. Barth M.G., Rudnick R.L., Horn I., et al. // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2002. V. 66. N 24. P. 4325–4345.
4. Chen, D.L., Liu, L., Sun, Y. et al // *Earth Sci*. 2009. V. 35. P. 259–272.
5. Griffin W.L., Spetsius Z.V., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. // *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 2002. V. 3, N. 11 1069. doi:10.1029/2001GC000287.
6. Heaman, L.M., Creaser, R.A., Robert, A., Creaser, H.O. // *Geology*. 2002. V.30 (6). P. 507–510.
7. Irving G.G., Pearson D.G., Kjarsgaard B.A. et al // *Lithos*. 2003. V. 71. P. 461–488.
8. Liang, J.L., Ding, X., Sun, X.M., Zhang, Z.M., Sun, W.D. // *Chem. Geol.* 2009. V. 268. P. 27–40.
9. Meisel T., Walker R.J., Irving A.J., Lorand J.-P. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2001. V. 65. P. 1311–1323.
10. Menzies A.H., Carlson R.W., Shirey S.B., Gurney J.J. // *Lithos*. 2003. V. 71. P. 323–336.
11. Nikitina L.P., Korolev N.M., Zinchenko V.N., Joao Tunga // *Precambrian Research*. 2014. V. 249. P. 13–32.
12. Palme H., O'Neill H.St. C. // *Treatise on Geochem.* 2003. V. 2. 2.01. P. 1–38.
13. Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W. et al. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995a. V. 59. P. 959–977.
14. Pearson D.G., Carlson R.W., Shirey S.B. et al // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995b. V. 134. P. 341–357.
15. Pearson, D.G., Irvine, G.J., Ionov, D.A. . et al // *Chemical Geology*. 2004. V. 208. P. 29–59.
16. Peltonen P., Brügmann G. // *Lithos*. 2006. V. 89. P. 405–423.
17. Schmidt A., Weyer S., John T., Brey G.P // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2009. V. 73. P. 455–466.
18. Walker R.J., Horan M.F., Morgan J.W. et al // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2002. V. 66. P. 4187–4201.
19. Zhai Q.-G., Jahn B.-M., Zhang Ru-Z. et al // *J. Asian Earth Sci.* 2011. Vol. 42. – P. 1356–1376.
20. Zhang Z.-M., Shen K., Sun W. // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2008. V. 72. P. 3200–3228.

ТОНАЛИТ-ТРОНДЪЕМИТ-ГРАНОДИОРИТОВЫЙ
КОМПЛЕКС ИНГОЗЕРСКОГО БЛОКА (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ):
ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПНОМУ U-Pb ДАТИРОВАНИЮ ЦИРКОНА
И РАСПРЕДЕЛЕНИЮ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ

Е.А. Ниткина.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, Россия,

E-mail: nitkina@geoksc.apatity.ru

Ингозерский массив расположен в Терском блоке Беломорского террейна Кольского полуострова и сложен гнейсами и гранитоидами архея [1; 7; 10], которые представляют собой комплекс основания. Архейские комплексы основания, как картируемые геологически значимые структуры имеют название тоналит-трондъемит-гнейсового комплекса – TTG [8]. Датировок древнее 3,0 млрд. лет по детритовым цирконам по Кольскому полуострову достаточно много [3; 6]. Кроме того породы Архея метаморфизованы в гранулитовых фациях метаморфизма, есть лишь малая доля террейнов, где комплекс основания (инфраструктуры) метаморфизован в амфиболитовой фации, в том числе Ингозерский массив. В ранее проведенных исследованиях [1; 2; 4; 5; 7; 9] в пределах Ингозерского блока выделены следующие этапы становления комплекса: 1 этап — бразование пород, исходных для биотитовых гранитогнейсов; 2 этап — внедрение даек основных пород; 3 этап — деформация пород, рассланцевание; 4 этап — внедрение тел гранитов и послойная микроклинизация биотитовых гнейсов; 5 этап — внедрение крупных тел пегматитов; 6 этап — образование разноориентированных пегматитовых и гранитных жил небольшой мощности, с гранатом и без него; 7 этап — внедрение кварцевых жил; 8 этап — мелкие разрывы со смещениями (как левосдвиговые, так и правосдвиговые).

Цель данного исследования – установление временной шкалы геологических процессов, проявленных в Ингозерском блоке. Пробы на изотопное U-Pb датирование были отобраны из биотитовых гнейсов (Н-10-01), амфибол-биотитовых гнейсов (Н-10-07) и биотит-амфиболовых гнейсов (Н-10-08). Предварительное изотопное U-Pb датирование циркона и других акцессорных минералов было проведено для гранитов (Н-10-06), послойных жил пегматоидного материала в гнейсах (Н-10-10), жильных гранитов (Н-10-09).

Для гнейсов Ингозерского массива установлены (табл. 1, рис. 1) высокие содержания Na, Ca и низкие K; а также характерно распределение редкоземельных элементов, схожее с таковым для пород комплексов TTG, известных в Мире [12].

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Н-10-01	71.12	0.26	14.22	0.22	2.94	0.037	0.65	2.46	5.20	1.70
Н-10-07	67.81	0.49	13.90	0.11	4.77	0.075	1.69	3.95	4.13	1.37
Н-10-08	66.55	0.47	13.85	1.09	4.40	0.059	2.00	4.29	4.26	1.32
Н-10-06	73.01	0.14	13.06	---	3.13	0.03	0.16	1.28	3.57	4.45
Н-10-09	73.22	0.06	13.96	---	1.64	0.02	0.04	0.45	4.39	4.99
Н-10-10	68.25	0.04	16.78	---	1.71	0.08	0.04	0.64	5.13	6.06

Таблица 1. Химический состав пород Ингозерского блока.

Из мономинеральных фракций циркона пробы Н-10-01 отобраны четыре популяции циркона. На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по четырем фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение, равное 2697 ± 9 млн. лет, СКВО=1.8.

На изотопной U-Pb диаграмме с конкордией для амфибол-биотитовых гнейсов (Н-10-07) фигуративная точка первой популяции имеет конкордантный возраст 2667 ± 7 млн. лет, СКВО=1,2; тогда как дискордия, построенная по четырем фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2725 ± 2 млн. лет, СКВО=0,061.

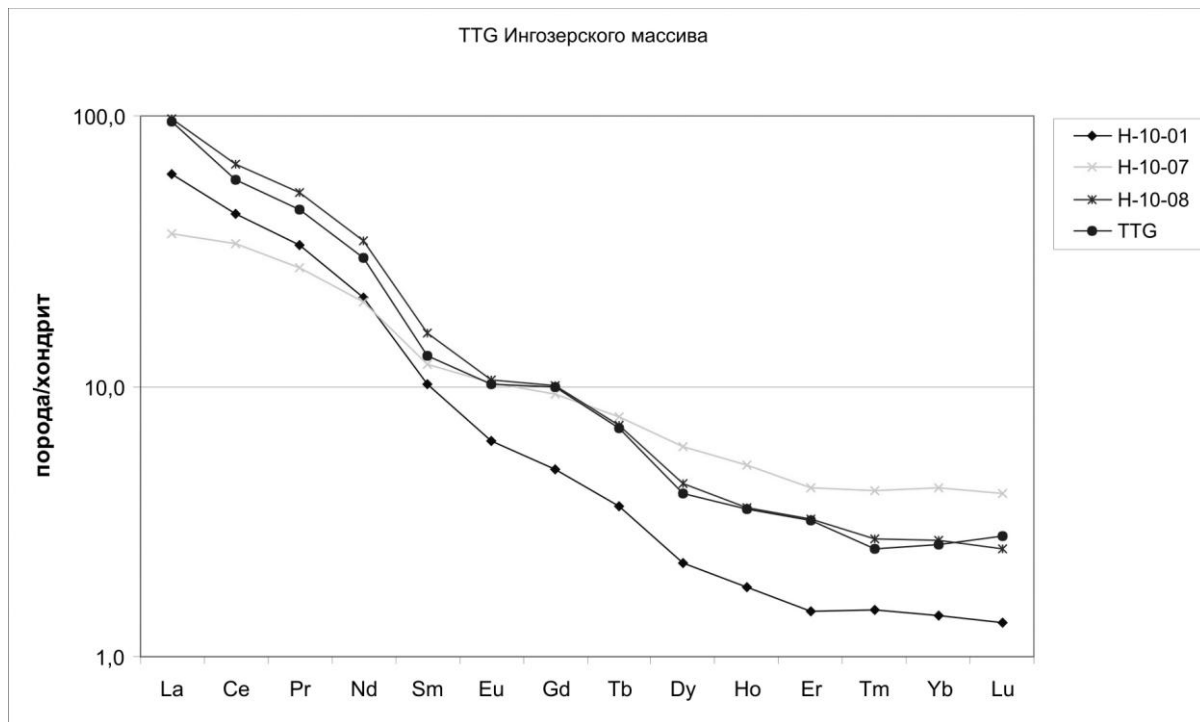


Рис. 1. Распределение РЗЭ нормированное к хондриту для биотитовых, амфибол-биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов Ингозерского массива (анализы выполнены д.г.-м.н. О.М. Туркиной, ИГ СО РАН).

Из пробы биотит-амфиболовых гнейсов Н-10-08 отобраны шесть популяции циркона. На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по шести фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2727 ± 5 млн. лет, СКВО=1.13.

В результате проведенного ранее изотопного U-Pb датирования единичных цирконов [11] получен наиболее древний возраст 3149 ± 46 млн. для биотитовых гнейсов. Время проявления процессов метаморфизма в породах данного массива, определенное TIMS методом (ГИ КНЦ РАН) и подтвержденное методом SHRIMP при датировании проб во Всероссийском Геологическом Институте (ВСЕГЕИ), составляет для биотитовых гнейсов – 2697 ± 9 млн. лет; для амфибол-биотитовых гнейсов – 2725 ± 2 и 2667 ± 7 млн. лет; и для биотит-амфиболовых гнейсов – 2727 ± 5 млн. лет. Полученные при предварительном U-Pb датировании циркона и других акцессорных минералов возраста составляют для проб гранитов – 2615 ± 8 млн. лет, послонных жил пегматоидного материала в гнейсах – 2549 ± 30 млн. лет и среднезернистого гранита из жил – 1644 ± 7 млн. лет.

1. Батиева И.Д., Бельков И.В. // Очерки по петрологии, минералогии и металлогении Кольского полуострова. Л. 1968. С. 5-143.
2. Бельков И.В., Загородный В.Г., Предовский А.А. и др. Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия С-В части Балтийского щита. Л. 1971. С. 141-150.
3. Вревский А.Б., Богомолов Е.С., Зингер Т.Ф., Сергеев С.А. // ДАН. 2010. Т. 431. № 3. С. 377-381.
4. Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (Объяснительная записка к тектонической карте С-В части Балтийского щита м-ба 1:500000). / отв. редактор Ф.П. Митрофанов. Апатиты: КФАН СССР. 1992. 112 с.
5. Загородный В.Г., Радченко А.Т. // Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: КФАН СССР. 1978. С. 3-12.
6. Кожевников В.Н., Скублов С.Г., Марин Ю.Б. и др. // ДАН. 2010. Т. 431. №1. С. 85-90.
7. Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н. и др. Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука. 2006. 329 с.
8. Митрофанов Ф.П. // Литосфера.. 2001. №1. С. 5-14.
9. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500 000 / Ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1994. 95 с.
10. Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид востока Балтийского щита. М.: Недра. 1966. 156 с.
11. Bayanova T.B., Kunakkuzin E.L., Serov P.A et al // 32nd Nordic Geological Winter Meeting, Helsinki, Finland, 13-15 January 2016. Abs. Spec. vol. 172 p.
12. Martin H., Moyen J.-F., Guitreau M., Blichert-Toft J., Pennec J.-L. // Lithos. 198-199. 2014. P. 1-13.

УЛЬТРАГОРЯЧИЙ ОРОГЕНЕЗ И ОБРАЗОВАНИЕ УНТ ГРАНУЛИТОВ ПРИ ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОЛЛИЗИИ: РЕЗУЛЬТАТЫ 2D МОДЕЛИРОВАНИЯ

А.Л.Перчук^{1,2}, О.Г.Сафонов^{2,1}, В.С.Захаров^{3,4},
С.А.Смит⁵, Д.Д. ван Ринен⁵, Т.В.Геря^{6,1}

¹Кафедра петрологии, геологический факультет МГУ, Москва, Россия

²Институт экспериментальной минералогии России РАН, Черноголовка, Россия

³Кафедра динамической геологии, геологический факультет МГУ, Москва, Россия

⁴Университет «Дубна», г. Дубна, Московская область, Россия

⁵Университет Йоханнесбурга, Отдел геологии, Йоханнесбург, ЮАР

⁶Швейцарский федеральный технологический институт,

Отделение наук о Земле, Цюрих, Швейцария

В последние годы заметно участились находки ультравысокотемпературных (УНТ, $T > 900^\circ\text{C}$) гранулитов в метаморфических комплексах докембрийского возраста. Тем не менее, источник тепла для образования таких пород остается дискуссионным. Термальные аномалии обычно связываются с мантийными плюмами или с подъемом горячей астеносферы в обстановке растяжения (например, при задуговом спрединге). Результаты нашего численного моделирования показывают [1], что аномально-высокий температурный режим может возникать при развитии ультрагорячего орогенеза (классификация орогенов согласно [2]) в ходе докембрийской континентальной коллизии.

Методика петролого-термомеханического моделирования с использованием расчетного кода Т.В. Геря [3] изложена в работе [1]. В численном эксперименте задавались две маломощные континентальные литосферные плиты с континентальной корой мощностью 30 км и литосферной мантией мощностью 70 км. Эти плиты разделялись океаническим бассейном шириной 300 км с океанической корой мощностью 20 км. Плотность литосферной мантии задавалась равной плотности астеносферы, а температура мантийной адиабаты бралась на 150°C превышающей современную. Принудительная конвергенция плит со скоростью 10 см/год приводило к субдукции океанической литосферы, которая после закрытия морского бассейна сменялась коллизией. В дополнительных сериях численных экспериментов исследовалось влияние скорости конвергенции, мощности литосферной мантии и коры, плотности литосферной и астеносферной мантии, а также температуры мантии.

Численные эксперименты показывают (рис.1), что коллизия двух относительно тонких континентальных плит с фертильной мантией на начальной стадии приводит к образованию короткоживущего (~ 1 млн. лет) "холодного" орогена (аналога современных орогенов). Впоследствии он поглощается долгоживущим ультрагорячим орогеном с температурой на границе Мохо до 1100°C . Находясь над горячей и частично расплавленной астеносферной мантией, ороген расширяется со скоростью ~ 10 см/год в сторону субдуцирующего литосферного блока. Несмотря на обстановку коллизии, орогенез носит аккреционный характер.

Орогенез контролируется деляминацией и откатом субдуцирующей литосферной мантии и нижней коры, что приводит к подъему под ороген горячей астеносферной мантии. Над субдуцирующей частью плиты возникает очень быстрая конвективная ячейка, в которой горячая мантия поднимается в направлении противоположном движению плиты. За счет этого происходит быстрый разогрев фронтальной части орогена, что создает условия для существенной переработки (метаморфизм, частичное плавление) пород верхней и средней коры.

Нижний слой орогена сложен преимущественно метаморфизованными при высоких и ультравысоких температурах продуктами плавления астеносферной мантии (ювенильная кора). Общий объем корового вещества при этом сокращается за счет потери нижней коры субдуцирующей плиты, которая, минуя ороген, погружается в мантию. В верхней части орогена преобладают вулканиты основного и ультраосновного состава и тоналит-трондьемитовые гнейсы (ТТГ). Таким образом, ороген состоит из самых разнообразных горных пород, включающих метабазиты и метаосадки, дезинтегрированные блоки ранней коры, а также продукты плавления коры (ТТГ) и мантии.

В ходе описанного процесса общий объем корового вещества сокращается за счет потери нижней коры субдуцирующей плиты, которая погружается в мантию, не вовлекаясь в ороген. Примечательно, что скорость разрастания орогена практически не зависит от скорости конвергенции плит, а в значительной степени определяется скоростью отката субдуцирующей плиты. Размер ультрагорячего орогена определяется продолжительностью принудительной конвергенции со времени зарождения орогена.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 14-17-00581) с использованием ресурсов суперкомпьютерного комплекса МГУ (проект № 564) и Швейцарского национального суперкомпьютерного центра в ЕТН, Цюрих.

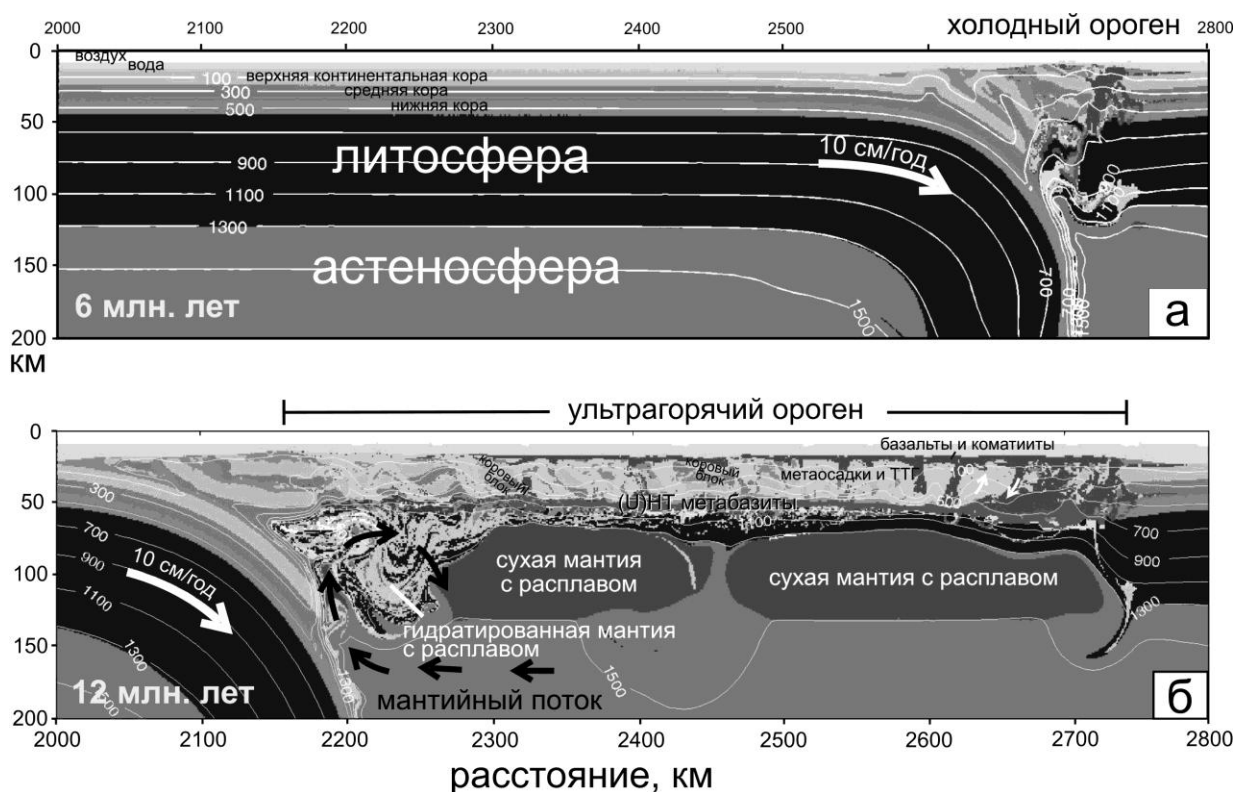


Рис.1. Результаты 2D численных экспериментов, показывающие механизм докембрийского аккреционного орогенеза в ходе принудительной конвергенции плит со скоростью от 10 см/год, температуре мантии, превышающей современную на 150°C, мощности континентальной коры 30 км и литосферы – 100 км без контраста плотности между литосферой и астеносферой. (а) формирование холодного орогена с утолщенной корой, (б) формирование ультрагорячего орогена с температурой в основании до 1100°C, т.е. с P-T условиями для УНТ метаморфизма. Модель показывает отступление дельтаминирующей погружающейся плиты и подъем горячей астеносферы под расширяющийся ороген. Детали в тексте.

1. Perchuk A.L., O.G. Safonov, C.A. Smit, D.D. van Reenen, V.S. Zakharov, T.V. Gerya. (2016) Precambrian ultra-hot orogenic factory: making and reworking of continental crust. *Tectonophysics*. 10.1016/j.tecto.2016.11.041.
 2. Chardon D., Gapais D., Cagnard F. Flow of ultra-hot orogens: a view from the Precambrian, clues for the Phanerozoic // *Tectonophysics*. 2009. Vol. 477. P. 105–118.
 3. Gerya T.V., Yuen D.A. Rayleigh-Taylor instabilities from hydration and melting propel "cold plumes" at subduction zones// *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. Vol. 212. P. 47–62.
-

ГЕОХИМИЯ И ИСХОДНАЯ ПРИРОДА ПОРОД ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНО- КОЛЬСКОГО БЛОКА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Л.С. Петровская, М.Н. Петровский

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия

E-mail: petrovskaya@geoksc.apatity.ru

Объектом исследований являются неоархейские гранулитогнейсовые комплексы, развитые в пределах центральной и северо-западной частей Центрально-Кольского блока (ЦКБ), которые характеризуются различными по своему происхождению и вещественному составу породами. Супракрустальные образования представлены породами кольской серии, которым соответствуют в разной степени мигматизированные гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы, ортопороды характеризуются развитием основных кристаллических сланцев, амфиболитов и ортогнейсов. Возраст гранулитового метаморфизма равен 2.72 млрд. лет для центральной части ЦКБ и 2.77-2.73 млрд. лет для его северо-западной части, а амфиболитового – 2.56 и 2.71-2.69 млрд. лет, соответственно [2, 3].

Гнейсы кольской серии, по содержанию кремнезёма (54.05-72.71 мас.%) соответствуют породам среднего и кислого составов, имеют нормальную щёлочность и в большинстве своём характеризуются калиевой и калиево-натриевой специализацией. Породы такого состава, как правило, вызывают значительные сложности при реконструкции их протолитов, так как часто возникает неопределённость при отнесении их к исходно магматическим или исходно осадочным образованиям.

Первичная систематика пород гранулитогнейсовых комплексов проводилась на основе диаграмм К. Вернера [11] $P_2O_5/TiO_2 - MgO/CaO$ и $Zr/Ti - Ni$, которые достаточно успешно работают для определения первичной природы метаморфических образований. На этих диаграммах большинство фигуративных точек, отражающих состав гнейсов кольской серии, располагаются в поле парапород, а точки составов плагиоамфиболитов и реликтовых двупироксеновых кристаллических сланцев – в поле ортопород.

Дальнейшая классификация метаосадочных пород, проведенная с помощью диаграммы А.Н. Неелова [1], показала, что гнейсы кольской серии, слагающие гранулитогнейсовые комплексы центральной части ЦКБ характеризуются более широкими (0.14-0.34) в сравнении с гнейсами северо-западной части (0.14-0.24) вариациями параметра b , отражающего изменение общей меланократовости пород. По степени дифференциации осадочного материала, определяемой по глиноземистому модулю (параметр a), изученные породы характеризуются субвертикальным трендом и располагаются в полях аркозов, субаркозов (IIIa), полимиктовых (IVa) и граувакковых (IVб) алевролитов, алевропелитовых (Va) и пелитовых (VIa) аргиллитов, с преимущественной концентрацией фигуративных точек гнейсов в полях полимиктовых алевролитов (IVa) и алевропелитовых аргиллитов (Va).

Гнейсы кольской серии центральной и северо-западной частей ЦКБ существенно отличаются по значениям железистого модуля (ЖМ) – характеризуются как гипожелезистые (0.10-0.26) и нормально-железистые (0.35-0.47), соответственно [4]. По значениям гидролизатного модуля (ГМ) гнейсы кольской серии центральной и северо-западной частей ЦКБ соответствуют классу сиаллитов (ГМ=0.35-0.55 и 0.31-0.49, соответственно), к которому [4] отнесены большая часть алевроглинистых пород, значительная часть граувакк и некоторые аркозы. Повышенная концентрация MgO ($\square 3$ мас. %) и значение фемического модуля (ФМ) равное более чем 0.1, согласно

классификации [4], указывает на присутствие в гнейсах кольской серии того или иного количества вулканогенного материала основного состава, что также подтверждается положением некоторых фигуративных точек на классификационной диаграмме F 1 – F 2 [9]. Следует отметить, что осадки, сформированные при существенном вкладе в области сноса пород основного состава, являются резко преобладающими в центральной части ЦКБ (80%) и наименее распространены на северо-западе (30-35%). Породы характеризуются средней степенью зрелости осадков, коэффициент CIA изменяется в сторону понижения от центральной части ЦКБ (56-76) к северо-западу (55-66) [7].

На диаграмме $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ [8] фигуративные точки составов гнейсов кольской серии центральной и северо-западной частей ЦКБ располагаются вдоль границы, разделяющей области бассейнов, связанных с обстановками активных континентальных окраин и океанических островных дуг, но большая часть точек соответствует области активных континентальных окраин, тогда как на диаграммах $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}) - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ и FI – FII [5] практически все точки располагаются в области активных континентальных окраин.

Спектры распределения РЗЭ, нормированные к составу хондрита [10], для гнейсов кольской серии центральной части ЦКБ, характеризуются отрицательными европиевыми аномалиями $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.45\text{--}0.81$ и отрицательным наклоном $((\text{La}/\text{Yb})_n = 4.79\text{--}11.91, (\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.44\text{--}2.0)$, что указывает на присутствие в детритовом материале продуктов эрозии кислого материала. Для этих пород характерен близкий спектр распределения РЗЭ соответствующий спектру для РААС [10].

Спектры распределения РЗЭ, нормированные к составу хондрита [10], для образцов гнейсов кольской серии северо-западной части ЦКБ, характеризуются отсутствием отрицательных европиевых аномалий $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.96\text{--}1.16$, по содержанию и соотношениям РЗЭ элементы гнейсы являются близкими к архейскому аргиллиту (AS) [10] AR2 и позднеархейским грауваккам [6], и отличаются от них пониженными концентрациями тяжёлых РЗЭ.

На диаграмме в координатах $(\text{Gd}/\text{Yb})_n\text{--Eu}/\text{Eu}^*$ [10] значительное большинство точек гнейсов кольской серии как центральной, так и северо-западной части находятся в поле архейских осадочных пород и лишь одна фигуративная точка ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.45$) располагается в поле постархейских кратонных осадков.

1. Неелов А.Н. *Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород*. Л.: Наука. 1980. 100 с.
2. Петровская Л.С., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Серов П.А. // ДАН. 2007. Т. 416, №3. С. 370-373.
4. Петровская Л.С., Баянова Т.Б., Петровский М.Н., Базай А.В. // *Петрография магматических и метаморфических горных пород. Материалы. Петрозаводск: КарНЦ, 2015. С. 475-478.*
5. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. *Континентальная кора, ее состав и эволюция*. М.: Мир. 1988. 384 с.
6. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. *Основы литохимии*. СПб.: Наука. 2000. 479 с.
7. Bhatia M.R. // *J. Geology*. 1983. V. 91, № 6. P. 611-627.
8. Condie K.C. // *Chem. Geology*. 1993. V. 104. P. 1-37.
9. Nesbitt, H. W., Young G.M. // *Nature*. 1982. V. 229. P. 715-717.
10. Roser B.P., Korsch R.J. // *J. Geology*. 1986. V. 94, № 5. P. 635-650.
11. Roser B.P., Korsch R.J. // *Chem. Geology*. 1988. V. 67. P. 119-139.
12. Taylor S.R., McLennan S.M. *The continental crust: its evolution and composition*. London. Blackwell. 1985. 312 p.
13. Werner C.D. // *Gerlands Beitr. Geophysik*. 1987. V. 96, № 3-4. P. 71-290.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЖЕЛЬТАВСКОГО ДОКЕМБРИЙСКОГО СИАЛИЧЕСКОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН): СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СОСТАВ И Р-Т ЭВОЛЮЦИЯ.

*А.В.Пилицына¹, А.А.Третьяков¹, К.Е.Дегтярев¹, В.П.Ковач²,
Т.А.Алифирова³, Е.В.Ковальчук⁴*

¹ГИН РАН, Москва, Россия

²ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия

³ИГМ СО РАН им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия

⁴ИГЕМ РАН, Москва, Россия

E-mail: an.pilitsyna@gmail.com

В строении большинства складчатых поясов мира принимают участие метаморфические комплексы, формирование которых связывают с субдукционно-коллизийными обстановками. Широкое разнообразие пород, отражающее вовлечение в процессы метаморфизма комплексов различных горизонтов континентальной и океанической литосферы, а также присутствие высоко- и ультравысокобарических минеральных ассоциаций, как правило, являются основными признаками этих обстановок.

В западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) метаморфические комплексы традиционно относились к древнейшим образованиям и рассматривались в качестве фундамента докембрийских массивов [16]. Однако дальнейшее изучение позволило установить, что среди метаморфических комплексов докембрийских массивов присутствуют узкие зоны, в строении которых участвуют тектонические пластины интенсивно деформированных кристаллических сланцев и гнейсов с телами эклогитов, гранатовых и шпинелевых перидотитов [5, 10, 13]. Формирование этих пород связывают с раннепалеозойской субдукцией комплексов континентальной и океанической коры на значительные глубины, сопровождавшейся их HP-УНР метаморфизмом [5, 15].

Наиболее изученные комплексы такого типа развиты в пределах Кокчетавского массива Северного Казахстана, в Макбальском и Актюзском блоках Северного Тянь-Шаня [3, 5, 10, 13, 15].

В последние годы были получены данные, позволяющие выделить подобные образования в Чу-Илийском районе Южного Казахстана [1, 12, 18, 19]. Здесь метаморфические образования слагают анрахайский и кояндинский комплексы Жельтавского докембрийского массива [3, 16].

Преобладающими породами анрахайского комплекса являются Amph-Kfs и Bt-Kfs гнейсы. В обеих разновидностях сохраняются участки с реликтовой магматической порфирированной структурой. Изотопно-геохронологическое изучение аксессуарных цирконов (ID-TIMS) из Amph-Kfs гнейсов позволило получить оценку возраста 1841 ± 6 млн лет [19]. Для Bt-Kfs гнейсов ранее была получена оценка возраста 741 ± 1 млн лет (SHRIMP II) [8]. Морфологические особенности внутреннего строения цирконов позволяют рассматривать полученные оценки в качестве возраста кристаллизации расплавов, родоначальных для протолитов гнейсов анрахайского комплекса. По химическому составу гнейсы соответствуют субщелочным гранитам железистой серии, а изотопные Sm-Nd характеристики ($\epsilon_{Nd} = -3.8$; $T_{Nd}(DM) = 2.6$ млрд. лет) указывают на участие в их образовании неоархейского корового источника.

Метаморфические образования анрахайского комплекса с юго-запада надвинуты на породы кояндинского комплекса. Последний образует полосу северо-западного простирания шириной от 100 м до 1.5 км, сложенную преимущественно Grt-Bt гнейсами и двуслюдяными сланцами.

Сланцы и гнейсы на диаграмме А.А. Неелова для метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород тяготеют к полям олигомиктовых и кварцевых песчаников [17]. Близкие петрохимические особенности гнейсов и сланцев ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 5.5-8.6; CIA 61-74), превышающие типичные значения для PASS, указывают на преобразование в процессе химического выветривания и фракционирования в процессе транспортировки обломочного материала их метаосадочных протолитов. Гнейсы и сланцы демонстрируют близкие умеренно фракционированные спектры распределения РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 8 - 16$) и отрицательную европиевую аномалию ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.54-0.61$), что предполагает образование их протолитов за счет одной группы источников сноса.

Для обломочных цирконов из сланцев и гнейсов кояндинского комплекса были получены U-Pb-Th конкордантные оценки возраста (LA-ICP MS), находящиеся в интервалах 606-810, 932-1081, 1150-1320, 1454-1842, 2014-2746 млн лет, что свидетельствует о поступлении кластического материала из одной питающей провинции.

Метаосадочные породы кояндинского комплекса содержат тектонические линзы и будины меланократовых пород, среди которых выделено две группы.

Первая группа включает в себя эклогиты и гранатовые клинопироксениты (SiO_2 37.37 – 42.91 вес. %; $\Sigma\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 0.21 – 1.71 вес. %) с высокими содержаниями TiO_2 (1.88 – 4.28 вес. %) и FeO_{tot} (12.43 – 20.75 вес. %) при умеренных и низких MgO и Cr_2O_3 (5.14 – 11.1 вес. % и 61 – 550 г/т, соответственно), что типично для магматических пород толеитовой серии. Обогащение пород легкими РЗЭ относительно тяжелых ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 1.6 - 12.0$) и высокие суммарные содержания РЗЭ ($\Sigma\text{РЗЭ}$ 86 – 234 г/т) сближают их с базальтами OIB. Это же подтверждается и положительными значениями ΔNb [4]. Соотношение Th/Yb и Nb/Yb в эклогитах и гранатовых клинопироксенитах также типично для базальтов E-MORB и OIB, при этом более высокие концентрации Th указывают на вовлечение корового материала в процесс образования их магматического протолита [11]. Подобные геохимические особенности типичны для Fe-Ti типа гранатовых ультрамафитов [2], протолитами которых являлись дифференциаты внутриплитных базальтовых расплавов, внедренных в породы континентальной коры до ее вовлечения в процессы субдукции.

Вторая группа ультрамафитов представлена серпентинитами, серпентинизированными шпинель-содержащими дунитами и перидотитами. Для них характерны высокие содержания MgO , Cr_2O_3 и NiO (27.93 – 37.88 вес. %, 740 – 3100 г/т и 1500 – 2240 г/т, соответственно) при крайне низких концентрациях TiO_2 (151 – 373 г/т), $\Sigma\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (0.21 – 1.06 вес. %) и умеренных FeO_{tot} (7.12 – 9.79 вес. %), и низкие содержания РЗЭ ($\Sigma\text{РЗЭ}$ 0.239 – 0.979 г/т). Эти особенности принципиально отличают их от пород первой группы и сближают с Mg-Cr типом ультрамафитов [2], для которых предполагается мантийное происхождение.

Таким образом, среди метаморфических комплексов Жельтавского массива выделяются как метаосадочные, так и метаматматические породы, протолиты которых различаются природой и положением в разрезе литосферы. Геохронологические и изотопно-геохимические характеристики гнейсов анрахайского комплекса свидетельствуют о том, что их протолитами являлись нео- и палеопротерозойские гранитоиды, образованные при участии раннедокембрийского корового источника. Это позволяет предполагать, что до метаморфизма гранитоиды принимали участие в строении нижних и средних горизонтов континентальной коры докембрийского

массива. Гнейсы и сланцы кояндинского комплекса образованы в результате метаморфизма зрелых континентальных осадков. Изотопно-геохронологические данные о возрастах детритовых цирконов позволяют рассматривать в качестве нижнего возрастного предела накопления их протолита оценку около 600 млн лет. Широкий возрастной интервал детритовых цирконов указывает на то, что эрозии подвергались комплексы нео- и мезопротерозойского, а также палеопротерозойского и неоархейского возрастов. Исходя из этого, протолитом для гнейсов и сланцев являлись позднедокембрийские терригенные породы верхней континентальной коры, которые широко распространены в пределах докембрийских массивов западной части ЦАСП [3].

Присутствие среди метаосадочных пород кояндинского комплекса метаморфизованных ультрамафитов Fe-Ti и Mg-Cr типов указывает на то, что метаморфизму подвергались как продукты кристаллизации ультраосновных расплавов, залегающих в разрезе континентальной коры, так и породы, образованные за счет мантийного источника [2, 9]. Позднекембрийская (489 ± 9 млн лет) оценка возраста этого метаморфического события, полученная для акцессорных цирконов из гранатовых пироксенитов соответствует пику метаморфизма [1]. Максимально приближенными к пиковым условиям можно считать параметры формирования равновесной для эклогитов ассоциации ($T\ 750 - 850^\circ\text{C}$; $P\ 15 - 19$ кбар) [12]. Метаморфические преобразования пород Mg-Cr ультрамафитов также, по всей видимости, достигали условий эклогитовой фации (при давлении по крайней мере $11 - 15$ кбар) [18]. Необходимо отметить, что характерные микроструктуры в шпинелевых перидотитах (короны ортопироксена вокруг оливина и тонкие келифитовые Crх-Орх-Spl срастания) указывают на формирование в результате распада гранат-содержащей ассоциации; полученные при этом оценки давления ($11-15$ кбар при $T\ 700-780^\circ\text{C}$) характеризуют переход от гранатовых к шпинелевым перидотитам [6].

Прогрессивный метаморфизм метаосадочных гнейсов и сланцев, преобладающих в кояндинском комплексе, не превышал амфиболитовой фации, о чем свидетельствует минеральный состав пород и проградная химическая зональность порфиروبластов граната. В то же время, среди парагнейсов кояндинской серии были выявлены различия с ассоциацией Ky-Kfs-Grt , для которой методами классической геотермобарометрии были получены параметры $P\ 16 - 19$ кбар для $T\ 800 - 900^\circ\text{C}$ [7, 14]. Это позволяет предполагать, что по крайней мере часть осадочных пород верхней континентальной коры испытала погружение на уровень эклогитовой фации.

Присутствие среди докембрийских метаморфических комплексов Жельтавского массива метаосадочных и метамагматических пород с реликтами высокобарических минеральных ассоциаций позволяет считать, что фрагменты различных частей его литосферы были погружены на глубины, соответствующие условиям эклогитовой фации; эти процессы можно связывать с раннепалеозойскими субдукционно-коллизионными процессами.

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда (проект 14-27-00058).

1. Alexeiev D.V., Ryazantsev A.V., Kröner A., et al. // *J. of Asian Sci.* 2011. № 42, 805 – 820.
2. Carswell, D.A., Harvey, M.A., Al-Samman, A. // *Bull. Mineral.* 1983. Vol. 106, 727–750.
3. Degtyarev K.E., Yakubchuk A.S., Tretyakov A.A., et al. // *Gondwana Research.* 2017. Vol. 47, 44 – 75.
4. Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J., etc. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. № 153, 197–208.
5. Klemm R., Gao J., Li J.-L., Meyer M. // *Gondwana Research.* 2015. Vol. 28, 1- 25.

6. Klemme S., O'Neill H.S.C. // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000b. Vol. 138, 237 – 248.
 7. Koziol A.M., Newton R.C. // *American Mineralogist.* 1988. Vol. 73, 216 – 223.
 8. Kröner A., Windley B.F., Badarch G., etc. // *Geol. Soc. Am. Memoirs.* 2007. 181–209.
 9. Medaris L.G., Beard B.L., Johnson C.M., etc. // *Geol. Rundsch.* 1995. Vol. 84 (3), 489–505.
 10. Meyer M., Klemd R., Hegner E., Konopelko D. // *J. Metamorph. Geol.* 2014. Vol. 32, 861–884.
 11. Pearce J.A. // *Lithos.* 2008. Vol. 100, 14–48.
 12. Pilitsyna A.V., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E., et al. // *J. of Asian Sci.* 2017. In press.
 13. Reverdatto, V.V., Selyatitsky, A.Yu. // *Petrology.* 2005. Vol. 13 (6), 564–591.
 14. Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2006. Vol. 151, 413–433.
 15. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС. 2012. 289 с.
 16. Козаков И. К. Ранний докембрий Центрально-Азиатского складчатого пояса. Петербург: Наука. 1993. 40 с.
 17. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука. 1980. 100 с.
 18. Пилицына А.В., Третьяков А.А., Алифиров Т.А., Дегтярев К.Е. // Доклады РАН. 2017. В печати.
 19. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., etc. // Доклады РАН. 2016. № 466 (1), 14 – 19.
-

ПРИРОДА ИСТОЧНИКОВ ТЕПЛА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ НИЗКОБАРИЧЕСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ АРЕАЛОВ

Полянский О.П., Каргополов С.А., Ревердатто В.В.

Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН

E-mail: pol@igm.nsc.ru

Метаморфические комплексы и пояса НТ/LP метаморфизма широко распространены в орогенических поясах, составляют значительную часть их объема и несут важную информацию о развитии эндогенных процессов как конкретных геологических образований, так и коры в целом. Однако, проблема тепловых источников, создающие обширные метаморфические провинции, до сих пор не решена. Принципиальным вопросом в проблеме их формирования является аномальные тепловые потоки на уровне средней и верхней коры с градиентами более 75 °C/км.

Проблема источников тепла при контактовом и региональном (т.е. зональном или умеренных давлений) метаморфизме решается для комплексов, в которых выявляется пространственная связь с интрузивным магматизмом. Например, для протерозойских ареалов и переходного НТ/LP метаморфизма чаще всего наблюдается непосредственная связь с основными/ультраосновными интрузиями (табл. 1).

Регион, название	Тепловой источник (главные фазы)	Мощность ореола	Площадь магматитов км ²	Возраст, млн лет	Авторы
Лабрадор, Нэйн комплекс	Анортозиты, нориты, габбро	3-4 км	10 000	1400	Berg, 1976, 1977
Лабрадор, Киглапайт	Расслоенные габбро	1.5 - 2 км	560	1300-1400	Speer, 1981
Норвегия, Рогаланд	Анортозиты, нориты, монцониты	>20 км	> 1500	1050-1200	Kars et.al, 1980
Финляндия, З.Юсимаа	Основная –ультра-основная интрузия (?)	≤ 20 км	?	1800-1900	Screurs, Westra, 1986
Вайоминг, США, Ларами	Анортозиты монцогаббро сиениты	≥ 1 км	≈ 800	1400	Grant, Frost 1990

Табл. 1

Проблематичным является «поиск» теплового источника в тех областях, где нет явных признаков базит-ультрабазитового магматизма, и наряду с этим наблюдаются обширные зоны мигматитов анатектического происхождения или распространены породы высоких ступеней метаморфизма вплоть до гранулитовой фации низких давлений. Для палеозойских образований такая связь, в большинстве случаев, не просматривается. Более того, в некоторых детально изученных регионах (герциниды Европы) гравиметрические исследования указывают на отсутствие базитовых интрузий. Таким образом, отчетливо проявляется проблема источника тепла для процессов НТ/LP метаморфизма.

Мы рассматриваем две основные геологические/тектонические обстановки, в которых проявляется НТ/LP метаморфизм: 1.сдвигово-надвиговая и 2.плюмовая. Принципиальные отличия этих обстановок заключаются в том, что первая характеризуется интенсивными тектоническими деформациями и крупно-амплитудными перемещениями, вторая – отсутствием масштабных деформаций,

преобладанием массивных текстур. Предлагаемые тектонотермальные модели увязаны с данными по геологии конкретных метаморфических комплексов НТ/LP типа различных тектонических обстановок. Термотектонические модели для этих обстановок принципиально различаются. Сдвигово-надвиговая обстановка характеризуется крупными линейментами в зонах коллизии, региональных сдвигово-надвиговых зон в орогенах. Изограды «растягиваются» в соответствии с плоскостью движений. Примерами сдвигово-надвиговых обстановок являются: Телецко-Чулышманский пояс, Белокуриха (Горный Алтай) и др. В соответствии с этой моделью происходит «смещение» изотерм от базитового источника по плоскости надвига. Возможно также частичное поднятие температуры за счет фрикционного тепла (точная оценка этого параметра затруднительна в связи с необходимостью оценки скорости деформации). В разрезе комплексов наблюдаются перемежающиеся фрагменты плейчатых сланцев и мигматитов, вариации минеральных ассоциации, при идентичности химического состава и кинематической структуре складчатости.

«Плюмовая» обстановка характеризуется формированием диапировых (купольных) структур как структурно-вещественных, так и термальных. Последние выражаются в наличии метаморфической зональности. Примером является Западно-Сангиленский массив (Тува). Термальный купол характеризуется квазиконцентрическим полем минеральных изоград, построенном по результатам минералогического картирования. При формировании и подъеме в верхние горизонты коры диапира наблюдается несколько рубежей его формирования. Вероятно, именно на этих рубежах происходит формирование гранитоидов различного типа, характерных для ареала метаморфизма НТ/LP западного Сангилена на этапах M1 и M2 [1].

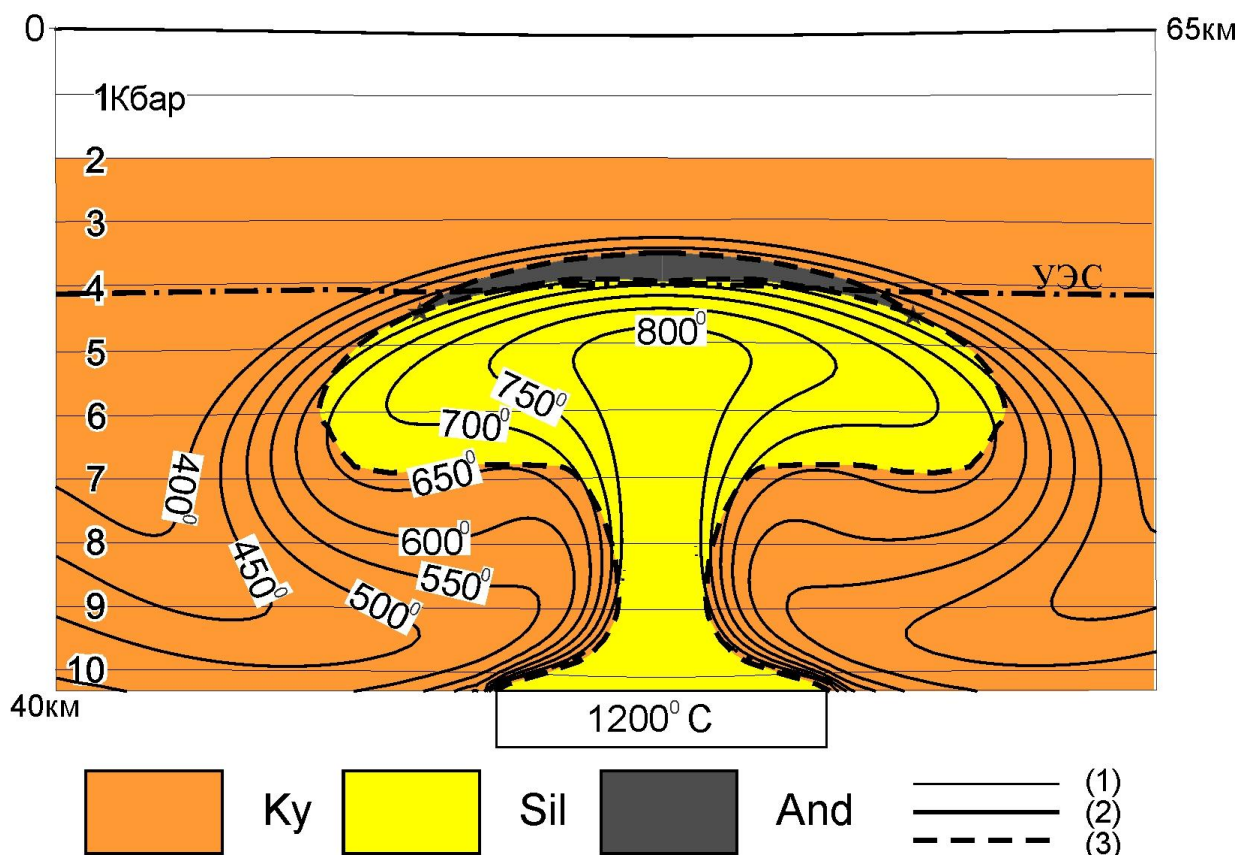


Рис. 1. Распределение РТ параметров и поля устойчивости полиморфов Al_2SiO_5 для «диапировой» модели этапа метаморфизма M2 в Зап. Сангиле. Области устойчивости Ky-Sil-And выделены тоном, линии 1,2,3 – изобары, изотермы и граница анатексиса, соответственно. УЭС – предполагаемый уровень эрозионного среза.

Для всех рассмотренных метаморфических комплексов (З.Сангилен, Белокуриха, Телецко-Чулышманский комплекс) отчетливо проявляется ряд общих закономерностей: 1) региональный HT/LP метаморфизм; 2) Температура метаморфизма выше 700°C и широкое развитие мигматитов/диатектитов; 3) отсутствие (или минимальное присутствие, З. Сангилен) базитовых интрузий; 4) повсеместное присутствие Sp/Crd симплектитов, свидетельствующих о высоких скоростях изменения РТ параметров.

Для поиска подходящего источника тепла, объясняющего аномальные значения термических градиентов в верхних горизонтах коры, оказывается перспективным применение численных термо-механических моделей, описывающих эволюцию температурного поля и деформаций [2]. В качестве примера приведен результат моделирования диапирового всплывания вещества коры над базитовым источником тепла в основании (рис. 1). Показано поле температур и давления в области диапира с наложенными полями устойчивости полиморфов Al_2SiO_5 . Поле устойчивости андалузита занимает прикровельную область диапира и ограничено по давлению в узком интервале глубин. Тем самым можно интерпретировать картину распределения изоград в метаморфическом комплексе Западного Сангилена на этапе термического события М2 и оценить глубину современного эрозионного среза.

1. Каргополов С.А. // Геология и геофизика. № 3. 1991. С. 109-119.
2. Полянский О.П., Ревердатто В.В., Бабичев А.В., Свердлова В.Г. // Геология и геофизика. 2016. т. 57, №6. С.1073-1091.

АЛДАНО-СТАНОВОЙ - ЩИТ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Попов Н.В.¹, Смелов А.П.², Березкин В.И.², Кравченко А.А.², Тимофеев В.Ф.²

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

² Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия

E-mail: popovnv@ipgg.sbras.ru, freshrock@yandex.ru

Алдано-Становой щит (АСЩ) представляет собой крупнейший выступ фундамента Северо-Азиатского кратона. Он, как и другие древние щиты, характеризуется широким развитием гранит-зеленокаменных и гранулит-гнейсовых провинций [9]. Длительный период становления АСЩ (3,5-1,7 млрд. лет) сопровождался неоднократными процессами метаморфизма, магматизма и деформации, что обусловило его сложное строение [12].

В настоящее время в тектонической структуре АСЩ выделяется шесть крупных блоков - составных террейнов и супертеррейнов. Три на севере щита — соответствуют крупным блокам Алданского гранулитового массива и Олекминского и Батомгского гранит-зеленокаменных террейнов. Три — на юге АСЩ, объединённые под традиционным названием Становой складчатой области (провинции). Блоки ограничены крупными разломами и зонами тектонического меланжа (ЗТМ) — тектонической смеси формаций контактирующих блоков.

Западно-Алданский составной террейн (З-А) является наиболее обширной и гомогенной архейской провинцией, здесь выделяются образования различного типа. Преобладают ортогнейсы тоналит-грондьемитового состава (с возрастом¹ 3,20 млрд. лет), которые слагают несколько крупных линейных блоков, разделенных меридиональными тектонизированными поясами большой протяженности с локализованными в них реликтами зеленокаменных образований. Фиксируется две генерации зеленокаменных поясов: 3,3-3,2 и 3,0-2,9 млрд. лет. Кроме того, выявлено несколько тектонических блоков и пластин, сложенных преимущественно гранулитовыми ортопородами — эндербито- и чарнокито-гнейсами с включениями парагнейсовых толщ (3,15 млрд. лет). Таким образом, к этому рубежу З-А представлял собой позднеархейский микроконтинент (или часть континента), сформированного в результате амальгамации различных типов гранит-зеленокаменных образований.

Центрально-Алданский супертеррейн (Ц-А) состоит из Нимырьского и Сутамского террейнов, разделенных Сеймским (Тимптонским) надвигом с возрастом 2,3-1,9 млрд. лет. Нимырьский ортогнейсовый террейн представляет собой коллаж гранито-гнейсовых куполов с обрамлениями парагнейсовых толщ. Среди ортогнейсового комплекса обнаружены реликты кислых по составу пород с возрастом 3,5-3,3 млрд. лет. Для наиболее древних образований парагнейсового комплекса в Нимырьском террейне кварцитовая формация определены модельные Sm-Nd датировки источников их протолитов — 3,5-2,4 млрд. лет.

Формационный состав этих образований и наличие данных о существовании более древнего сиалического основания может свидетельствовать об условиях их накопления сравнимых с интеркратонными бассейнами или пассивными континентальными окраинами. Формирование бассейнов вероятно связано с распадом неоархейского суперконтинента на рубеже 2,4-2,3 млрд. лет. В дальнейшем, в период 2,3-2,15 млрд. лет формируются вулканогенные толщи (двупироксен-плагиогнейсовая, гранат-плагиогнейсовая формации), свидетельствующие об изменении тектонических

¹ Здесь и далее, возрастные оценки без специальных ссылок обоснованы в наших предыдущих публикациях [1, 13, 14]

условий на сходный с режимом активных континентальных окраин. Главное орогеническое событие для супертеррейна сопровождается метаморфизмом гранулитовой фации умеренных давлений и приходится на период 2,1-1,9 млрд. лет.

Восточно-Алданский супертеррейн (В-А) состоит из двух террейнов Учурского и Батомгского. Учурский террейн включает в себя Суннагинский, Гонамский и Тырканский блоки, разделённые перекрывающими толщами платформенного чехла. Модельные ниодимовые значения 2,6-2,1 млрд. лет для источников протолитов пород парагнейсового комплекса и его формационный, преимущественно вулканогенный состав, могут свидетельствовать о существовании в раннем протерозое геодинамических режимов, сравнимых с активными континентальными окраинами. Верхний возрастной предел метаморфизма ориентировочно оценивается по возрасту цирконов из чарнокитов массива Емеляли – 2,01 и 1,98-2,04 млрд. лет из чарнокитов и эндербитов Суннагинского «купола» [4, 5]. Батомгский гранит-зеленокаменный террейн располагается на северо-восточной окраине Алдано-Станового щита, в виде выступа фундамента, перекрытого со всех сторон осадочными образованиями платформенного чехла. Новейшие данные дальневосточных геологов [6] показали, что образование пород батомгской серии и ассоциирующихся с ними гранитоидов связывается с формированием континентальной коры в островодужных условиях с возрастом 2,2-2,0 млрд. лет. Следовательно, время окончательного совмещения террейнов определяется интервалом 2.1-1.8 млрд. лет.

Террейны (блоки) Становика отделены от северной части АСЩ и между собой крупными разломами (Джелтулакский и Сутамский) и зонами тектонического меланжа (ЗТМ) прослеживающимися как через весь АСЩ (Амгинская и Тыркандинская), так и самостоятельными субширотными зонами (Каларская и Чогарская).

Верхне-Олёкминский, Тындинский и Верхне-Зейский террейны сложены метаморфическими формациями аналогичными таковым северной части АСЩ в разной степени изменёнными палеозойскими и мезозойскими процессами. Возрастные рубежи и специфика формационного состава описаны в работах [2, 3, 8, 10, 11].

Таким образом, террейны, слагающие структуру АСЩ претерпели различную геологическую историю, вероятно отражающую этапы становления и распада, по крайней мере, двух или трех раннедокембрийских суперконтинентов. Фрагменты, входящие в состав наиболее древних из них с возрастом 2,5-2,6 представлены 3-А и Тындинским составными террейнами. Образование суперконтинента с возрастом 2,1-1,9 приводит к формированию АСЩ как единой структуры, являющейся частью Северо-Азиатского кратона, в результате коллизии 3-А, Ц-А, В-А и Верхне-Зейского, Верхне-Олёкминского и Тындинского террейнов.

1. Березкин и др. Геологическое строение центральной части Алдано-Станового щита и химические составы пород раннего докембрия (Южная Якутия). Новосибирск. Из-во СО РАН. 2015. 460с.
2. Гаврикова С.Н. и др. Ранний докембрий южной части Становой складчатой области. М.: Недра. 1991. 171с.
3. Геологическая карта региона БАМ. Масштаб 1:500000, листы О-50-А,Б,В; О-51-1-А,Б,В,Г; О-52-А,Б,Г; N-50-А,Б; N-51-А,Б; N-55-А,Б. Л.: ВСЕГЕИ. 1979.
4. Глуховский М.З. и др. // ДАН. 2007. Т. 412. № 6. С.788-793.
5. Глуховский М.З. и др. // ДАН. 2004. Т. 394. № 6. С.782-786.
6. Гурьянов В.А и др. // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 3. С.23-44.
7. Дук В.Л. и др. Ранний докембрий Южной Якутии. М.: Наука. 1986. 276с.
8. Ларин А.М. и др., // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. I Российской конф. по изотопной геохронологии. М., ГЕОС, 2000. с. 214-216.

9. Попов Н.В., Смелов А.П. // Геология и геофизика, 1996, т. 37, № 1, с. 148-161.
 10. Карсаков Л.П. Глубинные гранулиты. М.: Наука. 1978. 152с.
 11. Карта метаморфических формаций юга Дальнего Востока СССР. Масштаб 1:1500000 / Карсаков Л.П., Бирюков В.М. ДВО АН СССР. 1987.
 12. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Диссертация в виде научного доклада на соискание степени доктора геолого-минералогических наук. СПбГУ. 2003. 78с.
 13. Смелов А.П. и др. Геологическое строение западной части Алдано-Станового щита и химические составы пород раннего докембрия (Южная Якутия). Якутск: ЯНЦ СО РАН. 2009. 168с.
 14. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). / Ред. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика». 2001. 572с.
-

МЕТАМОРФИЗМ ОФИОЛИТОВ РАЙОНА МЫСА ФИОЛЕНТ (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ)

М.Ю. Промыслова¹, Л.И. Демина¹, В.Л. Косоруков¹, В.В. Царев¹

¹Геологический факультет МГУ, Москва, Россия

E-mail: mary.promyslova@gmail.com

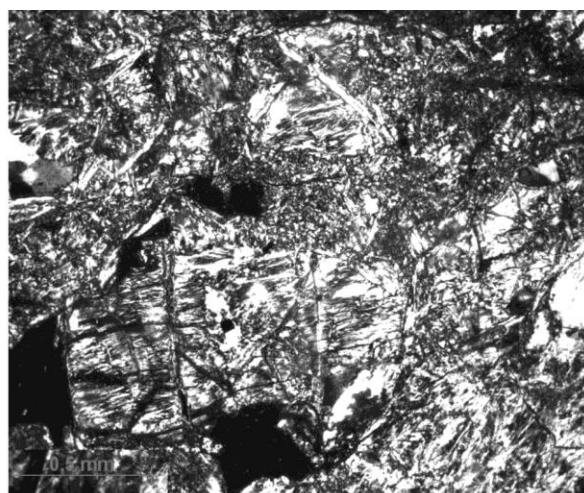
Вопросам метаморфизма юрско-меловых образований Горного Крыма не уделяется достаточного внимания. В то же время магматические породы полуострова в большинстве случаев существенно изменены, и это отмечают многие исследователи. Изменения связываются либо с постмагматическими процессами, либо с наложенными метасоматическими. В большинстве случаев горные породы сохраняют свои первичные текстурно-структурные особенности. Считается, что максимальная степень метаморфизма магматитов не превышает термодинамических условий цеолитовой фации.

Нами был изучен метаморфизм офиолитов, развитых в районе мыса Фиолент Гераклейского полуострова Юго-Западного Крыма. Здесь в Симферопольском мегамеланже, выделенным В.В. Юдиным [4], установлены все члены офиолитовой ассоциации, включающей серпентинизированные ультрабазиты и серпентиниты; расслоенный базит-ультрабазитовый комплекс; габбро и габбро-долериты; фрагменты комплекса параллельных даек; подушечные лавы; кремнистые породы [1].

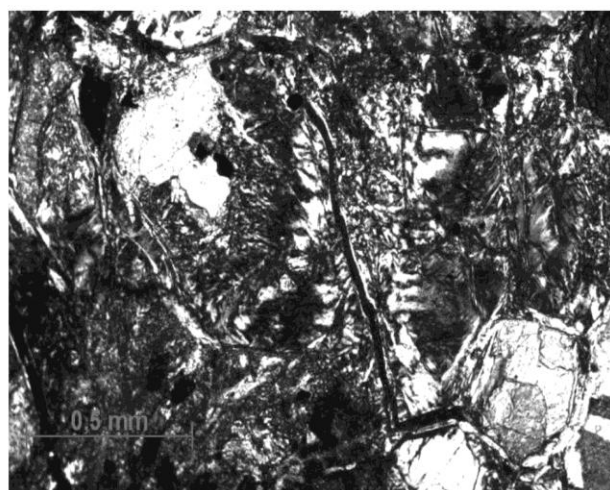
Все горные породы офиолитовой ассоциации брекчированы, катаклазированы и существенно изменены, при этом степень метаморфизма в целом возрастает с юго-востока на северо-запад. Исключение составляют метаморфизованные подушечные лавы, обнажающиеся в береговых обрывах восточной части Мраморной бухты, где выходы офиолитов резко ограничены зоной Георгиевского разлома. Степень их метаморфизма сопоставима с таковым для пород северо-западного участка.

На северо-западном окончании выходов офиолитов обнажаются серпентиниты, характеризующиеся грубочешуйчатой и линзовидной отдельностью, буроватым темно-серым цветом на выветрелой поверхности и пятнистой шелковистой окраской разных оттенков зеленого цвета на свежих сколах. Они сложены агрегатами тонких иголок серпентина – преимущественно хризотила, ориентированных либо параллельно друг относительно друга, либо образующих сноповидные скопления (рис. 1, А). Антигорит приурочен в основном к мелким трещинкам (рис.1, Б). В небольшом количестве присутствуют хлорит, актинолит, эпидот, карбонат, раздробленные зерна реликтового клинопироксена, рудные минералы, реже тальк, тремолит и кварц. В меланже встречаются метаморфизованные ультрабазиты, состоящие из эпидота, хлорита и кальцита с редкими альбитом, кварцем и роговой обманкой (рис.1, В). Присутствие последней в парагенезисе с эпидотом указывает на нижнюю границу эпидот-амфиболитовой фации [3]. Аподунитовые серпентиниты с петельчатой структурой (рис.1, Г) установлены также в брекчиях, развитых к востоку от мыса Лермонтова в береговых обрывах Царской бухты и мыса Львенок. В обломках встречаются хлоритовые, хлорит-альбитовые, реже хлорит-актинолитовые и хлорит-эпидотовые сланцы. В метапелитах из брекчий развит новообразованный биотит.

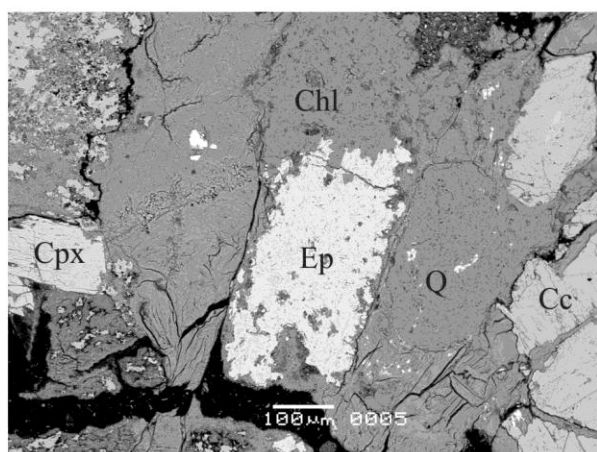
Метадолериты комплекса параллельных даек и метабазальты подушечных лав сложены эпидотом, хлоритом, альбитом, реже кварцем и рудными минералами (рис. 1, Д, Е). Миндалины в метабазальтах выполнены преимущественно эпидотом (рис. 1, Е). Аналогичный состав имеют и метагаббро с той разницей, что в них присутствуют реликты первичных пироксенов и местами по альбиту развивается калишпат.



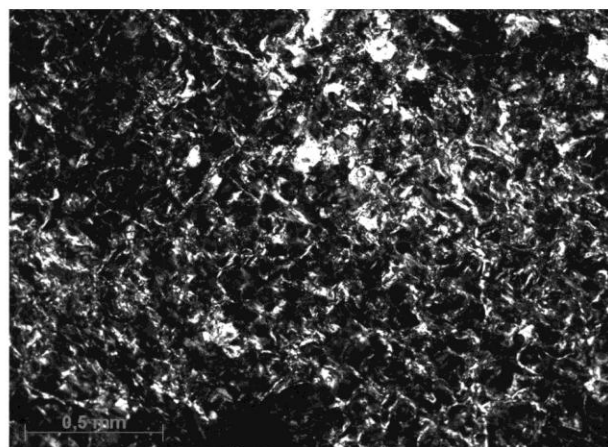
А



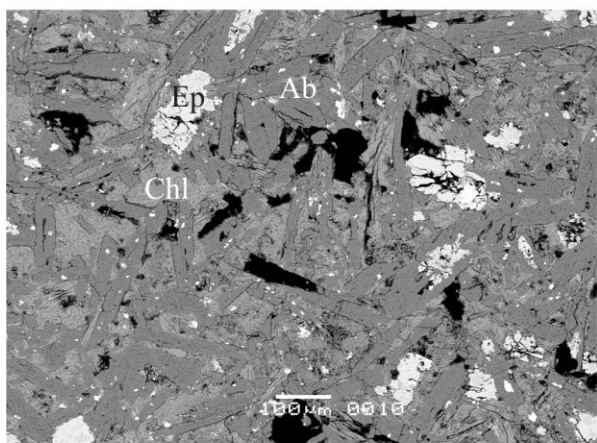
Б



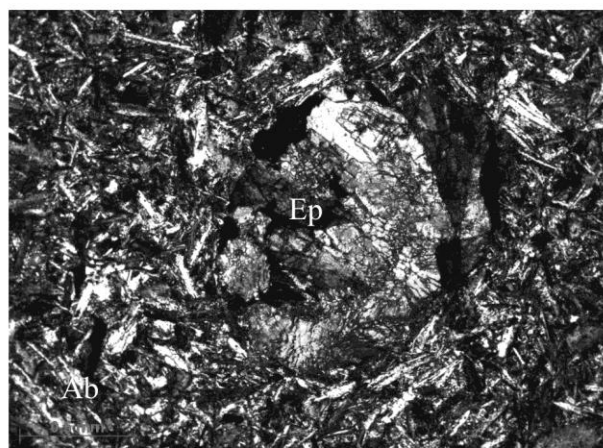
В



Г



Д



Е

Рис. 1. Фото шлифов серпентинитов (А, Б, Г), метасульфидитов (В), метадолеритов (Д), метабазальтов (Е). А, Б, Г, Е – николи+, В, Д – микронд, в обратных электронах. Ab-альбит, Cc-кальцит, Chl-хлорит, Sprx-клинопироксен, Ep-эпидот, Q-кварц. Пояснения в тексте.

Таким образом, в породах нижних частей разреза офиолитовой ассоциации района мыса Фиолент присутствуют парагенезисы эпидот-хлоритовой и актинолит-альбитовой минеральных ступеней зеленосланцевой фации. В серпентинизированных ультрабазитах степень метаморфизма достигает эпидот-амфиболитовой фации.

Детальное изучение химического состава, включая распределение редких земель и широкого спектра других микроэлементов в офиолитах указывает на их надсубдукционную природу и принадлежность к задуговому бассейну, достигшему в своем развитии стадии спрединга [1]. Присутствие метаморфизованных пород в глыбовых брекчиях, синхронных времени формирования офиолитов [2], свидетельствует о том, что метаморфизм имеет рифтогенную природу.

1. Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю., Гуцин А.И., Короновский Н.В., Царев В.В. // *Геотектоника*. 2016. № 1. С. 25–40.
2. Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Гуцин А.И., Короновский Н.В. // *Вест. Моск. ун-та, сер. 4. Геология*. 2017. № 3. С. 35–40.
3. Складов Е.В., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Сизых А.И., Буланов В.А. *Метаморфизм и тектоника*. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 216 с.
4. Юдин В.В. *Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАИПИ, 2011. 333 с.*

НИЗКОГРАДНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ ЛЮДИКОВИЯ, СЕВЕРНОЕ ПРИОНЕЖЬЕ, КАРЕЛИЯ

Е.В. Путинцева¹, Э.М. Спиридонов², О.Б. Лавров³

¹ Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Россия

² Московский Государственный Университет, Москва, Россия

³ Институт Геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия

E-mail: e.putintseva@spbu.ru, ernstspiridon@gmail.com, petrlavrov@list.ru

Трапповая формация раннего протерозоя - людиковия с возрастом 2.1-1.95 млрд. лет [5] размещена в восточной части Балтийского щита Русской платформы, на ЮВ Карельского кратона, в Северо-Онежской структуре. Формацию изучали А.А. Иностранцев [2], Ф.Ю. Левинсон-Лессинг [3], В.М. Тимофеев [9, 10], К.О. Кратц, К.И. Хейсканен, А.П. Светов, В.С. Куликов, А.И. Голубев, М.М. Лавров и др. Мощность вулканитов и осадочных, включая шунгитоносные, пород людиковия составляет ~3.2 км. Их сопровождают многочисленные субвулканические тела базитов. Завершает трапповую формацию внедрение Кончозерского силла габбродолеритов и перидотитов с возрастом 1.95 млрд лет [5]. На большей части территории распространения траппы слабо дислоцированы, не расланцованы, в покровах базальтов сохранилась столбчатая отдельность, на их поверхности – складки магматического течения [10], вариолитовые текстуры. Ф.Ю. Левинсон-Лессинг выделил рассматриваемую формацию как Олонецкую диабазовую [3], поскольку её породы превращены в зеленокаменные. Считается, что они метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев [1, 5].

Наличие в составе этой трапповой формации мандельштейнов с халцедоном и агатами [9, 7] позволило усомниться в столь высокой степени метаморфизма, т.к. халцедон и агаты распространены в метавулканитах цеолитовой фации [13, 8]. Агаты развиты и в шунгитсодержащих приконтактных метадолертах Северного Прионежья. По нашим данным, в агатоносных метабазах Пингубы, Суйсари, Волк-острова - масса псевдоморфоз ломонтита по плагиоклазу. Диагностика ломонтита подтверждена микрозондовыми анализами. Ломонтит – индекс-минерал высокотемпературной части цеолитовой фации [1, 11]. Итак, часть траппов Северного Прионежья метаморфизована в условиях цеолитовой фации. Среди них распространены проявления самородной меди медно-цеолитовой формации.

Агатоносные ломонтит-содержащие метабазаляты «термальных синклиналей» окружены более высокотемпературными метабазалями и метадолеритами с пумпеллиитом и пренитом в миндалинах, в основной ткани пород, в псевдоморфозах по плагиоклазу, в трещинах гидроразрыва, в срастаниях с кварцем, альбитом, хлоритами, эпидотом, клиноцоизитом. Состав пумпеллиита-(Fe) заметно варьирует – $(\text{Ca}_{1.93-1.97}\text{Y}_{0.01})_{1.94-1.97}(\text{Fe}^{2+}_{0.69-0.72}\text{Mg}_{0.28-0.37}\text{Al}_{0-0.05})_{1.02-1.07}(\text{Al}_{1.61-1.99}\text{Fe}^{3+}_{0-0.38})_{1.99-2}[\text{OH}/\text{OH}/\text{H}_2\text{O}/\text{SiO}_4/\text{Si}_2\text{O}_7]$. Состав пренита сильно колеблется от кристалла к кристаллу и даже в пределах одного кристалла от мало железистого до железистого – $(\text{Ca}_{1.97-1.98}\text{Y}_{0.01})_{1.98-1.99}(\text{Al}_{0.40-0.88}\text{Fe}^{3+}_{0.13-0.61})_{1.01-1.02}[(\text{OH})_2/\text{Al}_{1.01-1.03}\text{Si}_{2.97-2.88}\text{O}_{10}]$. Пренит и пумпеллиит содержат до 0.3 % Y. Основной объем метабазитов составляют альбит $\text{An}_{0.7-1.3}$, актинолит, хлориты, эпидот, клиноцоизит, титанит, кварц, карбонаты, калишпат, Al-кроншtedтит, апатит, аксинит. В агрегатах пумпеллиита находятся мелкие выделения REE-клиноцоизита – $(\text{Ca}_{1.40}\text{Na}_{0.10}\text{K}_{0.03}\text{Mn}_{0.01})_{1.54}\text{Fe}^{2+}_{0.36}(\text{Ce}_{0.21}\text{La}_{0.09}\text{Nd}_{0.08}\text{Pr}_{0.02}\text{Sm}_{0.01})_{0.41}(\text{Al}_{2.37}\text{Fe}^{3+}_{0.30}\text{Ti}_{0.02}\text{V}_{0.01})_{2.7}[\text{O}/\text{OH}/\text{SiO}_4/\text{Si}_2\text{O}_7]$. В ассоциации с ферроаксинитом развит магнезиостильпномелан – ленниленапеит $(\text{K}_{0.72}\text{Ca}_{0.25})_{0.97}(\text{Mg}_{6.00}\text{Fe}^{3+}_{1.52}\text{Fe}^{2+}_{0.34}\text{Al}_{0.14})_8[(\text{OH})_8/(\text{Si}_{9.12}\text{Al}_{2.88})_{12}\text{O}_{28}] \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$. Халцедон и агаты среди этих метабазалятов превращены в микрокварциты и кварциты

с гнездами и прожилками кварца, кальцита, гематита, Fe-хлорита, пренита, пумпеллиита, мелкими кристаллами андрадита, титанита. В оторочке вокруг метаагатов нередко развиты гнезда Al-кронштедтита- $(\text{Fe}^{2+}_{1.07-1.14}\text{Fe}^{3+}_{0.45-1.42}\text{Mg}_{0.49-0.94}\text{Al}_{0.19-0.45}\text{Mn}_{0.01}\text{V}_{0.01})_3[(\text{OH})_4/(\text{Si}_{0.57-1.07}\text{Fe}^{3+}_{0.47-1.24}\text{Al}_{0.19-0.45})_2\text{O}_5]$ и кронштедтита — $(\text{Fe}^{2+}_{1.08-1.27}\text{Fe}^{3+}_{1.42-1.64}\text{Mg}_{0.09-0.16}\text{Al}_{0.07-0.09}\text{Zn}_{0-0.04}\text{Ni}_{0-0.03}\text{Mn}_{0-0.01})_3[(\text{OH})_4/(\text{Si}_{0.30-0.37}\text{Fe}^{3+}_{1.54-1.63}\text{Al}_{0.07-0.09})_2\text{O}_5]$. Состав андрадита — $(\text{Ca}_{2.90}\text{Y}_{0.03}\text{Mg}_{0.07}\text{Mn}_{0.01})_{3.02}\text{Fe}^{3+}_{1.75}\text{Al}_{0.19}\text{V}_{0.03}\text{Ti}_{0.01})_{1.98}[(\text{SiO}_4)_{2.89}(\text{O}_4\text{H}_4)_{0.11}]$, минерал содержит минал гидроандрадита.

Описанные выше метаморфические породы – типичные образования пренит-пумпеллиитовой фации невысокого давления [1, 11]. Итак, большая часть трапповой формации людиковия Северного Прионежья была захвачена эпигенетичным региональным низкоградным метаморфизмом погружения в условиях пренит-пумпеллиитовой фации [6, 7]. При метаморфизме базитов в условиях пренит-пумпеллиитовой фации лантаниды были сконцентрированы в REE-клиноцоизите, иттрий – в гранате, прените и пумпеллиите, т.е. произошла мобилизация REE и Y.

Габбродолериты и шунгитоносные породы людиковия Северного Прионежья пересечены кимберлитами Кимозера с U/Pb возрастом по циркону - 1.92 млрд. лет [12]. Кимберлиты и габбро-долериты ксенолитов в них захвачены тем же самым метаморфизмом в условиях цеолитовой и затем пренит-пумпеллиитовой фации [7]. При метаморфизме кимберлитов произошла полная мобилизация REE с образованием алланита-(Ce), гидроксилбастнезита, паризита, монацита [6]. Поэтому, изохронный Sm-Nd возраст кимберлитов Кимозера – 1.76 млрд. лет [4], - отвечает времени их метаморфизма, а также, вероятно, и времени метаморфизма трапповой формации людиковия. С этой оценкой согласуется факт наличия галек халцедона в базальном горизонте шокшинской свиты вепсия [5]. Таким образом, между кристаллизацией траппов и процессами их регионального метаморфизма - разрыв около 160 млн. лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 16-05-00241).

1. Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. М. Л.: Недра, 1973. 127с.
3. Иностранцев А.А. // Зап. РМО. 1874. Ч. IX.
4. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Олонецкая диабазовая формация. СПб. общ. естествоисп. Отд. геологии и минералогии. 1888. Т. XIX. 99 с.
5. Махоткин И.Л. // Геохимия магматических пород. Апатиты: КНЦ РАН. 2003. С. 107-109.
6. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерогения). Петрозаводск: Карел. НЦ РАН, 2011. 431 с.
7. Путинцева Е.В., Спиридонов Э.М. // Зап. РМО, 2016. Ч. 145. Вып. 4. С. 79-91.
8. Путинцева Е.В., Спиридонов Э.М. // Тр. Минерал. музея РАН им. А.Е. Ферсмана, 2017. Вып. 51. С. 61-103.
9. Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Янакиева Д.Я. и др. Агаты в метавулканитах (геологические обстановки, параметры и время превращения вулканизов в мандельштейны с агатами). М.: МОЛНЕТ РФФИ, 2014. 66 с.
10. Тимофеев В.М. // Тр. Император. Петроград. Об-ва естествоисп. 1912. Т. XXXV. Вып. 5. С. 157-174.
11. Тимофеев В.М. // Тр. Император. Петроград. Об-ва естествоисп. 1916. Т. XXXVIII. Вып. 5. С. 1-13.
12. Philpotts A.R., Ague J.J. Principles of igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press. 2009. 667 p.
13. Priyatkina N., Chudoley A.K., Ustinov V.N. et al. // Precamb. Res. 2014. Vol. 249. P. 162-179.
14. Spiridonov E.M. // J. Gemmol. 1998. Vol. 26. № 2. P. 111-125.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ В ВОСТОЧНОЙ САРМАТИИ: Р-Т ПАРАМЕТРЫ, ВОЗРАСТ, ПРИЧИНЫ И СЛЕДСТВИЯ

К. А. Савко¹, А. В. Самсонов², А. Б. Котов³, Е. Б. Сальникова³,
Е. Х. Кориш¹, Н. С. Базиков¹

¹ Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), Москва, Россия

³ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН),
Санкт-Петербург, Россия
E-mail: ksavko@geol.vsu.ru

НТ/LP метаморфическое событие с возрастом 2.07 млрд. лет зафиксировано во всех палеопротерозойских структурах Восточной Сарматии – Воронцовском и Лосевском террейнах (ВТ и ЛТ) и палеопротерозойских синформах архейского Курского блока (КБ). Это свидетельствует о том, что к этому времени все они представляли собой единую континентальную массу. Максимальные Р-Т параметры метаморфизма зафиксированы вблизи границ ВТ и ЛТ [7], ЛТ и КБ. В пределах КБ отмечается уменьшение степени метаморфизма в палеопротерозойских синформах на запад от границы с ЛТ. У восточной границы КБ степень регионального метаморфизма максимальная (750 °С и 5 кбар), в юго-восточном замыкании Тим-Ястребовской структуры (ТЯС) – 630 °С и 4–5 кбар, в центральной и западной ее частях – 500–550 °С и 3.5 кбар. Далее на запад в Михайловской синформе параметры метаморфизма составляют 460–510 °С и 2–3 кбар и в Белгородской синформе – 350–415 °С и 2 кбар.

В период 2.05–2.07 млрд. лет в Восточной Сарматии происходил распад коллизионного орогена, образовавшегося при столкновении Сарматии и Волго-Уралии около 2.1 млн. лет назад, признаком которого является мощный постколлизионный магматизм [4–6].

Альтернативой магматическому тепловому источнику зонального НТ/LP метаморфизма пород ВТ является разогрев при вязких деформациях «viscous heating» [2], который привлекается рядом исследователей для объяснения метаморфической зональности коллизионных орогенов [2, 3]. В коллизионных орогенах они позволяют обеспечить локальное превышение температуры (до 200 °С) над региональным фоном. Такой механизм является наименее противоречивым объяснением зонального НТ/LP метаморфизма не только в ВТ [7], но и в ЛТ и в палеопротерозойских синформах КБ.

Характер распределения температурных градиентов при метаморфизме отличается в ВТ и КБ. В ВТ, сложенном весьма однородными пластичными осадочными породами, наиболее вероятен вариант разогрева пород при вязких деформациях, вызванных складчатостью на этапе коллизии в условиях «теплой» литосферы молодого палеопротерозойского ВТ с островодужной нижней корой [7]. Интенсивность метаморфизма возрастает с востока на запад по направлению к границе с ЛТ и достигает 750 °С и 5 кбар.

КБ характеризуется «холодной» древней континентальной литосферой. Породы, слагающие его, очень неоднородны по физико-механическим характеристикам, и в первом приближении можно их разделить на два главных типа – (1) архейские гранито-гнейсовые и гранулитовые блоки и (2) вулканогенно-осадочные породы,

выполняющие палеопротерозойские синформы. При коллизии Волго-Уралии и Сарматии в условиях одностороннего стресса, направленного с востока на запад (в современных координатах) метаморфические изменения почти не проявлены в непластичных архейских гнейсах и гранитоидах, подвергшихся высокотемпературному метаморфизму 2.82 млрд. лет назад [9]. Из-за низкой компетентности пород повышенное давление приводит к образованию в них сколов и разрывных нарушений, но не к складчатым деформациям. В палеопротерозойских синформах, ориентированных параллельно границам блоков, направленный стресс является причиной вязких деформаций пластичных осадков и превращению их в сланцы. Максимально деформации выражены на бортах синформ, где залегают породы железисто-кремнистой формации с очень крутыми углами складчатости, фактически они стоят на «головах», что привело к резкому увеличению их мощности и образованию крупнейших железорудных месторождений. Давления и температуры также резко возрастают рядом с зонами надвигов [3] на бортах структур, что мы и видим в ТЯС, где параметры метаморфизма достигают 550 °С и 3.5 кбар, а изограды субпараллельны зоне надвига у восточного борта. Еще более высокие параметры метаморфизма 750 °С и 5 кбар отмечаются в небольших палеопротерозойских синформах, восточнее ТЯС вблизи границы КБ и ЛТ, где давления были максимальными. Осадочные породы здесь превращены в гнейсы, а базальты в гранатоповые амфиболиты.

Таким образом, распределение градиентов температур и давлений в КБ имеет вид «гармошки», где полосы архейских гнейсов и гранитоидов, в которых палеопротерозойский метаморфизм фактически не проявлен, чередуются с палеопротерозойскими синформами с интенсивным зональным метаморфизмом, особенно у его восточной границы.

Метаморфизм фактически обусловлен деформациями, но разогрев продолжается и после окончания деформаций [3]. Интенсивность метаморфических изменений зависит не только от Р-Т параметров, но и от компетентности пород. Например, в базальтах ТЯС метаморфические изменения намного менее заметны, чем в метасадочных породах.

Складчатые деформации имели место в течение 15–30 млн. лет, если принять скорость конвергенции плит 1.0–3.5 см в год, как, например, для Альп [2]. Следовательно, если столкновение между Волго-Уралией и Сарматией произошло около 2.1 млрд. лет назад [1], то эти значения хорошо соответствует оцененному нами возрасту метаморфизма около 2.07 млрд. лет.

О метаморфизме в результате одностороннего стресса при коллизии Сарматии и Волго-Уралии свидетельствуют: (1) одинаковый в пределах ошибки возраст метаморфизма (2.07 млрд. лет) в ВТ, ЛТ и КБ; (2) отсутствие магматической активности в период 2.2–2.07 млрд. лет [8] и, соответственно, магматических источников тепла в период метаморфизма (2) низкобарический характер метаморфизма; (3) уменьшение интенсивности метаморфизма в палеопротерозойских синформах в КБ в западном направлении по мере удаления от границы столкновения мегаблоков Сарматии и Волго-Уралии; (4) объемный постколлизийный магматизм 2.05–2.07 млрд. лет.

1. Bogdanova S., Gorbatshev R., Grad M. et al. *European Lithosphere Dynamics, Geological Society, London, Memoirs*, 2006. V. 32. P. 599–628.
2. Burg J.-P., Gerya T. V. // *J. Metam. Geol.* 2005. V. 23. P. 75–95.

3. Burg J.-P, Schmalholz S.M. // *Earth Planet. Sci. Let.* 2008. V. 274. P. 189–203.
 4. Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M., et al. // *Precambrian Res.* 2016. V.287. P. 48–72.
 5. Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н. и др. // *Петрология.* 2014. № 3. С. 235–264.
 6. Савко К.А., Самсонов А.В., Базиков Н.С., Козлова Е.Н. // *Вестн. Воронежского ун-та. Сер. геол.* 2014. № 2. С. 56–78.
 7. Савко К.А., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б. и др. // *Петрология.* 2015. № 6. С. 607–623.
 8. Савко К.А., Самсонов А.В., Холин В.М., Базиков Н.С. // *Стратиграфия. геол. корреляция.* 2017 № 2. С 3–26.
 9. Савко К.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., и др. // *ДАН.* 2010. Т. 435, № 5. С. 647–652.
-

ВКЛЮЧЕНИЯ РАСПЛАВА В ОРТОПИРОКСЕНЕ
АНАТЕКТИЧЕСКОЙ ПЕГМАТОИДНОЙ ЖИЛЫ
В МЕТАПЕЛИТАХ ЮЖНОЙ КРАЕВОЙ ЗОНЫ
КОМПЛЕКСА ЛИМПОПО, ЮАР.

О.Г.Сафонов^{1,2,3}, В.О. Япаскурт², М.А. Голунова¹,
Д.А. Варламов¹, Д.Д. ван Риннен³

¹ Институт экспериментальной минералогии России РАН, Черноголовка, Россия

² Кафедра петрологии, геологический факультет МГУ, Москва, Россия

³ Университет Йоханнесбурга, Департамент геологии, Йоханнесбург, ЮАР

E-mail: oleg@iem.ac.ru

Полифазные включения, интерпретируемые как раскристаллизованные включения расплавов, распространены в минералах мигматитов высоких ступеней метаморфизма [1]. Предполагается, что они сохраняют информацию о составах первичных расплавов, возникающих в ходе корового анатексиса [1]. Однако в отсутствие значительных деформаций такие включения могут записывать и процессы эволюции анатектических расплавов при медленном остывании.

В работе представлены результаты изучения полифазных включений в ортопироксене в пегматоидной жиле, образовавшейся в ходе анатексиса метapelитов Южной Краевой Зоны (ЮКЗ) неоархейского гранулитового комплекса Лимпопо, ЮАР. Жила представляет собой линзообразное тело, сложенное кристаллами плагиоклаза ($X_{An} = 0.21 - 0.33$), кварца, биотита и ортопироксена размером до нескольких сантиметров. Кварц содержит включения CO_2 с плотностью $1.037 - 0.895 \text{ г/см}^3$, указывающие на участие этого флюида в процессе образования жилы. Состав ортопироксена неоднороден: в центральных зонах кристаллов $X_{Mg} = 0.76 - 0.77$ при 6.5-7.1 мас. % Al_2O_3 , тогда как на периферии кристаллов X_{Mg} снижается до 0.72-0.74, а Al_2O_3 варьирует от 4.4 до 6.5 мас. %. В жиле выделяются две генерации биотита: (1) $X_{Mg} = 0.75 - 0.76$, 3.6 – 4.4 мас. % TiO_2 , 0.8 – 1.1 мас. % Cr_2O_3 , 0.28 – 0.36 мас. % F и (2) $X_{Mg} = 0.76 - 0.83$, < 1 мас. % TiO_2 , 0.45 – 0.02 мас. % Cr_2O_3 и 0.39 - 0.49 мас. % F. Со второй генерацией биотита сосуществует с апатит, содержащий 3.1 – 4.4 мас. % F. Ортопироксен-биотитовое равновесие, приложенное к составам ранних генераций биотита и ортопироксена, и реинтеграция составов ядер плагиоклазов с ламеллями калишпата показали, что жила образовалась при температурах $>900^\circ C$, а генерации биотита отражают накопление H_2O и F в расплаве в ходе кристаллизации, которая завершилась при температурах 600-650 $^\circ C$.

Кристаллы ортопироксена содержат полифазные включения. Включения размером 100-200 мкм сохраняют форму отрицательного кристалла (Рис. 1), характерную для расплавных включений [1, 2]. Включения с размерами >200 мкм имеют неправильную форму. Крупные включения, имеющие форму трехлучевых звезд с длиной лучей 300-500 мкм (Рис. 1), вероятно, представляют собой либо продукты декрипитации, либо результат кристаллизации расплава внутрь включения. Местами стенки включений имеют идиоморфные грани, что характерно для кристаллизации дочерних фаз на стенках расплавных включений при остывании [2]. Большинство включений представлено ассоциацией биотита, плагиоклаза и кварца (Рис. 1). В них также обнаружены жедрит (1.7-1.9 мас. Na_2O), ставролит (0.8 – 1.0 мас. % Cr_2O_3), халькопирит. При малых изменениях X_{Mg} вокруг включений содержание Al_2O_3 в ортопироксене-хозяине варьирует от 6.5 до 1.3 мас. %. Вокруг мелких включений выявлены гало, в которых в ортопироксене резко снижаются содержания Al_2O_3 и Cr_2O_3 . Вариации содержаний TiO_2 , Cr_2O_3 и F в биотитах полифазных включений

соответствуют общим трендам между составами биотитов первой и второй генераций в основной массе жилы. Однако они отличаются более высокой магнезиальностью (0.83 – 0.86) и содержанием Na_2O 0.21 – 0.33 мас. %. Повышенная магнезиальность биотита во включениях отражает общую более высокую магнезиальность расплава как следствие «потери» Fe в ходе переуравновешивания этого расплава с минералом-хозяином на фоне остывания, что хорошо известно в магматических системах [3]. Плагииоклазы во включениях более кислые ($X_{\text{An}} = 0.12 - 0.20$) по сравнению с плагииоклазами в матрице жилы. Все это указывает на то, что полифазные включения являются продуктами кристаллизации дифференцированных расплавов, захваченных ортопироксеном. На ранних стадиях в ходе кристаллизации ортопироксена, биотита и плагииоклаза из этих расплавов были частично удалены Fe, Ca, Ti, Cr, но накапливались летучие компоненты. Ортопироксен с низкими содержаниями Al_2O_3 заполнял стенки включений и трещины в ортопироксене в ходе кристаллизации расплава.

Для подтверждения этих выводов проведен эксперимент по плавлению включений в ортопироксене при 900°C и 6 кбар на установке с внешним газовым давлением (в ИЭМ РАН) в течение 48 часов. В ходе экспериментов в полифазных включениях образовались стекла и кристаллические фазы (ортопироксен, плагииоклаз, шпинель). Новообразованный ортопироксен, помимо кристаллов в стекле, образует каймы с идиоморфными гранями на стенках включений, а также залечивает трещины в ортопироксене. Он отличается высокой магнезиальностью (0.84 - 0.89) но, как правило, содержит менее 3 мас. % Al_2O_3 . Составы стекол сильно варьируют, что определяется изначальным минеральным составом включений и распределением фаз в них. Дефицит суммы оксидов 5-9 мас. % в анализах стекол указывает на высокое содержание H_2O . Этот вывод подтверждается присутствием в стеклах пузырей, а также наличием широкой полосы 3500-3700 cm^{-1} в их спектрах КР. Расчеты с помощью программы PERPLE_X показали, что минеральные ассоциации полифазных включений образуются при содержаниях H_2O не менее 4 мас. %. Итак, эксперимент подтвердил вывод о том, что полифазные включения в ортопироксенах являются реликтами насыщенного летучими компонентами анатектического расплава, захваченного в ходе остывания.

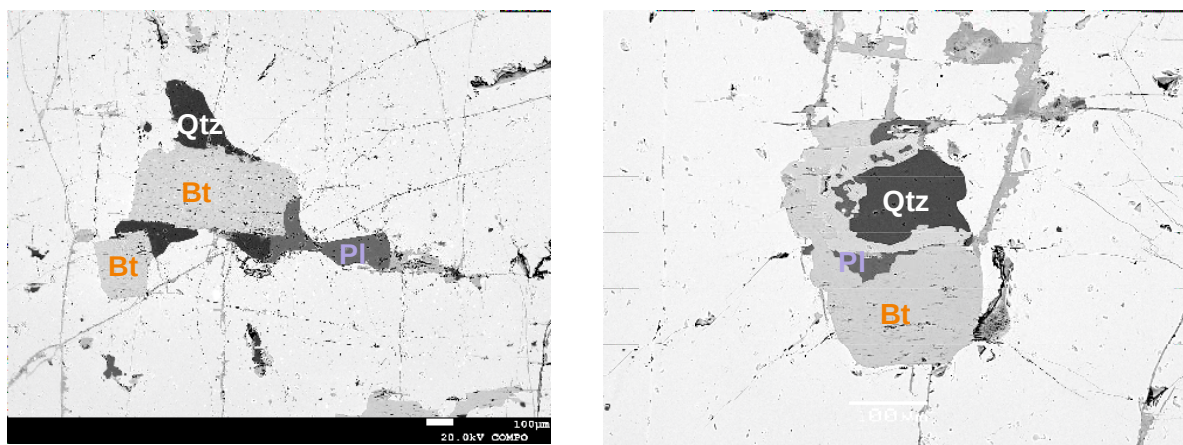


Рис. 1. Примеры полифазных включений в ортопироксене (общий светлый фон) из анатектической жилы в метапелитах ЮКЗ комплекса Лимпопо

1. Cesare B., Acosta-Vigil A., Bartoli O., Ferrero S. // *Lithos*. 2015. Vol. 239. P. 186-215.
2. Frezzotti M.-L. // *Lithos*. 2001. Vol. 55. P. 273-299.
3. Danyushevsky L.V., Della-Pasqua F.N., Sokolov S. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2000. Vol. 138. P. 68-83.

КОНТРАСТНОЕ ПОВЕДЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
В ГРАНАТЕ ПРИ ЧАСТИЧНОМ ПЛАВЛЕНИИ
И СУБИЗОБАРИЧЕСКОМ ОСТЫВАНИИ
(НА ПРИМЕРЕ МЕТАПЕЛИТОВ ЮЖНОЙ
КРАЕВОЙ ЗОНЫ КОМПЛЕКСА ЛИМПОПО, ЮАР)

О.Г.Сафонов^{1,2,5}, А.Е.Мельник^{3,4}, С.Г.Скублов^{4,3},
В.О.Япаскурт², Д.С.Татарина², Д.Д. ван Риннен⁵

¹ Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия

² Кафедра петрологии, геологический факультет МГУ, Москва, Россия

³ Горный университет, Санкт-Петербург, Россия

⁴ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

⁵ Университет Йоханнесбурга, Департамент геологии, Йоханнесбург, ЮАР

E-mail: oleg@iem.ac.ru

Благодаря относительно низким коэффициентам диффузии гранат является ключевым минералом, зональность которого чутко записывает изменения физико-химических условий метаморфизма и анатексиса во времени. Эта зональность проявляется как в отношении главных (Mg, Fe, Mn, Ca), так и редких элементов (Y, Sc, Cr, Ti, Zr, V, REE). Несмотря на вариации в зависимости от состава (например, кальциевости) [1], спектры REE гранатов пород гранулитовой фации метаморфизма характеризуются высокими отношениями HREE/LREE, часто имеют четко выраженную отрицательную Eu-аномалию (для низкокальциевых гранатов), высокие содержания Nd и Sm. Однако известны случаи аномальных (не характерных по форме и концентрациям элементов) спектров REE для гранатов, образовавшихся в ходе замещения ранее существовавших минералов [1]. Такие случаи предоставляют уникальную возможность выделения различных генераций граната и процессов, приведших к их образованию в ходе эволюции гранулитов.

В данной работе представлены результаты исследования двух генераций граната в метапелитах, приуроченных к тектонической зоне Петронелла в Южной Краевой Зоне (ЮКЗ) гранулитового комплекса Лимпопо, ЮАР [2]. Исследованные породы представляют собой магнезиальные разности метапелитов формации Банделиеркоп – одной из главных составляющих ЮКЗ [2], ведущей ассоциацией которых является $\text{Opx} + \text{Crd} + \text{Bt} + \text{Pl} + \text{Qtz}$. Первичный гранат в этих породах редок. Тем не менее, породы содержат гранат, образование которого связано с процессами частичного плавления и последующего субизобарического остывания [3].

Содержание главных элементов, а также Ti, Sc, Y, P, Cr в гранатах определялось с помощью электронного микрозонда Jeol Superprobe JXA-8230 в Лаборатории локальных методов исследования вещества каф. петрологии МГУ. Условия съемки были достаточны для определения содержания указанных редких элементов в гранате с точностью до 50 ppm. Указанный микрозонд использовался также для получения карт распределения отдельных элементов, позволивших установить характер зональности гранатов (рис. 1а-е). Содержание редких и редкоземельных элементов в гранате и кордиерите определялось с помощью ионного микрозонда Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИ РАН (Ярославль) по стандартной методике анализа силикатов. Относительная погрешность измерений составляла менее 10 - 15 %, а порог обнаружения для различных элементов - 5-10 ppb при диаметре кратера менее 20 мкм (рис. 1б).

Исследованные зерна гранатов обладают зональностью, которая отражена в распределении включений. Ядра зерен (Grt_1 на рис. 1а), как правило, лишены включений, тогда как внешние зоны (Grt_2 на рис. 1а) содержат многочисленные мелкие

включения силлиманита, кварца и местами шпинели. Несмотря на текстурные различия, карты распределения элементов не показали заметных отличий между ядрами и внешними зонами гранатов по содержанию Mg (рис. 1в), Fe и Mn. Однако идиоморфные ядра четко выделяются по повышенному содержанию Ca (Рис. 1г) и ряда редких элементов (Sc, Y, Cr, P) (рис. 1д, е). Спектр распределения REE в ядре одного из изученных зерен (точки 3 – 5 на рис. 2а) характеризуется ростом содержания от LREE к HREE и умеренной отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.23 - 0.53$). Такой спектр типичен для низкокальциевых гранатов амфиболитовой фации [1]. Накопление в идиоморфных ядрах гранатов Sc, Y, Cr, P указывает на их образование в ходе перитектических реакций плавления метapelитов с участием биотита и монацита [напр. 4]. Появление отрицательной Eu-аномалии может служить подтверждением равновесия граната с расплавом. Действительно, метapelиты района Петронелла несут отчетливые признаки частичного плавления [2, 3].

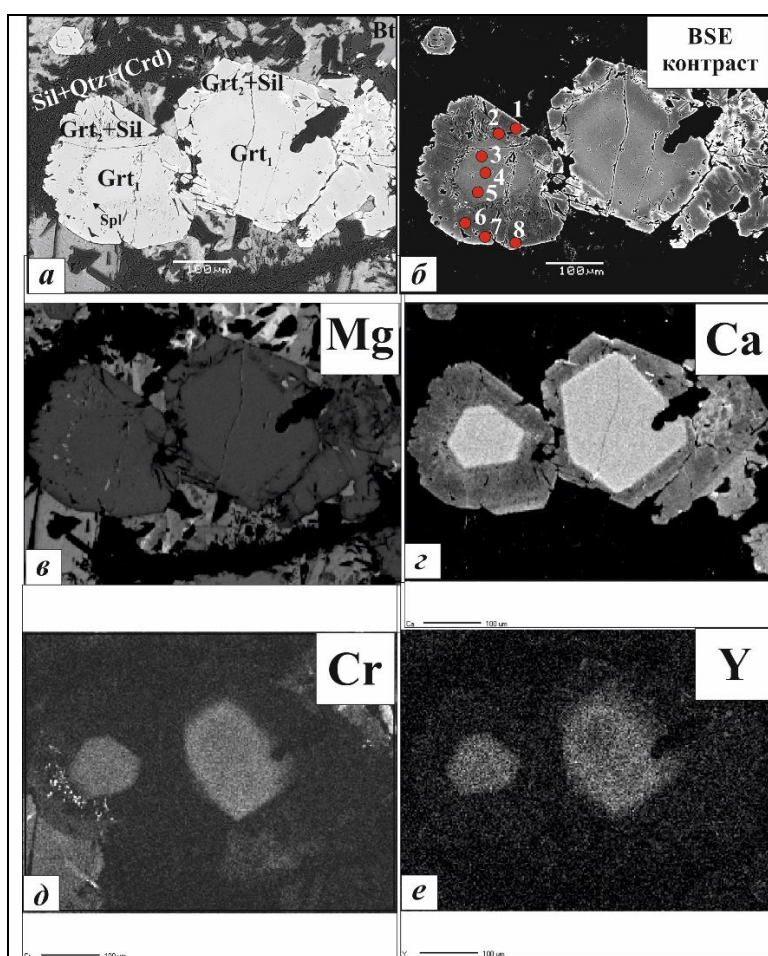


Рис. 1. Зональность зерен граната в метapelите района Петронелла, ЮКЗ комплекса Лимпопо. (а) Текстурные взаимоотношения зон Grt₁ и Grt₂, (б) контрастная BSE фотография, иллюстрирующая общую зональность, (в-е) карты распределения отдельных элементов в зернах граната. Красные точки 1 – 8 – места анализа на ионном микрозонде.

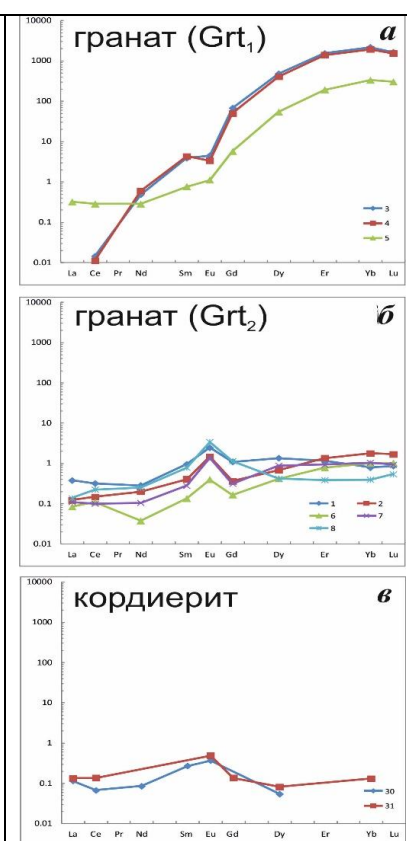


Рис. 2. Спектры распределения REE, нормированные к хондриту CI, в ядре зерна граната (а), во внешней зоне (б) и кордиерите (в). Номера точек на зерне граната см. на рис. 1б.

Во внешних зонах гранатов резко снижается содержание Ca и большинства редких элементов (Рис. 1г-е). Так, по сравнению с ядром, во внешней зоне понижается содержание Li (от 12 до 5 ppm), Ti (от 278 до 47 ppm), Y (от 936 до 2 ppm) и Zr (от 6 до 1 ppm) и других элементов. Внешняя зона (точки 1, 2 и 6 – 8) характеризуется низким содержанием всех REE (<1.6 ppm в сумме), что почти в 500 раз

меньше содержания REE в ядре (рис. 2б). В этой зоне проявлен аномальный для граната недифференцированный спектр REE с положительной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 3.44$, рис. 2б).

Тем не менее, во внешней зоне несколько повышается содержание Sr (от 1 до 1.7 ppm), Cs (от 0.07 ppm до 0.6 ppm) и Be (от содержания ниже порога определения до 0.14 ppm), т.е. элементов нехарактерных для граната. Этот факт позволяет предположить, что внешние зоны гранатов наследовали характер распределения редких элементов от фазы, по которой гранат рос. Такой фазой является кордиерит, по которому гранат образовался согласно реакции $Crd = Grt + Sil + Qtz$ на стадии субизобарического остывания [2, 3]. Действительно, кордиерит вблизи изученного кристалла граната характеризуется очень низким уровнем содержания REE (в среднем 0.2 ppm) и Y, недифференцированным спектром REE и положительной Eu-аномалией (рис. 2в). Также в кордиерите отмечается повышенное содержание Sr, Cs и Be, т.е. тех элементов, содержание которых растет во внешней зоне (второй генерации) граната.

Итак, исследование геохимии зерен граната, сформировавшихся в ходе двух последовательных процессов - частичного плавления и субизобарического остывания, выявило, что вторая генерация граната, соответствующая остыванию, наследует редкоэлементный состав кордиерита, за счет которого рос гранат. Это указывает на быстрый неравновесный процесс роста граната на фоне снижения температуры, что подтверждается довольно резкими профилями концентраций элементов на границах между двумя зонами. Моделирование этих профилей позволит выявить скорость роста граната, а значит, и продолжительность процесса субизобарического остывания пород ЮКЗ комплекса Лимпопо.

Исследование поддержано грантами РФФИ (16-05-00266 и 16-35-60092).

1. Скублов С.Г. *Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах*. СПб.: Наука, 2005. 147 с.
2. van Reenen D.D., Smit C.A., Perchuk L.L., Roering C., Boshoff R. // *Geological Society of America Memoirs*. 2011. Vol. 207. P. 189-212.
3. Safonov O.G., Tatarinova D.S., van Reenen D.D., Golunova M.A., Yapaskurt V.O. // *Precambrian Research*. 2014. Vol. 253. P. 114-145.
4. Spear F.S., Kohn M.J. // *Geology*. 1996. Vol. 24. P. 1099-1102.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ АРХЕЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО, ЮЖНО-АФРИКАНСКОГО И ИНДИЙСКОГО ЩИТОВ: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

А.И. Слабунов

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозавоск, Россия

E-mail: slabunov@krc.karelia.ru

Понимание особенностей развития ранней Земли остается одной из самых актуальных проблем геологии. Наши представления о ранней Земле базируются на изучении древнейших (архейских) магматических, осадочных, метаморфических комплексов [2]. Использование метода актуализма позволяет интерпретировать геодинамические процессы, обеспечившие формирование этих комплексов. При этом вполне очевидно, что 1) обоснование существования определенных геодинамических обстановок в тот или иной период времени на примере одного или нескольких регионов, означает что эта обстановка являлся элементом глобальной системы, 2) в каждом конкретном регионе не обязательно существовали или сохранились все возможные комплексы-индикаторы геодинамических процессов. Таким образом, восстановить общую картину геодинамических процессов на ранней Земле возможно на основании анализа геологических данных по разным архейским кратонам. Совместный анализ геологических и палеомагнитных данных позволяет оценить в возможность существования древних суперконтинентов.

Для оценки особенностей геодинамики Земли в архее в данной работе проводится сравнительный анализ архейских комплексов в трех очень разных по строению докембрийских щитах: Фенноскандинавском (ФЩ), Южно-Африканском (ЮАЩ) и Индийском. При этом два первых региона буду использоваться как базовые, а третий в качестве тестового.

В составе всех трех щитов существуют древние ядра, к которым примыкают комплексы протерозойских орогенов. Крупными структурами рассматриваемых щитов, содержащими мезо- и неоархейские комплексы являются Карельский, Каапваальский и Бунделкхандский кратоны и подвижные пояса Беломорский и Лимпопо. Эти образования, в свою очередь, не являются однородными и состоят из отдельных террейнов и блоков, отличающихся историей становления [3, 4, 5, 6, 8].

Среди мезо-неоархейский комплексов на ФЩ и ЮАЩ существенную роль играют вулканогенные и осадочные образования, входящие в состав зеленокаменных поясов, имеющих черты сходства с субдукционными, рифтогенными, океаническими комплексами, особенности неоархейских метаморфических процессов в поясах Беломорском и Лимпопо согласуются с коллизионной природой этих структур, которые, вероятно, были элементами единой коллизионной сутуры суперконтинента Кенорленд [1, 11], Отличительной особенностью ЮАЩ является существование в его пределах крупного длительно развивающегося (с 3 до 2 млрд лет) осадочного бассейна (Понгола-Витватерсранд-Трансваальского), в котором фиксируются проявление плюмовой активности [4 и ссылки там].

Мезо-неоархейские геологические комплексы ФЩ и ЮАЩ указывают на то, что среди определяющих строение литосферы геодинамических процессов, начиная с 3 млрд лет проявлены субдукционные, коллизионные, рифтогенные, плюмовые и спрединговые. К началу мезоархей уже существовали блоки континентальной коры, которые в период 3.0-2.6 млрд лет увеличились в ходе субдукционно-аккреционных процессов и сформировали в конце архей суперконтинент Кенорленд [1, 11]

Геодинамические выводы, сделанные на основании геологии ФЦ и ЮАЦ, можно протестировать материалами сравнительно мало известного Бунделкхандского кратона (БК) Индийского щита. БК состоит, главным образом, из гранитоидов (ТТГ, микроклиновые граниты, санукитоиды), но в его составе установлены Центральные (ЦБЗК) - и Южно-Бунделкхандский (ЮБЗК) зеленокаменные комплексы [8, 9 и ссылки там]. ЦБЗК слагает ряд поясов, которые пересекают кратон на две несколько отличающиеся по истории развития части. Супракrustальные образования ЦБЗК состоят из двух стратотектонических ассоциаций: мезоархейской (2810 млн лет), представленной тремя толщами 1) метабазальт-коматиитовой, 2) метариолит-дацитовой и 3) железистыми кварцитами (BIF) и поздней (неоархейской: 2550 млн лет), сложенной кислыми вулканитами. Контакты между толщами и ассоциациями тектонические [8].

Состав кислых вулканитов ЦБЗК сопоставим с таковыми из субдукционных систем, среди мафит-коматиитовой ассоциации значительную роль играют породы бонинитовой серии, что, наряду с проявлением архейского эклогитового метаморфизма [7], позволяет предполагать существенную роль субдукционных процессов при становлении этого комплекса. Таким образом, новые данные по геологии ЦБЗК БК позволяют выделить два субдукционно-аккреционных события в истории его формирования: мезоархейское (2.81-2.7 млрд лет) и неоархейское 2.54-2.5 млрд лет [8, 9].

ЮБЗК имеет принципиально иное строение. Он состоит из двух породных ассоциаций: кварцитов и BIF, разделенных толщей мраморов. В кварцитах этого комплекса установлены детритовые палеоархейские (3.43 млрд лет) цирконы сопоставимые с возрастом древнейших пород кратона [10]. Формирование этого зеленокаменного (сланцевого) пояса происходило, по-видимому, в неоархее в обстановке рифтогенного бассейна, сходного с аналогами на ЮАЦ.

Данные по геологии БК позволяют, предполагать, что этот кратон в раннем неоархее находился в центральной части суперконтинента Кенорленд, также как и Карельский, а затем отдрейфовал на юг [11].

Работа выполняется при поддержке РФФИ (№№15-05-09288, 17-55-45005 ИНДа).

1. Лубнина Н.В., Слабунов А.И. // *Вест. Мос. гос. ун-в. Сер. Геол.* 2011. №4. С. 22–29.
2. Розен О.М., Щипанский А.А., Туркина О.М. *Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов (офиолиты, островные дуги, кратоны, осадочные бассейны).* М: Научный мир, 2008. 184 с.
3. Слабунов А.И. и др. // *Геология Карелии: от архея до наших дней. Мат. конф., посвящ. 50-летию ИГ КарНЦ РАН.* Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2011. С.13-21.
5. Слабунов А.И. // *Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем. Матер. конф. и пут. экск.* Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2017. С. 228-231.
6. Anhaeusser C.R. // Reimold W.U. and Gibson R.I. (Editors). *Processes on the Early Earth. Geological Society of America. Special Paper 405.* 2006. P. 193-210.
7. McCarthy T.S., Rubidge B. *The Story of Earth and Life: A Southern African Perspective on a 4.6-Billion-year Journey.* Struik Publishers: Cape Town. 2005. 333 p.
8. Saha L. et al. // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. V. 161. P. 511–530.
9. Singh V.K., Slabunov A. // *International Geology Review.* 2015, № 11-12. P. 1543-1565.
10. Singh V.K., Slabunov A. // *J. of the Geol. Society of India.* 2016. V. 88. P. 539-548.
11. Slabunov A.I. et al. // *Current Science.* 2017. V. 112, № 4. P. 794-801.
12. Slabunov A.I., Lubnina N.V. // *35th International Geological Congress, Cape Town, South Africa. Abstracts.* Alexandria: American Geosciences Institute. 2016. P. 3751.

НИЗКОГРАДНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ — РУДОПОДГОТОВИТЕЛЬНЫЙ, РУДОГЕНЕРИРУЮЩИЙ, РУДОПРЕОБРАЗУЮЩИЙ ПРОЦЕСС

Э.М. Спиридонов

МГУ им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия

E-mail: ernstspiridon@gmail.com

Одна из недостаточно разработанных проблем, поставленная крупнейшим специалистом в области рудных месторождений Г. Шнейдерхёном, - проблема регенерированных рудных концентраций. По существу, это проблема связей процессов метаморфизма и рудогенеза, происхождения метаморфогенно-гидротермальных руд.

Низкоградный метаморфизм – обзор. Процессы регионального низкоградного метаморфизма НГМ погружения (и нагружения) в условиях цеолитовой фации ЦФ, пренит-пумпеллиитовой фации ППФ, пумпеллиит-актинолитовой фации ПАФ проявлены весьма широко в верхней части литосферы [1-5,9,11-13]. Их типичные образования – мандельштейны. Обычно считалось, что это образования диагенетичные. Это не так. Мандельштейны образуются при погружении вулканических толщ на глубину нескольких км, при НГМ. Разрыв во времени между формированием свежих вулканитов и метавулканитов ЦФ, среди которых масса мандельштейнов с цеолитами, селадонитом, халцедоном (агатами), составляет от 6 млн. лет (Ma) до 130 Ma [3-6]. Параметры ЦФ: 110–290°, 0.5–4 кб, т.е. глубины от ~ 2 до 10–12 км; ППФ 250–330°, 2–6 кб, т.е. глубины от 5 до ~ 20 км. Поскольку НГМ флюидодоминирующий [11,12], постольку метاپороды обычно не раздавлены и не рассланцованы, степень метаморфических преобразований крайне изменчива, даже на коротких расстояниях, процессы НГМ зачастую неизохимичны, что чётко отличает НГМ от метаморфизма высокоградного. Исходя из этого, образования фации зеленых сланцев целесообразно рассматривать вместе с образованиями высокоградного метаморфизма, а не с НГМ.

Низкоградный метаморфизм - рудоподготовительный процесс. Поскольку НГМ захватил значительную часть толщ земной коры, постольку он в значительной степени создает канву для последующих процессов, в том числе рудогенеза. Наше изучение минералогии и геохимии Ni и Co, Zn и Cd в базит-гипербазитовых массивах, захваченных НГМ, позволило решить проблемы Г.А. Крутова: 1) где источник Ni для никелин-хромитовых руд, 2) где источник и в чем причины появления существенно Co эндогенных руд; объяснить появление в золотых рудах в этих массивах минералов кадмия [6,4]. Установлено, что трапповые формации, метаморфизованные в условиях ЦФ, стали потенциальным источником V, Mo, W...

Низкоградный метаморфизм - рудогенерирующий процесс. НГМ флюидодоминирующий, главный флюид водяной пар. Поэтому в метاپородах масса трещин гидроразрыва, что обеспечивает мобилизацию и транспорт подвижных компонентов. Флюиды НГМ имеют повышенный окислительный потенциал, сера в их составе – сульфатная, что не препятствует мобилизации Cu из богатых ею платобазальтов – траппов с образованием бесчисленных метаморфогенно-гидротермальных проявлений и месторождений медно-цеолитовой и медно-эпидотовой формаций [10,8,6]. Из месторождений Верхнего Озера среди метабазальтов ЦФ-ППФ добыто более 5 млн. тонн самородной меди; U/Pb возраст меденосных базальтов по циркону 1087±2 Ma, Rb/Sr возраст медной минерализации 1060-1047 Ma [8], на 30-40 Ma моложе. По крайней мере, для части пятиметальной U-Ag-Bi-Ni-Co формации доказан метаморфогенно-гидротермальный генезис в условиях ЦФ [4]. В условиях

ЦФ возникли месторождения исландского шпата, бентонитовых глин, агатов, цеолитов, датолита в метавулканитах [3-6]. Изохронный Rb/Sr возраст (апофиллит – кальцит) исландского шпата Восточно -Сибирской платформы 122 ± 1 Ма, возраст вмещающих траппов 251 Ма [6,13]. В условиях ППФ-ПАФ возникли месторождения многих самоцветов: яшмы, жады гидрогранатовые и гидровезувиановые, поделочные родингиты (метабазиты среди серпентинитов – метагипербазитов), ограночные гранаты, везувиан, кеммерерит..., в условиях ПАФ – месторождения демантоида [4,6].

Низкоградный метаморфизм - рудопреобразующий процесс проявлен чрезвычайно широко, но редко как таковой описывается. В Норильском рудном поле в процессе послерудного метаморфизма в условиях ППФ-ЦФ крупные блоки магматогенных пирротин-пентландит-халькопиритовых руд замещены агрегатами пирита, магнетита, борнита, халькозина и миллерита или превращены в малоценные валлериитовые. При метаморфизме в условиях ПАФ существенно снизился россыпной потенциал месторождений платины Среднего Урала, т.к. первичная твёрдая ферроплатина была замещена легко истираемой купроплатиной (туламинит). Колчеданные месторождения Среднего Урала, метаморфизованные в условиях ППФ-ПАФ, стали россыпеобразующими для золота, поскольку их руды перекристаллизованы, стали более крупнозернистыми, тогда как обычно колчеданные месторождения не сопровождаются россыпями золота. Многие десятилетия продолжаются дискуссии о происхождении медистых песчаников Джезгазгана: существует масса фактов в пользу осадочно-диагенетического генезиса руд, и масса фактов, которые свидетельствуют об их гидротермальном генезисе. С учётом метаморфизма в условиях высокотемпературной субфации ЦФ, при которых возникли метаморфогенно-гидротермальные рудные концентрации (произошла мобилизация из осадочных руд и частичное переотложение Cu, Pb, Zn, As, Re, Mo), эти противоречия снимаются [6,4]. Это же касается и медистых сланцев Мансфельда.

Петрографический кодекс России необходимо дополнить, включив в раздел метаморфических образований пумпеллиит-актинолитовую, пренит-пумпеллиитовую и цеолитовую фации, широко распространенные в складчатых областях и в низах плитного комплекса платформ, предопределившие изотопный состав кислорода [7] и отчасти облик и петрохимию высокоградных метаморфитов [3,6]. Каждая фация НГМ включает специфические минеральные и рудные концентрации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 16-05-00241).

1. Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. М.- Л.: Недра, 1973. 127с
2. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 536 с.
3. Спиридонов Э.М. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Т. II. М.: МГУ, 1989. С. 136–152.
4. Спиридонов Э.М., Гриценко Ю.Д. Эпигенетический низкоградный метаморфизм и Co-Ni-Sb-As минерализация в Норильском рудном поле. М.: Научный мир, 2009. 218 с
5. Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Янакиева Д.Я. и др. Агаты в метавулканитах (геологические обстановки, параметры и время превращения вулканитов в мандельштейны с агатами). М.: МОЛНЕТ РФФИ, 2014. 66 с.
6. Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Степанов В.К. и др. Метавулканиты пренит-пумпеллиитовой и цеолитовой фаций трапповой формации Норильского региона Восточно - Сибирской платформы. М.: МГУ. 2000. 212 с.

7. Ярошевский А.А. Проблемы современной геохимии. Новосибирск: НГУ, 2004. 94 с.
 8. Bornhorst Th.J., Paces J.B., Grant N.K. et al. // *Econ. Geol.* 1988. Vol. 83. P.619-625.
 9. Coombs D.S., Ellis A.D., Fyfe W.S. et al. // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1959. Vol. 17. P. 3-107.
 10. Lindgren W. *Mineral deposits*. 3d ed. N.Y.: McGraw-Hill. 1933. 930 p.
 11. *Low Grade Metamorphism*. Oxford: Blackwells Science, 1999. 313 p.
 13. Philpotts A.R. & Ague J.J. *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Cambridge University Press, 2009. 667 p.
 14. Spiridonov E.M., Serova A.A., Kulikova I. M. et al. *Metamorphic-hydrothermal Ag-Pd-Pt mineralization in the Noril'sk ore deposit* // *Canad. Mineral.* 2016. Vol. 54. P. 429-452.
-

МАТЕРИАЛЫ, ПРОЦЕССЫ И ВРЕМЕННЫЕ ШКАЛЫ РАННЕЙ «ДОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ» ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ

И. Толстухин¹

¹Геологический Институт КНЦ РАН, Анапты, Россия
E-mail: igor.tolstikhin@gmail.com

В докладе обсуждаются материалы, участвовавшие в поздней аккреции Земли, и процессы их последующей эволюции. Сделана попытка выбрать принципиально разные информативные данные (сидерофильные, литофильные и летучие элементы) и найти этим данным наиболее простое объяснение в рамках стандартной модели аккреции и ранней эволюции планет земной группы [1]. Из модели следует, что в зоне формирования планет многочисленные столкновения растущих тел на каждой из стадий их роста, в том числе столкновения между массивными протопланетами лунного размера, приводили к необратимым потерям летучих. Что касается нелетучих элементов, имеется много различных доводов об их близком к хондритовому составу [1,2] и в дальнейшем я использую «хондритовую» модель Земли.

(1) Сегрегация ядра обусловила существенное увеличение отношения литофильного Hf к сидерофильному W в силикатной Земле ($^{180}\text{Hf}/^{184}\text{W}_{\text{BSE}} = 17$) по сравнению с хондритовым (1.3). Вклад $^{182}\text{W}^*$, продукта распада короткоживущего ^{182}Hf ($\tau_{182} = 9$ млн лет), в силикатной Земле также выше хондритового. Эти данные позволяют оценить время сегрегации ядра Земли, ≈ 40 млн лет после формирования Солнца или несколько позднее [2,3].

(2) Относительные содержания нелетучих высоко-сидерофильных благородных металлов в мантии близки к хондритовым. Предполагается, что они были привнесены в мантию хондритовым веществом (около 0.5 % массы силикатной Земли) после сегрегации ядра. Из-за высоких и разных коэффициентов распределения металлов между железными (сульфидными) и силикатными расплавами хондритовый материал должен быть перемещен в мантию без плавления и фракционирования [4].

(3) Нелетучие литофильные несовместимые элементы обеднены в доступных наблюдениям силикатных резервуарах Земли, - по сравнению с хондритами. Так, для обеспечения баланса радиогенного $^{143}\text{Nd}^*$ (возникшего при распаде ^{147}Sm , $\tau_{147} = 106$ млрд лет) в обедненной мантии и континентальной коре необходим изолированный комплементарный резервуар, - либо большой, с хондритовыми содержаниями изотопов Sm и Nd ($\approx 2/3$ силикатной Земли), либо меньшего размера, состоящий из обогащенной древней коры.

(4) Данные Lu – Hf изотопной системы, $^{176}\text{Lu} \rightarrow ^{176}\text{Hf}$ ($\tau_{176} = 37$ млрд лет), показывают, что древняя кора была достаточно стабильным долгоживущим резервуаром, и древнейшие породы, цирконы которых сохранились до наших дней, возникли в ходе переработки древней коры [5]. Эта кора не сохранилась на поверхности Земли (см. ниже раздел 7).

(5) Породы Земли характеризуются относительным дефицитом Nb, а именно, — субхондритовыми отношениями Nb / La. Исключение составляет богатый Nb рутиловый эклогит с суперхондритовым Nb / La. Проблема дефицита Nb может быть решена, если обогащенный Nb эклогит был погружен в мантию и впоследствии оставался изолированным от мантийной конвекции [6].

(6) В породах и газах мантийного происхождения содержатся ^3He и ^4He с изотопными соотношениями близкими к таковым в солнечном ветре. Солнечные газы могли быть привнесены на Землю облученными солнечным ветром метеоритами. Особенно большой вклад солнечных ^3He и ^4He наблюдается в веществе плюмов, свидетельствуя о наличии в мантии изолированного от конвекции резервуара с низким отношением $(\text{U}+\text{Th})/^3\text{He}$ [7].

Высокоточные измерения изотопного состава K и Xe в мантийных породах и газах позволили идентифицировать вклад углистых хондритов носителей планетарного Xe [8].

(7) Изложенные выше данные находят объяснение в рамках модели ранней тектоники Земли. После последнего гигантского столкновения и остывания океана магмы температура мантии была существенно выше современной и, как следствие, сформировалась обширная мощная долгоживущая обогащенная кора, подстилаемая обедненными породами мантии. На поверхности коры накапливался, — поскольку аккреция продолжалась, — реголит, включавший хондритовый и облученный солнечным ветром материал. Древнейшая кора не сохранилась, что свидетельствует о ее (эпизодическом) погружении в мантию. Такой сценарий разделяется большинством исследователей Катархейской тектоники Земли [9,10,11]. Различия связаны, в основном, в выборе процессов разрушение коры, и в количественных оценках (мощность коры, ее состав, время жизни и др.). При отсутствии воды на поверхности Земли погружение (относительно холодной) коры в мантию могло происходить без ее (частичного) плавления, фракционирования и дегазации. Возможны и другие объяснения переноса «земного реголита» в мантию без фракционирования и дегазации. Плотная фракция коры могла (частично) сохраниться до настоящего времени, возможно, — на границе ядро — мантия, являясь известной в геофизических моделях Земли переходной зоной D'' [2].

1. Витязев А.В. и др. // *Земные планеты: Происхождение и ранняя эволюция*. М.: Наука, 1990. 296 с.
2. Tolstikhin I.N. and Kramers J.D. // *The Evolution of Matter (from the Big Bang to the present-day Earth)*. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. 521 pp.
3. Jacobsen, S.B. // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2005. V. 33, pp. 18.1–18.40.
4. Walker R.J. // *Geochemical Perspectives*. 2016. V. 5, pp. 1-145.
5. Blichert-Toft J. and Albarede F. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 265, pp. 686-702.
6. Rudnick, R. L., et al. // *Science*. 2000. V. 287, pp. 278–81.
7. Graham D.W. *Noble gases in geochemistry and cosmochemistry*. 2002. Washington: Mineral. Soc. Amer. pp. 247-318.
8. Caracausi A., et al. // *Nature*. 2016. V. 533, pp. 82-85.
9. Griffin W.L. et al. // *Lithos*. 2014. V. 189, pp. 2-15.
10. Johnson T.E. et al. // *Nat. Geosci.* 2014. V. 7, pp. 47–52.
11. O'Neill C. and Debaille V. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. V. 406, pp. 49–58.

СТРУКТУРНЫЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ДЕФОРМАЦИОННОЙ ПРИРОДЫ И СВЕКОФЕННСКОГО ВОЗРАСТА ЭКЛОГИТИЗАЦИИ БАЗИТОВ РАЙОНА СЕЛА ГРИДИНО (БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС)

В.В. Травин

*Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия
Петрозаводский государственный университет, Петрозаводск, Россия
E-mail: vetr@list.ru*

Пионеры изучения процессов эклогитизации в районе села Гридино выявили в обломках тектонического меланжа архейские (2.72 млрд лет), а в дайках базитов – палеопротерозойские эклогиты трех генераций [2, 3 и др.]. По представлениям других авторов, эклогитизация здесь проявилась однократно, в архее, в результате погружении всего комплекса пород района в зону субдукции до уровня эклогитовой фации [4]. В основу этих взаимоисключающих выводов были положены данные петрологических исследований и результаты U-Pb датирования цирконов эклогитизированных пород. Повторное изотопно-геохимическое изучение цирконов из обломка меланжа показало, что полученный ранее [2] архейский возраст имеют магматические ядра цирконов, каймы которых, обладающие геохимическими характеристиками эклогитовых цирконов, являются свекофеннскими, около 1.9 млрд лет [6].

Проведенными нами структурными и петрологическими работами выявлено, что тела эклогитизированных базитов локализованы в пластических зонах сдвига (ductile shear zones) крутого и пологого падения [9, 8]. Эклогитизация базитов разного возраста и состава, локализованная в крутопадающих пластических зонах сдвига (в отечественной классификации эти зоны соответствуют вязким сбросам и/или взбросам), генетически связана с деформациями пород. Участие в эклогитизации даек магнезиальных габброноритов (возраст формирования которых, около 2.4 млрд лет, рассматривается нами как наиболее надежный временной репер в истории Беломорского подвижного пояса) и секущих их даек железистых габбро свидетельствует о наиболее вероятном свекофеннском возрасте эклогитизации [9], что подтверждено датированием [1].

Эклогитизация базитов в крутопадающих пластических зонах сдвига проявлена в образовании равновесных минеральных парагенезисов (фото А, Б), тогда как базиты в боковых породах зон сдвига либо не несут признаков эклогитизации, либо превращаются в корониты (фото В).

Обломки меланжа, по которым были получены значения возраста эклогитизации 2.42 и 2.72 млрд лет [7, 2], залегают в позднесвекофеннских пластических зонах сдвига пологого залегания [8], образование которых не сопровождалось эклогитизацией пород и происходило на стадии завершения формирования основных структурных черт Беломорского пояса [5]. Следовательно, обломки меланжа, эклогитизированные породы которых имеют упорядоченные деформационные структуры (свидетельства деформационной природы эклогитизации (фото Г, Д)), были вовлечены в них уже эклогитизированными [8].

Среди обломков тектонического меланжа могли бы быть обломки базитов, эклогитизированных в архее. Но предположение об архейском возрасте эклогитизации пород обломков меланжа имеет структурное ограничение: на сей день не известно фактов сечения тел эклогитизированных базитов недеформированными раннепротерозойскими дайками. Дайки, секущие гнейсы с эклогитизированными обломками меланжа, деформированы и эклогитизированы с образованием равновесных парагенезисов и упорядоченных метаморфических структур.

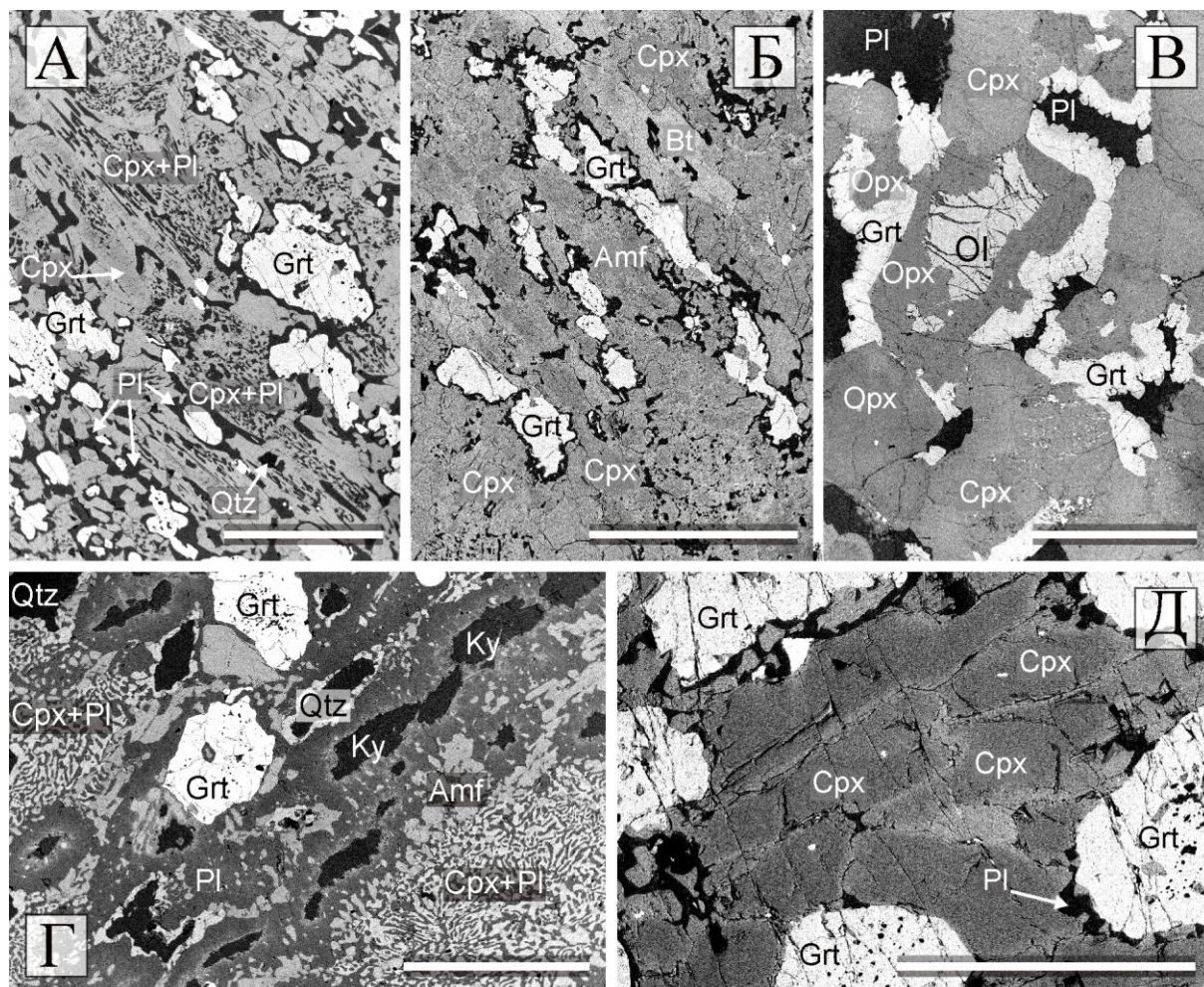


Рис.1 Структуры эклогитизированных пород. А-В – породы даек мыса Гридин: эклогитизированные железистое габбро (А) и оливиновый габбронорит (В), вовлеченные в деформации пластической зоны сдвига и оливиновый габбронорит вне зоны сдвига (В). Г – эклогитизированная порода, для которой был получен возраст эклогитизации 2.42 млрд лет [7], о. Высокий. Д – эклогитизированная порода, для которой был получен возраст эклогитизации 2.72 млрд лет [2], о. Столбиха. Индексы минералов: Срх – клинопироксен, Grt – гранат, Qtz – кварц, Ky – кианит, Pl – плагиоклаз, Ol – оливин, Amf – амфибол. Масштабный отрезок на фотографиях равен 1 мм.

Данные по структуре района и петрографии эклогитизированных пород указывают на то, что свекофеннский этап формирования крутопадающих пластических зон сдвига был главным и, вероятно, единственным этапом эклогитизации в районе.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (Проект 17-05-00329).

1. Березин А.В., Травин В.В., Марин Ю.Б., Скублов С.Г., Богомолов Е.С. // ДАН. 2012. Т. 444. № 6. С. 644–649.
2. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибилова Е.В., Конилов А.Н., Кузенко Т.И. // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 609–631.
3. Володичев О.И., Парфенова О.В., Кузенко Т.И. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 37–61.
4. Докукина К.А., Баянова Т.Б., Каулина Т.В., Травин А.В., Минц М.В., Конилов А.Н., Серов П.А. // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 10. С. 1335–1373.

5. Козловский В.М., Травин В.В., Корпечков Д.И., Зайцева М.Н., Курдюков Е.Б., Травин А.В., Терентьева Л.Б., Саватенков В.М. // *Геотектоника*, 2016, № 6, с. 52–74.
 6. Скублов С.Г., Астафьев Б.Ю., Марин Ю.Б., Березин А.В., Мельник А.Е., Пресняков С.Л. // *ДАН*. 2011. Т. 439. № 6. С. 795–802.
 7. Слабунов А.И., Володичев О.И., Бибикова Е.В. // *Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии/ СПб.: Изд-во ИГГД РАН, 2003. С. 465–467.*
 8. Травин В.В. // *Геотектоника*, 2015, № 5, с. 78–93.
 9. Travin V.V., Kozlova N.E. // *Petrology*. 2009. Vol. 17. P. 684–706.
-

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ЦИРКОНА АРХЕЙСКИХ
МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД БОЛЬШЕЧЕРЕМШАНСКОЙ
СЕРИИ В ЕЛАБУЖСКОЙ ЛИНЕЙНОЙ ЗОНЕ (ВОЛГО-УРАЛИЯ):
U-Pb ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Федотова А.А.^{1,2}, Бибикина Е.В., Богданова С.В.³, Клаэссон С.⁴, Постников А.В.⁵,
Кирнозова Т.И.¹, Фугзан М.М.¹

¹Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И.Вернадского РАН, Москва, Россия

²Геологический Институт РАН, Москва, Россия

³Геологический институт Лундского Университета, Лунд, Швеция

⁴Шведский Музей естественной истории, Стокгольм, Швеция

⁵Российский государственный университет нефти и газа
им. И.М.Губкина, Москва, Россия

E-mail: a.fedotova@geokhi.ru

Предшествующими исследованиями установлено, что кора Средневожского геоблока Волго-Уральского сегмента фундамента Восточно-Европейского кратона образована преимущественно в архее, широко распространены комплексы магматических и метаморфических пород, кристаллизовавшихся 2.7 млрд лет назад в условиях гранулитовой фации [1, 2, 3]. Детальное изучение гранитоидов и метаосадочных комплексов позволило выявить и более ранние эпизоды формирования коры [2, 3, 4]. В частности, Бакалинский массив включает четыре комплекса отличных по возрасту гранитоидов, формировавшихся в интервале 3.3 – 2.6 млрд лет [3].

Нами проведено U-Pb изотопное исследование циркона и определение изотопного состава Nd высокоглиноземистых метаосадочных пород Елабужской зоны Волго-Уралии, распространенных непосредственно к северу – северо-западу от Средневожского геоблока. Полученные значения модельных возрастов $T_{Nd}(DM)$ лежат в интервале 3.5 – 2.9 млрд лет. Модельные возрасты $T_{Nd}(DM_2)$, рассчитанные по двустадийной модели в предположении, что до 1.9 млрд лет их протолит характеризовало отношение $^{147}Sm/^{144}Nd=0.12$, составляют 3.4 – 3.0 млрд лет. Протолит метаосадочных гнейсов Елабужской зоны, как и сходных по составу пород Средневожского геоблока, представляет собой продукт переотложения архейского корового материала. Раннепротерозойские деформации и метаморфизм, согласно полученным в ходе исследования данным для внешних зон циркона из двух образцов, проявлены в линейной Елабужской зоне 2.0 – 1.95 млрд лет назад. За пределами линейной зоны метаморфические процессы палеопротерозойского этапа не выявлены.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 15-05-08125, Программы ОНЗ РАН IV.8.4.

1. Бибикина Е.В., Кирнозова Т.И., Попова Л.П. и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. Т.2. № 3. С. 3–7.
2. Бибикина Е.В., Богданова С.В., Постников А.В. и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т.23. №1. С.3-26.
3. Bogdanova S., De Waele B., Bibikova E. et al. //Am. J. Sci. 2010. V. 310. P. 1345–1383.
4. Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetzky R.G. (2016). EUROPE|East European Craton. In: Scott, E. (Editor), Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier.

ПЕТРОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ТЕРМАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗИТОВЫХ ЭКЛОГИТОВ СУБДУКЦИОННОГО МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА (Ю.УРАЛ)

В.В. Федькин¹, Т.Д. Бюрлик², М.Л. Лич², А.А. Щипанский³, П.М. Вализер⁴, В.Г. Эрнст⁵

¹ Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия

² Университет Сан-Франциско, Сан-Франциско, США

³ Геологический институт РАН, Москва, Россия

⁴ Ильменский Государственный заповедник, Миасс, Россия

⁵ Стэнфордский университет, Стэнфорд, США

E-mail: vfedkin@iem.ac.ru

Максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс на южном Урале, Россия хорошо известен как субдукционный комплекс высокого (НР) – сверхвысокого (УНР) давления средне - позднепалеозойского возраста. Характерные фазы сверхвысокого (УНР) давления (пseudоморфозы кварца по коэситу, графитовые кубоиды по алмазу, микровключения алмаза в гранате) отмечены в ранних работах [1, 4, 5, 9, 11]. Мы редуцировали радиальные трещины вокруг кварцевых включений в гранате, омфациите и глаукофане и подтвердили, что эти включения SiO_2 являются вероятными кварцевыми pseudоморфозами после коэсита. Агрегаты микроалмаза, сохраненные в гранате, ранее были идентифицированы с помощью спектроскопии комбинационного рассеяния. Эти данные свидетельствуют о том, что во время позднего девона отдельные части Максютковского комплекса были подвергнуты условиям УНР (при 600 °С, > 2,8 ГПа для коэсита и > 3,0 ГПа для алмаза). Пик УНР условий эклогитовой фации имел место при 385 млн. лет, и затем комплекс был эксгумирован на ретроградном этапе метаморфизма в условиях фации голубых сланцев на рубеже 360 млн. лет.

Новые XRF данные по валовому составу 18 представительных образцов эклогитов Максютковского комплекса показали присутствие базальтовой и андезитовой серий пород MORB, OIB, IAT и их метасоматизированных эквивалентов. Большой разброс по содержанию основных, рассеянных и редкоземельных элементов обусловлен либо разнообразием гетерогенных протолитов, субдуцированных в разнообразных плейт-тектонических обстановках, либо контрастной интенсивностью метасоматических процессов на различных стадиях кристаллизации мафических пород (метасоматизм на дне океана, субдукционный проградный или ретроградный метаморфизм). Нормирование на хондриты (отмечаются близкие спектры MORB-N и MORB-E типа, скромное обогащение LREE) также ясно показывает совокупность признаков субдукционной зоны и метасоматических признаков океанических метабазальтов. Валовые составы большинства (за исключением одного) изученных образцов гранат-содержащих пород Максютковского комплекса указывают на трансформацию их от базальтового предшественника, поскольку у них отсутствуют положительные аномалии Eu и Sr.

Метаморфическая эволюция Максютковского комплекса исследовалась с использованием комбинации традиционной катионообменной термометрии и моделирования фазовых равновесий. Термобарометрические расчеты параметров Grt-Cpx равновесия проведены на основе микрозондовых данных о составах граната и пироксена, их зональности и состава минеральных включений. Полученные данные были использованы для расчета максимальных температур Grt + Cpx равновесия на основе Grt-Cpx геотермометра [6] и для оценки минимального давления в парагенезисе Grt + Cpx + Pl + Qz на основе Pl-Cpx-Qz барометра [10].

Исследовались образцы разной степени выветривания, из центральных и краевых частей крупных будин, из эклогитовых прослоев в Grt-Cpx-Gl-Mu-Qz матрице, зерна

с прямой, обратной и инверсионной зональностью, составы крупных порфиروبластических зерен граната и мелких новообразованных кристаллов в основной массе породы. Максимальные параметры для обменного Grt-Cpx равновесия достигают температур $\sim 750-900^\circ\text{C}$ при $P \sim 2.5-3.5$ ГПа [3] и подтверждают недавно полученные данные по жадеитовым эклогитам, находящихся в контакте с ультрамафитовыми (Ol-Enst) UHP породами [7-8]. Прогрессивные и регрессивные P-T тренды Grt-Cpx равновесия, зафиксированные в зональных гранатах, свидетельствуют о нескольких этапах метаморфических процессов, об их незавершенности и мозаичности. В Grt-Cpx-Pl-Qz парагенезисе составы сосуществующих фаз регистрируют последующие ретроградные и повторные прогрессивные этапы метаморфизма при более низких параметрах фации голубых сланцев ($T \sim 450-700^\circ\text{C}$, $P \sim 1.2-1.7$ ГПа) и зеленосланцевой ($T \sim 380-470^\circ\text{C}$, $P \sim 0.7-1.3$ ГПа) фации.

Для более полной характеристики термальной эволюции комплекса в свете новых анализов валового состава пород в системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2$ для репрезентативных образцов базитовых эклогитов были выполнены расчеты диаграмм изохимического фазового равновесия, т.н. «Псевдосекций». Расчеты проводились по программе *Petple-X 6.6.8* [2] по составам минералов в наименее измененных образцах горных пород. Учитывая постоянную зональность граната в породах Максютовского комплекса, использовались составы его центральных зон, находящихся вне диффузионного равновесия с матрицей породы. Расчеты показали, что минимальные P-T условия для пиковых ассоциаций эклогитов достигали $650-675^\circ\text{C}$ и $2.4-2.6$ ГПа. Эти данные указывают на тепловой максимум, достигнутый эклогитами на их начальной стадии декомпрессионного подъема, определяя градиент метаморфического поля. В то же время, ранее изученные реликтовые коэситовые и микроалмазные агрегаты свидетельствуют о максимальном давлении, определяющем более ранний проградный (в зоне субдукции) геотермический градиент: при $\sim 600^\circ\text{C}$, >2.8 ГПа для коэсита и >3.0 ГПа для алмаза. Во всяком случае, Максютовский эклогитовый комплекс указывает, скорее всего, на поддвижение палеоазиатской океанической коры под континент, а не на субдукцию континентальной окраины.

Авторы благодарят Мехрада Хеджазяна (Mehrdad Hejzian) и Брэндона Суонсона (Brandon Swanson) из Университета штата Сан-Франциско за помощь в оформлении иллюстраций для этого доклада. В.В.Федькин благодарит программу Фулбрайт, которая дала ему возможность и поддержку для совместных исследований в Стэнфордском университете и в университете штата Сан-Франциско.

1. Bostick, B., et al. // *American Mineralogist*. 2003. V. 88. P. 1709-1717.
2. Connolly, J.A.D. // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2009. V. 10. DOI:10.1029/2009GC002540.
3. Fedkin V.V. et al. // *Experiment in Geosciences*. 2017. V. 23. No. 1. P. 1-10.
4. Leech M. L. and Ernst W. G. // *Geochim. Cosmochim. Acta* 1998. V. 62. P. 2143–2154.
5. Leech, M. L., and Ernst, W. G. // *Lithos*. 2000. V. 52. P. 235-252.
6. Powell, R. // *J. Metamorph. Geol.* 1985. V. 3. P. 231–243.
7. Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. // *Докл. РАН*. 2015. Т. 461. № 3. С. 316-321.
8. Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. // *Литосфера*. 2013. Т. 4. С. 50-61.
9. Добрецов Н.Л. и Добрецова Л.В. // *Докл. АН СССР*. 1988. т.294. № 2. С.75-380.
10. Перчук А.Л. // *Докл. АН СССР*. 1992. Т. 324. С. 1286-1189.
11. Чесноков Б.В., Попов В.А. // *Докл. АН СССР*. 1965. т.162. № 4. С.909-910.

УЛЬТРАВЫСОКОБАРИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И ЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

А.А. Щипанский¹, М.Ю. Сидоров², В.В. Балаганский²

¹ *Геологический институт РАН, Москва, Россия*

² *Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия*

E-mail: shchipansky@mail.ru

Беломорская провинция Балтийского щита является уникальным раннедокембрийским объектом мира, где обнаружены многочисленные тела эклогитов, «рассыпанные и запечатанные» в серых гнейсах ювенильной природы. С тектонической точки зрения эта провинция представляет собой глубоко эродированный архейский фундамент юго-западного форланда палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена. Пик коллизии произошел 1.92–1.90 млрд лет назад, после чего начался длительный пост-орогенный аплифт [3], сопровождаемый очень медленным остыванием глубоких горизонтов беломорского фундамента орогена с градиентом 2–4 °С/млн лет [2]. Этот процесс явился причиной двух противоположных явлений – длительной эксгумации (>100 млн лет) глубинных уровней архейской коры, вмещающих эклогиты, и сильной ретрогрессии эклогитов в условиях амфиболитовой фации, обусловленной такой медленной эксгумацией.

Размеры участков с реликтами эклогитовых парагенезисов составляет несколько миллиметров, что не позволяет уверенно реконструировать пиковые параметры метаморфизма. Большинство полученных оценок пиковых параметров не превышают давления 15–20 кбар, что соответствует условиям корня утолщенной орогенической коры. С такой моделью, казалось бы, согласуются и многочисленные публикации по датированию цирконов и граната из ретроградно измененных эклогитов, которые показывают лапландско-кольские изотопные возрасты ~1.9 млрд лет. Парадокс такой интерпретации заключается в том, что наиболее измененные в структурно-метаморфическом плане породы оказываются наиболее поздними в шкале раннедокембрийских событий Беломорской провинции [1]. К тому же, вмещающие эклогиты мезо- и неоархейские серые гнейсы не содержат радиологических свидетельств эклогитового палеопротерозойского метаморфизма.

Недавние находки минерала-индикатора ультравысокобарического (УНР) метаморфизма – алмаза – в эклогитовых породах северной части Беломорской провинции заставляют радикально пересмотреть представления о палеопротерозойском орогеническом происхождении эклогитов провинции. В настоящее время алмаз, а также другие индикативные минералы ультравысокобарического метаморфизма, идентифицированы на двух объектах – в районе юго-восточного берега Кохозера и в карьере Куру-Ваара.

Эклогитовые породы Кохозера были обнаружены в блоке гранатовых амфиболитов размером ~30 × 6 м в виде локальных реликтов Grt-Cpx ассоциации, в которой впервые был диагностирован алмаз. Наиболее распространены кристаллы алмаза размером от 3 до 25 мкм в клинопироксене (диопсид, далее Cpx), который характеризуется структурами распада с необычайно высоким содержанием ориентированных игольчатых выделений кварца, что традиционно интерпретируется как результат декомпрессионной трансформации Cpx с изначально высоким содержанием в нем CaEs компонента. Cpx в участках, сохранившихся от распада, обнаруживает нестехиометрический состав с содержанием CaEs 20–25% мольной доли. При этом важно, что Cpx не показывает заметного присутствия калия, что ограничивает

давления метаморфизма областью границы фазового перехода графит-алмаз и 4 ГПа [6]. В породе присутствуют также микрокапли монцодиоритового расплава и синметаморфические кварц-алюмосиликатные жилы мощностью 5–6 см, в которых сохранилась ультравысокобарическая минеральная ассоциация $\text{Qtz} + (\text{CaEs}) \text{Cpx} + \text{Grt} + \text{Rt} + \text{Phe} + \text{Dia}$. Здесь алмаз был диагностирован не только в Cpx , но также в кварце и гранате. Эта ассоциация является равновесной, и пиковая температура ее формирования оценивается по Grt-Cpx геотермометрам в 770–790 °С. Фенгит содержит Si_{apf} 3.7–3.8, что соответствует давлению ~3.4 ГПа.

Эклогиты Куру-Ваары. Ранее параметры UHP метаморфизма ($P \sim 4.2$ ГПа и $T \sim 760$ °С) были определены по результатам моделирования фазовых равновесий для линзы эклогитов в флогопитовом оливиновом вебстерите из южной части карьера Куру-Ваара [5]. Ревизия образцов из эклогитов, меланжированных в блоках ультраосновных пород, выявила присутствие алмаза не только в этом блоке, но и в блоке метаперидотита. Алмаз был обнаружен как в клинопироксене, так и в гранате. По минеральному составу метаперидотит является флогопитовым гарцбургитом, сложенным агрегатом антигорита с оливином и ортопироксена с флогопитом. Собственно эклогитовые линзы, в своем большинстве, сильно амфиболизированы, а эклогитовые минеральные ассоциации сохранились локально в их центральных частях, где помимо Grt-Cpx парагенезиса наблюдаются чешуйки флогопита. В наименее измененном Cpx под микроскопом иногда обнаруживаются тончайшие ламели флогопита, а сам Cpx местами содержит заметные содержания калия (0.4–0.5 мас. %). Это указывает на пиковые давления, превышающие 4 ГПа.

Полученные данные позволяют сделать два главных вывода: 1) Беломорская провинция является древнейшей областью HP–UHP метаморфизма, ранее установленного только в фанерозое; 2) геодинамические условия этого метаморфизма не могли сильно отличаться от присущих современной и фанерозойской геодинамики (рис.1).

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты 16-05-00479, 16-05-01031

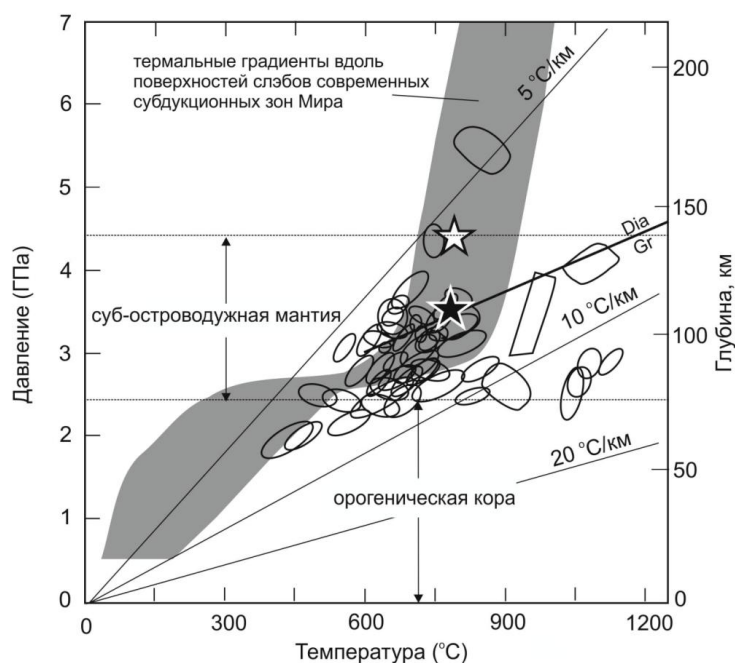


Рис.1 Пиковые P – T параметры эклогитового метаморфизма пород Кохозера (черная звезда) и Куру-Ваары (белая звезда). Термальные градиенты современных зон субдукции даны по [7], P – T параметры фанерозойских областей UHP (эллипсы) – по [4].

1. Balagansky V.V. et al. // *Inter. Geol. Rev.* 2015. V. 57. P. 1543-1565.
 2. Bibikova E.V., et al. // *Precamb. Res.* 2001. V. 105. P. 315-330.
 3. Daly J.S., et al. // *Geol. Soc. London, Memoir.* V. 32. P. 579-98.
 4. Hacker B.R. // *Inter. Geol. Rev.* V. 48. P. 1053–1066.
 5. Pisarev G.V., Shchipansky A.A. // *Exten. Abstr. Precambrian high-grade mobile belts.* Petrozavodsk: KRC RAS, 2014. P. 68-70.
 6. Safonov O.G. et al. // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. V. 149. P. 316-337.
 7. Syracuse E.M. et al. // *Physics Earth Planet. Inter.* 2010. V.183.P. 73-90.
-

Научное издание

**ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ
УСЛОВИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА
В ДОКЕМБРИИ И ФАНЕРОЗОЕ**

**Материалы V Российской конференция по проблемам
геологии и геодинамики докембрия**

Компьютерная верстка: Ламбин О.В.

Подписано в печать

Формат 84x119/32. Бумага офсетная 80 г/м²

Гарнитура Таймс. Печать ризографическая. Уч-изд. л. 10

Тираж 150 экз.

Типография «Sprinter»

197343, СПб, ул. Матроса Железняка, д. 57 А

Отпечатано:

Типография «Sprinter»

197343, СПб, ул. Матроса Железняка, д. 57 А